UNIVERSITÉ DE LORRAINE

AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4
Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10
http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php
http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm

360285513

Service Commun de la Documentation
INPL
Nancy-Brabois

95INPL01N

INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE (INPL)

CENTRE DE RECHERCHES SUR LA GEOLOGIE DES MATIERES PREMIERES MINERALES ET ENERGETIQUES (CREGU)

[M] 1995 BARAKAT, A.

THESE

présentée à

L'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

pour l'obtention du titre de

DOCTEUR

DE L'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

en "GEOSCIENCES ET MATIERES PREMIERES"

par

Ahmed BARAKAT

PERCOLATIONS FLUIDES ET TRANSFERTS DE METAUX : LES GISEMENTS D'OR INTRAGRANITIQUES D'EUROPE DE L'OUEST (CORCOESTO, TOMINO (GALICE), MOKRSKO (REPUBLIQUE TCHEQUE))

Soutenue publiquement, le 14 Septembre 1995 devant la commission d'examen

Membres du Jury

MM.	**B. POTY**, Directeur de Recherches au CNRS, CREGU	Président
	M. CATHELINEAU, Directeur de Recherches au CNRS, CREGU	Directeur de Thèse
	B. MOINE, Directeur de Recherches au CNRS, Université de Toulouse	Rapporteur
	F. NORONHA, Professeur, Université de Porto, Portugal	Rapporteur
	D. BANKS, Chercheur, Université de Leeds, Grande Bretagne	Examinateur
Mmes	**M.C. BOIRON**, Chargée de Recherches au CNRS, CREGU	Examinateur
	A.M. BOULLIER, Directeur de Recherches au CNRS, CRPG, Nancy	Examinateur

AVANT-PROPOS

Au terme de ce travail, je tiens à remercier Monsieur Bernard Poty qui m'a accueilli au CREGU, m'a permis d'utiliser tous les moyens dont dispose son laboratoire et a accepté de présider le jury de thèse.

Je suis très reconnaissant à mon directeur de thèse, Monsieur Michel Cathelineau de m'avoir proposé un sujet de thèse passionnant et motivant et d'avoir suivi de très près ce travail.

Marie Christine Boiron ne m'a pas épargné d'aide ni de conseils tout au long de mes quatre années au CREGU, qu'elle trouve ici exprimés, mes vifs remerciements.

Je remercie Madame A. M. Boullier et MM. B. Moine, F. Noronha et D. Banks d'avoir accepté de juger ce travail.

Ce travail a été réalisé grâce au concours des compagnies minières dont je tiens à remercier les géologues et les responsables pour avoir permis les échantillonnages, et pour leur aide scientifique et technique, notamment :

- la compagnie Rio Tinto Minera s.a. qui a facilité l'échantillonnage des sondages carottés et des zones de prospection de Corcoesto.

- l'Instituto Tecnologico y Geominero de Espana (ITGE), en particulier MM. Urbano et Toyos qui ont permis l'accès au site de Tomino, et ont fourni de nombreux documents.

Le travail réalisé en Espagne s'intègre dans le cadre d'un contrat de la Communauté Européenne, Brite-Euram. Certaines parties de ce travail ont été soutenues par l'ATP "Métallogénie des métaux de haute technologie" du PIRSEM.

- la compagnie Geoindustria, et en particulier P. Moravek, d'avoir facilité l'accès au gisement de Mokrsko, et pour sa collaboration. Je tiens également à remercier Madame J. Durisova pour ses conseils, les discussions scientifiques et d'avoir permis d'utiliser ses données acquises sur le gisement de Celina.

Je voudrais aussi remercier tout le personnel du service commun d'analyses au MEB et à la microsonde de l'université de Nancy I, ainsi que M. Champenois, de son aide lors de l'analyse des microfissures au CRPG.

Je tiens également à remercier D. Banks, pour sa contribution à l'analyse des fluides par crush-leach, et P. Nogueira, M. Canals et M. Ayt ougougdal, pour leur aide lors de l'interprétation statistique des données sur les microfissures.

Je suis très reconnaissant à L. Moine, M. Seguin, S. Essarraj, R. Rambaux, P. Lagrange et N. Ahamdach pour leur aide technique et leur sympathie.

Merci à tout le personnel du CREGU, étudiants, techniciens et chercheurs pour leur sympathie.

Enfin, il m'est très agréable de remercier sincèrement ma chère famille, et tout particulièrement mon père, qui m'ont toujours soutenu et encouragé dans mes études.

Je dédie ce travail à la mémoire de ma mère,

à mon père, à ma belle-mère,

à ma soeur et à mes frères.

TABLE DES MATIERES

Avant Propos 1
Table des matières 3
Liste des figures 9
Liste des tableaux 14
Résumé 15
Abstract 16

CHAPITRE I
INTRODUCTION GENERALE

INTRODUCTION GENERALE 17
a- Buts du travail 20
b- Choix méthodologiques 21
c- Choix des cibles 21

CHAPITRE II
CORCOESTO ET TOMINO :
PETRO-GEOCHIMIE DES GRANITES ET ETUDE DES INCLUSIONS FLUIDES

Evolution tectonique et géologique des terrains ibériques 25
I- GEOLOGIE DES REGIONS DE CORCOESTO ET TOMINO 29
Unité Malpica-Tuy 29
Déformation hercynienne 29
I.1- Corcoesto 31
1.1.1- Cadre géologique 31
1.1.1.1- Situation géographique et géologique 31
1.1.1.2- Intrusions granitiques 31
1.1.2- Les veines de quartz 32
1.1.3- Sondage de Corcoesto 34
1.1.3.1- Description macroscopique 34
1.1.3.2- Echantillonnage 36
I.2- Tomino 36
1.2.1- Cadre géologique régional 36
1.2.1.1- Les formations sédimentaires 36
1.2.1.2- Intrusions granitiques 38
1.2.2- Minéralisation 39
1.2.3- Echantillonnage 41
II- ETUDE PETRO-GÉOCHIMIQUE DES ENCAISSANTS ET SUCCESSION PARAGENETIQUE 42
Introduction 42
II.1- Gisement de Corcoesto 43
2.1.1- Pétrographie des faciès granitiques sains 43
2.1.1.1- Les granites porphyroïdes à biotite dominante 43
2.1.1.2- Les leucogranites 45
2.1.2- Géochimie des granites sains 45
2.1.2.1- Géochimie des éléments majeurs 45
2.1.4.2- Géochimie des éléments en traces 47
2.1.2- Typologie et minéralogie des filonnets 49

2.1.3- Caractérisation des porteurs d'or 57
2.1.3.1- L'état et la localisation de l'or 57
2.1.3.2- Teneurs en éléments métalliques 60
2.1.4- Minéralogie des altérations 64
2.1.5- Caractéristiques cristallochimiques des minéraux d'altération 68
2.1.5.1- Les micas blancs 68
2.1.5.2- Les chlorites 72
2.1.6- Conséquences géochimiques de l'altération 76
2.1.7- Conclusions 79
II.2- Gisement de Tomino 80
2.2.1- Minéralogie du granite 80
2.2.2- Géochimie des granites sains 83
2.2.3- Minéralogie des filons et des altérations 83
2.2.4- Etat et localisation de l'or 91
2.2.5- Caractéristiques cristallochimiques des minéraux d'altération 91
2.2.5.1- Phyllosilicates 91
2.2.5.2- Chlorites 94
2.2.6- Conséquences géochimiques des altérations précoces (greisen) 98
2.2.7- Conclusions 100
III- ETUDE DES INCLUSIONS FLUIDES 103
Introduction 103
Rappels sur les inclusions fluides 103
Méthodes d'étude 105
a- Microthermométrie 105
b- Spectroscopie Raman 107
Notation des inclusions fluides 108
III.1- Gisement de Corcoesto 109
3.1.1- Reconstruction du réseau de plans d'inclusions fluides 109
3.1.2- Caractéristiques des fluides 109
3.1.2.1- Typologie et chronologie des inclusions fluides 109
3.1.2.2- Caractères microthermométriques 116
3.1.2.3- Données obtenues par spectroscopie Raman 127
3.1.3- Conclusions sur l'étude des inclusions fluides 136
III.2- Gisement de Tomino 136
3.2.1- Géométrie du réseau de plans d'inclusions fluides 136
3.2.2- Caractéristiques des fluides 137
3.2.2.1- Caractères microthermométriques 137
3.2.2.2- Composition chimique des différents fluides aquo-carboniques 143
3.2.2.3- Conclusions de l'étude des inclusions fluides 146
III.3- Conclusions 146

CHAPITRE III

MOKRSKO

ALTERATIONS HYDROTHERMALES ET ETUDE DES INCLUSIONS FLUIDES

I- GEOLOGIE DE LA REGION DE MOKRSKO 149
1.1- Situation géographique et géologique 149
1.1.1- Le Massif Bohémien 152
1.1.2- La ceinture de Jilové 153
1.1.3- Le pluton granitique 153
1.2- Le gisement de Mokrsko 155
1.2.1- Minéralisation 155

1.2.2- Echantillonnage 157
II- ETUDE PETROGRAPHIQUE DE L'ENCAISSANT ET SUCCESSION PARAGENETIQUE 158
2.1- Pétrographie de la granodiorite saine 158
2.2- Les paragenèses des veines de quartz et des épontes 161
2.3- Etude cristallochimique des différents minéraux d'altération 169
2.3.1- Les micas 169
2.3.2- Les chlorites 172
2.3.3- Les carbonates 177
2.4- Conclusions 177
III- ETUDE DES INCLUSIONS FLUIDES 180
3.1- Géomètrie des plans d'inclusions fluides 180
3.2- Typologie des inclusions fluides 180
3.2.1- Inclusions fluides aquo-carboniques 180
3.2.2- Inclusions fluides aqueuses 183
3.3- Caractéristiques microthermométriques 183
3.4- Physico-chimie des fluides 199
3.4.1- Composition de la phase volatile 199
3.4.2- Compositions globales des inclusions fluides 202
3.5- Conclusions sur l'étude des inclusions fluides 204
IV- CONCLUSIONS 207

CHAPITRE IV

CARACTERISATION DES CONDITIONS P-T-X-V-σ DES PALEOMIGRATIONS DE FLUIDES

I- CARACTERISTIQUES GEOMETRIQUES DES MIGRATIONS DE FLUIDES 211
Introduction 211
A- Réseaux de fractures et microfissures : rappels 212
B- Méthode d'étude 213
B1- Reconstruction des réseaux des différentes structures 213
B2- Etude statistique fractale 214
B3- Calcul de la perméabilité 217
I.1- Corcoesto 222
1.1.1- Etude macrostructurale : failles 222
1.1.2- Les structures macroscopiques : veines de quartz 225
1.1.3- Les structures microscopiques : Plans d'inclusions fluides (PIF) 231
1.1.4- Conclusions 237
I.2- Tomino 239
1.2.1- Etude macrostructurale 239
1.2.1.1- Déformation ductile 239
1.2.1.2- Déformation cassante 239
1.2.2- Etude microstructurale : plans d'inclusions fluides (PIF) 245
1.2.2.1- Orientation 247
1.2.2.2- Longueur 249
1.2.2.3- Ouverture 249
1.2.2.4- Densité 249
1.2.2.5- Conclusions 250
1.2.3- Etude statistique fractale 253
1.2.3.1- Analyse fractale des macrostructures à l'échelle du massif granitique (échelle 1,5 Km) 253
1.2.3.2- Analyse fractale à l'échelle des sondages (échelle 520 m) 253
1.2.3.3- Analyse fractale des microstructures à l'échelle des lames épaisses 255

1.2.3.4- Conclusions 256
1.2.4- Calcul de la perméabilité pour les granites encaissants 256
1.2.4.1- Conclusions 259
I.3- Mokrsko 260
1.3.1- Fracturation régionale : failles 260
1.3.2- Déformation ductile des granodiorites 261
1.3.3- Fracturation macroscopique : fentes de tension 261
1.3.4- Microfracturation : les plans d'inclusions fluides 263
1.3.5- Conclusions 267
I.4- Conclusions 268
II- CONDITIONS P-T DANS LES DIFFERENTS SECTEURS 271
Introduction 271
II.1- Corcoesto 273
2.1.1- Les fluides aquo-carboniques 273
2.1.2- Les fluides aqueux 278
2.1.3- Conclusions 279
II.2- Tomino 280
2.2.1- Les fluides aquo-carboniques 280
2.2.2- Les fluides aqueux 282
2.2.3- Conclusions 282
II.3- Mokrsko 283
2.3.1- Les fluides aquo-carboniques 283
2.3.2- Les fluides aqueux 286
2.3.3- Conclusions 286
III- CARACTERISTIQUES GEOCHIMIQUES DES FLUIDES 288
III.1- Contenu ionique 288
3.1.1- Introduction 288
3.1.2- Anions 289
a- Résultats 289
b- Conclusions 290
3.1.3- Cations 294
3.1.4- Conclusions 295
III.2- Gaz 296
3.2.1- Teneurs et mécanismes de production des espèces volatiles (stades Q1 à Q3) 296
3.3.2.2- Conditions d'oxydo-réduction lors du dépôt de Q1-Q2 (asénopyrite)-Q3 298
IV- RECONSTITUTION DES CONDITIONS PHYSICO-CHIMIQUES DU TRANSPORT ET DU DEPÔT DE L'OR DANS LES SECTEURS ETUDIES 303
4.1- Origine des fluides minéralisateurs 303
4.2- Introduction de l'or dans les gisements 304
4.3- Mécanismes de transport et de précipitation de l'or 304

CHAPITRE V

CONCLUSION-DISCUSSION

I- Modèles proposés dans la littérature- rappels 311
1.1- Modèles de formation des veines aurifères 311
1.1.1- Le concept de "maturation des shear zone aurifère" 313
1.1.2- la séparation de phases et le modèle de valve sismique 314
II- Intégration des principales caractéristiques des gisements de Galice et de Mokrsko à un modèle général pour les gisements d'Europe de l'Ouest 315
2.1- Stade précoce : formation des veines de quartz 316
2.2- Stade intermédiaire : dépôt des sulfures (parfois légèrement aurifères à or combiné) 317

2.4- Principales évolutions caractérisant la formation des veines aurifères 319
2.5- Principaux facteurs controlant la formation de concentrations économiques 320
III- Conclusions 322

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

BIBLIOGRAPHIE 325

ANNEXES

Annexe 1 : Description pétrologique des granites de Corcoesto et Tomino 347
Annexe 2 : Géochimie des éléments majeurs et en traces 351
Annexe 3 : Formules structurales des minéraux d'altération 355
Annexe 4 : Géochimie des fluides 371

LISTE DES FIGURES

Fig. II-1 : Les grandes unités du NW de la Péninsule Ibérique avec indication des structures majeures et de la localisation des indices d'or..... 27
Fig. II-2 : Localisation des deux gisements étudiés, Corcoesto et Tomino, avec indication de la nature des roches encaissantes et des zones de cisaillement en Galice. 30
Fig. II-3 : (a) Carte géologique simplifiée du nord de la Galice. (a) Localisation des sondages de Corcoesto..... 33
Fig. II-4 : Coupe géologique suivant le profil de sondages A-C (Fig. II-3). 35
Fig. II-5 : Cadre géologique de la région de Tomino avec indication des structures majeures et des corps granitiques. 37
Fig. II-6 : Situation de l'échantillonnage du gisement de Tomino. 40
Fig. II-7 : Diagrammes chimico-minéralogiques Q-F, A-B et B-K/(K+Na) de Debon et Le Fort (1982) appliqués aux granites sains et altérés. 46
Fig. II-9 : Représentation schématique (a) de l'aspect macroscopique des fentes de tension remplies de quartz et d'arsénopyrite, et (b) des relations entre les types de fluides et le quartz porteur. 50
Fig. II-10 : Spectre Mössbauer d'or natif de Corcoesto. 59
Fig. II-11 : Distribution des teneurs en Au, en S et en As en fonction de la profondeur avec indication des caractéristiques pétrographiques des roches..... 61
Fig. II-12 : Diagrammes binaires S-As, Au-As et Au-S appliqués aux analyses chimiques des échantillons des roches du sondage profond 6281..... 62
Fig. II-13 : Diagrammes de caractérisation cristallochimique appliqués aux K-micas observés à Corcoesto..... 70
Fig. II-14 : Diagrammes de caractérisation cristallochimique appliqués aux K-micas de Corcoesto. (a) Diagramme de Velde (1977), (b) diagramme de Hower et Mowatt. 71
Fig. II-15 : Diagrammes de caractérisation cristallochimique appliqués aux chlorites observées à Corcoesto. 73
Fig. II-16 : Diagramme cristallochimique de Velde (1977) appliqué aux chlorites de Corcoesto. 74
Fig. II-17 : Rapports entre les moyennes des éléments majeurs et en traces des granites altérés et des granites sains de Corcoesto. 77
Fig. II-18 : Séquence paragénétique à Corcoesto : chronologie relative et relations génétique entre les quartz des veines, les paragenèses métalliques et les paragenèses d'altération. 78
Fig. II-19 : Diagrammes chimico-minéralogiques (Debon et le Fort, 1982) appliqués aux granites sains et altérés de Tomino. 81
Fig. II-20 : Diagrammes Sr-Ba, Sr-Rb et K-Rb appliqués aux granites sains et altérés de Tomino. 82
Fig. II-21 : Profil des concentrations de l'or dans l'arsénopyrite obtenu par analyse à la microsonde ionique. 90
Fig. II-22 : Diagrammes de caractérisation cristallochimique appliqués aux K-micas observés à Tomino. 92
Fig. II-23 : Diagrammes cristallochimiques appliqués aux K-micas de Tomino. (a) diagrammes de Velde (1977), (b) diagramme de Hower et Mowatt (1966). 93
Fig. II-24 : Diagrammes cristallochimiques appliqués aux chlorites de Tomino. 95
Fig. II-25 : Diagramme cristallochimique de velde (1977) appliqué aux chlorites de Tomino..... 96
Fig. II-26 : Rapports entre les moyennes des éléments majeurs et en traces du greisen et du granite sain d'Urgal. 99
Fig. II-27 : Séquence paragénétique à Tomino : chronologie relative et relations génétiques entre les quartz des veines, les paragenèses métalliques et les paragenèses d'altération. 101

Fig. II-28 : Orientations préférentielles du réseau de PIF dans le quartz des fentse de tension représentées sous forme de rosaces. (a) PIF aquo-carboniques, (b) PIF aqueux. 113
Fig. II-29 : Caractéristiques microthermométriques des inclusions fluides aquo-carboniques Lc-w, associées au quartz Q1, en fonction de la profondeur....117
Fig. II-30 : Caractéristiques microthermométriques des inclusions fluides aquo-carboniques Vc-w(l), associées au quartz Q2, en fonction de la profondeur. 118
Fig. II-31 : Caractéristiques microthermométriques des inclusions fluides aquo-carboniques Vc-w(v), associées au quartz Q2, en fonction de la profondeur. 119
Fig. II-32 : Caractéristiques microthermométriques des inclusions fluides aquo-carboniques Lw-c, associées au quartz Q3, en fonction de la profondeur....121
Fig. II-33 : Diagrammes de corrélation, TfCO2/Tfcl, ThCO2/TfCO2 et TfCO2/Tfcl, des différents types d'inclusions fluides aquo-carboniques. 122
Fig. II-34 : Caractéristiques microthermométriques des inclusions fluides aqueuses Lw1 et Lw2 en fonction de la profondeur. 125
Fig. II-35 : (a) Diagramme Tfcl/Th, des différents types d'inclusions fluides aquo-carboniques. (b) Diagramme Tfg/Th, des différents types d'inclusions fluides aquo-carboniques et aqueuses. 126
Fig. II-36 : Diagrammes représentatifs de la composition de la phase volatile des différents types d'inclusions fluides aquo-carboniques. 129
Fig. II-37 : Diagramme H2O-CO2-(CH4+N2) représentatif de la composition globale des différents types d'inclusions fluides aquo-carboniques. 131
Fig. II-38 : Diagrammes, CO2/CH4-CO2 (a) et CO2/N2-CO2 (b), représentatifs de la composition globale des différents types d'inclusions fluides aquo-carboniques. 132
Fig. II-39 : Diagrammes montrant la variation, en fonction de la profondeur, des rapports CO2/CH4 et CO2/N2, et de la densité des différents types d'inclusions fluides aquo-carboniques. 134
Fig. II-40 : Orientations préférentielles du réseau de PIF dans le quartz des fentes de tension représentées sous forme de rosaces. (a) PIF aquo-carboniques, (b) PIF aqueux. 138
Fig. II-41 : Température de fusion de CO2 en fonction de la composition en CH4 et N2 de la phase volatile des inclusions fluides aquo-carboniques. 139
Fig. II-42 : Diagrammes triangulaires représentatant les compositions des inclusions fluides aquo-carboniques. (a) la composition de la phase volatile et (b) la composition globale. 145

Fig. III-1 : Carte géologique du district Celina-Mokrsko. 150
Fig. III-2 : (a) les grande unités du Massif Bohémien (Matte et al., 1990). (b) Datation radiométrique récente de la partie sud du Massif Bohémien (Matte et al., 1990). 151
Fig. III-3 : Distribution de l'or dans le gisement de Mokrso, en plan (a) et en coupe (b), avec indication des galeries d'exploitation. 154
Fig. III-4 : Situation de l'échantillonnage du gisement de Mokrsko. 156
Fig. III-5 : Diagramme de classification AlIV/(Na+K) et Mg/(Mg+Fe)-Si appliqués pour les amphiboles. 159
Fig. III-6 : Diagramme Fe/(Fe+Mg) appliqués pour les différents types de biotites....159
Fig. III-7 : Représentation schématique des différentes structures observées dans la granodiorite (fentes de tension, veinules à chlorite-calcite) et des paragenèses d'altération associées. 160
Fig. III-8 : Diagrammes de caractérisation cristallochimique appliqués aux K-micas observés à Mokrsko. 170
Fig. III-9 : Diagrammes de caractérisation cristallochimique appliqués aux différents K-micas de Mokrsko. (a) diagramme de Velde (1977), (b) diagramme de Hower et Mowatt (1966). 171

Fig. III-10 : Diagrammes cristallochimiques appliqués aux différentes chlorites de Mokrsko. 173
Fig. III-11 : Diagramme cristallochimique de Velde (1977) appliqué aux chlorites de Mokrsko. 175
Fig. III-12 : Séquence paragénétique à Mokrsko : chronologie relative et relations génétiques entre le quartz des fentes de tension, les paragenèses métalliques et les paragenèses d'altération. 178
Fig. III-13 : Orientations préférentielles des fentes de tension et des plans d'inclusions fluides (PIF). 181
Fig. III-14 : Représentation schématique des relations spatiales entre les types d'inclusions fluides (PIF) et le quartz porteur. 182
Fig. III-15 : Caractéristiques microthermométriques des inclusions fluides aquo-carboniques primaires dans les quartz (QF) et (Qft). 184
Fig. III-16 : Caractéristiques microthermométriques des inclusions fluides aquo-carboniques en PIF dans les trois types de quartz (Qg), (QF) et (Qft). 186
Fig. III-17 : Caractéristiques microthermométriques des inclusions fluides aquo-carboniques dans les quartz (Qft) des roches volcano-sédimentaires (Celina). 188
Fig. III-18 : Diagramme comparatif Tfcl/TfCO2 représentant les inclusions fluides aquo-carboniques de même direction en fonction du type de quartz (Qg, Qft, QF). 190
Fig. III-19 : Caractéristiques microthermométriques des inclusions fluides aqueuses Lw en PIF dans les quartz (Qg), (a), et (Qft), (b). 193
Fig. III-20 : Diagramme Tfg/Th des inclusions fluides aqueuses en fonction de la direction des PIF. (a) PIF dans le quartz (Qft). 194
Fig. III-21 : Caractéristiques microthermométriques des inclusions fluides aqueuses Lw-(s) de forte salinié. 197
Fig. III-22 : Diagrammes représentatifs, en fonction du type de quartz, de la composition de la phase volatile des inclusions fluides aquo-carboniques des deux stades (1 et 2). 201
Fig. III-23 : Diagrammes représentatifs de la composition globale des inclusions fluides aquo-carboniques des deux stades (1 et 2). 203
Fig. III-24 : Diagramme global Tfg/Th des inclusions fluides aquo-carboniques et aqueuses. 205

Fig. IV-1 : (a) Modèle de la poussière de Cantor. (b) Méthode de saisie des données le long d'une ligne de mesure. (c) Répétition de l'opération par changement de la taille de R. 215
Fig. IV-2 : (a) Perméabilités mesurées en laboratoire à P hydrostatique < 1MPa et à T = 25°C (Brace, 1983, 1984). (b) Perméabilité des granites et des schistes (Brace, 1983, 1984). 219
Fig. IV-3 : (a) Description du milieu fissuré. (b) les différents types de fissures et leurs rôles dans l'écoulement des fluides. 220
Fig. IV-4 : (a) Fracturation du linéament de Monteneme, d'après une interprétation des photos aériennes (Gouanvic, 1983), représentée en (b) rosaces. 223
Fig. IV-5 : Stéréogrammes représentant les orientations préférentielles de la foliation (a) et des veines de quartz mesurées en surface (b) et en sondage (c) à Corcoesto. 224
Fig. IV-6 : (a) Puissance des fentes de tension. (b) Résultats de l'analyse fractale des fentes de tension reportés sur le diagramme -logP/logR. 232
Fig. IV-7 : Orientations préférentielles du réseau de PIF dans le quartz du granite du sondage, représentées sous forme de stéréogramme (a) et de rosace (b).....233
Fig. IV-8 : Orientations préférentielles du réseau de PIF dans le quartz filonien. (a) stéréogramme des PIF aquo-carboniques et aqueuses, (b) rosace des PIF aquo-carboniques et (c) rosace des PIF aqueuses. 234

Fig. IV-9 : Orientations préférentielles du réseau de PIF dans le quartz du granite de surface. (a) stéréogramme des PIF aquo-carboniques et aqueuses, (b) rosace des PIF aquo-carboniques et (c) rosace des PIF aqueuses. 235
Fig. IV-10 : Structures ductiles et cassantes observées à Tomino et stéréogrammes représentatifs de leurs orientations préférentielles. 240
Fig. IV-11 : Stéréogrammes représentant les orientations des veines de quartz minéralisées observées dans différents sondages (granite d'Urgal). 242
Fig. IV-12 : (a) Puissance des veines à Tomino. (b) Evolution de la densité des PIF le long du profil. 243
Fig. IV-13 : Variation de la densité des veines minéralisées des différents sondages en fonction de la profondeur. 244
Fig. IV-14 : Stéréogrammes représentant les orientations des PIF mesurées, sur des lames épaisses, le long d'un profi de 4 m. 246
Fig. IV-15 : Longueur des PIF dans l'échantillon Z3-3 (a) et dans l'échantillon Z3-5 (b). Epaisseur des PIF dans l'échantillon Z3-3 (c) et dans l'échantillon Z3-5 (d). 248
Fig. IV-16 : Résultats de l'analyse fractale des macrostructures, à l'échelle du massif, reportés sur des diagrammes -logP/logR qui montrent les valeurs de la dimension fractale (D). 251
Fig. IV-17 : Les résultats de l'analyse fractale des veines minéralisées, dans l'ensemble des sondages, reportés sur des diagrammes -logP/logR, et les valeurs de la dimension fractale (D). 252
Fig. IV-18 : Résultats de l'analyse fractale des PIF de l'échantillon Z3-3 reportés sur des diagrammes -logP/logR, et les valeurs de la dimension fractale (D). (a) PIF aquo-carboniques et (b) PIF aqueuses. 254
Fig. IV-19 : Résultats de l'analyse fractale des PIF de l'échantillon Z3-5 reportés sur des diagrammes -logP/logR, et les valeurs de la dimension fractale (D). (a) et (c) PIF aquo-carboniques et (b) PIF aqueuses. 254
Fig. IV-20 : Stéréogramme représentatif des tenseurs de perméabilité. 257
Fig. IV-21 : Stéréogramme représentant les orientations des fentes de tension. 262
Fig. IV-22 : Diagramme -logP/log représentant les résultats de l'analyse fractale des fentes de tension dans la granodiorite (a) et dans les roches volcano-sédimentaires (b). 262
Fig. IV-23 : Orientations préférentielles du réseau de PIF dans le quartz des fentes de tension. (a) Stéréogramme des PIF aquo-carboniques et aqueuses, (b) rosace des PIF aquo-carboniques et (c) rosace des PIF aqueuses. 264
Fig. IV-24 : Orientations préférentielles du réseau de PIF dans le quartz de la granodiorite. (a) Stéréogramme des PIF aquo-carboniques et aqueuses, (b) rosace des PIF aquo-carboniques et (c) rosace des PIF aqueuses. 265
Fig. IV-25 : Evolution horizontale des directions des PIF dans la granodiorite de Mokrsko. 266
Fig. IV-26 : Représentation schématique des structures ductile (foliation) et cassantes (fentes de tension) observées dans les gisements étudiés. 269
Fig. IV-27 : Isochores représentatifs des inclusions fluides aquo-carboniques (Lc-w) associées au quartz Q1. 274
Fig. IV-28 : Isochores représentatifs des inclusions fluides aquo-carboniques associées au quartz Q2. (a) Vc-w(l) et (b) Vc-w(v). 275
Fig. IV-29 : (a) Isochores représentatifs des inclusions fluides aquo-carboniques (Lw-c) associées au quartz Q3. (b) Isochores représentatifs des chemins P-T des inclusions fluides aqueuses (Lw1 et Lw2).....276
Fig. IV-30 : Conditions P-T des différents stades de percolation fluide dans le gisement de Tomino. 281
Fig. IV-31 : Conditions P-T des les différents stades de percolation fluide dans le gisement de Mokrsko. 285
Fig. IV-32 : Diagramme bilogarithmique représentant les rapports des halogènes Br/Cl et I/Cl des inclusions fluides des trois gisements étudiés. 291

Fig. IV-33 : (a) Diagramme Cl/SO4-Na/K appliqué pour les inclusions fluides des différents gisements étudiés. (b) Diagramme Br/Cl-CO2 appliqué pour les inclusions fluides de Corcoesto. 292
Fig. IV-34 : Diagramme triangulaire représentatif des compositions globales des inclusions fluides aquo-carboniques observées dans les trois gisements étudiés. 297
Fig. IV-35 : Diagrammes représentatifs de la fugacité d'oxygène indiquée par les inclusions fluides dans les gisements de Corcoesto (a), de Tomino (b) et de Mokrsko (c). 298
Fig. IV-36 : Diagrammes $fO2/fS2$ à des conditions P-T de 400°C et 100 MPa, et de 500°C et 300 MPa, et report des couples calculés à partir des données Raman des inclusions fluides aquo-carboniques des gisements étudiés. 300
Fig. IV-37 : Réactions électrochimiques d'un fluide aurifère circulant à travers des pores et des fractures dans des sulfures présentant des zones de types n et p (D'après Möller et Kersten, 1994). 306

LISTE DES TABLEAUX

Tableau II-1 : Tableau récapitulatif des caractéristiques microthermométriques et des compositions de la phase volatile et globale des inclusions fluides aquo-carboniques analysées par spectroscopie Raman. 128
Tableau II-2 : Tableau récapitulatif des caractéristiques microthermométriques des inclusions fluides observées à Tomino. 141
Tableau II-3 : Tableau récapitulatif des données microthermométriques, de la composition de la phase volatile et de la composition globale des inclusions fluides aquo-carboniques analysées par spectroscopie Raman 144

Tableau III-1 : Tableau récapitulatif des caractéristiques microthermométriques et des compositions de la phase volatile et globale des inclusions fluides aquo-carboniques analysées par spectroscopie Raman. 200

Tableau IV-1 : Tableau résumant les caractéristiques géométriques des grandes familles de PIF observées à Tomino. 257
Tableau IV-2: Tableau représentant les tenseurs de perméabilité, calculés dans leur base propre. 257

LISTE DES PLANCHES

Planche II-1 : Faciès quartzeux des veines de Corcoesto. 52
Planche II-2 : Paragenèses métalliques de la province Ibérique. 52
Planche II-3 : Altérations dans la province Ibérique. 64
Planche II-4 : Faciès quartzeux des veines de Tomino. 84
Planche II-5 : Images numériques obtenues par analyse à la microsonde ionique. 84
Planche II-6 : Types d'inclusions fluides observés dans les gisements étudiés. 110
Planche III-1 : Paragenèses des veines de quartz de Mokrsko. 162
Planche III-2 : Altérations dans la granodiorite de Mokrsko 162
Planche IV-1 : Aspect macroscopique des roches recoupées par le réseau de fentes de tension 226
Planche IV-2 : Fracturation dans le gisement de Corcoesto 226

RESUME

La genèse des gisements d'or dans les granitoïdes hercyniens de l'Europe de l'Ouest a été étudiée sur l'exemple des gisements de Corcoesto et de Tomino (Galice, Espagne) et de Mokrsko (Bohème, République tchèque) grâce à (i) l'analyse de la minéralogie des veines de quartz et des encaissants et des caractéristiques P-V-T-X des percolations fluides et (ii) l'étude des relations géométriques et génétiques entre la microfracturation, les circulations fluides et le dépôt minéral.

L'analyse de la minéralogie des veines et des encaissants et l'étude des inclusions fluides montrent que les granitoïdes des gisements étudiés ont subi différents stades aux caractéristiques similaires, de percolation fluide, d'altération et de dépôt. L'étude structurale montre que les granitoïdes des trois gisements ont été soumis à un régime compressif polyphasé qui a provoqué une déformation à toutes les échelles. Cette déformation se matérialise par la superposition de plusieurs réseaux de microstructures, chacun étant caractérisé par des associations minérales et des fluides spécifiques :

i) lors des stades précoces, la déformation ductile à cassante est responsable de la formation, dans les granitoïdes des trois sites étudiés, d'un système dense de veines de quartz parallèles et régulièrement espacées. Ces veines de quartz correspondent à des fentes de tension de direction sub E-W et de pendage subvertical, formées sous une compression sub E-W avec $\sigma 1$ horizontal. A ces stades, les fentes sont remplies essentiellement de quartz Q1, de pyrite et d'arsénopyrite précoces, et les fluides appartenant au système H_2O-CO_2-CH_4-N_2-NaCl sont en équilibre avec les roches métamorphiques ($T \approx 450$-$550°C$, $P \approx 250$-350 MPa) ;

ii) la succession paragénétique des veines de quartz (plusieurs générations de quartz et de sulfures (arsénopyrite, pyrite et pyrrhotite)) indiquent qu'après le colmatage (formation) des fentes de tension, plusieurs stades de réouvertures sous l'effet de contraintes se sont succédés. L'intense fracturation des fentes de tension se traduit par la cristallisation de quartz Q2/Q3 et le développement de réseaux de plans d'inclusions fluides qui portent des fluides aquo-carboniques, sous des pressions et des températures relativement élevées (350-450°C et 100-220 MPa) ;

iii) postérieurement à la formation des plans d'inclusions fluides aquo-carboniques, une nouvelle réactivation tectonique (sous un régime compressif associé à de nouvelles directions de contraintes) des veines de quartz précoces (stades antérieurs) génère un réseau de microstructures (plans d'inclusions fluides aqueuses, et microfissures cicatrisées à chlorite, carbonate et mica blanc). Le dépôt de la paragenèse économique à chalcopyrite-bismuthinite-or natif est liée à la percolation de fluides aqueux de faible salinité à des températures de 220-280°C. Les signatures géochimiques de ces fluides montrent qu'il s'agit d'eaux de surface s'équilibrant avec les socles cristallins. L'or natif cristallise avec des sulfures et sulfosels (Pb, Ag et Bi dominant) le long de ces fissures, et plus particulièrement lorsqu'elles recoupent les premiers sulfures.

Les hétérogénéités rhéologiques produites par la présence des granites et des veines de quartz facilite la fracturation intense des granites, et surtout des veines, pendant les stades tardifs, comparé à l'encaissant. Les veines de quartz acquièrent donc leur perméabilité à la faveur de réactivation des contraintes. Ce processus explique que bien que l'introduction de l'or soit tardive comparée à la formation de la matrice quartzeuse, seules les veines de quartz sont minéralisées. La formation des minéralisations est donc étroitement liée à la superposition de ces phases de déformation en un même lieu, et à la chenalisation préférentielle des percolations fluides dans les formations les plus compétentes (granites, fentes de tension).

Mots clés : microfissure, inclusions fluides, thermobarométrie, métamorphisme rétrograde, or

ABSTRACT

Gold mineralizations in hercynian granites have been studied on the examples of the Corcoesto and Tomino (Galice, Spain) and Mokrsko (Bohemia) deposits by : i) detailed mineralogical studies of the quartz veins and the host rocks and the P-V-T-X conditions of fluid migration, and ii) the study of the relationships between microfracture formation, fluid circulation, ore deposition and rock alteration.

Three deformational major stages are recognized within studied granitoïds from mineralogical and fluid migration geometry studies. Each stage is characterised by specific mineral assemblages and fluids :

i) early stages, the granites have underwent ductile deformation, and then brittle deformation which yields to the formation of parallel and regularly spaced tension gashes filled by quartz Q1, pyrite and arsenopyrite, under a sub E-W compression with an horizontal $\sigma 1$. The fluids are aquo-carbonic and are in equilibrium with metamorphic rocks under relatively high pressures and temperatures ($T \approx 450$-$550°C$ and $P \approx 250$-$350MPa$) ;

ii) secondly, these tension gashes are in turn affected by a succession of brittle deformation events responsible of the developement of a network of fluid inclusion plans and the deposition of quartz Q2/Q3, under relatively high pressures and high temperatures (100-220 MPa and 350-450°C) ;

iii) finally, a dense network of fluid inclusion planes are superimposed to the tension gashes. These luid inclusions planes contain aqueous fluid inlusions of low salinity (220-280°C) wich are responsible for economic gold mineralization and rock alteration (carboante, chlorite). Mineralizations are closely linked to the superimposition of the deformational events in a same place and to the preferential fluid circulation in the more competent units (granite, tension gashes).

Keywords : microfissure, fluid Inclusions, thermobarometry, retrograde metamorphism, gold.

CHAPITRE I

INTRODUCTION GENERALE

INTRODUCTION

L'Europe hercynienne de l'Ouest se caractérise par de nombreux dépôts métalliques, dont une partie est reliée, au moins spatialement, à des granitoïdes hercyniens. C'est le cas des gisements filoniens d'étain, de tungstène, d'or et d'uranium. Les gisements filoniens d'or sont dans leur grande majorité localisés dans des séries métamorphiques paléozoïques (par exemple, Montagne Noire : Salsigne (revue et synthèse *in* Lescuyer et al., 1993), Nord-Ouest du Massif Central français : Le Bourneix (Hubert, 1986, Touray et al., 1989) et Lauriéras (Essarraj, 1992), Nord-Ouest du Portugal (Doria et al., 1995), Bohême (Moravek et Pouba, 1987, 1990, Moravek et al., 1989)).

Cependant, un groupe non négligeable de gisements filoniens d'or sont encaissés partiellement à totalement par des granitoïdes : c'est le cas de nombreux gisements de Galice en Espagne (zone Malpica-Tuy, Castroviejo, 1990, 1994), du gisement de Penedono (Nord-ouest du Portugal, Cathelineau et al., 1993a), de la granodiorite de Mokrsko (République Tchèque, Moravek et al., 1989).

La relation spatiale entre les filons aurifères et les granites hercyniens a amené toute une série de travaux à émettre des hypothèses quant aux relations génétiques éventuelles entre ces granites et le dépôt de l'or. De telles hypothèses ont été proposées très tôt (De Launay, 1913, pour le gisement de Salsigne), reprises dans les modèles dits "de départ acide" (Routhier, 1963), et ont été souvent invoquées, encore récemment, pour les gisements de Galice, ou pour les minéralisations de Mokrsko.

Ces gisements intragranitiques se distinguent pour la plupart par des caractéristiques géométriques spécifiques, notamment le développement de réseaux très réguliers de fentes de tension qui sont les porteurs principaux des minéralisations.

Ces observations amènent à poser plusieurs questions importantes :

- les gisements encaissés par des granites se caractérisent-ils par la même histoire que les gisements intra-métamorphiques souvent associés à des failles majeures ?

- les granites ont-ils joué un rôle dans la formation des veines, ou des concentrations métalliques ?

- les caractéristiques géométriques propres à ces gisements sont-elles seulement dues aux propriétés rhéologiques des granites, ou bien la relation entre la formation des structures et la percolation des fluides est-elle spécifique à ce type de gisement?

Par ailleurs, les facteurs à l'origine du dépôt de l'or ont fait pendant la dernière

décennie l'objet de controverses. Plusieurs modèles ("shear zone", "valve sismique", minéralisation épithermale de veines métamorphiques, ...) ont été proposés. Il s'avérait donc important de savoir si les données sur les gisements intragranitiques pouvaient s'inscrire dans un modèle global valable pour toute la chaîne hercynienne, et si certains aspects des modèles de la littérature étaient applicables à ces gisements.

a- Buts du travail

La découverte récente à Corcoesto (Galice) par la compagnie Rio Tinto Minera s.a., et à Mokrsko (République Tchèque) par Geoindustria de concentrations d'or importantes (supérieures à plusieurs dizaines de tonnes d'Au métal) a relancé l'intérêt d'une compréhension de la genèse de minéralisations intragranitiques. L'intérêt porté à ces gisements par la prospection minière a par ailleurs été soutenu par la Communauté Européene (contrats Brite Euram), en raison des enjeux économiques et scientifiques liés à ces gisements.

Une étude de plusieurs exemples représentatifs de ce type de minéralisation a donc été menée dans le cadre de cette thèse avec les objectifs principaux suivants :

- une caractérisation géochimique des fluides afin de déterminer leur origine (métamorphique, météorique), ou leur mécanisme de production ;

- la compréhension des migrations fluides à l'origine du transport et du dépôt des concentrations grâce à l'étude des drains où ils ont percolé (reconstitution géométrique, connexion des microfissures, perméabilité) ;

- l'identification des facteurs à l'origine des variations des conditions physico-chimiques en fonction des phases de déformation et des épisodes d'introduction de l'or ;

- l'obtention de données quantitatives pour :

i) comprendre la formation des veines et le fonctionnement des pièges de l'or, les minéralisations se formant préférentiellement dans les encaissants granitiques et non dans l'encaissant métamorphique immédiat des granites (micaschistes par exemple, à Corcoesto ou à Tominio) ;

ii) replacer les gisements dans leur contexte régional en fonction des différents épisodes de déformation ;

iii) proposer un modèle de dépôt de l'or dans les veines de quartz intragranitiques tardi-hercyniennes de l'Europe de l'ouest, et le comparer à ceux déjà

proposés pour les gisements intra-métamorphiques.

b- Choix méthodologiques

Pour répondre à ces questions, une mise en oeuvre intégrée de différentes approches a été choisie. Les veines de quartz aurifères intragranitiques sont caractérisées par une complexité des structures aussi grande que celle décrite dans des environnements métamorphiques (Cox et al., 1986; Hodgson, 1989, Boiron et al., 1992). Ces veines sont en effet formées d'objets pétrographiques (dépôts de quartz de différentes générations) et microstructuraux très variés (microfissures et plans d'inclusions fluides) dont il est nécessaire de chercher la signification génétique et le rôle dans les processus de concentration métallique.

Les microstructures constituent dans les granites des drains privilégiés pour les migrations fluides (revue *in* Lespinasse, 1990), et leurs remplissages (dépôts, inclusions fluides) renseignent sur les relations entre déformation, percolation de fluides et les différents stades de dépôt de minerais. Les directions préférentielles, les épaisseurs et la densité des marqueurs microstructuraux constituant un réseau spécifique, peuvent être mesurées et utilisées pour la reconstitution de la géométrie de l'espace ouvert et des paléocontraintes à un stade donné de la formation des veines aurifères.

Une étude structurale des directions et de la densité de ces drains permet donc d'établir des relations géométriques et génétiques entre la microfracturation, les circulations fluides et le dépôt minéral. Cette approche, initiée en métallogénie, par Lespinasse (1984), Pecher et al. (1985) pour les gisements uranifères intragranitiques, puis adaptée aux gisements d'or (Essarraj, 1992, Boiron et al., 1992, Boullier et Robert, 1992), est une clé pour la compréhension des processus. Cette approche a déjà permis de définir en fonction des phases de déformation, la succession de piégeages de fluides et de dépôts de différents métaux (par exemple : U, Cathelineau et al., 1990 ; Lespinasse et al., 1991 ; Au, Zouhair et al., 1991). Les résultats acquis en suivant cette démarche ont montré que l'analyse des sites microstructuraux de la percolation des fluides minéralisateurs est non seulement possible mais une étape nécessaire pour la compréhension des phénomènes.

c- Choix des cibles

Ce travail a été réalisé sur trois gisements, Corcoesto et Tomino (Galice, Espagne) et Mokrsko (Republique Tchèque), pour les raisons suivantes :

- les minéralisations sont observées dans un même type d'encaissant (granite et

granodiorite) formé dans les stades tardifs de l'orogenèse hercynienne ;

- les pièges sont des veines de quartz de petite puissance centimétrique à décimétrique, et sont constitués de fentes de tension groupées en réseau de densité et d'orientation régulières ;

- l'accès à du matériel de qualité provenant de travaux miniers souterrains ou de sondages :

i) à Corcoesto, la réalisation d'un sondage profond (750m) est l'un des facteurs favorables à l'étude de ce secteur, notamment pour tester l'éventuelle variation des paramètres physico-chimiques en fonction de la profondeur, et de comparer le même événement de circulation fluide à l'échelle d'une coupe de plusieurs centaines de mètres ;

ii) à Tomino, la zone cartographiée par l'ITGE présente des caractéristiques particulièrement favorables pour l'étude statistique et fractale des structures à différentes échelles notamment la présence (i) d'un système de fentes de tension parallèles et régulièrement espacées et (ii) de réseaux de plans d'inclusions fluides denses dans l'encaissant granitique ;

iii) à Mokrsko, l'échantillonnage de la granodiorite minéralisée est rendu possible grâce à l'accès à un ensemble de galeries qui recoupent un reseau très dense de fentes de tension parallèles.

Du point de vue analytique, ce travail comprend, pour chaque cible, une étude pétrographique des roches encaissantes saines et altérées et des veines de quartz, une étude des paragenèses métalliques, une étude structurale des structures macroscopiques et microscopiques et une étude des inclusions fluides.

CHAPITRE II

CORCOESTO ET TOMINO :

PETRO-GEOCHIMIE DES GRANITES ET ETUDE DES INCLUSIONS FLUIDES

INTRODUCTION

Le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique (Galice) est bien connu pour de nombreux indices et gîtes métallifères qui sont associés spatialement aussi bien aux sédiments d'âge précambrien et paléozoïque qu'aux granitoïdes d'âge hercynien. Les gisements les plus importants sont des concentrations généralement filoniennes de Sn-W et d'Au. Ces indices ont fait l'objet de nombreuses phases d'exploration et d'exploitation depuis l'âge Romain, comme en témoignent les nombreuses carrières, tranchées et travaux miniers anciens dans cette zone.

La majorité des dépôts hydrothermaux aurifères correspondent à des veines de quartz minéralisées associées spatialement aux granites hercyniens (Burkhardt et Garcia Sanchez, 1985 ; Burkhardt et al., 1987 ; Loredo Perez et Garcia Iglesias, 1987 ; Rua-Figueroa et al., 1987 ; Paniagua et al., 1987 ; Antona et al., 1989 ; Antona, 1991). Ces granites hercyniens syn-orogéniques sont généralement associés à des zones de cisaillement de grande importance régionale. Les zones étudiées de Corcoesto et Tomino sont en partie incluses dans ces types de granites, qui se sont mis en place dans la zone de cisaillement Malpica-Tuy (Fig. II-1 et 2). La minéralisation aurifère dans ces deux régions est contenue dans un réseau de veines de quartz intragranitiques. L'or est présent sous forme d'inclusions d'or natif dans l'arsénopyrite et la pyrite ou dans le quartz.

Cette étude a pu être effectuée grâce à la réalisation de sondages profonds réalisés le cadre du projet de la CEE : sondage profond (700 m) à Corcoesto (Rio Tinto Minera) et sondages à Tomino. Une approche intégrée incluant la géochimie des granites encaissants, la minéralogie des altérations et des paragenèses sulfurées, la géométrie des marqueurs microstructuraux et la physico-chimie des circulations fluides a été réalisée. Pour le gisement aurifère de Tomino, ce travail complète l'étude réalisée par Essarraj (1992).

Evolution tectonique et géologique des terrains ibériques

Le massif Ibérique consiste en un ensemble d'unités anté-permiennes qui constituent l'essentiel du socle affleurant au nord ouest de la Péninsule Ibérique. Ces unités ont subi plusieurs orogenèses dont les plus importantes sont les orogenèses cadomienne et varisque.

i)- *L'orogenèse cadomienne,* pendant le Paléozoïque, a affecté les unités pré-paléozoïques, et a provoqué une importante activité volcanique et métamorphique.

Pendant le Cambrien, une activité volcanique et magmatique a affecté l'ensemble des unités antécambriennes (Martinez Garcia, 1973 ; Diez Balda, 1990). Le bassin central-ibérique a subi une importante subsidence qui a entraîné le dépôt d'un grand volume de turbidites (Sousa, 1982). Ce méga-cycle sédimentaire avait commencé au Protérozoïque supérieur, et a été interrompu par la phase tectonique sarde, responsable de la discordance entre les unités de l'Ordovicien inférieur et les unités sous-jacentes.

L'Ordovicien est caractérisé par une transgression. La séquence de l'Ordovicien inférieur et moyen est composée de la base vers le haut de faciès volcano-sédimentaires, qui sont suivis de quartzite armoricain, puis de sédiments fins carbonato-argileux. Le volcanisme bimodal de l'Ordovicien suggère l'existence d'un rift continental. La transition au Silurien est marquée par des dépôts d'origine glaciaire, déposés en régime régressif, et qui sont observés dans de nombreuses zones de la Péninsule Ibérique, ainsi qu'au nord de l'Afrique (Babin et al., 1976 ; Robardet, 1980 ; Robardet et Dore ; 1988).

Le Silurien est caractérisé par des sédiments de bassin de faible énergie et par des manifestations dispersées de volcanisme au nord. La transition entre Silurien et Dévonien est marquée par une expansion océanique.

ii)- *Le cycle tectono-métamorphique hercynien,* a commencé au Dévonien. Il consiste en une déformation polyphasée dont les caractéristiques varient selon les régions. Pour les deux régions étudiées, les effets de ce cycle tectonique sont bien définis, et sont décrits en détail dans la partie "Cadre structural".

En fonction de différentes caractéristiques géologiques, le massif Ibérique a été divisé en quatre zones (Julivert et al., 1972 ; Arenas et al., 1986, 1988 ; Farias et al., 1987) qui sont les suivantes(Fig. II-1) :

- *la zone Cantabrienne (CZ),* est caractérisée par une succession de séquences sédimentaires non métamorphisées contenant une séquence Paléozoïque à anté-carbonifère pré-orogénique et une séquence carbonifère syn-orogénique (Marcos et Pulgar, 1982).

- *la zone Ouest Asturiene-Leonese (WALZ),* est constituée par des roches sédimentaires. Ces roches sédimentaires correspondent à une épaisse séquence pré-orogénique formée de sédiments terrigènes d'âge protérozoïque supérieur et de turbidites. Cette série est surmontée par des dépôts d'eau peu profonde du Cambrien inférieur au Dévonien inférieur. La déformation est très visible dans cette zone, et est marquée par un métamorphisme régional, dont l'intensité augmente de l'est vers

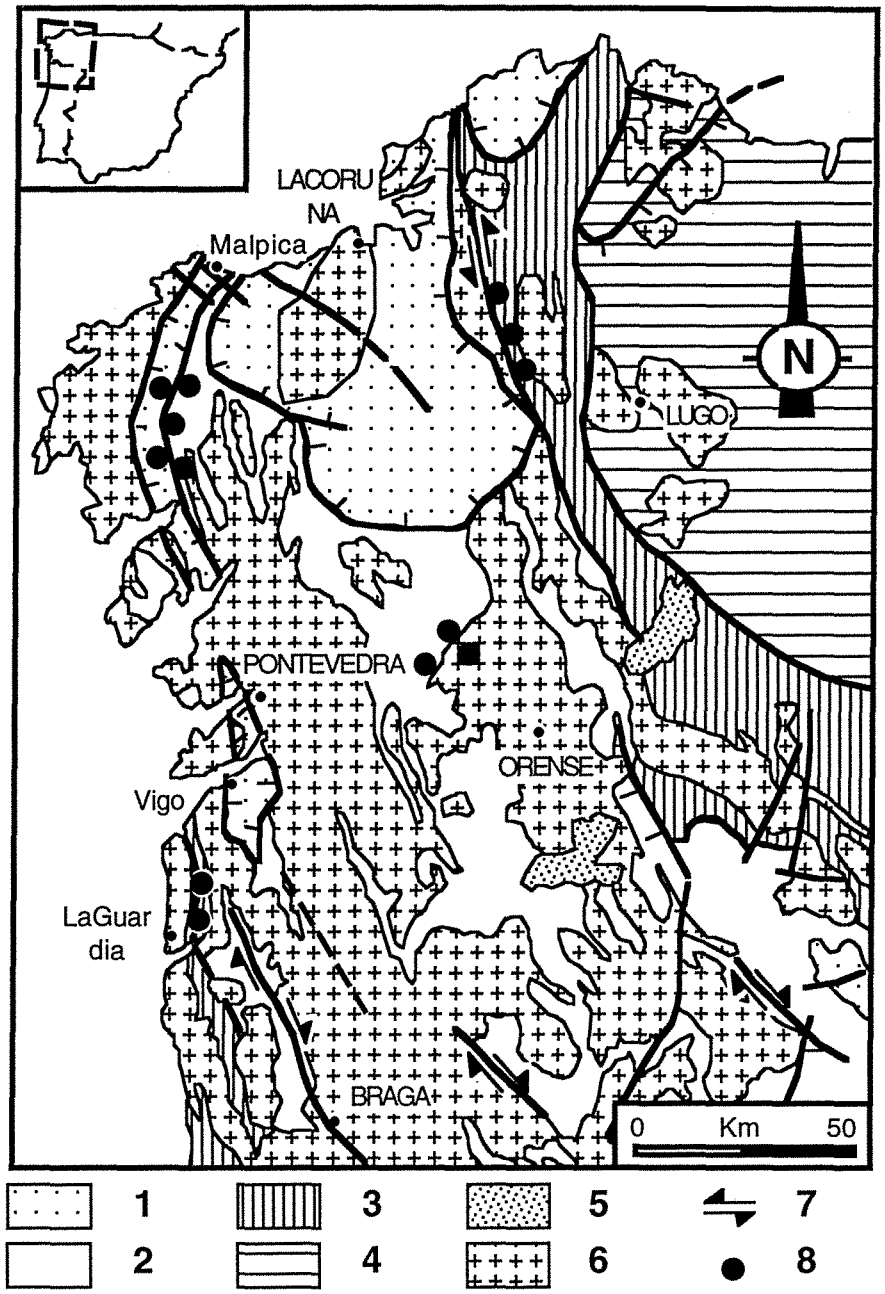


Fig. II-1 : Les grandes unités du NW de la Péninsule Ibérique avec indication des structures majeures et de la localisation des indices d'or.

1 : Domaine des complexes basiques et ultrabasiques (allochtone),
2 : Domaine schistosé,
1+2 : Zone Galicia-Tras-os-Montes (GTOMZ),
3 : Zone Centre Ibérique (CIZ),
4 : Zone Ouest Asturienne-Leonese (WALZ),
5 : Couverture post-paléozoïque,
6 : Granitoïdes hercyniens,
7 : Zones de cisaillement majeures,
8 : Indices d'or.

l'ouest, du faciès schistes verts au faciès amphibolite. Les granites varisques sont abondants dans la partie occidentale de cette zone.

- *la zone Centre Ibérique (CIZ),* est représentée par des bandes arquées de 10 à 65 km de large qui sont connues sous le nom d'antiforme d'Ollo de Sapo. Les plus anciens dépôts datent de l'Ordovicien inférieur et sont discordants sur la formation d'Ollo de Sapo constituée de porphyroïdes volcanoclastiques d'âge protérozoïque supérieur à cambrien inférieur. La déformation, le métamorphisme et le magmatisme varisque sont comparables à ceux de la WALZ.

Ces trois zones montrent des caractéristiques suggérant qu'elles font partie d'une même marge continentale (Pérez-Estaun et al., 1988), probablement celui du nord du Gondwana (Arenas et al., 1986).

- *la zone Galicia-Tras-os-Montes (GTOMZ),* est représentée par des unités allochtones qui se sont mises en place sur la CIZ. Ces unités présentent différentes associations lithologiques et des histoires tectono-métamorphiques complexes. Elles sont interprétées comme des terrains déplacés pendant l'orogenèse hercynienne. Ces unités peuvent être regroupées en deux domaines : les schistes du domaine de GTOM, qui représente probablement une partie de la marge continentale du Gondwana, et le domaine des complexes des unités catazonales et ophiolitiques.

I- GEOLOGIE DES REGIONS DE CORCOESTO ET TOMINO

Unité Malpica-Tuy

L'unité Malpica-Tuy correspond au graben blastomylonitique, aussi appelé "complexe ancien" (Parga-Pondal, 1956, 1967), situé à l'ouest du complexe Ordenes, avec qui elle forme la zone GTOM (Fig. II-1 et 2). Cette unité forme une bande d'environ 10 km de large et plus de 100 km de long. Elle est limitée de part et d'autre par des failles et/ou des granites hercyniens (comme les granites de Corcoesto et de Tomino). Elle est caractérisée par l'association d'orthogneiss blastomylonitiques, d'amphibolites, d'éclogites, de schistes et de granites.

L'unité allochtone de Malpica-Tuy est également affectée par une zone de cisaillement caractérisée par un mouvement dextre (Iglesias et Choukroune, 1980; Iglesias et Ribeiro 1981), avec une orientation qui varie entre N30°E au nord et N170°E vers le sud (Iglesias et Choukroune, 1980).

Déformation hercynienne

La Galice moyenne constitue la zone axiale de la chaîne hercynienne. La structure régionale arquée de la ceinture varisque résulte de la superposition de trois phases tectoniques majeures (Matte, 1979) :

- la première phase (370-335 MA), est responsable de la formation, dans les roches autochtones, de grands plis couchés. Ces plis ont une amplitude d'échelle plurikilométrique, et sont à vergence Est et Sud-Est, donc vers l'intérieur de l'arc. Les premiers plissements sont associés au charriage des roches allochtones venant de l'Ouest (Bayer et Matte, 1979, Iglesias et al., 1983). Le métamorphisme associé à cette phase de déformation est de haute pression, et est caractérisé sur le terrain par l'association d'éclogites, de paragneiss et orthogneiss calco-alcalins, de micaschistes et d'amphibolites ;

- la seconde phase est caractérisée par le développement des cisaillements chevauchants de faible pendage ;

- la troisième phase, homoaxiale de la première, produit le replissement des structures de la première phase et développe des plis fermés et redressés (droits) dont les plans axiaux pendent fortement (subverticaux) vers l'ouest (Marquinez, 1982). Cette phase de déformation est westphalienne. Cette troisième phase de déformation

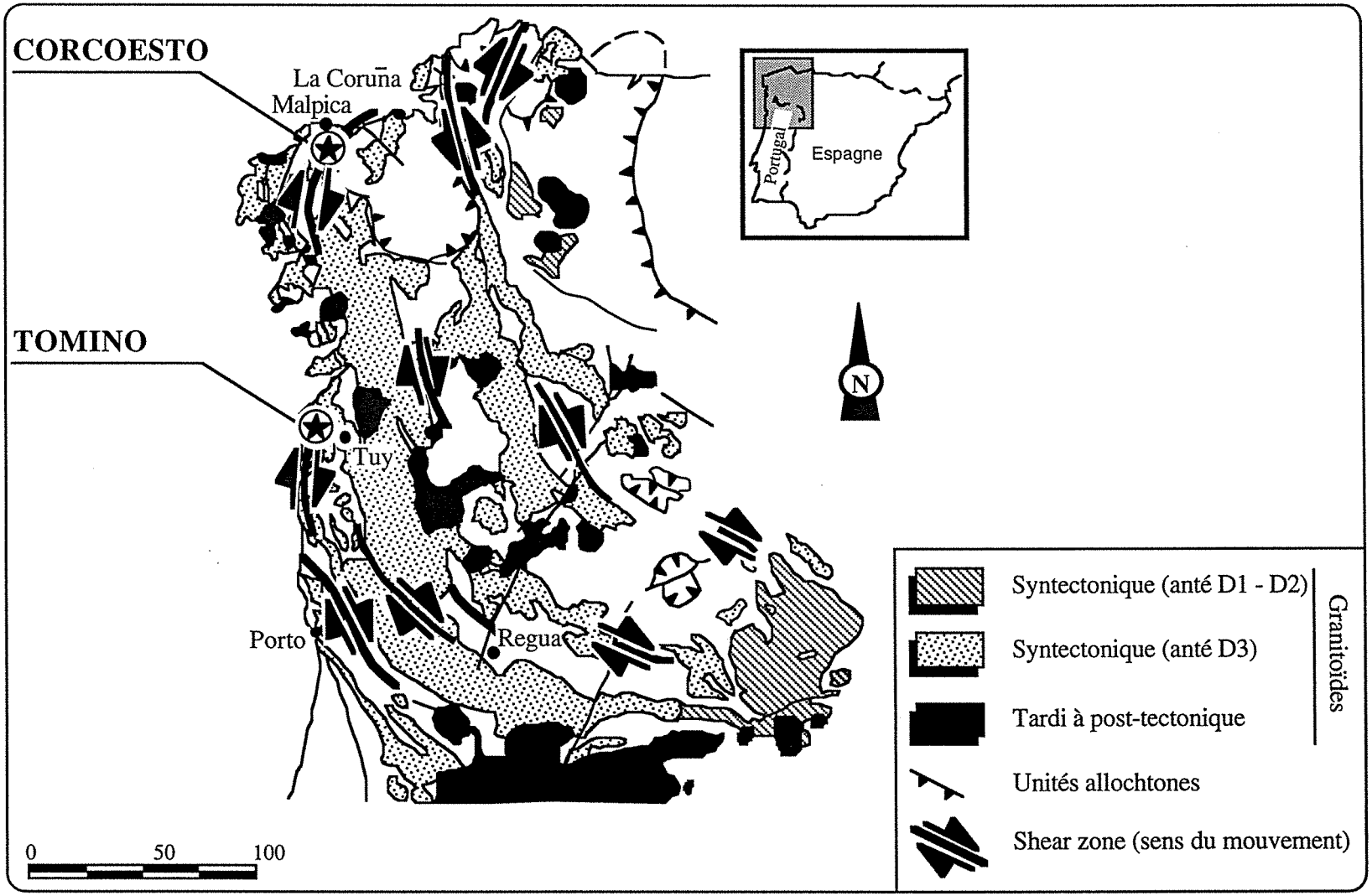


Fig. II-2 : Localisation des deux gisements étudiés, Corcoesto et Tomino, avec indication de la nature des roches encaissantes et des zones de cisaillement en Galice.

est aussi caractérisée par un métamorphisme de basse pression, de type andalousite-sillimanite, qui a affecté les séries sédimentaires encaissant les granites. Ce métamorphisme régional se confond avec le métamorphisme de contact également de basse pression, qui accompagne la mise en place des granitoïdes. Ce métamorphisme a provoqué aussi une recristallisation des minéraux du faciès schistes verts de la phase précédente.

La mise en place des granites est liée à cette derniére phase de déformation (Fig. II-2). Les granitoïdes calco-alcalins se sont mis en place antérieurement à la seconde phase de plissement. Les granites alcalins sont généralement considérés comme des granites syntectoniques à post-syntectoniques par rapport à la troisième phase tectonique (Capdevila et Floor, 1970, Capdevila et al.,1973, Carneciro Gomez Rodulfo, 1982).

Les granites étudiés de Corcoesto et de Tomino appartiennent à cet ensemble de granites tardifs. Ces granites ont été affectés par un cisaillement ductile transcurrent tardivarisque (Iglesias et Choukroune, 1980) résultant d'une compression E-W (Iglesias et Ribeiro, 1981) et d'extension régionale. Dans le secteur de Corcoesto, ce cisaillement est dextre et orienté NNE-SSW. Il est à noter que ces granites sont intrudés à leur tour par une série de filons de leucogranites et de granites à biotite à grain fin qui présentent également des déformations ductiles intenses. Dans la zone de Tomino, le cisaillement est dextre et orienté N170°E .

I.1- CORCOESTO

1.1.1- Cadre géologique

1.1.1.1- Situation géographique et géologique

La zone de Corcoesto est située au nord-ouest de la Péninsule Ibérique, dans la partie septentrionale de l'unité de Malpica-Tuy, en Galice (Espagne) (Fig. II-2 et 3a). Elle se localise dans la partie médiane du linéament de Monteneme (Fig. II-3a) qui est un massif granitique de 50 km de long sur 5 km de large. Dans la partie sud du secteur de Corcoesto, ce massif ne fait que 1,5 km de large, et l'épaisseur des lames granitiques peut diminuer jusqu'à quelques dizaines de mètres seulement.

1.1.1.2- Intrusions granitiques

Les faciès granitiques observés à Corcoesto sont principalement un granite à mégacristaux de feldspaths potassiques et biotite au centre du massif, un granite

porphyroïde à deux micas à l'ouest et un granite fin à deux micas à l'est. Le passage d'un faciès à un autre est souligné par une alternance métrique à décamétrique des deux faciès. Cette alternance, et l'absence d'enclave, pourraient indiquer la pénécontemporaneité de la mise en place des ces granites (Gouanvic, 1983).

La bande de granites déformés est principalement localisée dans la partie septentrionale du pluton de Corcoesto (Fig. II-3a) sur des zones d'épaisseur variable entre un kilomètre et un mètre. De la zone interne du granite (non déformée) vers les roches encaissantes, la foliation, qui est subverticale et discordante avec la marge du pluton, tend à se paralléliser avec cette marge (Burg et Iglesias, 1985). Ceci correspond au modèle de shear-zone continue décrit par Ramsay et Graham (1970). Localement, sont observées des shear-zones conjuguées discrètes à l'intérieur du pluton.

La déformation dans le granite de Corcoesto est comparable à celle observée dans les granites associés à la zone de cisaillement sud armoricaine en France (Berthe et al., 1979). La foliation subverticale (plans S) est définie par le plan d'aplatissement moyen des grains et par l'orientation préférentielle des grains de micas ; les plans de cisaillement (plans C) sont aussi subverticaux. L'angle entre ces deux plans (plans S et C) varie entre 5 et 35°. Les linéations d'étirement marquées par l'allongement des agrégats de feldspaths et les grands axes des lentilles de quartz sur les plans de schistosité ainsi que les stries de déplacement sur les plans C, constituent des critères de cisaillement ductile en décrochement. L'intersection entre les plans S et C indique un décrochement dextre (Berthe et al., 1979, White et al., 1980). Vers les marges du pluton granitique, les mouvements le long des plans C sont compatibles avec le sens général du cisaillement indiqué par le rapport de la trajectoire de la foliation globale (NE-SW) et souligné par l'association des plans C et S développés durant la déformation progressive (Burg et Iglesias, 1985). Les zones de cisaillement NNW-SSE senestres sont moins fréquentes et sont partout associées à des zones de cisaillement dextres majeures. Pour ces deux directions conjuguées, la direction moyenne de raccourcissement, approximativement N105°E est déduite de la bissectrice de l'angle obtu entre ces cisaillements, ce qui est généralement le cas de la déformation ductile (Ramsay, 1980).

1.1.2- Les veines de quartz

Un système important de veines de quartz subparallèles s'est formé dans les granites de Corcoesto. Ces veines et veinules de quartz observées à l'échelle régionale sont considérées comme des indicateurs de la direction de raccourcissement indiquée par les plans C conjugués (Burg et Iglesias, 1985). Elles sont perpendiculaires à la

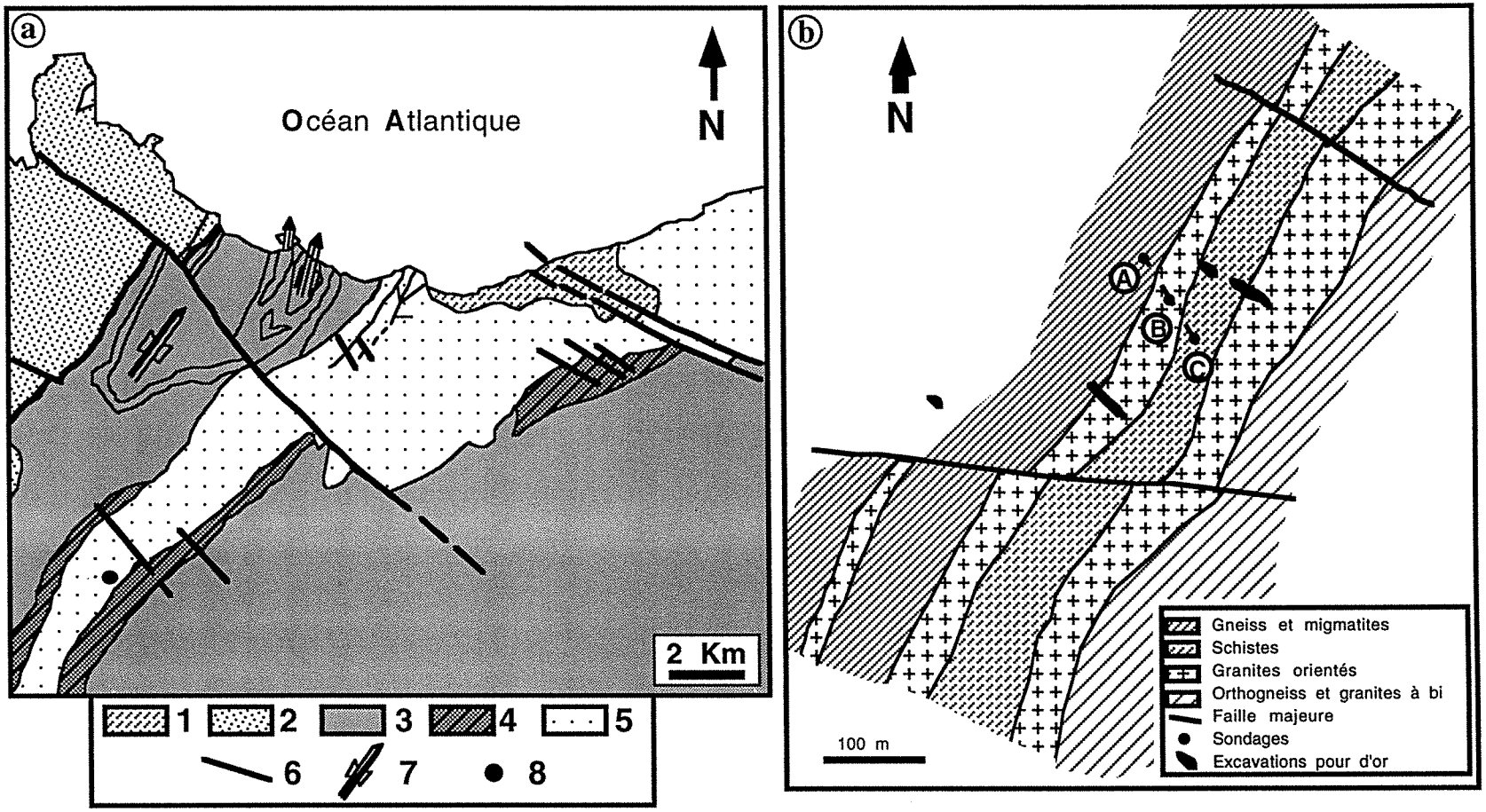


Fig. II-3 : (a) Carte géologique simplifiée du nord de la Galice.

1 : Formations sédimentaires d'âge tertiaire à quaternaire, 2 : Graben blastomylonitique (schistes d'âge précambrien à silurien), 3 : Complexes d'Ordenes et Pazos, 4 : Séries métasédimentaires du linéament de Monteneme, 5 : Migmatites varisques et granites syn D3, 6 : Failles majeures, 7 : Axes des microplis syn D3, 8 : Zone étudiée (Corcoesto).

(b) Localisation des sondages de Corcoesto (A : sondage profond, B et C : sondages).

direction d'étirement et forment un angle élevé par rapport à la foliation. Ces veines de quartz sont interprétées comme des fentes de tension normales à la direction d'extension et parallèles à la contrainte principale majeure, et normale à la direction de la contrainte principale minimale. Ces fentes de tension peuvent se produire en profondeur sous des conditions de haute pression fluide (Paterson, 1978, Nicolas et Jackson, 1982). Une partie importante de ces veines recoupe la foliation et quelques plans de cisaillement sans montrer de traces de déformation ; leur développement est postérieur à l'initiation et la propagation des plans C et S. L'emplacement de certaines veines de quartz le long des plans C a pu être expliqué comme le jeu du dernier glissement le long des plans induits par la compression (Burg et Iglesias, 1985). Ces veines de quartz portent la minéralisation aurifère, mais ont un remplissage polyphasé.

1.1.3- Sondage de Corcoesto

Le sondage étudié est localisé à 10 km de Malpica (Galice) au nord du pluton de Corcoesto (Fig. II-3b). C'est le sondage le plus profond (environ 750 m) parmi cinq, réalisés par la compagnie Rio Tinto pour l'exploration de l'or dans cette région. Il a été réalisé dans le cadre d'un contrat de la Communauté Européenne, afin de reconnaître les minéralisations de la lame granitique de Corcoesto en profondeur. Il est situé dans la zone septentrionale du granite (Fig. II-3b), où celui-ci n'est présent que sous forme de bandes de puissance relativement faible (100 à 200 m). Le sondage est subvertical (moins de 3° de déviation en fond de sondage, Fig. II-4 (sondage A)).

1.1.3.1- Description macroscopique

Depuis la surface, les principales unités lithologiques rencontrées sont les suivantes (Fig. II-4) :

- la série encaissante constituée essentiellement de roches métamorphiques (micaschistes à biotite-muscovite), qui est intrudée par une série variée de filons métriques à décamétriques de granites (granite à grain fin à biotite, leucogranite et aplites à grenat, et granites à biotite à phénocristaux de feldspath potassique analogues au faciès de la lame principale (0- 320 m)) ;

- la lame principale de granite, constituée de granite riche en biotite et phénocristaux de feldspath potassique, à gros grain, recoupée par des filons de puissance métrique à plurimétrique de granites à grain moyen et muscovite dominante (320-423 m) ;

- une série épaisse de gneiss riches en biotite (440-740m).

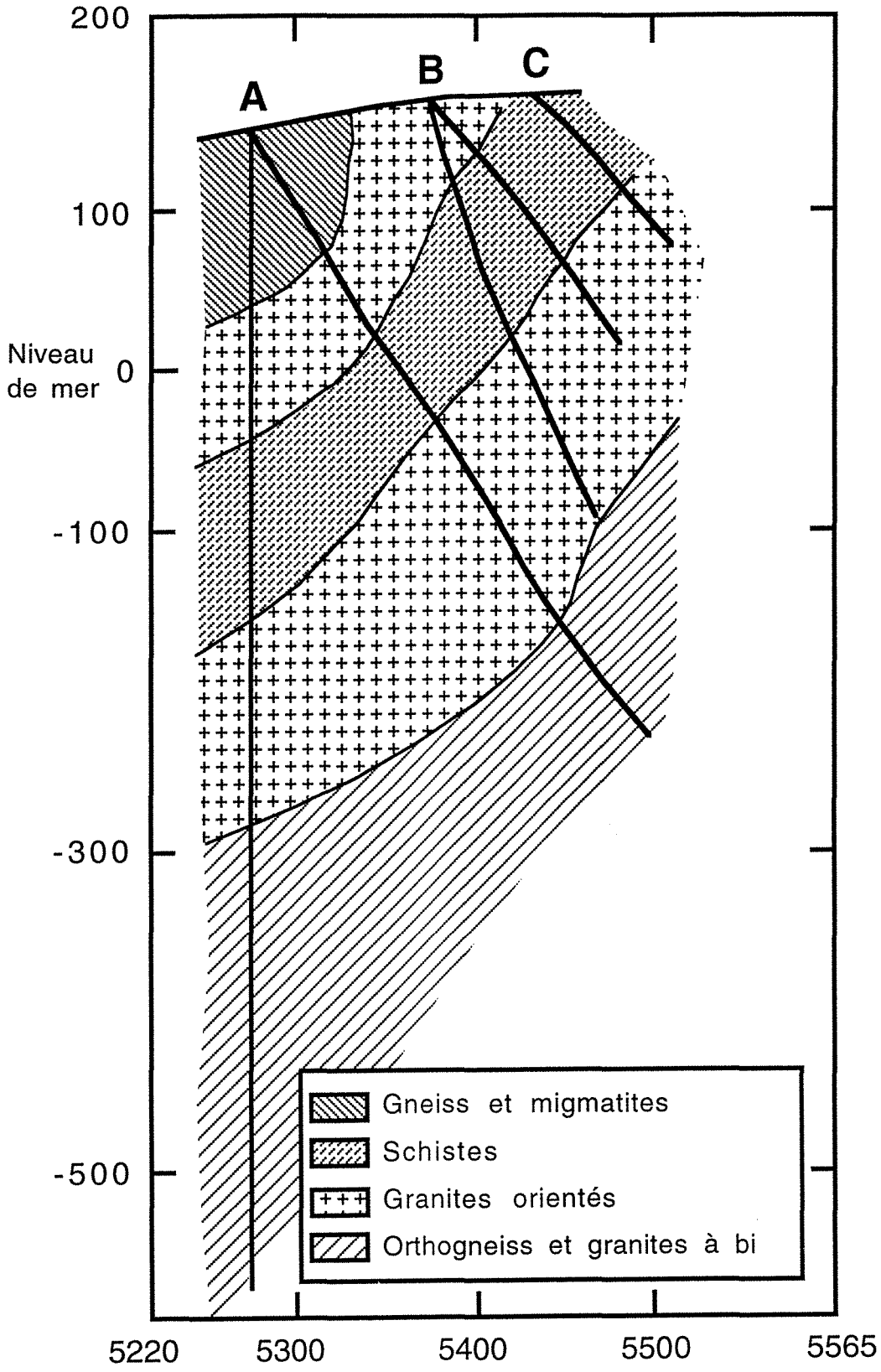


Fig. II-4 : Coupe géologique suivant le profil de sondages A-C (Fig. II-3).

Les granites sont en général très orientés, avec une foliation de caractéristiques géométriques similaires à celles de l'encaissant. Ces granites présentent localement des déformations plus intenses, qui montrent la permanence de cisaillements ductiles postérieurs à leur cristallisation.

Les filonnets étudiés présentent des orientations variables entre N88°E, et N127°E. Aucune différence dans la minéralogie n'a cependant été observée suivant leur direction. Ceci tend à indiquer que l'ensemble des microfilonnets faisant un angle de 60° à 90° avec la foliation correspondent au même événement.

1.1.3.2- Echantillonnage

Le travail a été réalisé sur différents échantillons prélevés sur le sondage profond 6281 aux profondeurs 67 m, 73 m, 147 m, 189 m, 256,0 m, 348,6 m, 365,7 m, 414,5 m, 527 m et 545 m. Certains échantillons prélevés sur les autres sondages et des échantillons de surface ont été étudiés pour compléter l'analyse des paragenèses. Le but est de déterminer les relations entre la mise en place des différents types de quartz, les altérations hydrothermales qui ont affecté l'encaissant granitique, la cristallisation des sulfures et le dépôt de l'or. La description des différents échantillons étudiés est donnée dans le tableau 1 (annexe 1).

I.2- TOMINO

1.2.1- Cadre géologique régional

La zone de Tomino est située au nord-ouest de la Péninsule Ibérique, à l'extrême sud ouest de la Province de Pontevedra, au nord de la frontière portugaise (Fig. II-2).

Du point de vue géologique, la zone de Tomino se localise au nord ouest du massif hispérique (Julivert et al., 1972, 1974), au sud de l'unité allochtone de Malpica-Tuy (Fig. II-2). Les minéralisations aurifères sont portées par un réseau de veines de quartz.

1.2.1.1- Les formations sédimentaires

Les séries métasédimentaires de la région de Tomino formant le complexe "El Rosa-La-Lanzada" ont été divisées en différentes unités lithostratigraphiques qui sont regroupées en deux plus importantes (Fig. II-5) :

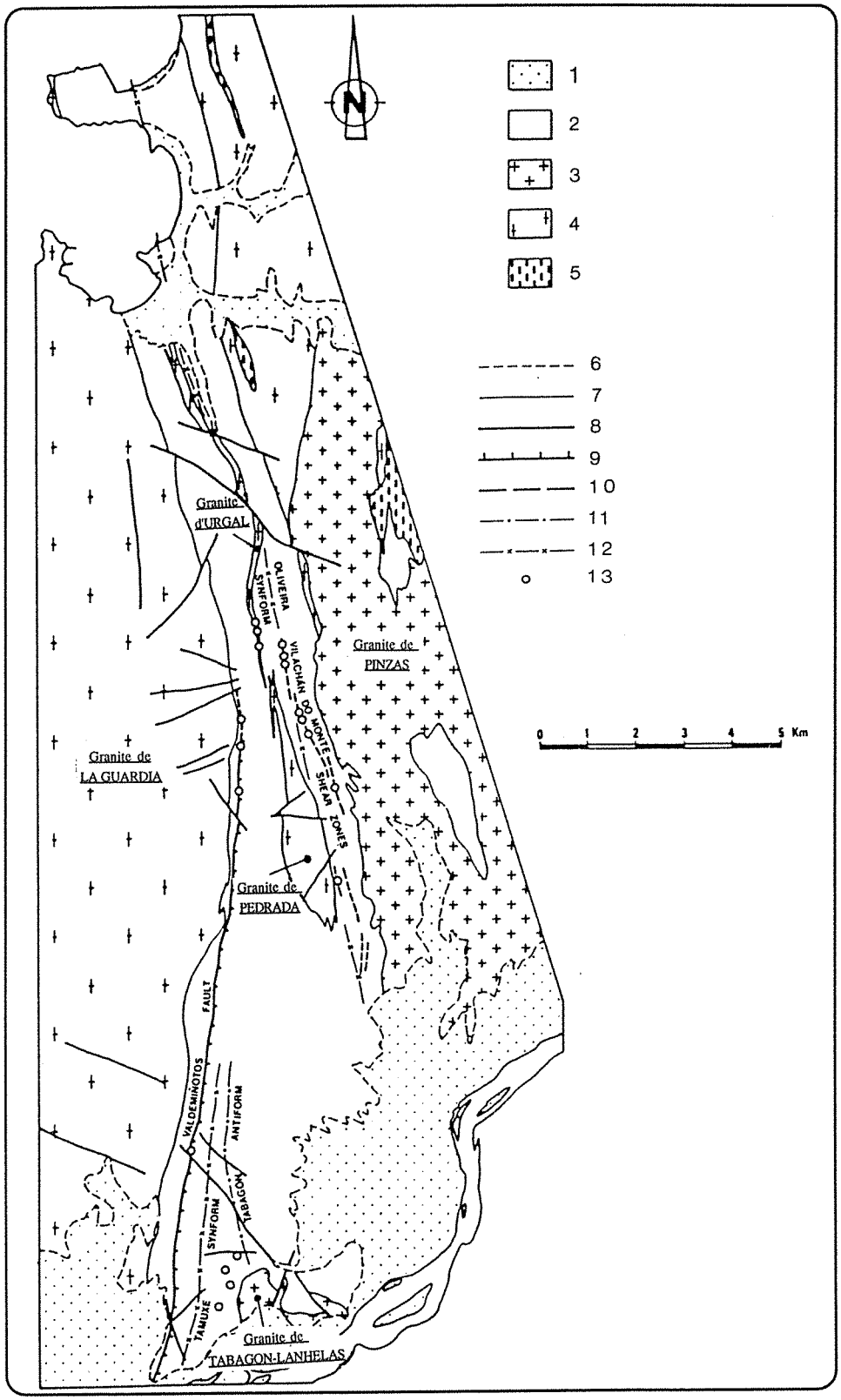


Fig. II-5 : Cadre géologique de la région de Tomino avec indication des structures majeures et des corps granitiques (d'après ITGE).

1 : Dépôts du Quaternaire, 2 : Métasédiments cambro-siluriens, 3 : Granitoïdes tardi à post-tectoniques, 4 : Granite à deux micas syntectonique, 5 : Granodiorite précoce, 6 : Discontinuité, 7 : Contact intrusif, 8 : Faille, 9 : Faille normale, 10 : Zone de cisaillement ductile-fragile, 11 : Antiforme syn D3, 12 : Synforme syn D3, 13 : Indices d'or.

- une unité basale d'âge cambro-ordovicien inférieur formée par des alternances de métagrès et de métaconglomérats suivies d'alternances de micaschistes et de métagrès ;

- sur cette unité basale et en contact discordant (Iglesias et al., 1981b), se trouve une puissante unité plus récente d'âge silurien, formée de schistes alumineux avec des alternances de quartzites et des intercalations de schistes à graphite silicifiés. Ces dernières sont de plus en plus abondantes vers le haut de la série.

1.2.1.2- Intrusions granitiques

Deux types majeurs de granites sont observés dans la région de Tomino (Fig. II-2 et Fig. II-5) : des granites à deux micas qui sont syntectoniques et associés à la troisième phase de déformation hercynienne (les granites de La Guardia, Pedrada et Urgal), et des granitoïdes post-tectoniques par rapport à la troisième phase de déformation (les granites de Tabagon et Pinzas). Les dykes d'aplites et de pegmatites sont très abondants. Les massifs granitiques à deux micas syntectoniques sont séparés par la bande de métasédiments "El Rosal-La Lanzada". L'ensemble des corps granitiques sont représentés dans la figure II-5.

Le massif granitique de la Guardia s'allonge dans la direction des structures régionales. C'est un granite à deux micas avec muscovite dominante et granulométrie variable. Il s'est mis en place en bordure ouest de la bande de métasédiments dont la bordure orientale est occupée en grande partie par le granite de Pinzas.

La bande de métasédiments est intrudée d'autres corps granitiques qui sont les suivants :

- le massif de Pedrada qui porte les principaux corps filoniens aurifères. Il se présente sous forme d'un massif ovale de 4 km^2 à l'intérieur de la bande de métasédiments. C'est un granite à deux micas à grain moyen-fin à muscovite dominante. La tourmaline est fréquente, et est observée comme minéral accessoire.

- le granite d'Urgal constitue l'extension septentrionale du massif de Pedrada. C'est une lame d'environ 10 km de long et de largeur variable entre 40 m au sud et 150 m au nord. Ce granite présente une foliation subparallèle aux structures régionales. Ceci témoigne de son caractère syncinématique. La partie centrale de ce granite est affecté par un important réseau de veines de quartz minéralisées qui est étudié en détail dans les chapitres suivants.

- le granite de Tabagon affleure au coeur d'un anticlinal au sud de la bande de métasédiments. Il présente un faciès similaire à celui du granite à grain moyen-fin du massif de la Guardia.

1.2.2- Minéralisation

Deux types de minéralisation aurifère sont distingués :

- les veines de quartz périgranitiques, se sont formées dans dans des fractures parallèles aux plans C des zones de cisaillement ductile-fragile dans les roches métasédimentaires. La minéralisation est constitueé de sulfures (arsénopyrite, pyrite) en bandes massives ou localement disséminés, avec occasionnellement de l'or natif ;

- les veines de quartz intragranitiques, sont développées dans des fractures en cisaillement et pour l'essentiel dans des fentes de tension. Ces fentes de tension forment un réseau très dense de veines parallèles. La mise en place de ces veines, qui est postérieure à la greisenisation, est accompagnée d'altérations hydrothermales des épontes granitiques. La minéralisation principale à sulfures (arsénopyrite, pyrite) et or est rencontrée essentiellement les fractures remplies de quartz et à moindre degré dans les zones greisenisées.

Les minéralisations aurifères, présentant un intérêt économique majeur, sont portées par un réseau dense et régulier de veines, développé dans le massif granitique de Pedrada, et notamment dans son prolongement septentrional (granite d'Urgal). Ces veines de quartz sont localisées dans une bande de granite d'une longueur de 2000 m et une largeur variable de 150 à 300 m vers le nord. Les caractéristiques géométriques détaillées de ces veines sont données dans la partie structurale. En général, elles sont orientées N60-80°E (Fig. IV-11), et ont un pendage subvertical (70 à 80°) vers le nord. Leur densité est variable, et les espacements entre elles varient de quelques décimètres à quelques mètres. Leur puissance varie depuis celle de simples microfissures tapissées de quartz et de sulfures jusqu'à 30 cm pour les veines majeures (Fig. IV-12a).

Structuralement, les veines minéralisées sont très semblables à celles de Corcoesto. Leur formation a eu lieu en relation avec les stades ultimes d'une déformation ductile qui a provoqué le développement de cisaillements ductiles conjugués (Iglesias et Ribeiro, 1981). Ces auteurs proposent une direction de raccourcissement σ_1 N78°E, parallèle à la direction des veines minéralisées qui correspondent à des fentes de tension. Iglesias et Ribeiro (1981) considèrent qu'une augmentation de la pression fluide aurait facilité la fracturation de ce granite suivant cette géométrie à la fin de la mise en place et de l'évolution du massif de Pedrada.

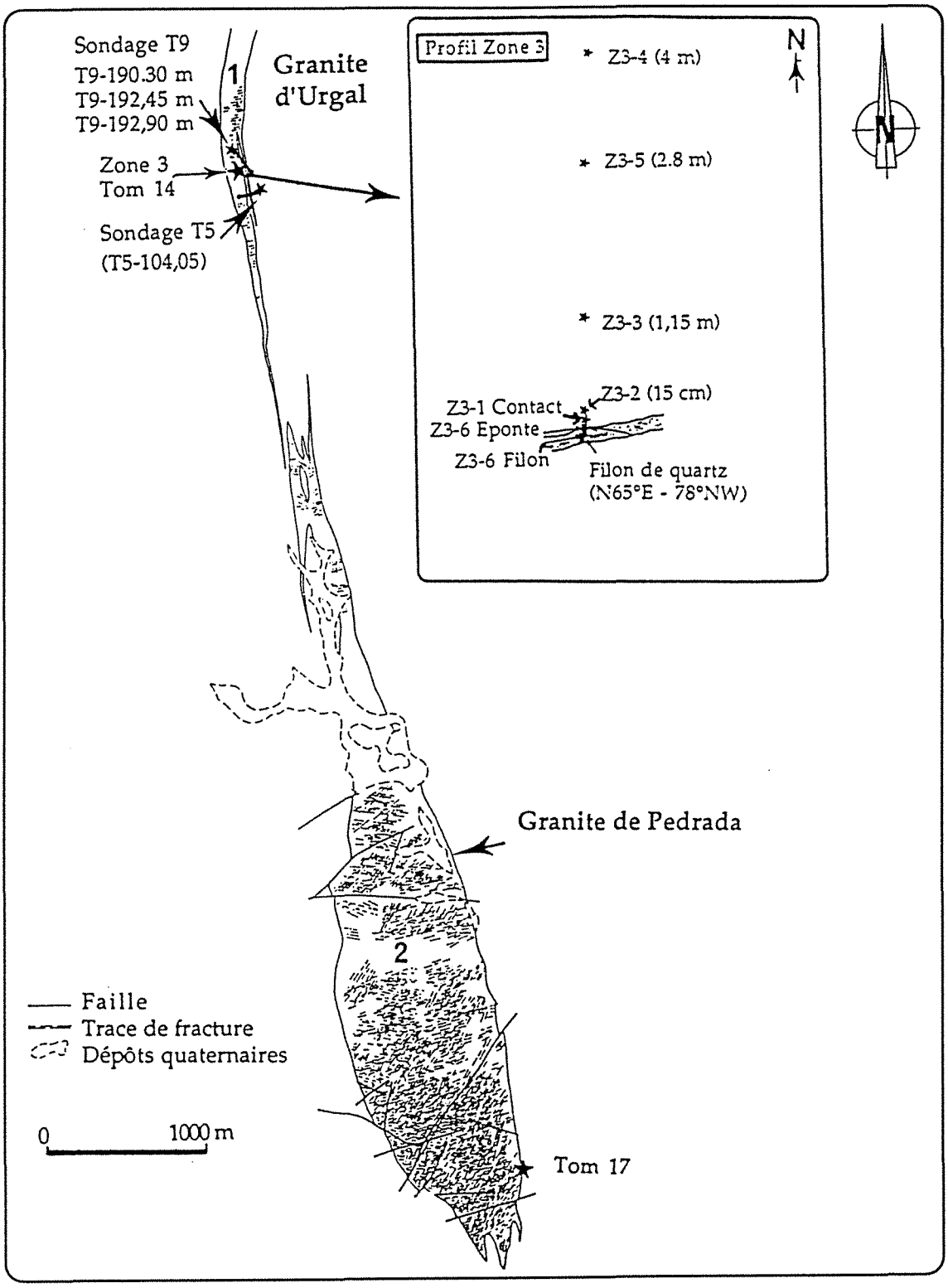


Fig. II-6 : Situation de l'échantillonnage du gisement de Tomino.

1.2.3- Echantillonnage

L'échantillonnage du gisement de Tomino a été réalisé principalement au niveau de la zone septentrionale du granite de Pedrada (Fig. II-6).

Il comporte un profil de 4 m allant perpendiculairement du filon de quartz vers le granite : zone 3 dans le découpage des zones minéralisées réalisé par l'ITGE (Fig. II-6). Deux échantillons complémentaires ont été prélevés dans le greisen tout près de la zone 3 et dans un filon de quartz de la partie méridionale du granite de Pedrada près de zones de cisaillement (Fig. II-6).

Des échantillons non orientés prélevés à des profondeurs différentes ont également été étudiés dans les sondages T5 et T9.

Un échantillon a été prélevé dans des bancs de lydiennes situés à environ 2 km à l'est de la zone 3.

II- ETUDE PETRO-GÉOCHIMIQUE DES ENCAISSANTS ET SUCCESSION PARAGENETIQUE

Introduction

Les déplacements de la phase fluide à travers les roches sont responsables des phénomènes d'altération et de minéralisations associées. La caractérisation des paragenèses d'altération hydrothermale constitue un témoin potentiel pour la compréhension des interactions entre les fluides et les roches et la détermination des conditions physico-chimiques lors des différents stades de circulation de ces fluides.

En Galice, les granites ont subi des modifications minéralogiques importantes dues aux altérations hydrothermales liées à la mise en place des veines de quartz minéralisées et à la mise en place de veines tardives de carbonate-chlorite-micas-(quartz). Il a été intéressant de caractériser ces minéraux d'altération afin de reconstituer les séquences des événements hydrothermaux et leur relation avec le dépôt de minéralisation et de déterminer les conditions de mise en place.

Cette partie comprend :

- une étude pétrographique, texturale et géochimique des différents types de granites encaissant les minéralisations ;

- une caractérisation des différentes paragenèses d'altération générées par les fluides hydrothemaux lors de la mise en place de la minéralisation aurifère afin de préciser l'ordre chronologique de leur cristallisation et les conditions physico-chimiques. Les paragenèses d'altération ont été décrites en fonction de leur site de cristallisation.

Les méthodes utilisées pour cette étude consistent en une caractérisation pétrographique des paragenèses métalliques et d'altération de la roche encaissante et des veines au microscope optique. Les minéraux d'altération sont analysés à la microsonde électronique, les paragenèses métalliques sont observées au microscope électronique à balayage, analysées à la microsonde électronique, et dans certains cas à la microsonde ionique. Des analyses géochimiques des éléments majeurs, en traces et des sulfures (ICP-ES, et MS, absorption atomique) ont été également réalisées pour les gisements de Corcoesto et de Tomino.

II.1- GISEMENT DE CORCOESTO

2.1.1- Pétrographie des faciès granitiques sains

Le granite dominant dans le sondage de Corcoesto est un granite à gros grain, à biotite dominante et à phénocristaux de felspaths potassiques (Planche II-3-3). Localement, des faciès à grain plus fin de même minéralogie sont observés.

2.1.1.1- Les granites porphyroïdes

En fonction de la taille des grains et de la teneur en biotite et en muscovite, deux faciès de granite ont été distingués :

- les granites à gros grain qui se caractérisent par l'abondance de la biotite ;

- les granites à grain fin caractérisés par la prédominance de la muscovite. Ce faciès granitique est moins abondant que le précédent.

Ces deux faciès ont une texture orientée. Cette orientation est soulignée par l'apparition de lits quartzo-feldspathiques et de lits à muscovite-biotite. La composition minéralogique observée dans les deux types de granite est la même et peut se résumer ainsi :

Le quartz, est le minéral le plus abondant (30 à 35%). Il se trouve sous forme de gros grains et en petits grains xénomorphes interstitiels. Dans les zones très cataclasées, le quartz est très déformé. Il s'observe en cristaux étirés, engrenés et à extinction roulante. Il forme des lits avec les feldspaths potassiques et les plagioclases. Le quartz microcristallin se développe généralement dans les couloirs de déformation (plans de schistosité). Parfois, il englobe le quartz de grande taille et remplit les interstices. Ce quartz microcristallin est le résultat de la recristallisation du quartz macrocristallin.

Le feldspath potassique, est représenté le plus souvent par l'orthose et rarement par le microcline. Ces feldspaths s'observent en phénocristaux boudinés. Parfois, l'orthose est perthitique et montre une faible granulation périphérique. Ils sont souvent sains ou très peu altérés.

Les plagioclases, apparaissent toujours en quantité inférieure au feldspath potassique. Ils se présentent souvent en petits cristaux automorphes. Ils sont stables ou très peu altérés sur leurs bordures.

Les muscovites, sont de taille variable en fonction du taux de déformation du granite. Elles sont observées dans les plans de schistosité, et apparaissent sous forme de petites paillettes fines et allongées le long de ces plans. La muscovite en grande taille s'observe dans les zones moins déformées. Cette muscovite se présente en grandes lames flexueuses, parfois ondulées. Ces lames de muscovite sont souvent associées à la biotite et forment ainsi des plages soulignant l'orientation tectonique.

Dans les zones altérées, des micas blancs (phengites), en fins cristaux allongés et en gerbe, se développent sur les différents feldspaths.

La biotite, montre une répartition et une abondance variables. Elle se présente en lattes pléochroïques brun-rouge, peu larges et allongées, avec de nombreux halos pléochroiques (minéraux accéssoires). Elle est stable dans le granite sain mais elle est presque totalement altérée en chlorite dans les granites présentant une altération macroscopique (blanchiement). Son altération en chlorite commence, en général, à partir de la bordure et parfois au niveau des clivages. Cette chloritisation de la biotite s'accompagne de la formation d'oxydes opaques (anatase, hématite), plus ou moins disposés le long des clivages.

Les biotites et les muscovites forment des lits qui s'intercalent avec les lits quartzo-feldspathiques.

Les minéraux accessoires sont :

- *le zircon,* se trouve généralement dans la biotite sous forme d'inclusions. Il est de petite taille et entouré de halo pléochroïque ;

- *l'apatite*, est moins abondante et se trouve sous forme dispersée ;

- *les oxydes,* existent sous forme de petits cristaux prismatiques groupés et associés à la chlorite. Leur analyse à la microsonde électronique montre qu'il s'agit principalement d'oxydes de titane ;

- *les sulfures,* sont en général représentés par des cristaux d'arsénopyrite et de pyrite disséminés dans le granite. Ces cristaux s'observent soit sous forme de cristaux isolés automorphes, soit en remplissage des interstices le long de la schistosité ;

- *les carbonates,* sont peu abondants. Ils sont soit liés à l'altération des feldspaths et des plagioclases, soit observés en association avec les sulfures, ou encore le long des plans de schistosité. Leur analyse à la microsonde électronique montre qu'il s'agit d'ankérite et de sidérite.

2.1.1.2- Les leucogranites

Les filons de leucogranites ont des caractéristiques minéralogiques identiques aux granites à biotite dominante, mis à part une plus grande abondance de muscovite et de quartz (40 à 50%), et inversement la moins grande abondance en biotite que les faciès porphyroïdes.

Ces types de granite, granites à biotite dominante et leucogranites, sont pour la plupart uniformément et intensément déformés. La ségrégation minérale qui en résulte est la suivante :

- lits à biotite et muscovite ;

- lits quartzo-feldspathiques, avec des feldspaths potassiques boudinés.

2.1.2- Géochimie des granites sains

Des échantillons des différents faciès individualisés le long du sondage, leucogranite, granite à gros grains et granite à grains fins, ont été analysés par ICP (Inductively Coupled Plasma) au CRPG - Nancy, (Lab. Govindaraju). Les analyses des éléments chimiques majeurs et en traces ont été reportées dans une série de diagrammes chimico-minéralogiques afin de préciser les caractéristiques géochimiques et minéralogiques de ces granites. Les facies altérés typiques des zones minéralisées ont été reportés à titre de comparaison dans les mêmes diagrammes, afin de ne pas augmenter le nombre de diagrammes. Leurs caractéristiques sont cependant décrites dans le paragraphe "Conséquences géochimiques des altérations". Les analyses sont présentées dans le tableau 1 (annexe 2).

2.1.2.1- Géochimie des éléments majeurs

Pour caractériser les variations d'abondance des différentes phases minérales essentielles, trois diagrammes binaires (Fig. II-7) concernant les éléments majeurs ont été sélectionnés (Debon et Le Fort, 1982). Deux de ces diagrammes montrent en fonction de la variation du paramètre B (B = Fe+Mg+Ti, représentant l'abondance de la biotite et des oxydes de fer), les variations d'abondance des minéraux essentiels des granites :

- les minéraux alumineux (paramètre A = Al-(Na+K+2Ca)) ;

- le feldspath potassique et le plagioclase (paramètre K/(K+Na)) ;

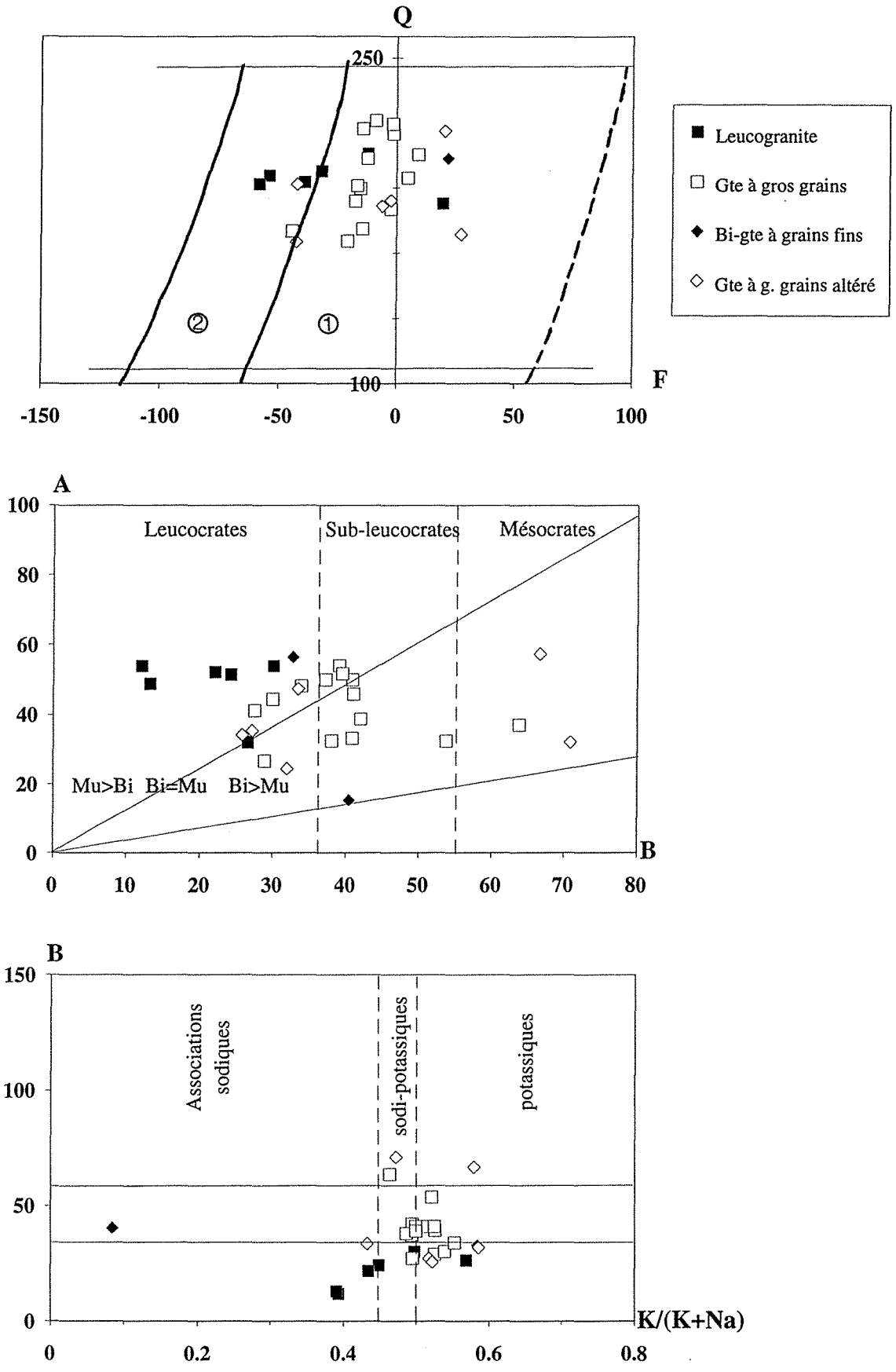


Fig. II-7 : Diagrammes chimico-minéralogiques Q-F, A-B et B-K/(K+Na) de Debon et Le Fort (1982) appliqués aux granites sains et altérés. (1) granite et (2) adamellite.

Le troisième diagramme Q (Q=Si/3-(Na+K+2Ca/3) / F (F=K-(Na+Ca)) correspond au diagramme de La Roche (1964) qui oppose la silice, non liée au feldspaths (quartz), au caractère potassique ou sodi-calcique.

Sur le diagramme de classification Q/F (Fig. II-7) , les granites porphyroïdes à biotite et à grain fin se placent dans le domaine des granites tandis que les leucogranites se placent, à cause de leur richesse en Na, dans le domaine des adamellites. Ces différentes roches sont peralumineuses et localisées dans les secteurs I (Mu>Bi) et II (Bi>Mu) du diagramme A/B (Fig. II-7). Les granites porphyroïdes sont leucocrates à sub-leucocrates et s'alignent le long de la droite Bi=Mu, car il s'agit d'un granite à deux micas. Les leucogranites se disposent dans le domaine I où les muscovites dominent les biotites. Une telle composition confirme le caractère leucocrate de ces types de granites. Ces résultats sont en bon accord avec les observations au microscope.

Le diagramme B/(K/K+Na) (Fig. II-7), qui permet de déterminer les différentes associations magmatiques, montre que les granites porphyroïdes et à grain fin sont caractérisés par l'abondance des feldspaths potassiques, et présentent une tendance potassique, et les leucogranites présentent une tendance sodique.

2.1.4.2- Géochimie des éléments en traces

Afin de complèter la caractérisation des différents faciès, les analyses de quelques éléments en traces significatifs (Th, Sr, Ba) ont été reportées dans des diagrammes binaires.

Le report des analyses des différents faciès sains dans le diagramme Th/B (Fig. II-8) montre une corrélation positive et nette entre les deux paramètres avec une tendance des leucogranites vers les granites. Cette corrélation indique que la quantité de Th augmente avec la quantité de minéraux ferromagnésiens, ce qui est classique et a déja été observé dans de nombreuses séries peralumineuses de la chaîne varisque (Limousin, Friedrich (1984) ; Marche occidentale, Cuney et al. (1991) et Ayt Ougougdal (1994)). Les évolutions générales montrent que la quantité de Th décroît depuis les faciès peu différenciés vers les faciès les plus différenciés, ce qui confirme l'évolution minéralogique et chimique depuis le faciès de granite porphyroïde vers les leucogranites.

Les diagrammes Th/Ba et Th/Sr (Fig. II-8) montrent des corrélations entre ces éléments. L'évolution correspond à une diminution simultanée des teneurs en Th, en

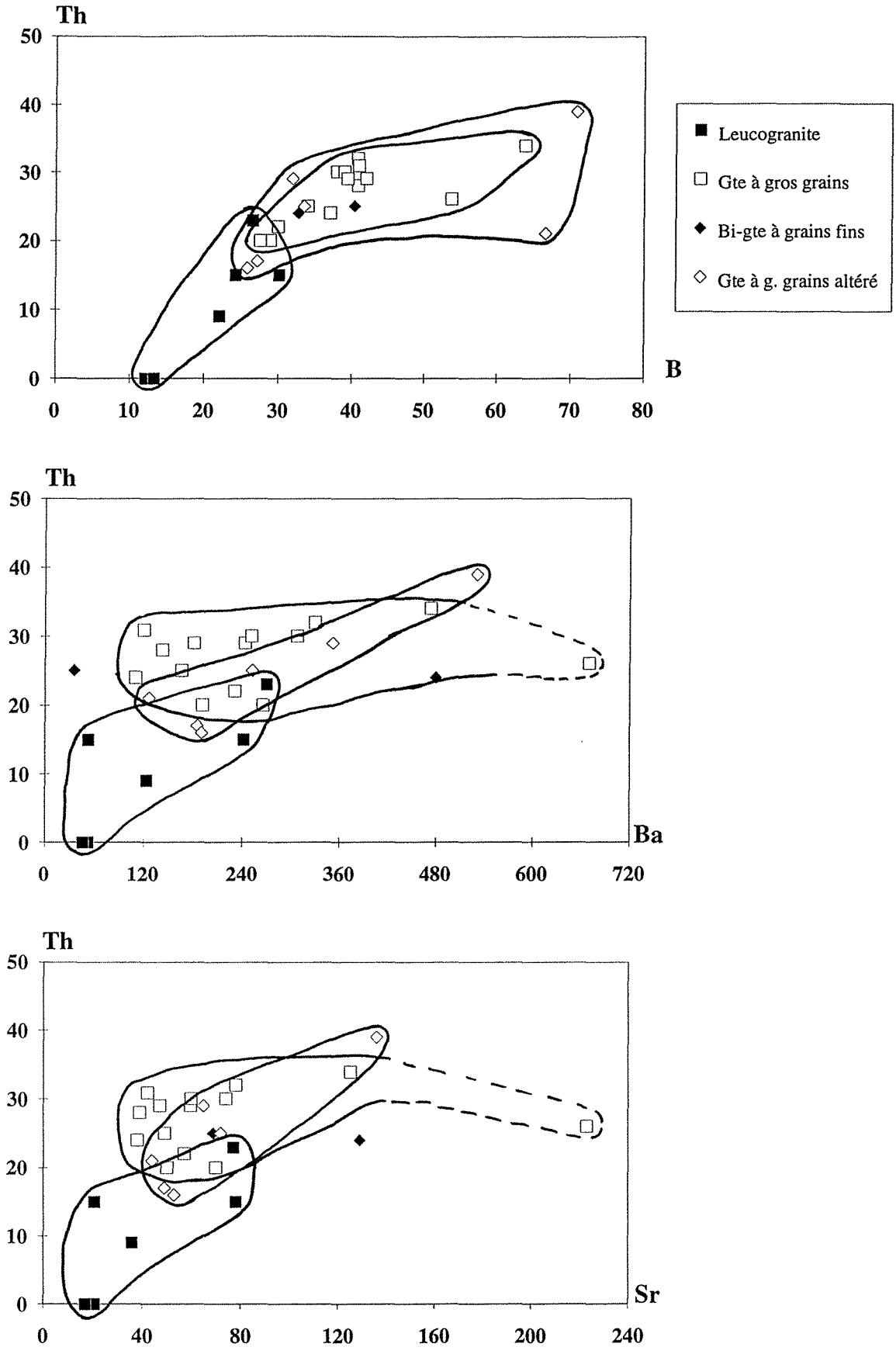


Fig. II-8 : Diagrammes Th-B, Th-Ba et Th-Sr appliqués aux granites sains et altérés.

Ba et en Sr depuis les granites riches en biotite vers les leucogranites riches en muscovite.

Les évolutions générales montrent que le Th (ainsi que les autres éléments traces Sr, Ba, ...) suit l'évolution minéralogique et chimique générale, avec une décroissance des teneurs, depuis les faciès très peu différenciés (faciès riches en biotite (K, Fe, Mg, Mn, Ti) contenant des plagioclases plus calciques (Ca, Sr)) et de la monazite (Th, terres rares légères)) jusqu'aux faciès les plus différenciés, enrichis en Si, souvent en Na et déprimés en la plupart des autres éléments (faciès hololeucocrates à albite, muscovite, quartz). Malgré leurs différences minéralogiques et macroscopiques, l'ensemble des faciès présentent donc des caractéristiques géochimiques assez similaires et des tendances typiques de phénomène de différenciation.

2.1.2- Typologie et minéralogie des filonnets

Ces filonnets sont principalement constitués de quartz, qui est accompagné de cristaux de sulfures. Plusieurs types de quartz ont été observés dans ces filonnets aussi bien en cathodoluminescence (CL) sur microscope électronique à balayage (MEB) qu'au microscope optique. L'identification des minéraux métalliques a été réalisée au microscope optique, au microscope électronique à balayage et la microsonde électronique. Les différents stades de dépôt rencontrés sont les suivants :

i)- le stade précoce, est caractérisé par des "filonnets" ou lentilles de quartz précoce dépourvus de sulfures, souvent de puissance centimétrique qui correspondent à des remplissages de structures parallèles au plan de foliation (N30°E) ;

ii)- le stade intermédiaire, est marqué par la formation de filonnets subparallèles, en réseau souvent dense, dans les zones minéralisées, et de petite taille (séries de fentes de tension de quelques millimètres d'épaisseur) (Planche IV-1-1 et 2). Depuis l'éponte vers le coeur du filonnet, les textures suivantes sont observées (Fig. II-9) :

- *quartz Q1* : des agrégats xénomorphes, de taille croissante vers le centre des filonnets, souvent riches en petites inclusions fluides, ce qui confère un aspect sale ou laiteux au quartz Q1 (Planche II-1-5). Ce type de quartz est très déformé. Sur les images CL, ce quartz est caractérisé par une luminescence moyenne (apparaissant en gris-clair) et recoupé de nombreuses microstructures, principalement des plans d'inclusions fluides superposés (marqueurs linéaires fins sur les images en cathodoluminescence).

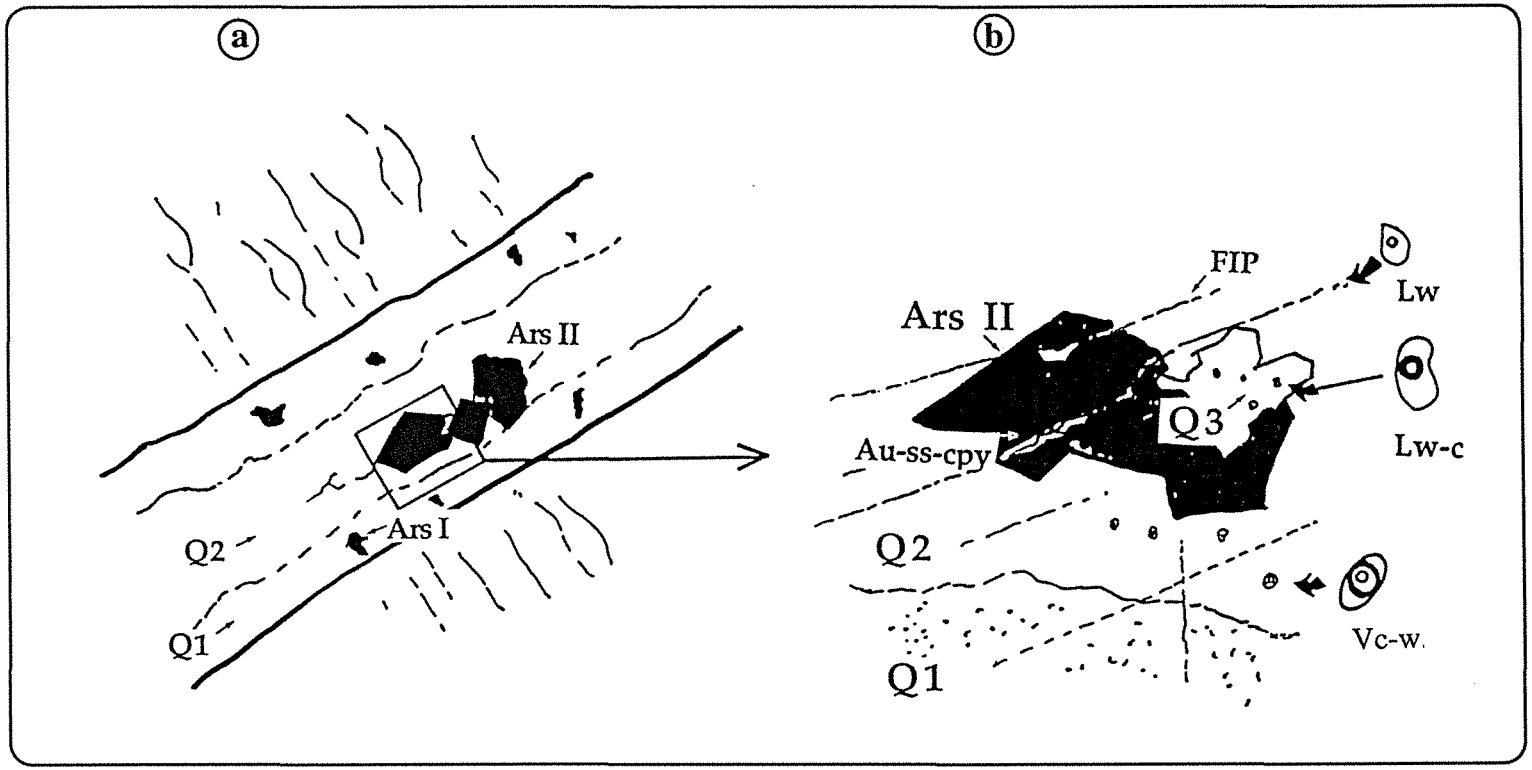


Fig. II-9 : Représentation schématique (a) de l'aspect macroscopique des fentes de tension remplies de quartz et d'arsénopyrite, et (b) des relations entre les types de fluides et le quartz porteur.
Q1, Q2 et Q3 = types de quartz,
Ars = arsénopyrite, cpy = chalcopyrite,
Vc-w, Lw-c et Lw = types d'inclusions fluides.

Ce type de quartz est accompagné du dépôt des sulfures précoces, arsénopyrite I et pyrite (Fig. II-9a). Ces deux minéraux représentent la composante principale de la phase sulfurée, et se trouvent souvent sous forme massive. Ils sont très fracturés (nombreuses fissures).

- *quartz Q2* : il se présente sous forme de zones plus limpides (moins riches en petites inclusions) que la matrice dominante, qui correspondent à des surcroissances au contact des cristaux d'arsénopyrite II (Fig. II-9), et le long de microfissures, souvent ouvertes et sans remplissage (géodes) où le quartz présente des terminaisons prismatiques. Ce quartz est noté Q2.

L'observation en cathodoluminescence de ce type de quartz Q2 montre en général une zonation avec différentes intensités recurrentes de luminescence, caractéristiques de bandes de croissance du quartz (Planches II-1-3 et IV-2-2).

Lorsque la matrice dominante est le quartz Q1 (gris-clair), le quartz Q2 croît à partir d'un coeur (cristal subautomorphe) de faible luminescence (gris-sombre), et présente des bandes de croissance (zonation) non visibles en lumière naturelle mais qui croissent en continuité sur le coeur. Cette zonation présente une succession de luminescence forte (zone blanche sur les images CL) et faible (zone grise) (croissance du même cristal) (Planche IV-2-2 et 4). L'ensemble du minéral est recoupé par un réseau de plans d'inclusions fluides denses qui se matérialisent par un réseau de plan bien visibles sur les images CL (Planche IV-2-4 et 6).

Lorsque le quartz Q2 est observé à côté des sulfures précoces, il présente une seule bande de croissance large au contact de ces arsénopyrites II. Le coeur des cristaux est luminescent tandis que la bande de croissance est moins luminescente (Planche II-1-3). En lumière naturelle, cette bande est très claire et en général pauvre en inclusions fluides, rarement recoupée par des plans d'inclusions fluides. Le coeur est très riche en inclusions fluides dispersées, et en PIF (Planche II-1-3 et 4).

L'arsénopyrite II, associée au quartz Q2, est observée généralement sous forme de cristaux automorphes et légèrement zonés.

- *quartz Q3* : en remplissage interstitiel entre les cristaux de sulfures décrits précédemment, des quartz très limpides, parfois parfaitement automorphes sont observés (Fig. II-9, Planche II-1-6). La mise en place du quartz Q3 est accompagné du dépôt de la paragenèse métallique à sphalérite, chalcopyrite et galène (Planche II-2).

Planche II-1

Faciès quartzeux des veines de Corcoesto

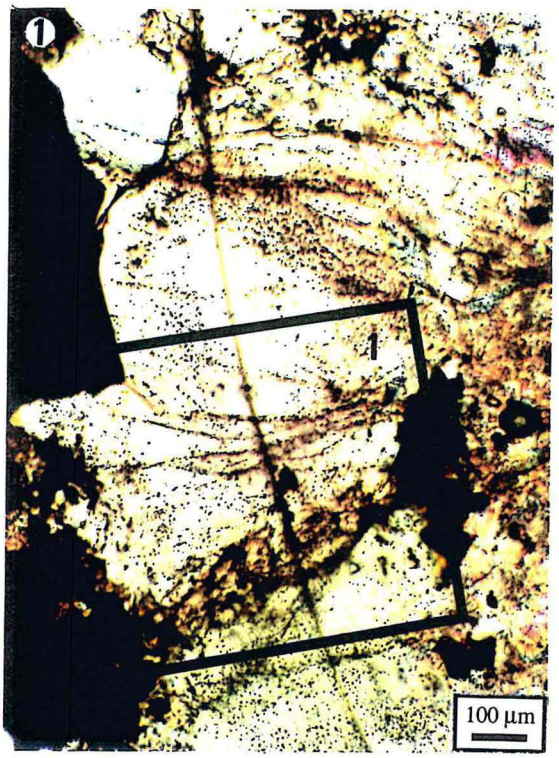
1 : Observation du quartz Q2 au microscope optique en lumière transmise polarisée (LTP) (lame épaisse).
2 : Observation du site (1) de la photographie 1 au microscope électronique à balayage (MEB).
3 : Observation du même site (1) au MEB en cathodoluminescence.
4 : Schéma interprétatif de la photographie 3. (Ars : arsénopyrite ; C : coeur ; ZC : zone de croissance).
5 : Quartz Q1 riches en inclusions fluides et quartz Q2 au contact des sulfures, recoupés de PIF aqueuses (LTP, lame épaisse).
6 : Quartz Q3 cimentant les sulfures.

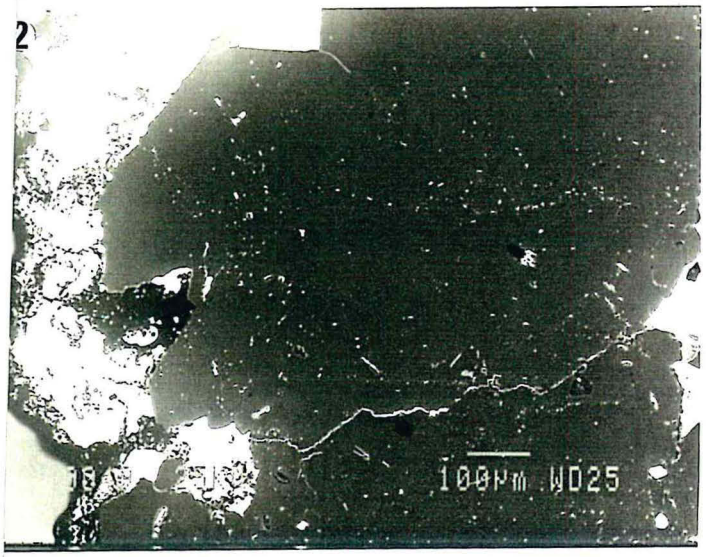
Planche II-2

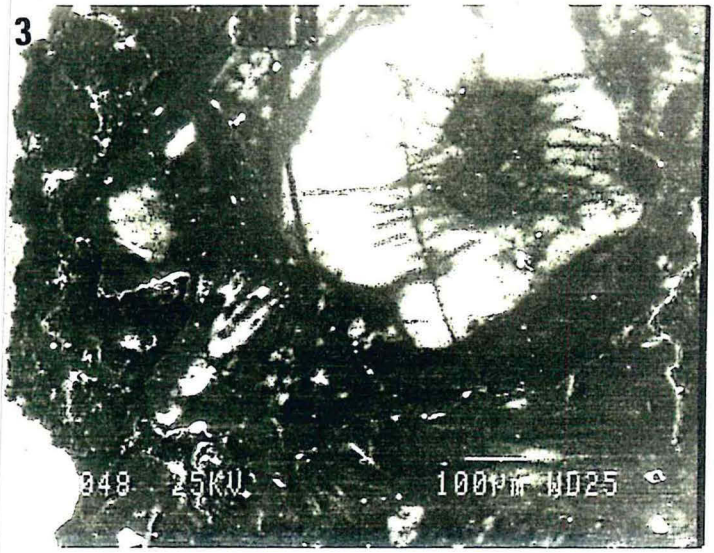
Paragenèses métalliques de la province Ibérique

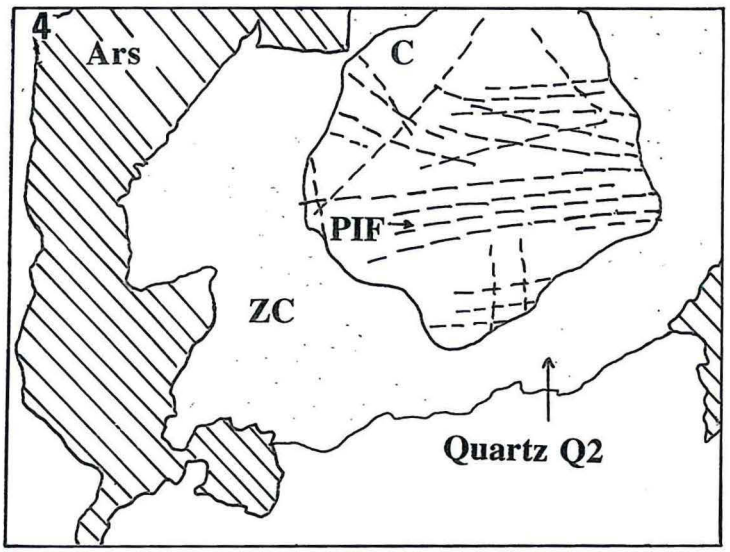
Observation au microscope optique en lumière réfléchie :
1 : Or dans une microfissure d'arsénopyrite de Corcoesto,
2 : Or associé à la chalcopyrite dans des microfsuures dans l'arsénopyrite de Tomino (Lumière réfléchie).

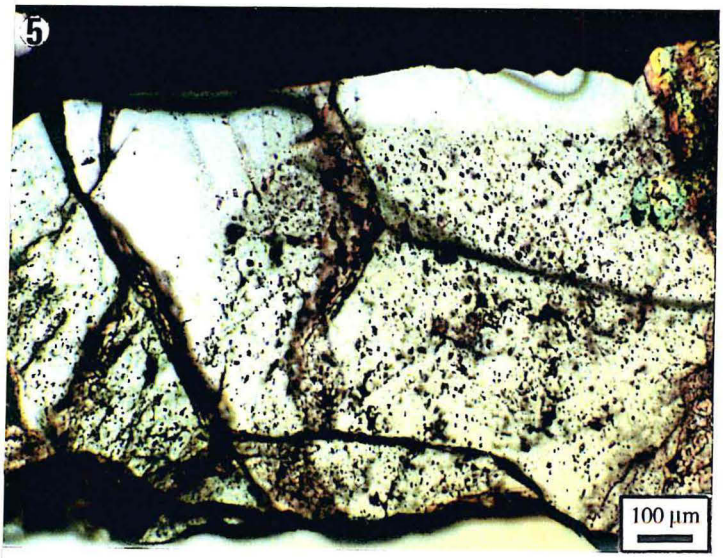
Observation au microscope électronique à balayage :
3 : Sphalérite au contact d'une pyrite et galène dans les microfissures de la pyrite de Corcoesto,
4 et 5 : Association chalcopyrite, jamesonite et Ag-tétraédrite dans des microfissures d'une arsénopyrite de Corcoesto.

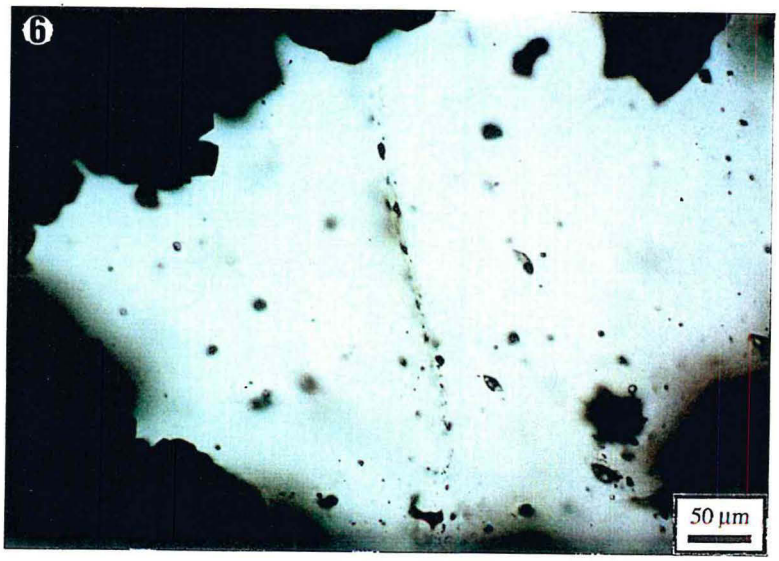

1
1
100 µm


2
100µm WD25

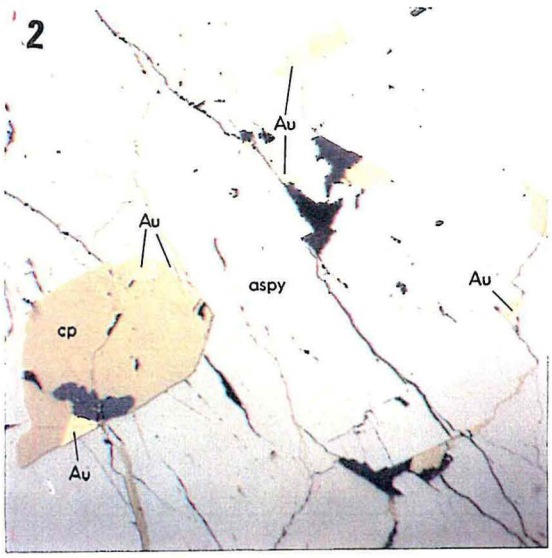

3
048 25KV
100µm WD25


4
Ars
C
PIF
ZC
Quartz Q2

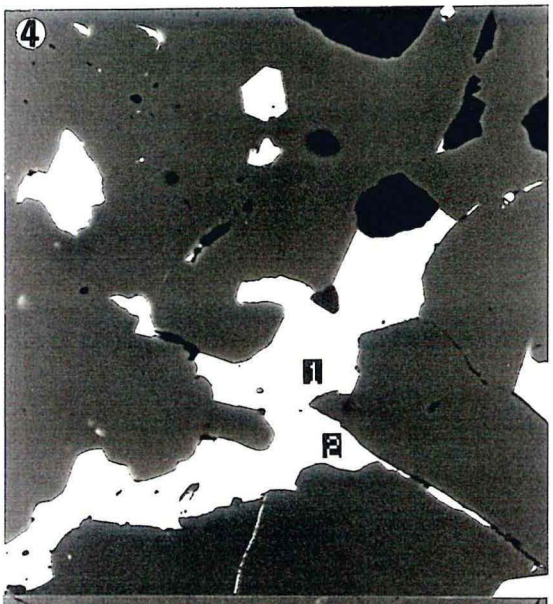

5
100 µm

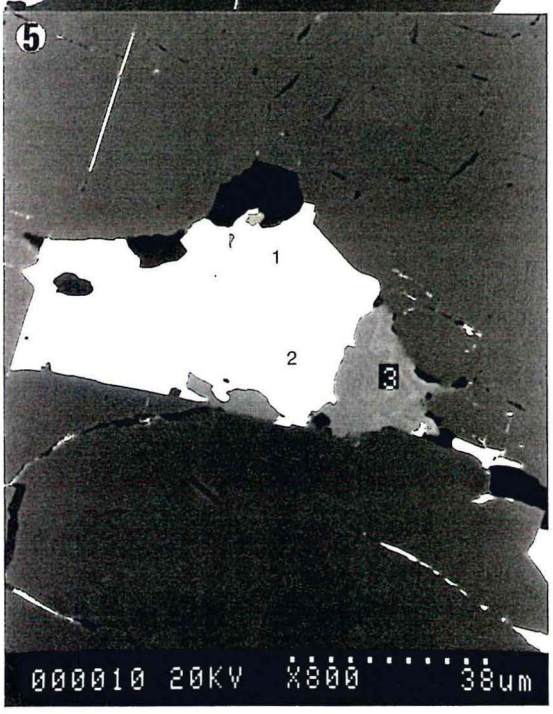

6
50 µm


1
100 µm


2
Au
Au
aspy
Au
cp
Au


3
Py
Bl
1
Gl
000001 20KV X120 250um


4
1
2


5
1
2
3
000010 20KV X800 38um

La sphalérite s'observe en cristaux automorphes qui se développent sur des cristaux d'arsénopyrite I et de pyrite (Planche II-2-3). Les analyses au MEB montrent que la sphalérite contient du fer (jusqu'à 7%) et du Cd (jusqu'à 4%) avec des pourcentages variables.

La chalcopyrite et la galène remplissent les microfissures dans la pyrite et les arsénopyrites I et II (Planche II-2-3 et 5); parfois elles s'observent sous forme d'inclusions dans des microfissures dans la pyrite. Ceci indique qu'elles sont tardives par rapport à la déformation cassante de la pyrite et de l'arsénopyrite I.

Ces textures ont été observées à l'échelle de tout le sondage, ce qui montre que la succession des phases de déformation cassante et des remplissages hydrothermaux a été très homogène à l'échelle de la zone étudiée.

iii)- stade tardif : les filonnets de quartz et le granite encaissant sont parfois recoupés par des filonnets de faible puissance (20-100 µm) où la succession minéralogique observée est la suivante : carbonate, cristaux automorphes de quartz (petite taille inférieure à 50 µm), chlorite et K-micas (illite ou phengite).

La paragenèse métallique tardive est formée d'Ag-tétraédrite (Planche II-2-4 et 5), de jamesonite (Planche II-2-4 et 5), de boulangérite, de bismuthinite et d'or natif (Planche II-2-1). A l'exception de l'or, tout ces minéraux sont présents en petites inclusions (10 et 20 µm), et ne sont souvent identifiables que par le MEB et par leur analyse à la microsonde électronique. Elles sont observées dans l'arsénopyrite et la pyrite. La covellite a été rencontrée aussi sous forme de très petites inclusions dans la pyrite, mais n'a pas été attribuée à ce stade car elle est généralement très tardive, et peut résulter de l'altération supergène de grains de chalcopyrite.

iv)- stade supergène : il est caractérisé par des circulations fluides plus tardives qui ont déposé très localement (quelques fractures dans le sondage) la paragenèse post-minéralisation à fluorine-quartz (Q4).

2.1.3- Caractérisation des porteurs d'or

2.1.3.1- L'état et la localisation de l'or

L'or se trouve dans la nature sous deux formes : native et combinée. L'or natif représente, cependant la plus grande partie de l'or dans les socles hercyniens (Marion, 1988). L'or combiné se rencontre dans les réseaux des sulfures (pyrite, arsénopyrite). Pour caractériser la localisation, la teneur et la distribution de l'or sous ses deux formes, différentes techniques ont été mises au point dans les dix dernières années. La

microsonde électronique couplée à l'imagerie du microscope électronique à balayage permet d'évaluer la variation des teneurs en or (>500 ppm) en fonction des zones de croissance des minéraux porteurs tel que l'arsénopyrite (Boiron, 1987, Cathelineau et al., 1989, Marcoux et al, 1989, Johan et al., 1989). Afin de mieux connaître la répartition de l'or, la microsonde ionique est une meilleure technique pour cartographier l'or dans les cristaux à basse teneur (quelques ppm). Parallèlement, la spectroscopie Mössbauer est utilisée pour connaître l'état de liaison de l'or dans les sulfures, et notamment déterminer si Au est présent à l'état métallique ou bien sous forme combinée (Wagner et al., 1986 ; Marion et al., 1991).

Cette étude a eu pour objectif de déterminer la localisation et l'état de l'or dans les minerais. L'identification de l'or natif a été réalisée grâce au microscope optique et au microscope électronique à balayage. Les arsénopyrites ont été analysées à la microsonde électronique puis ionique afin d'évaluer les teneurs et la distribution de l'or et de certains éléments chimiques (Sb) (collaboration M.C. Boiron et le LAM-Centre de Recherches Universitaires, Luxembourg). Les analyses à la microsonde électronique des sulfures, pyrite et arsénopyrite, sont présentées dans les tableaux 3 et 4 (annexe 2).

A Corcoesto, l'or se présente sous différentes formes texturales : or natif cimentant les microfissures dans l'arsénopyrite, et de manière accessoire sous forme d'or combiné dans l'arsénopyrite.

Etat de l'or : l'environnement atomique des atomes de Au est évalué par spectroscopie Mössbauer en utilisant ^{197}Pt (obtenu par iradiation de ^{196}Pt métal) comme source de l'isotope ^{197}Au à l'état excité. Le spectre Mossbauer obtenu sur un concentré de minerai de Corcoesto montre un large pic d'absorption caractéristique de l'or métallique (Fig. II-10). L'analyse à la microsonde électronique des particules d'or natif a montré des teneurs en Ag comprises entre 16 et 19 % atomique.

Distribution de l'or dans les arsénopyrites : l'analyse des arsénopyrites des zones minéralisées à la microsonde électronique a montré qu'elles ne contiennent pas d'or détectable (limites de detection : 400 ppm pour un temps de comptage 2 minutes). Les valeurs obtenues ne dépassent pas 0,02 % atomique, et ne sont pas significatives (Tableau 3, annexe 2). Ces arsénopyrites présentent de faibles teneurs en antimoine (Sb) qui ne dépassent pas 0,08 % atomique.

L'analyse de la répartition spatiale de l'Au à la microsonde ionique montre que l'or est généralement présent en très faible quantité et disséminé dans le cristal d'arsénopyrite. Les plus fortes teneurs (40 ppm) ont été rencontrées dans la dernière

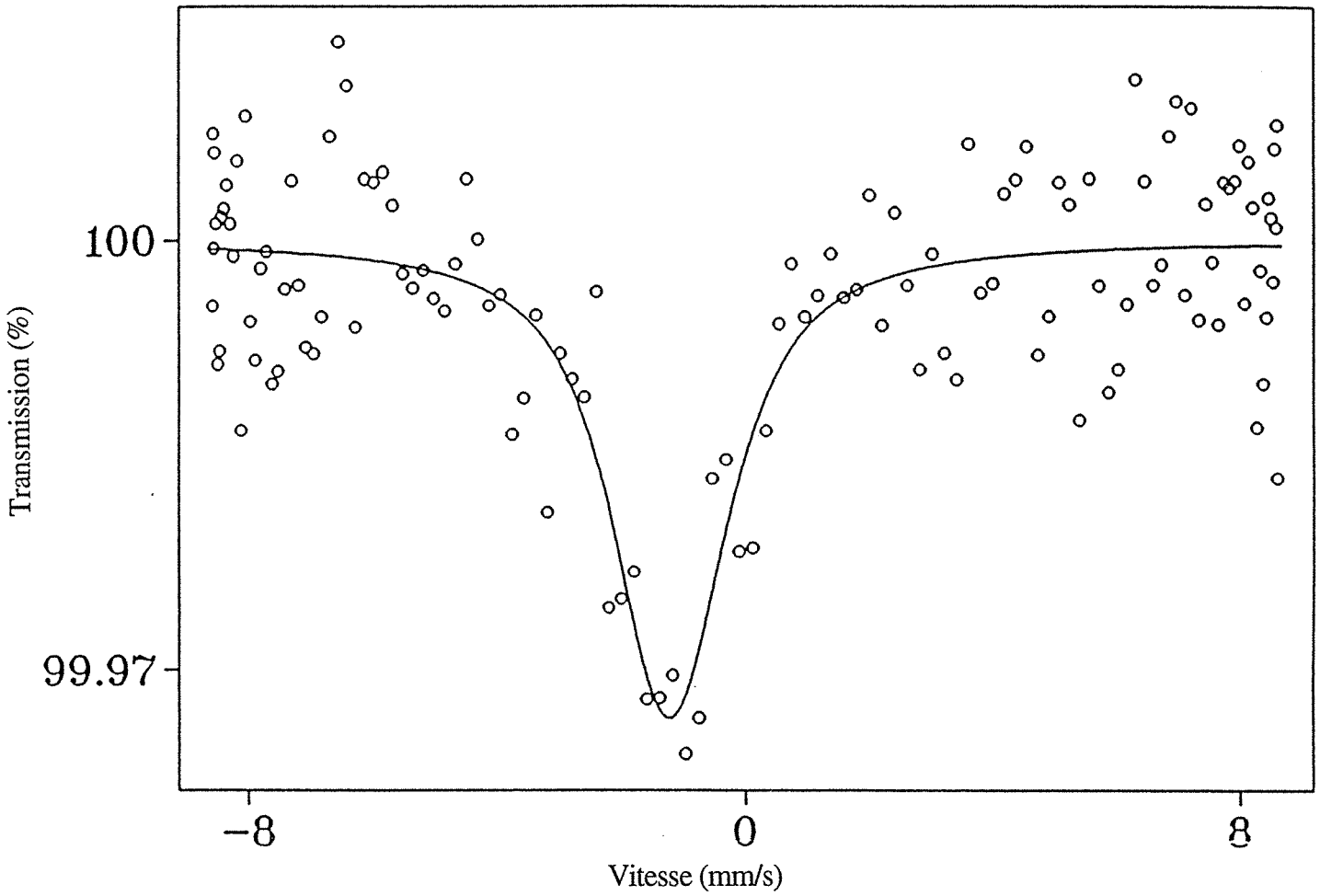


Fig. II- 10 : Spectre Mössbauer d'or natif de Corcoesto

bande de croissance des cristaux automorphes de l'échantillon prélevé à 348 m. La distribution de Sb montre des enrichissements vers le coeur des minéraux .

A Corcoesto, l'or est présent sous forme métallique, l'or à l'état combiné dans les arsénopyrites constituant une très faible contribution du stock métal, difficilement quantifiable à ces teneurs (<5%).

2.1.3.2- Teneurs en éléments métalliques

Des analyses systématiques des échantillons représentatifs de tronçons de 2 m prélevés le long du sondage profond ont été réalisées afin de mieux comprendre la répartition des teneurs en fonction de la lithologie et de définir les zones minéralisées. Au, Ag, S, Cu, Pb, Zn et As ont été analysés par absorption atomique (Rio Tinto Minera).

La distribution des valeurs d'or en fonction de la profondeur et en fonction de la lithologie (Fig. II-11) montre bien que les valeurs les plus significatives sont associées à des granites orientés. Les quantités en or atteignent 5 ppm dans plusieurs tronçons de 2 m, principalement dans la seconde bande de granite recoupée par le sondage à la profondeur 310 m. Ces valeurs ont été corrélées qualitativement avec l'abondance des fentes de tension à quartz-arsénopyrite.

La distribution des valeurs en As montre clairement l'existence de trois zones enrichies avec des valeurs comprises entre 1500 et 2500 ppm. Ces zones correspondent aux niveaux supérieurs (0-50 m), aux granites situés entre 120 et 220 m et entre 320 et 460 m de profondeur. Dans les autres niveaux, les quantités sont de l'ordre de quelques centaines de ppm (<500 ppm) (Fig. II-11). Les teneurs en soufre restent en général de l'ordre de 1% le long de tout le sondage. Cependant, une nette augmentation de la quantité de soufre, due principalement à la présence de la pyrite, est observée entre 630 à 656 m de profondeur (orthogneiss et Bi-granite) (valeur maximale à 4,5 %) (Fig. II-11).

Les valeurs des autres éléments traces (Zn, Cu, Ag) sont généralement faibles (<0,2 %), confirmant que la plupart des structures minéralisées sont caractérisées par la présence de la paragenèse arsénopyrite-pyrite et or sans contribution significative d'autres sulfures. Des enrichissement locaux de ces éléments correspondent surtout à d'autres processus subordonnés :

- des enrichissements en Pb (valeur maximale 2 %) ont été observés dans les gneiss à des profondeurs de 448 à 538 m ;

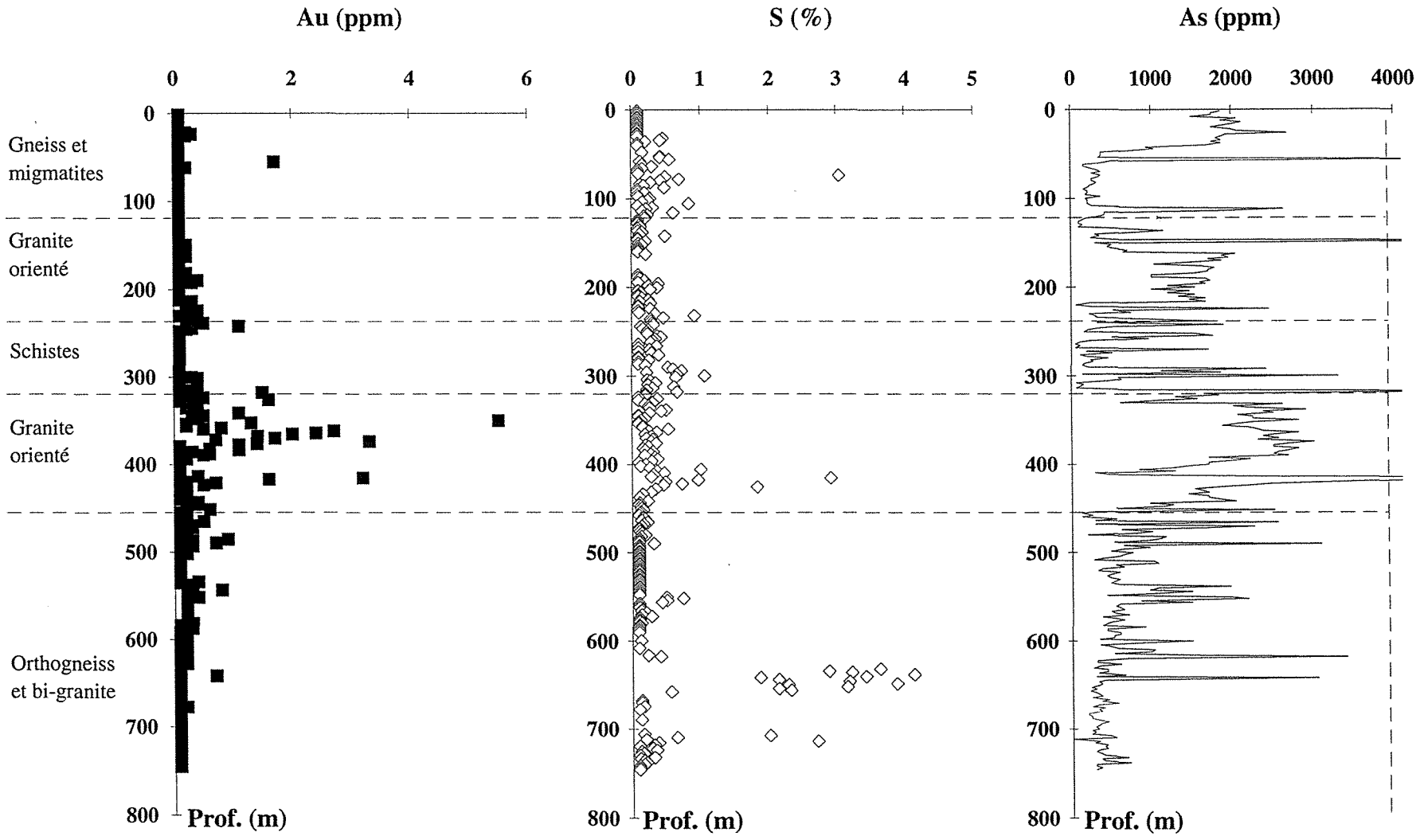
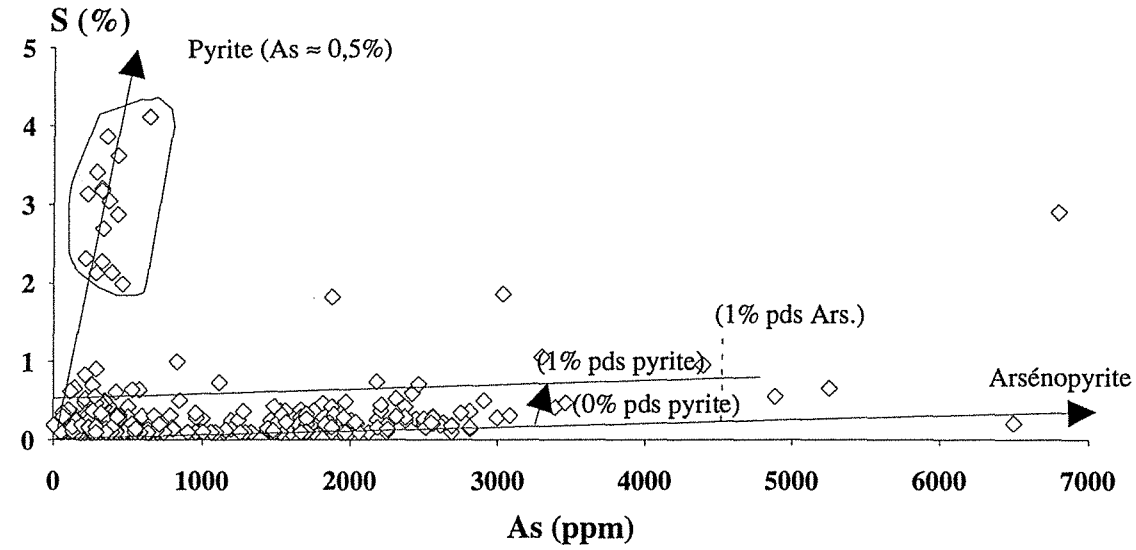
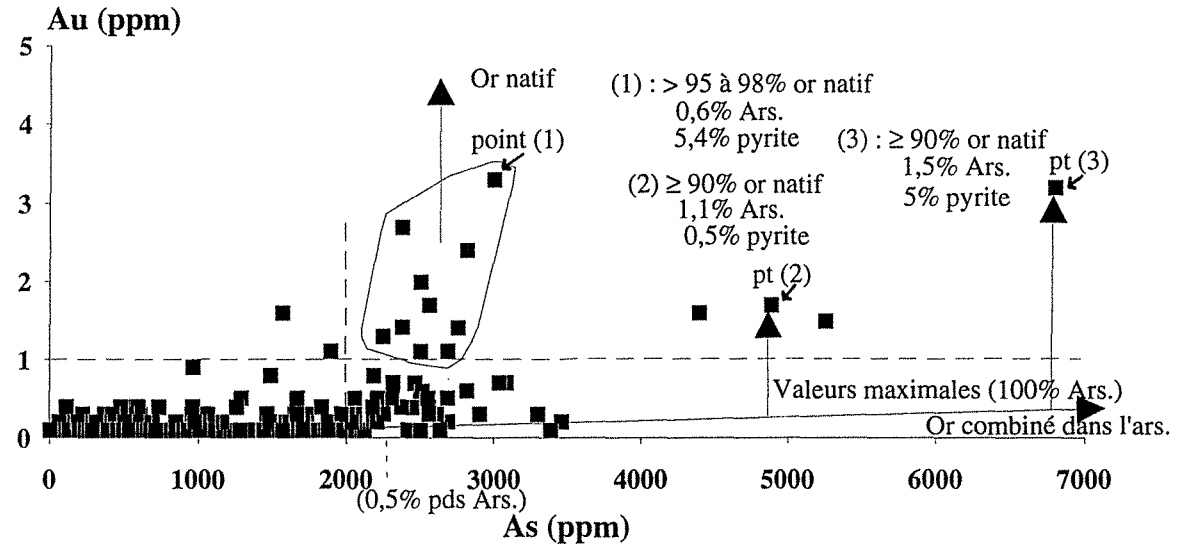


Fig. II-11 : Distribution des teneurs en Au, en S et en As en fonction de la profondeur avec indication des caractéristiques pétrographiques des roches.





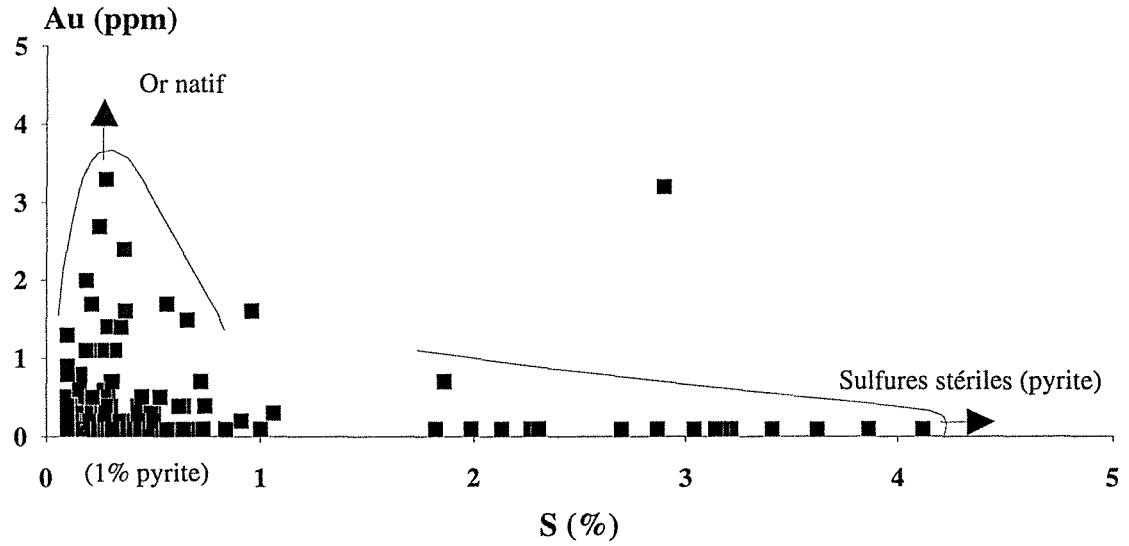


Fig. II-12 : Diagrammes binaires S-As, Au-As et Au-S appliqués aux analyses chimiques des échantillons des roches du sondage profond 6281 (sondage A).
(Ars. = arsénopyrite ; pds = poids).

- seulement trois échantillons (sur 373) présentent des valeurs significatives (atteignant 0,2 %) en cuivre et le zinc. Ces échantillons se trouvent à des profondeurs de 340 à 350 m, et correspondent à des échantillons de la zone à Au et présentant de petites quantités de chalcopyrite et sphalérite.

Les diagrammes binaires Au-S, Au-As et S-As (Fig. II-12) ont été réalisés afin de mieux comprendre les relations entre l'or et les sulfures. A partir de ces diagrammes et des droites de corrélation entre ces éléments, une évaluation des quantités de pyrite, d'arsénopyrite et d'or natif dans la roche totale a été réalisée en se basant sur les teneurs d'As et de S dans la pyrite et l'arsénopyrite analysées à la microsonde électronique. 1% d'arsénopyrite dans la roche correspond à 4680 ppm d'As et 1970 ppm de S. La teneur en As de la roche et la teneur correspondante en S sont utilisées pour calculer le pourcentage d'arsénopyrite. Le S restant est utilisé pour déterminer le pourcentage de pyrite.

Le diagramme binaire As-S (Fig. II-12) montre deux groupes :

- le premier groupe correspond aux roches ayant de fortes teneurs en S. L'augmentation des teneurs du S (2 à 4%) est accompagnée d'une faible variation des valeurs de l'arsenic (200 à 550 ppm). Il s'agit d'échantillons riches en pyrite (630-650 m) et présentant de faible teneur en As (≈0,05%), ce qui indique une faible quantité d'arsénopyrite ;

- le deuxième groupe, dominant, montre une corrélation typique entre les deux paramètres As et S. Dans ces échantillons, l'arsénopyrite est dominante. Cependant les teneurs en S légèrement plus élevées indiquent la présence de faibles quantités de pyrite (1% poids de pyrite).

Le diagramme Au-As (Fig. II-12) montre clairement qu'il n'y a pas de corrélation nette entre les teneurs en Au et celles en As, ce qui indique que l'or est essentiellement présent sous forme native. Cependant les diagrammes As/profondeur et Au/profondeur montrent que les plus grandes quantités d'or s'observent dans des échantillons riches en As, ce qui s'explique par la relation spatiale entre l'or natif et l'arsénopyrite. L'or est présent sous forme de particules métalliques (au moins 95 % de l'or total de la roche à l'état métallique) associées spatialement à l'arsénopyrite, et également combiné à faible teneur dans l'arsénopyrite (contribution très faible) comme l'a montré l'analyse des arsénopyrites à la microsonde ionique. L'estimation de la quantité d'or combiné dans l'arsénopyrite utilisée dans le diagramme correspond à un maximum non atteint puisqu'il suppose que toutes les arsénopyrites se caractérisent par des teneurs en Au égales à celles rencontrées dans les zones de croissance à Au

Planche II-3

Altérations dans la province Ibérique

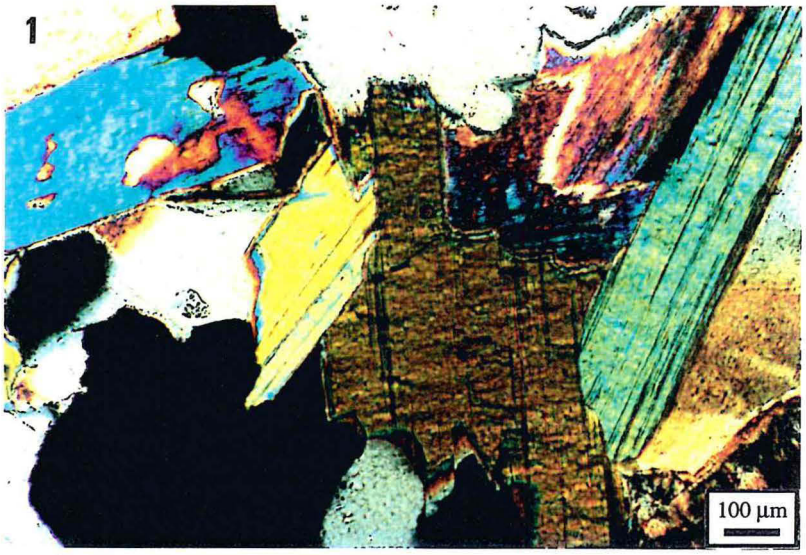
1 : Muscovite du greisen de Tomino (LPA).

2 : Chlorites microfissurales radiaires et chlorites, en agrégats sur les muscovites (LPA),

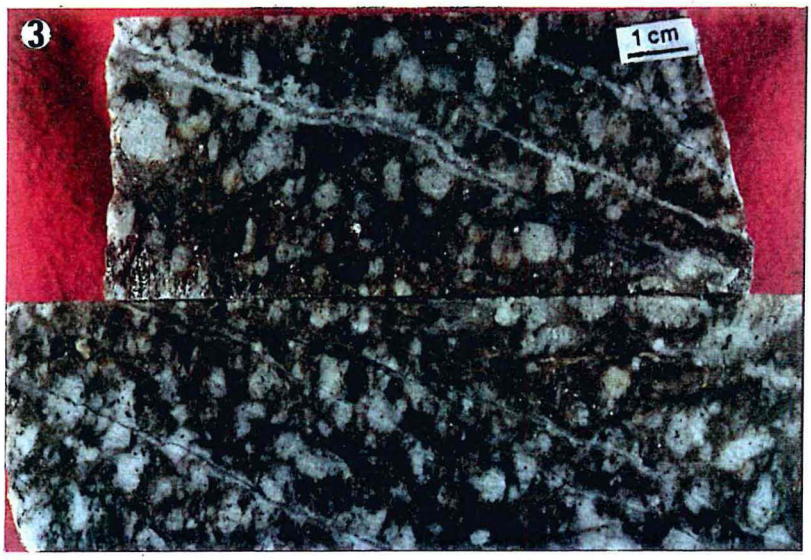
3 : Aspect macroscopique des veines de quartz recoupant le granite de Corcoesto. Les veines montrent des zones de croissance de quartz, avec le quartz Q1 laiteux en bordure et et le quartz Q2 au coeur. Il est à noter la faible altération du granite au contact des veines.

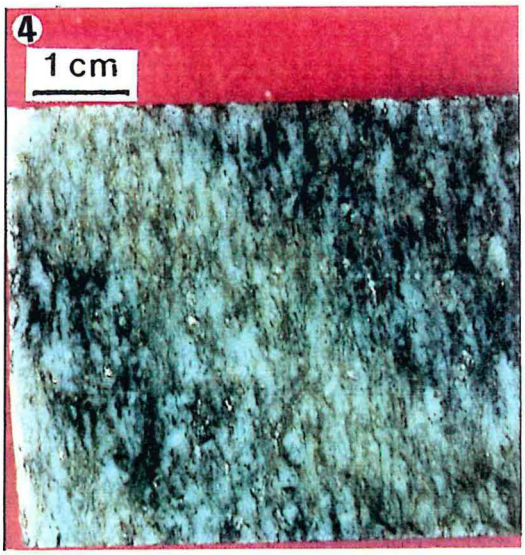
4 : Aspect macroscopique du granite blanchi (à chlorite-phengite) de Corcoesto.

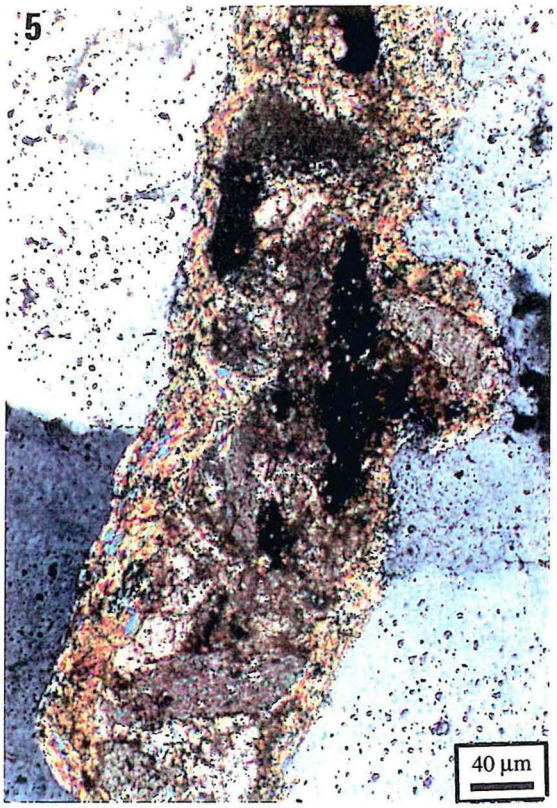
5 : Veines tardives à chlorite, carbonates et phengite à Corcoesto (LPA).


1
100 µm


2
100 µm


3
1 cm


4
1 cm


5
40 µm

détectable. Or, les teneurs en or des arsénopyrites sont très variables d'un cristal à l'autre ou au sein des différentes zones de croissance du cristal (également très basses d'environ quelques ppm), et elles ne sont pas porteuses d'or.

La considération des deux diagrammes Au/S et Au/As (Fig. II-12) montre que les teneurs élevées en Au sont rencontrées dans les échantillons contenant des quantités d'arsénopyrite de l'ordre de 0,5-1,5% pds et des quantités de pyrite de l'ordre de 1 à 5% pds.

2.1.4- Minéralogie des altérations

Le granite de Corcoesto est en général peu altéré ; cependant localement, surtout dans des zones très microfissurées et minéralisées (niveau 414 m par exemple), une altération macroscopique est nettement visible. En fonction des paragenèses rencontrées, trois phases d'altération plus ou moins étendues spatialement peuvent être distinguées :

i) une altération précoce, peu significative, caractérisée par une albitisation des feldpaths. Elle a été rencontrée dans une seule zone bréchifiée à 414 m de profondeur. Tous les autres minéraux du granite sont stables, y compris la biotite (Planche II-3-3) ;

ii) la seconde phase d'altération est liée à la mise en place du quartz Q2 des veines minéralisées. Les différentes transformations minéralogiques consistent en une phengitisation des plagioclases et une recristallisation des phengites au contact et dans les pores des sulfures précoces.

Cette altération se traduit, localement dans les zones où l'on observe également des filonnets de quartz, par un léger blanchiment du granite (Planche II-3-4). Ce blanchiment n'affecte le granite que sur quelques centimètres, au voisinage de la veine;

iii) une altération postérieure au quartz Q3 se traduit par la formation de la paragenèse à carbonate-phengite-chlorite que l'on rencontre parfois en remplissage de petites microfissures sécantes sur les veines de quartz (Planche II-3-5) ;

Une illitisation est observée très localement (brèches). Les illites tardives sont de petite taille, et envahissent les espaces entre les grains de quartz, les cristaux de feldspaths et les interstices présents respectivement dans les filons et le granite. Ces illites emballent tous les minéraux bréchifiés des assemblages antérieurs ;

v) la dernière altération correspond à une kaolinisation., et a été rencontrée très localement en association avec les fractures à quartz Q4 - fluorine.

2.1.5- Caractéristiques cristallochimiques des minéraux d'altération

Dans les échantillons étudiés, plusieurs générations de phyllites et de chlorites ont été rencontrées. Des analyses à la microsonde électronique ont été effectuées sur les différents types de minéraux phylliteux afin de mieux comprendre les interactions fluides-minéraux dans le système hydrothermal considéré. Les formules structurales ont été calculées à partir de ces analyses sur la base de 11 oxygènes (demi-maille) pour les micas et de 14 oxygènes (demi-maille) pour les chlorites. Des analyses effectuées dans le cadre du projet CCE ont été prises en considération, à titre de complément. Les formules structurales des différents minéraux d'altération sont données dans les tableaux 1 et 2 (annexe 3).

2.1.5.1- Les micas blancs

Les analyses des micas réalisées à la microsonde électronique ont été projetées dans des diagrammes cristallochimiques afin de caractériser le chimisme des différentes phases appartenant à la série des micas. Les diagrammes qui ont été utilisés pour la classification et les interprétations sont :

— les diagrammes binaires

- *Si-3 = f(CI = K+Na+2Ca)*, qui montre la relation entre le site tétraédrique (Si, Al_{IV}) et l'espace interfoliaire (compensation de charges en site interfoliaire CI des échanges en éléments chargés 4^+ et 3^+ en site IV). La série smectite-illite se place sur ou au dessus de la droite pyrophyllite-muscovite, avec successivement à partir du pôle pyrophyllite : les smectites, les interstratifiés et les illites. Le domaine à charge interfoliaire constante ($CI \geq 0,9$), et à quantité de Si croissante, entre les muscovites et céladonites, correspond aux phengites.

- *Si-3 = f(R^{2+})* (Leroy et Cathelineau, 1982), permet de caractériser la substitution phengitique. Lorsque dans une structure muscovite, une partie de Al_{IV} est remplacée par des atomes tétravalents de Si, l'excès de charge ainsi produit est compensé par l'introduction de cations divalents (R^{2+}: Mg^{2+}, Fe^{2+}, Mn^{2+} ...) dans les sites octaédriques à la place de Al_{VI}. Si les points représentatifs des phengites sont sur la droite Mg = Si-3, l'excès de charge est entièrement compensé par Mg^{2+}. S'ils sont situés au dessus de cette droite, une partie du fer, sous forme Fe^{2+}, contribue à cette compensation.

- *Al_{IV} = f(Al_{VI}-1)*, permet de caractériser la substitution phengitique et le déficit ou l'excès de charge dans le site tétraédrique.

— les diagrammes triangulaires

- $2R^3$-M^+R^3-$3R^2$ d'après Velde (1977). Les paramètres sont :
  - $2R^{3+}$ = (Al-(K+Na+2Ca))/2, (pôle pyrophyllite-kaolinite) ;
  - M^+R^3 = K+Na+2Ca, (pôle feldspaths) ;
  - $3R^2$ = (Fe+Mg+Mn)/3, (pôle talc-chlorite).

- *2-Al_{VI} (céladonite)-Al_{IV} (Muscovite)-1-MR^3 (pyrophyllite)* (Hower et Mowatt, 1966) donne une représentation bien éclatée des séries illite-smectite.

Les différents micas néoformés ont été identifiés en fonction de leur caractéristiques pétrographiques et chimiques (Fig. II-13) :

• ***micas précoces (quartz Q2)***

- *les micas d'altération de feldspaths (Mcs-fth.) :* ce sont de petits minéraux qui se développent au dépens des feldspaths et qui se disposent fréquemment en couronne sur leur pourtour. Ces micas sont caractérisés par une charge interfoliaire comprise entre 0,91 et 0,97 (K dominant), des teneurs en Fe et Mg en site octaédrique variant entre 0,28 et 0,43. Leur disposition en dessous de la courbe du diagramme Si-3/R^{2+} montre que le fer est certainement sous forme Fe^{3+}, car Mg compense à lui seul l'élévation des charges 4^+. Dans le diagramme Al_{IV}/Al_{VI}-1, ces micas se placent au dessus de la droite de pente 1, et indiquent un excès en Al_{IV} dans les sites tétraédriques ;

- *les micas associés aux sulfures (Mcs-sulf.) :* ils cristallisent soit autour, soit dans les cavités des sulfures. Les caractéristiques chimiques de ces micas sont celles des phengites. Leur charge interfoliaire est élevée et comprise entre 0,90 et 0,95. Les teneurs en silicium sont élevées et sont de l'ordre de 3,30±0,01. Les teneurs en Fe et Mg sont sont comprises entre 0,32 et 0,40. Ces micas se placent au dessus de la courbe phengitique $Al_{IV} = Al_{VI}$-1 du diagramme Al_{IV}/Al_{VI}-1, indiquant un excès en Al_{VI}. Dans le diagramme Si-3/R^{2+}, ils se placent au dessous de la droite Si-3=R^{2+}, ce qui confirme que le fer est probablement sous forme de Fe^{3+} , et que seul Mg est introduit dans les sites de type R^{2+}. Le potassium est toujours le cation principal en site interfoliaire.

Ces deux types de micas ont des caractéristiques semblables, typiques des phengites. Une légère différence est observée en ce qui concerne le contenu en R^{2+} qui est plus élevé pour les micas associés aux feldspaths que pour les micas associés aux sulfures ;

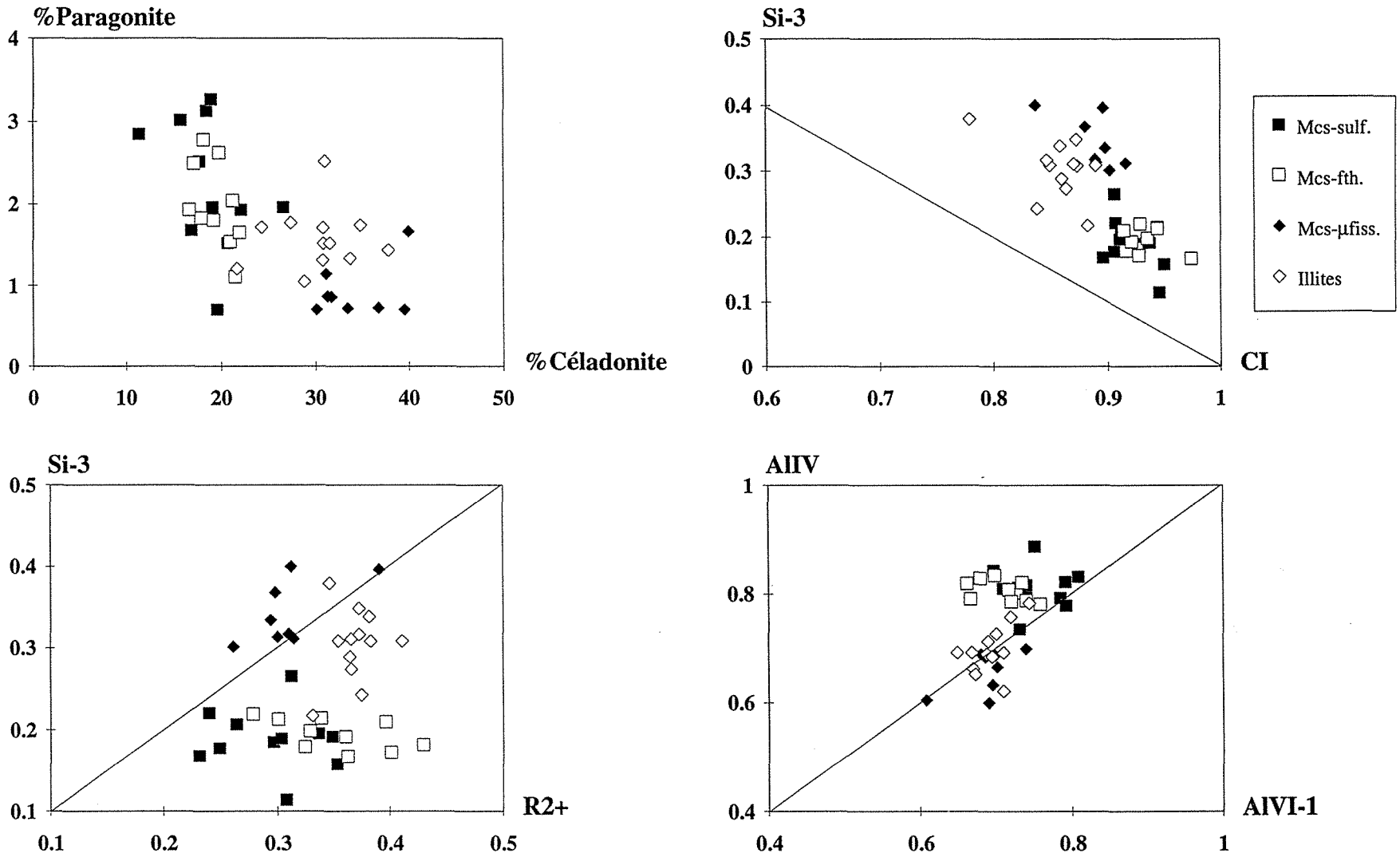


Fig. II-13 : Diagrammes de caractérisation cristallochimique appliqués aux K-micas observés à Corcoesto.

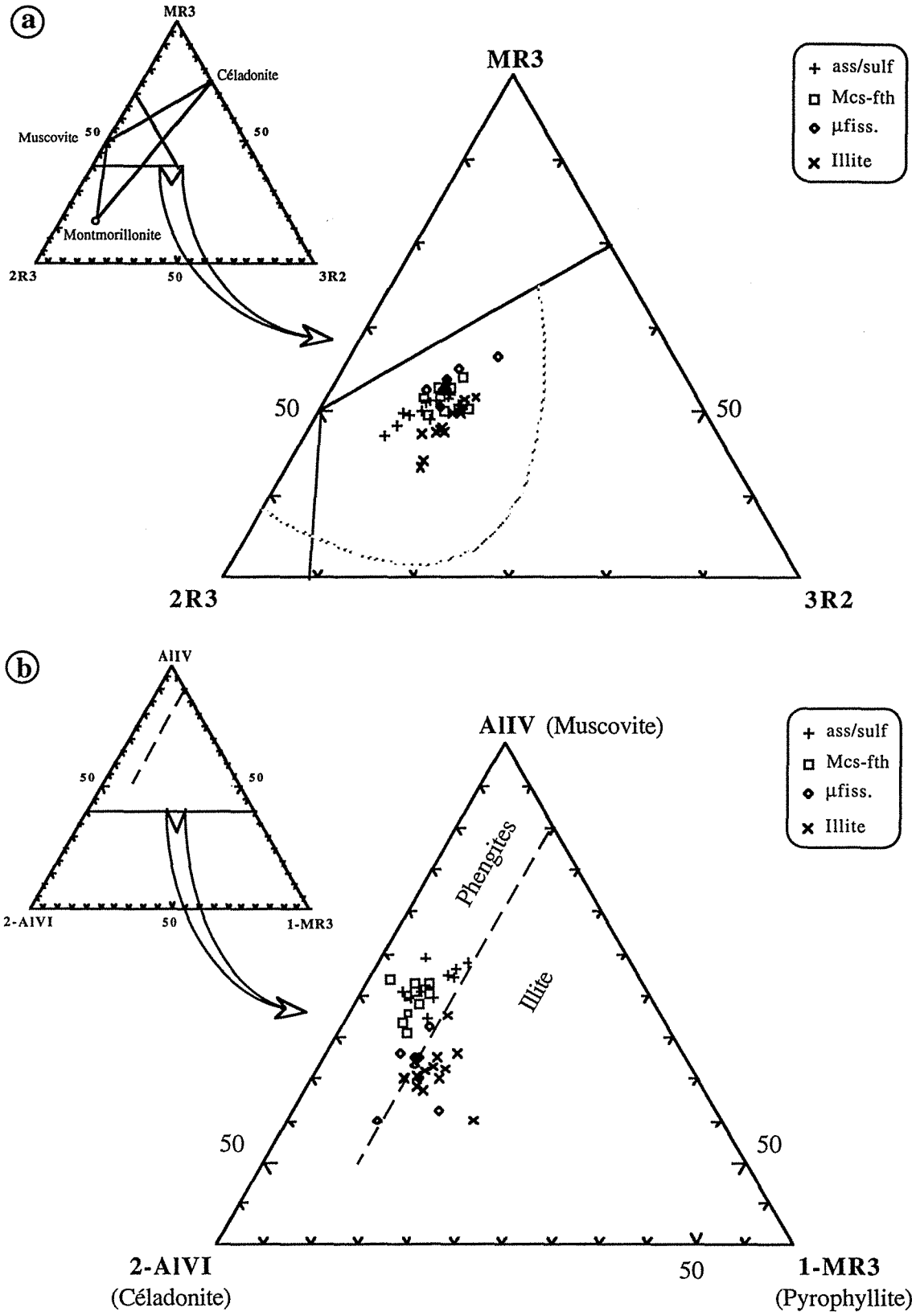


Fig. II-14 : Diagrammes cristallochimiques appliqués aux K-micas de Corcoesto :
(a) : diagramme de Velde (1977),
(b) : diagramme de Hower et Mowatt (1966).

• ***micas tardifs (post-quartz Q3)***

- *les micas des microfissures (Mcs-µfiss.)* : ils sont observés sous forme des cristaux automorphes de petite taille, dans de petites fissures. Ils sont caractérisés par des charges interfoliaires comprises entre 0,84 et 0,92, des quantités de Fe et Mg variant entre 0,26 et 0,30. Dans le diagramme Si-3/R^{2+}, ces micas s'alignent le long de la droite des phengites indiquant que le fer est probablement sous forme Fe^{2+}, le Fe^{3+} étant absent. La quantité de potassium en site interfoliaire est plus faible par rapport au type précédent (0,82 à 0,90). Ces micas ont cependant des caractéristiques proches des phengites. Ils diffèrent des types précédents par leur teneur élevée en Si et par leur charge élevée en Fe^{2+} ;

- *les illites* se trouvent sous forme de minéraux finement cristallisés. Elles se développent dans des fissures avec des sulfures, surtout dans les zones bréchifiées. Ces illites ont une charge interfoliaire plus faible que celle des micas décrits précédemment, et comprise entre 0,78 et 0,89, et des valeurs de R^{2+} comprises entre 0,33 et 0,41 avec une dominance de Mg. Les illites se placent au dessous de la droite des phengites magnésiennes Si-3=Fe+Mg dans le diagramme Si-3/R^{2+}, ce qui témoigne que le fer est partiellement sous forme de Fe^{2+}.

Sur le diagramme de Velde (1977) (Fig. II-14), l'ensemble des K-micas d'altération occupent le domaine des phengites de Velde. Cependant, sur le diagramme de Hower et Mowatt (1966) (Fig. II-14), deux populations se distinguent : les trois premiers micas (Mcs-sulf., Mcs-fth. et Mcs-µfiss.) se placent dans le domaine des phengites, et le dernier type se place dans le domaine des illites. Il y a eu donc prédominance de la cristallisation des phengites des stades Q2 jusqu'aux stades post Q3 (veinules à chlorite/phengite).

2.1.5.2- Les chlorites

Les analyses des chlorites on été projetées dans différents diagrammes (Fig. II-15 et Fig. II-16) :

- *Si = f(Fe/Fe+Mg)* (Foster, 1962), qui est un diagramme de classification des chlorites ;

- *Mg = f(Fe)*, ce diagramme permet de montrer les substitutions possibles dans le site R2+, soit une substitution mutuelle de Fe par Mg

- $Al_{IV} = f(Al_{VI})$, qui permet de décrire les relations entre les substitutions des sites tétraédrique (T) et octaédrique (O) et leur combinaison ;

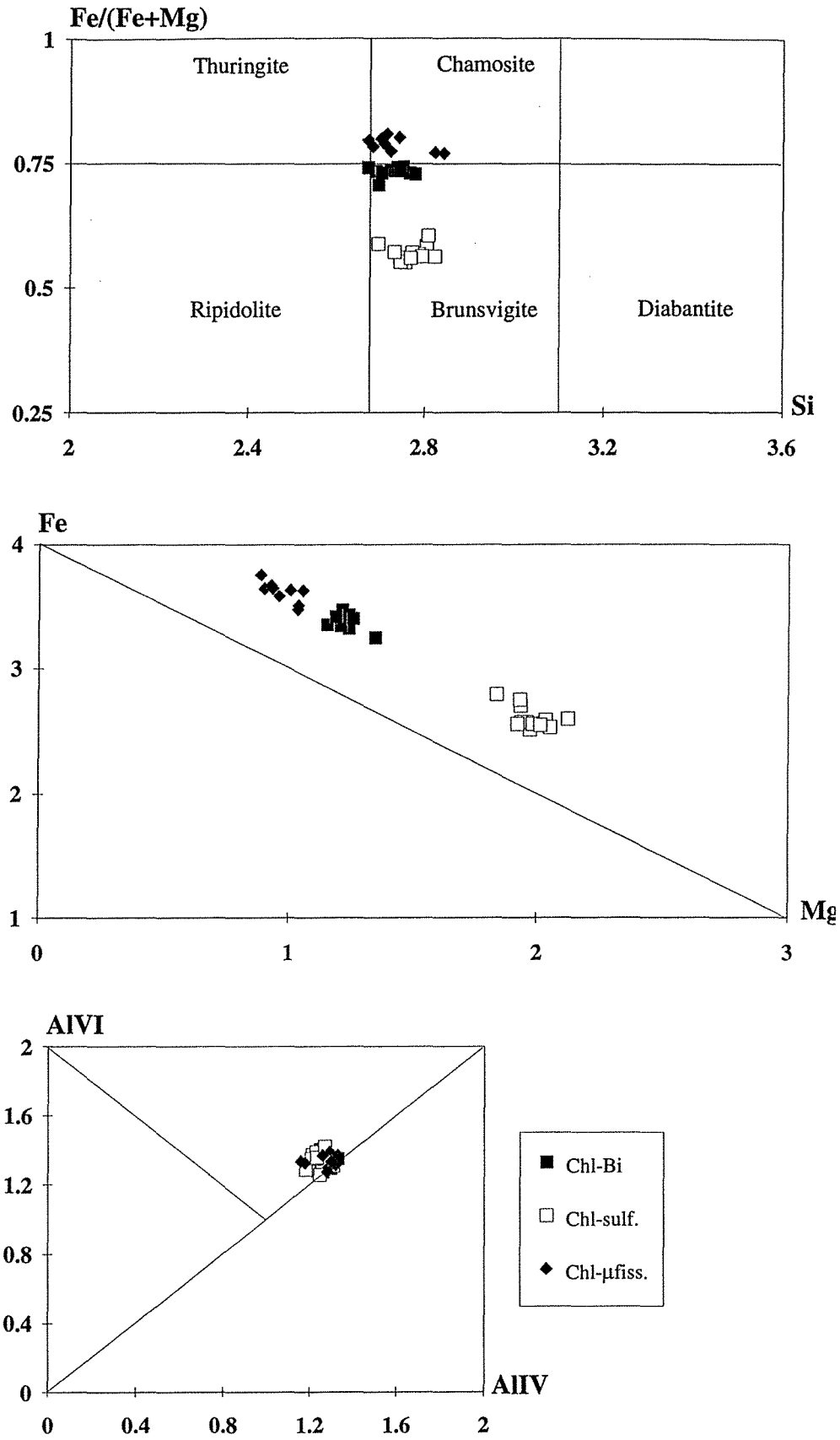


Fig. II-15 : Diagrammes cristallochimiques appliqués aux chlorites observées à Corcoesto.

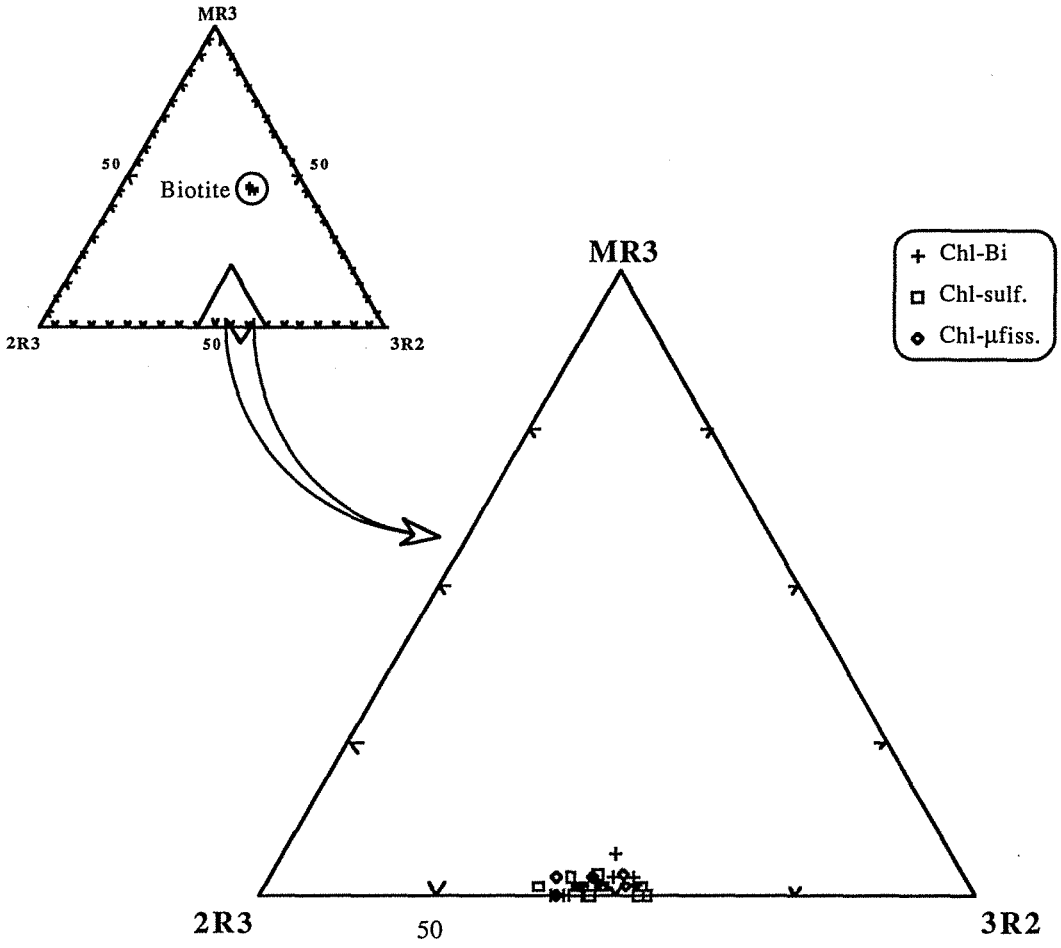


Fig. II-16 : Diagramme cristallochimique de Velde (1977) appliqué aux chlorites de Corcoesto.

- $2R^3$-MR^3-$3R^2$ (Velde, 1977).

Selon leur site de cristallisation, trois types de chlorites ont été distingués : les chlorites issues de l'altération de la biotite, les chlorites associées à des sulfures et les chlorites des épontes des veinules de carbonate.

- *Chlorite liée à l'altération de la biotite (Chl-Bi) :* dans les zones altérées, la biotite est très peu abondante et se présente sous forme de quelques reliques chloritisées. La chlorite se présente sous forme de petits cristaux allongés et pléochroiques (vert-clair). Son analyse à la microsonde électronique a permis de calculer la formule structurale suivante :

$$(Si_{2,71}\ Al_{1,29})\ (Al_{1,30}\ Fe_{3,41}\ Mg_{1,23}\ Mn_{0,03})\ K_{0,01}\ Ti_{0,01}\ O_{10}\ (OH)_8$$

La nomenclature a été déterminée d'après la classification de Foster (1962). Cette chlorite est à la limite entre le domaine des brunsvigites et des chamosites (Fig. II-15). Elle se caractérise par des teneurs en Fe et Mg de 3,41±0,05 et 1,23±0,04 atomes par demi-maille respectivement. Les teneurs en Al_{IV} et Al_{VI} sont respectivement 1,29 et 1,30.

- *Chlorites associées aux sulfures (Chl-sulf.),* se présentent sous forme de petits cristaux automorphes. Elles se forment soit dans les fissures dans les sulfures, soit autour, en remplissant des pores. Elles présentent des caractéristiques de brunsvigite, et sont plus magnésiennes (Mg = 1,98±0,07) que les précédentes. Leur formule structurale moyenne est la suivante :

$$(Si_{2,77}\ Al_{1,23})\ (Al_{1,31}\ Fe_{2,61}\ Mg_{2,00}\ Mn_{0,03})\ O_{10}\ (OH)_8$$

- *Chlorites des veinules (Chl-μfiss.) :* ces chlorites sont de très petite taille, et ont été identifiées aux épontes des veinules de carbonate. Elles se présentent sous forme de cristaux xénomorphes. La formule structurale moyenne est la suivante :

$$(Si_{2,73}\ Al_{1,27})\ (Al_{1,33}\ Fe_{3,61}\ Mg_{0,97}\ Mn_{0,03})\ K_{0,03}\ O_{10}\ (OH)_8$$

Les caractéristiques cristallochimiques de ces chlorites sont les suivantes : les teneurs en Fe et Mg sont voisines respectivement de 3,61±0,08 et 0,97±0,06 atomes par demi-maille, la teneur en Al_{VI} (1,33±0,04) est de l'ordre de 1,27±0,06. Ces chlorites se situent dans le domaine des chamosites.

Dans le diagramme de Velde (Fig. II-16), les différents types de chlorite se placent entre les deux pôles $2R^3$-$3R^2$ dans le domaine des chlorites. Cependant, les

trois types de chlorites présentent des différences de point de vue chimique Le diagramme Fe/(Fe+Mg) (Fig. II-15) montre une diminution des quantités de Fe et Si des chlorites associées aux sulfures vers les chlorites des épontes, ce qui est également montré par le diagramme Fe/Mg (Fig. II-15). Sur ce diagramme, les trois types de chlorites forment trois populations distinctes au dessus de la droite de substitution Fe/Mg. La corrélation négative entre Fe et Mg est très nette. Les teneurs en Al_{VI} sont presque les mêmes pour les trois types (Fig. II-15), mais la quantité en Al_{VI} diminue avec celle du Fe au fur et à mesure que les quantités en Si et Mg augmentent.

La différence de composition des trois chlorites peut être liée soit à la différence de composition des minéraux d'origine, soit aux conditions physico-chimiques. Il est difficile de trouver une explication simple à la différence du chimisme entre les chlorites des veinules et celles associées spatialement aux sulfures.

2.1.6- Conséquences géochimiques de l'altération

Les interactions entre fluides et encaissant granitique lors des différents stades de percolation ont provoqué des transformations dans la composition chimique des granites et la cristallisation des minéraux d'altération cités auparavant. Il est donc nécessaire de savoir si ces transformations minéralogiques, qui restent d'ampleur limitée, ont provoqué des transferts significatifs d'éléments. Pour caractériser ces variations, des diagrammes chimico-minéralogiques et de normalisation ont été utilisés.

Les granites altérés (blanchis à K-micas/chlorite) et les granites sains montrent des compositions sensiblement différentes et qui ne sont pas attribuables à des différences significatives de densité ($\Delta d < 0.05$). Le diagramme Q-F (Fig. II-7) montre une légère augmentation du paramètre F, qui est due à une altération des plagioclases en K-micas.

Les rapports entre les moyennes de teneurs en éléments majeurs dans les granites altérés par rapport aux granites sains montrent des variations pour tous les éléments analysés (Fig. II-17).

Le fer montre une augmentation significative due à la formation des chlorites de veinules et de sidérite, mais aussi à la présence de l'arsénopyrite et de la pyrite dans ces facies.

L'augmentation très importante des teneurs en CaO est liée à la cristallisation de l'ankérite dans les veinules et corrélativement à l'altération des plagioclases calciques en carbonate in situ.

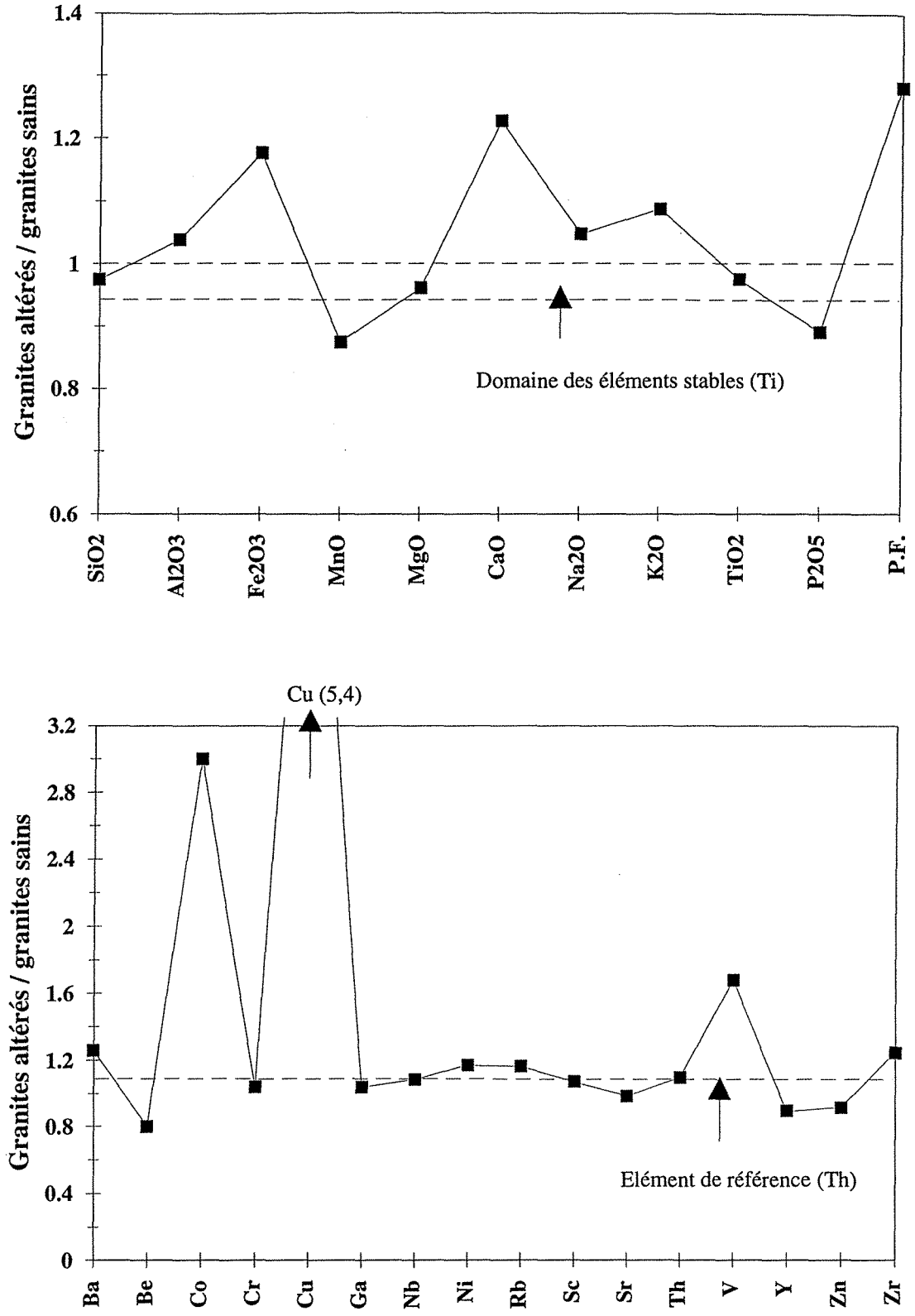


Fig. II-17 : Rapports entre les moyennes des élèments majeurs et en traces des granites altérés et des granites sains.

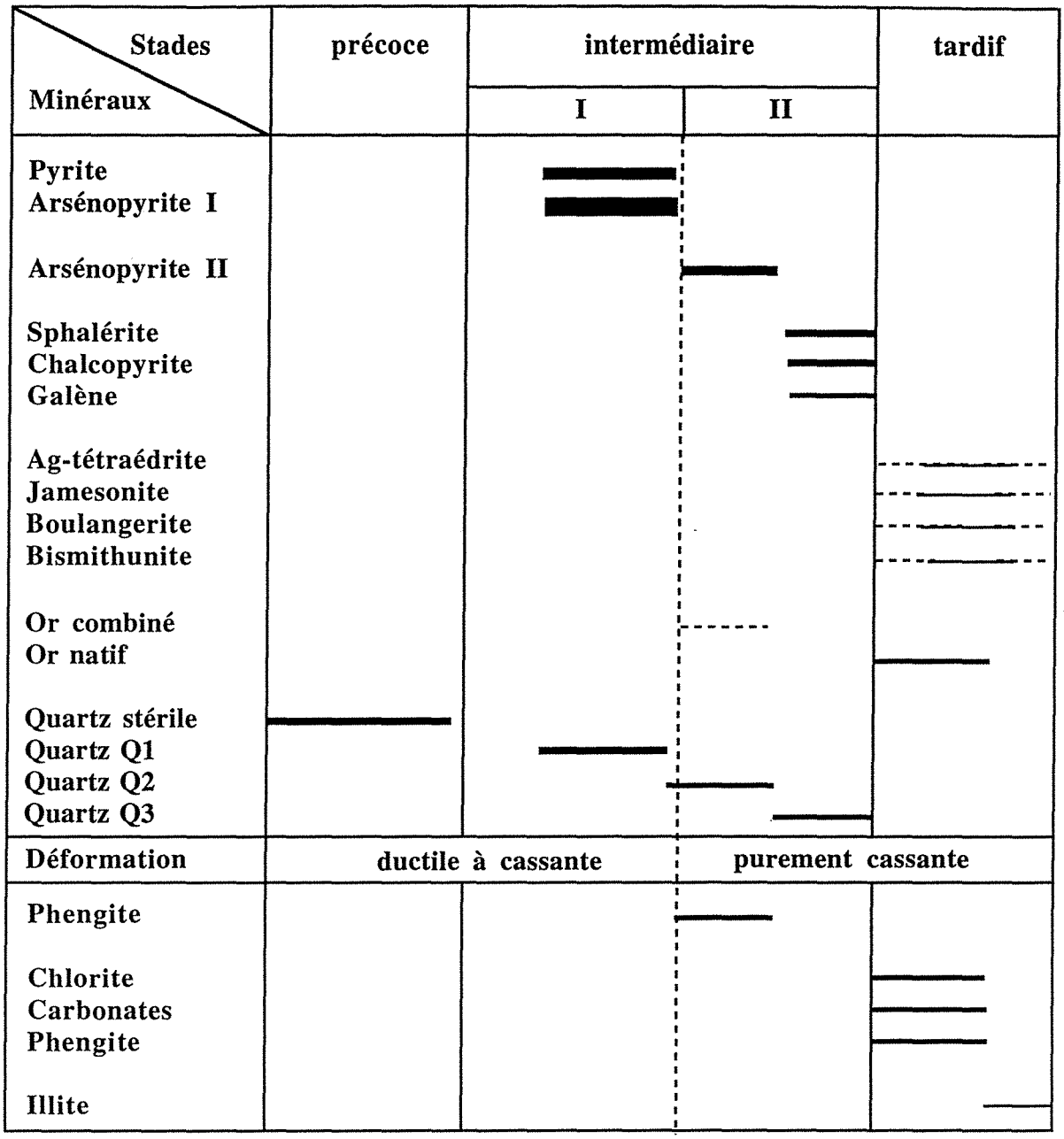


Fig. II-18 : Séquence paragénétique à Corcoesto : chronologie relative et relations génétiques entre les quartz des veines, les paragenèses métalliques et les paragenèses d'altération.

L'augmentation importante des teneurs de K_2O par rapport à celle du Na_2O explique l'augmentation du paramètre F. Cette augmentation de K_2O est liée à la cristallisation des phyllites (phengites et illites).

Une diminution du paramètre A dans les granites altérés est observée. Cette diminution peut s'expliquer par l'altération des feldpaths en phyllites.

Pour les éléments en traces, les variations les plus importantes sont les gains en Co et Cu (pyrite, chalcopyrite), et en Ba et V (Fig. II-17).

2.1.7- Conclusions

Les granites de Corcoesto sont des granites peralumineux intrudés de dykes de leucogranites et d'aplite. Ces granites ont subi différents stades de fissuration responsables de la formation du réseau dense de veines de quartz, et de dépôt d'une succession de paragenèses métalliques et d'altération. L'étude pétro-géochimique a permis de relier les différents types de quartz et les différentes paragenèses métalliques et d'altération. La figure II-18 propose une séquence paragénétique générale pour le gisement qui est la suivante :

i) le stade précoce, correspond à la mise en place des veines remplies du quartz stérile Q1. Au contact des ces veines de quartz, le granite des épontes ne présente aucune altération visible (biotite stable). Ces veines ne montrent pas de relation avec le dépôt de la phase sulfurée ;

ii) le stade intermédiaire I, est caractérisé par le dépôt du quartz Q1 et par le dépôt des paragenèses sulfurées précoces à pyrite et arsénopyrite I. L'altération hydrothermale associée ce stade correpond à une altération des feldspaths alcalins en phengites (biotite reste stable) ;

iii) le stade intermédiaire II : à la fin du stade I, une reprise de l'activité tectonique provoque une fracturation de la pyrite, l'arsénopyrite I et du quartz Q1. Au stade II, ces nouvelles fissures sont empruntées par les fluides qui ont déposé le quartz Q2 et la paragenèse sulfurée associée à arsénopyrite II avec de l'or combiné. A la fin du stade II, une autre activité tectonique s'est produite et a provoqué un fissuration des minéraux des différentes paragenèses antérieures. Les fractures formées et le centre de veines sont alors remplies par le quartz Q3, souvent automorphe, et localement par la sphalérite, la chalocopyrite et la galène.

iv) le stade tardif, est caractérisé par une déformation importante qui a produit une fissuration des différents types de quartz et de sulfures précoces et une formation

des microstructures (veinules à chlorites, phengites et carbonates et des plans d'inclusions fluides) recoupant les veines de quartz et leur encaissant granitique. Ces structures ont permis la circulation des fluides tardifs. La migration de ces fluides a été à l'origine d'une altération hydrothermale importante des minéraux de l'encaissant aux épontes des fissures empruntées. Cette altération correspond à un remplacement des biotites par des chlorites. Ce stade est caractérisé par le dépôt de l'or natif dans les fissures de l'arsénopyrite, puis par celui de la paragenèse métallique tardive à Ag-tétraédrite, jamesonite, boulangérite, bismuthinite et or natif.

L'étude géochimique des sulfures a montré que les valeurs les plus significatives de l'or sont associées à ces granites orientés, et que l'or existe principalement sous forme native.

II.2- GISEMENT DE TOMINO

2.2.1- Minéralogie du granite

Les granites de Tomino sont des granites à deux micas leucocrates. La déformation tectonique est moins importante qu'à Corcoesto. Les principales caractéristiques minéralogiques des différents corps granititiques de Tomino sont données dans le tableau 2 (annexe 1). L'assemblage minéralogique est formé essentiellement de quartz, de feldspaths potassiques, de plagioclases, de muscovite et de biotite.

Le quartz est le minéral le plus abondant (30 %). Il est généralement de grande taille, et est très fracturé (plans d'inclusions fluides). Les feldspaths potassiques sont représentés surtout par des porphyroclastes d'orthose peu altérées. Les plagioclases, de petite taille, sont plus abondants que les feldspaths potassiques.

La muscovite, très abondante, se présente en lamelles allongées dispersées ou en amas de cristaux imbriqués les uns sur les autres et sous forme de cristaux de grande taille avec des contours très irréguliers. Ces minéraux de grande taille présentent parfois un aspect flexueux indiquant une légère déformation tectonique. La biotite se présente sous forme de petits cristaux. Elle contient des zircons en inclusions entourés des halos pléochroïques. Les minéraux accessoires sont présentés par le zircon, l'apatite et parfois la tourmaline.

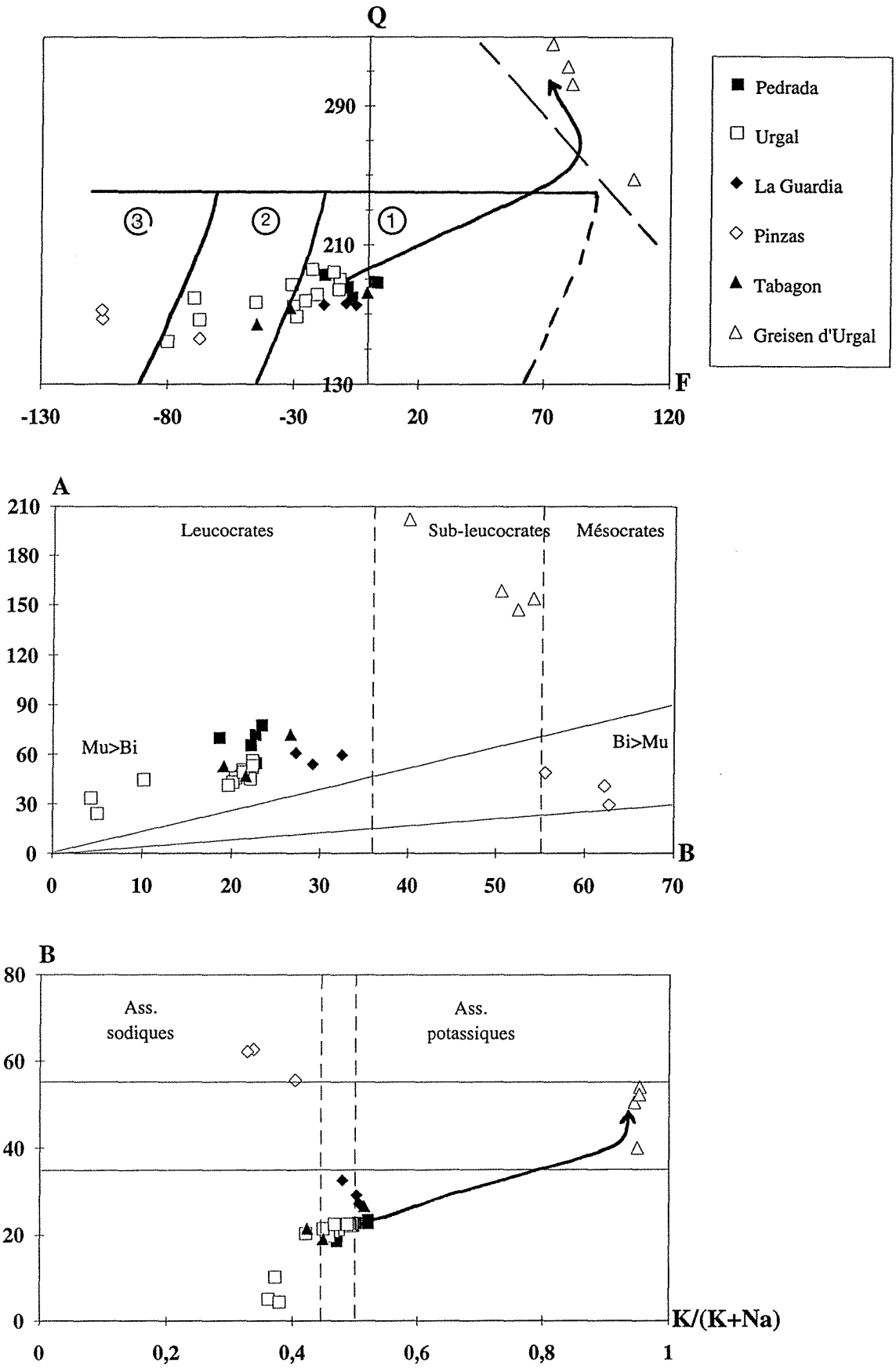


Fig. II-19 : Diagrammes chimico-minéralogiques (Debon et Le Fort, 1982) appliqués aux granites sains et altérés. (1) : granite, (2) : adamellite, (3) : granodiorite.

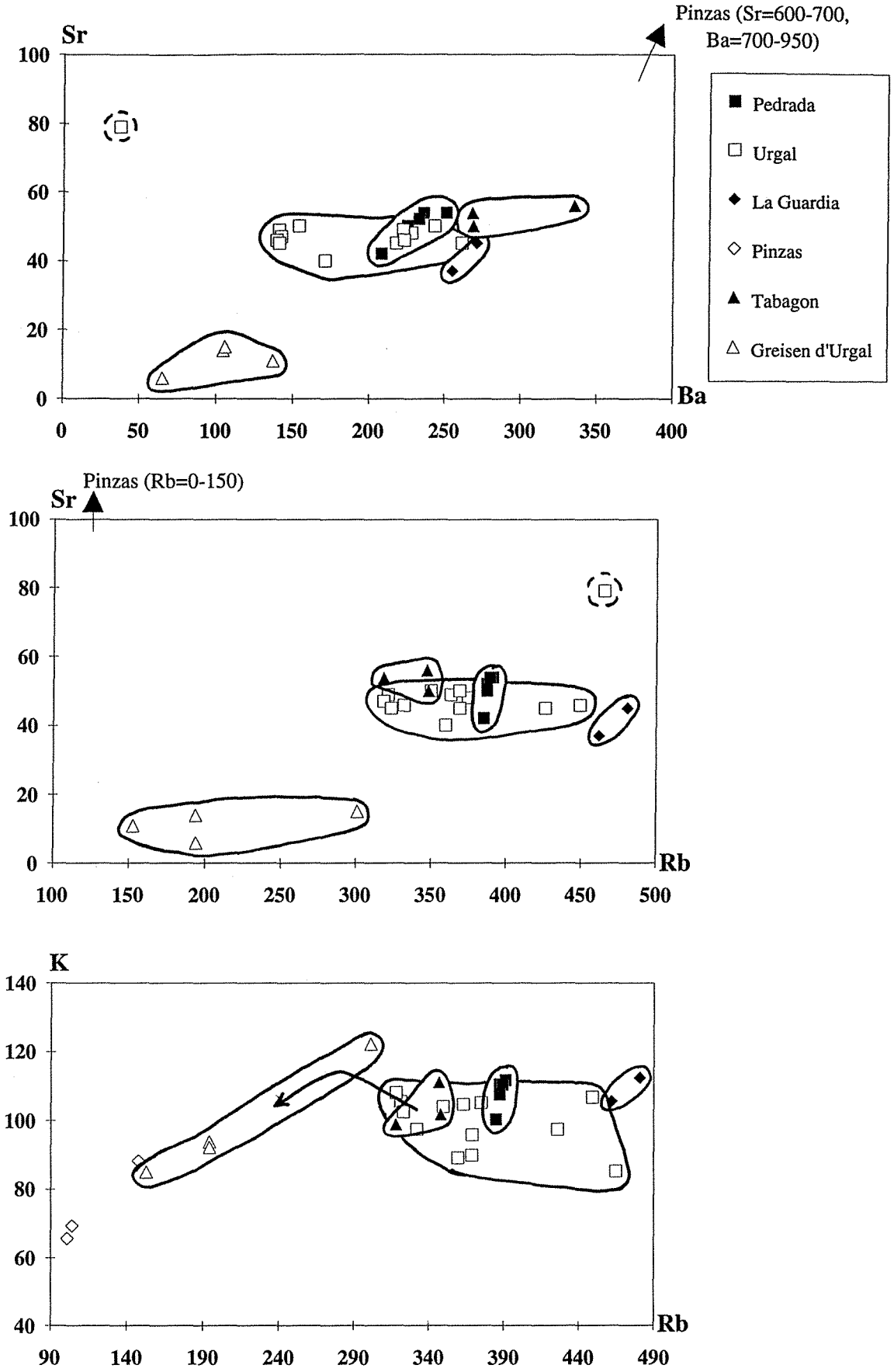


Fig. II-20 : Diagrammes Sr-Ba, Sr-Rb et K-Rb appliqués aux granites sains et altérés.

2.2.2- Géochimie des granites sains

Des analyses géochimiques des éléments majeurs et en traces ont été réalisées sur des échantillons des différents corps granitiques de la région de Tomino. Elles sont présentées dans le tableau 2 (annexe 2).

Les granitoïdes de Tomino se placent dans le domaine des granites dans le diagramme de classification Q/F (Fig. II-19). L'ensemble de ces granites sont des granites peralumineux leucocrates, à l'exception du granite de Pinzas qui est un granite mésocrate. Dans le diagramme A/B (Fig. II-19), ces granites sont localisés dans le domaine I excepté le granite de Pinzas qui se situe dans le secteur II. Ceci confirme que mis à part le granite de Pinzas qui est un granite à biotite, les granites de Tomino ont des caractéristiques typiques de granites peralumineux à muscovite.

Les particularités chimico-minéralogiques de chaque type de faciès ont été déduites à partir des diagrammes chimico-minéralogiques. Le diagramme Q/F montre une variation significative du paramètre F indiquant une diminution du Ca et une augmentation des teneurs de Si et K du granite de Pinzas le moins différencié vers le granite le plus différencié de Pedrada. Le diagramme B/(K/K+Na) (Fig. II-19) montre que les leucogranites présentent aussi une évolution d'une association sodique correspondant au granite d'Urgal vers une association sodi-potassique à potassique correspondant au granite de Pedrada.

L'ensemble des granites de Tomino présentent de faibles teneurs en thorium (<10 ppm). Les teneurs en Sr dans les leucogranites sont assez faibles (50 ppm), et ne présentent pas de variation significative, alors que les teneurs en Ba et Rb sont élevées et varient respectivement de 140 à 340 ppm et de 300 ppm (granite de Tomino) à 480 ppm (granite de La Guardia). Les granites de Pinzas sont très pauvres en Rb (<150 ppm) mais riches en Sr avec des quantités de l'ordre de 700 ppm. Aucune corrélation n'est observée entre les éléments Sr et Ba et entre Sr et Rb (Fig. II-20).

Le diagramme K/Rb (Fig. II-20) montre une diminution des quantités de Rb et de K des leucogranites vers les faciès altérés (greisen) et le mésogranite de Pinzas, mais pas de différence au niveau des faciès principaux.

2.2.3- Minéralogie des filons et des altérations

L'étude de la minéralogie des filons et des altérations a fait l'objet de travaux préliminaires dans le cadre du projet CEE (Essarraj, 1992 ; Urbano et al., 1991), qui ont été complétés par le présent travail.

Planche II-4

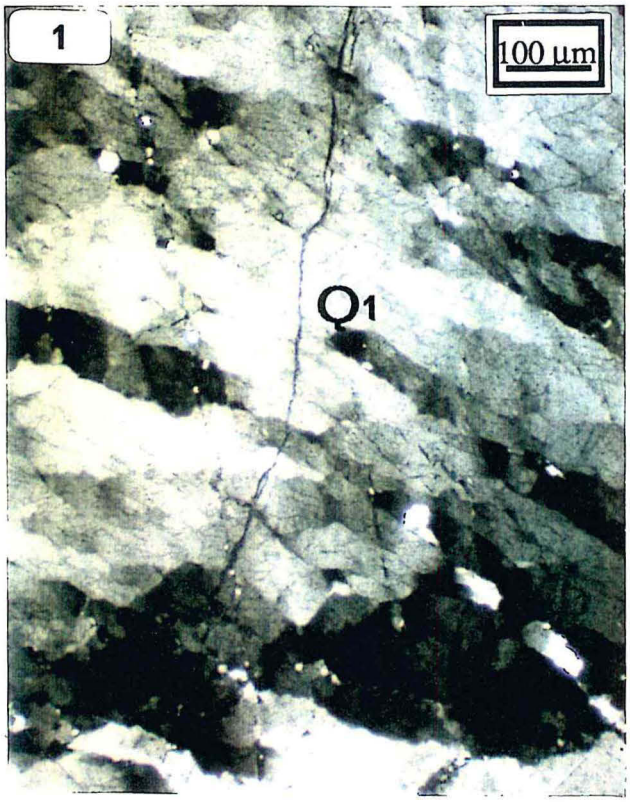
1 : Quartz précoce Q1 déformé (LTP, lame mince),

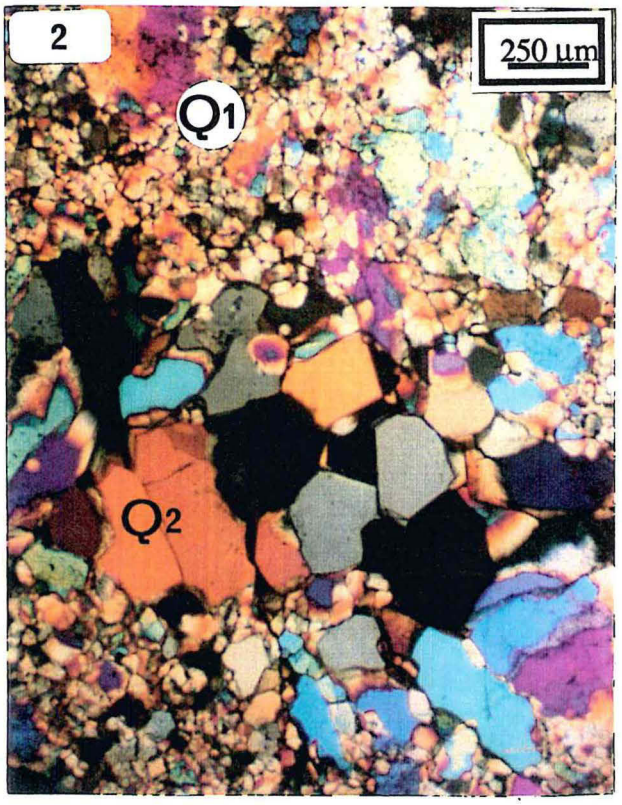
2 : Quartz automorphe Q2 au coeur des veines (LTP, lame épaisse)

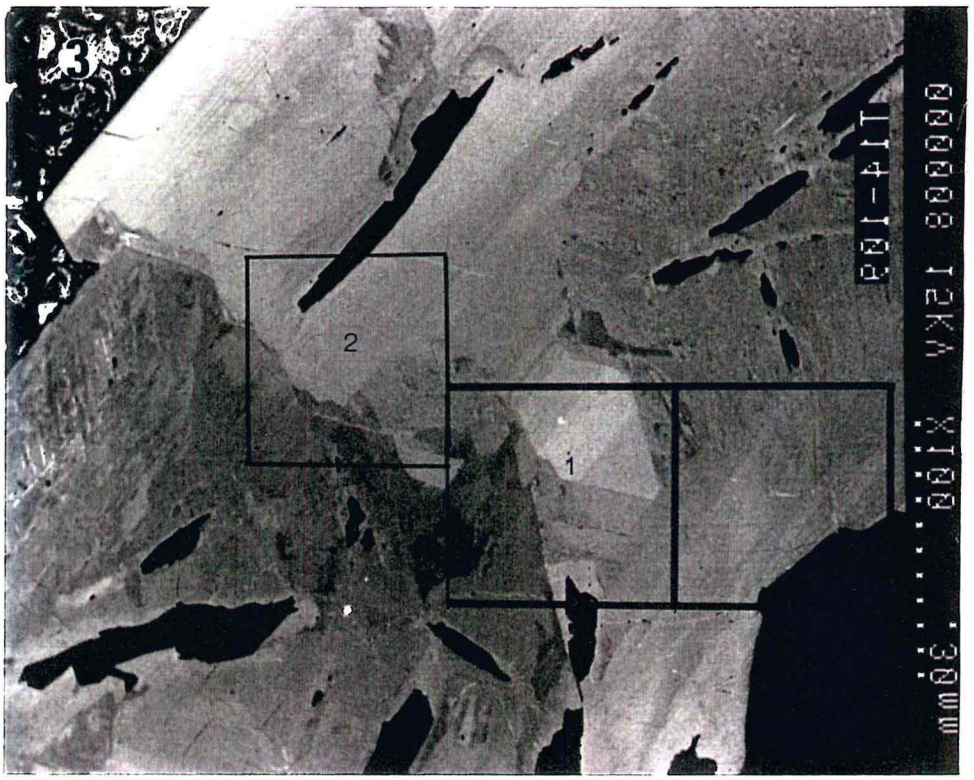
3 : Arsénopyrite zonée de Tomino observée au MEB. (1) et (2) correspondent aux sites analysés à la microsonde ionique.

Planche II-5

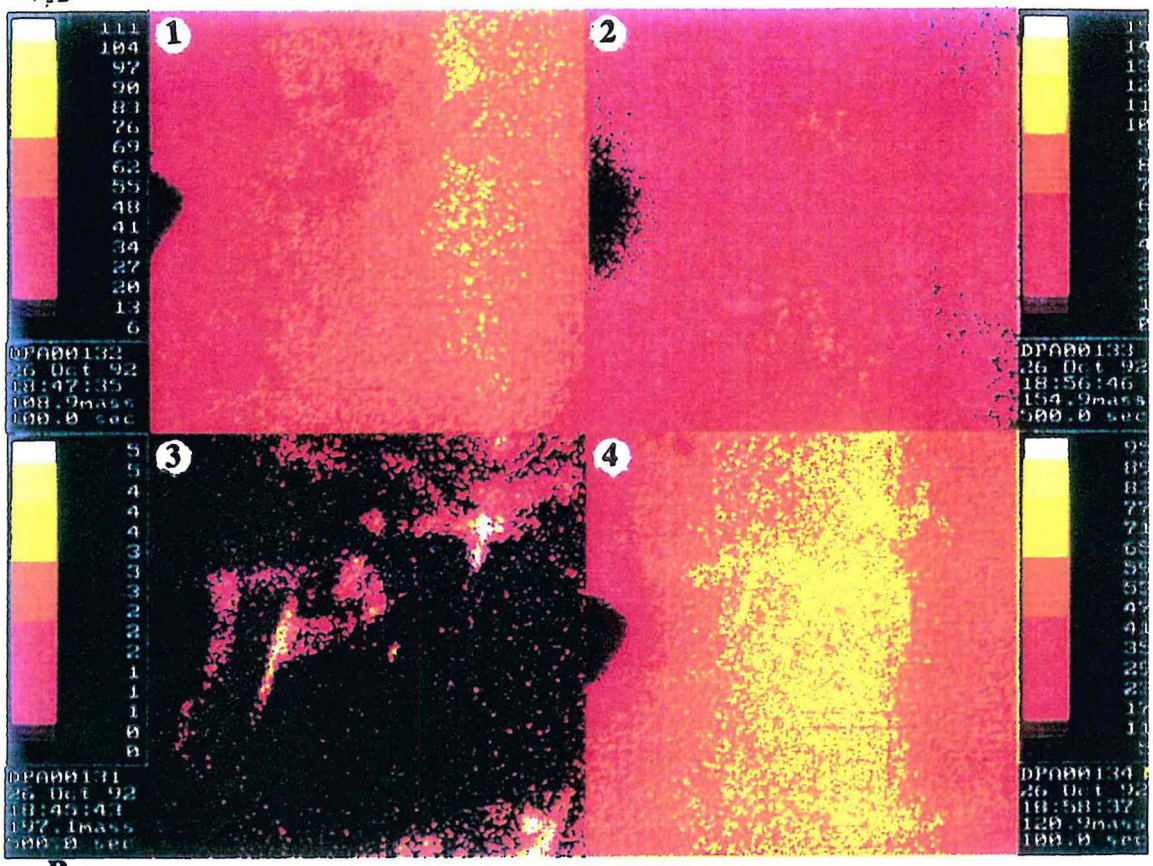
A et B : Images numériques correspondant aux émissions secondaires de 107AsS (1), 155SbS (2), 197Au (3) et 120SbS (4) obtenues par analyse à la microsonde ionique des sites 1 et 2 de la photographie 3 de la planche II-4. Axe AB correspond au profil d'analyse des concentrations en or (Fig. II-10).


1
100 µm
Q1

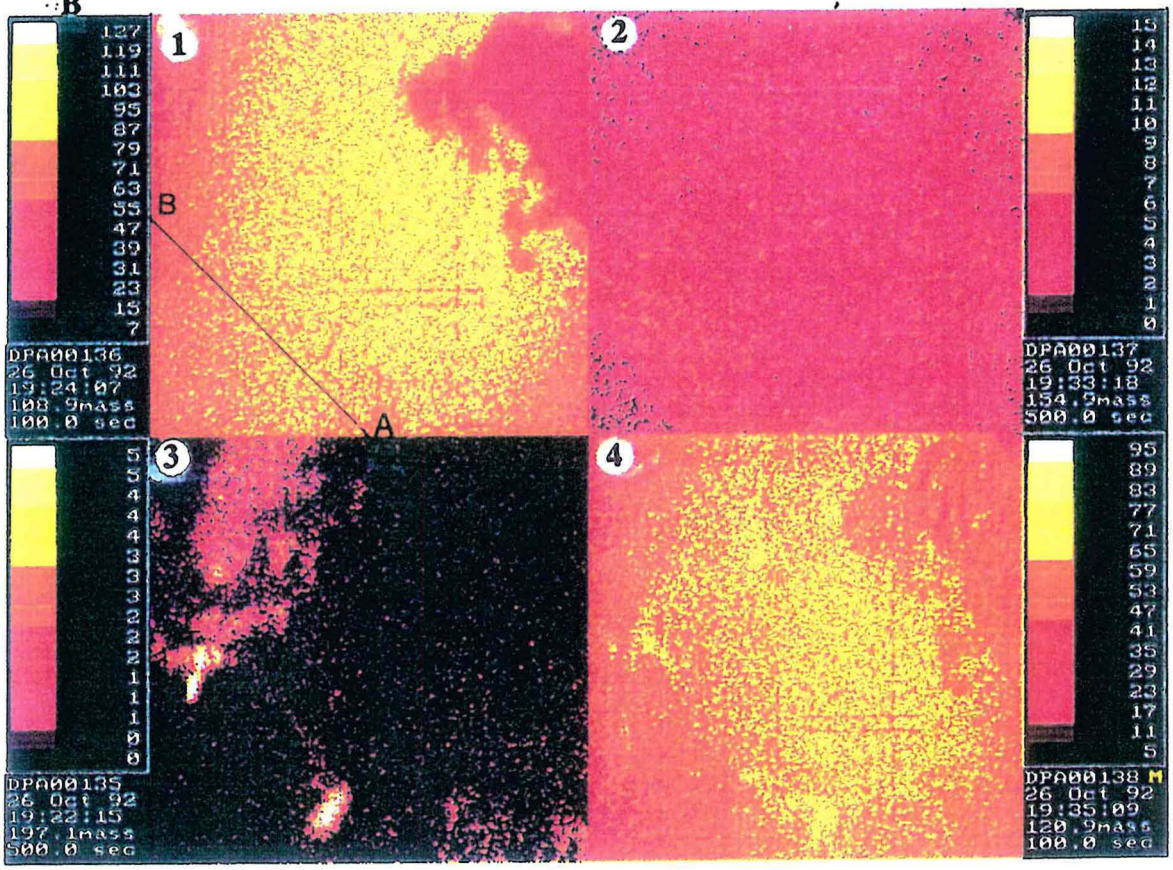

2
250 µm
Q1
Q2


3
2
1

A


1
2
3
4
DPA00132
26 Oct 92
18:47:35
108.9mass
100.0 sec
DPA00133
26 Oct 92
18:56:46
154.9mass
500.0 sec
DPA00131
26 Oct 92
18:45:43
197.1mass
100.0 sec
DPA00134
26 Oct 92
18:58:37
120.9mass
100.0 sec

B


1
2
3
4
B
A
DPA00136
26 Oct 92
19:24:07
108.9mass
100.0 sec
DPA00137
26 Oct 92
19:33:18
154.9mass
500.0 sec
DPA00135
26 Oct 92
19:22:15
197.1mass
500.0 sec
DPA00138
26 Oct 92
19:35:09
120.9mass
100.0 sec

Le granite est recoupé par un réseau de filons et de filonnets qui sont généralement remplis de quartz. Aux épontes des veines, ce granite a subi différentes transformations minéralogiques liées aux différents stades de circulation fluide. L'étude microscopique de ces filonnets montre la succession de plusieurs stades de fracturation, d'altération et de dépôt dont chaque stade est caractérisé par une paragenèse spécifique. La succession suivante a été observée :

i) Stade anté-quartz Q1 : ce stade est antérieure à la mise en place des veines de quartz. Il est caractérisé par une greisenisation des granites aux épontes des fractures sans dépôt de quartz. Cette greisenisation consiste en une transformation de la roche en un assemblage à muscovite et quartz (Planche II-3-1) ;

ii) Stade précoce : pendant ce stade, la migration de fluides affecte des fractures déjà greisenisées et essentiellement les nouvelles fentes de tension. Cette migration de fluides a provoqué des perturbations des compositions des muscovites de greisen, et est reponsable du dépôt de la paragenèse quartz Q1 - pyrite - arsénopyrite -pyrrhotite. Ces minéraux sont en général de grande taille, et sont affectés par une déformation entraînant une anisotropie de la pyrite, des macles tectoniques dans l'arsénopyrite et des extinctions roulantes dans le quartz (Planche II-4-1). Les fentes de tension montrent des terminaisons légèrement sigmoïdes. Cet épisode caractérise donc la transition entre le régime de déformation ductile à fragile ;

iii) Stade intermédiaire : il est caractérisé par le dépôt du quartz automorphe (Q2) (Planche II-4-2), de l'arsénopyrite automorphe zonée (Planche II-4-3) et de la chlorite. Des bandes d'arsénopyrite très finement cristallisée sont observées, et sont probablement le résultat d'une bréchification de l'arsénopyrite précoce. Le quartz (Q2) s'observe au coeur des veines de quartz précoce (planche II-4-2), et se termine souvent en géodes, occupées parfois par des cristaux d'arsénopyrite. Pendant ce stade, les biotites sont quasi-totalement altérées en chlorite, et les muscovites ;

iv) Stade tardif : il est caractérisé par le dépôt de la paragenèse à chalcopyrite, bismuthinite, ± sphalérite, sulfosels de Cu, As (Fe-Zn), bismuth et or natif dans les fissures affectant les paragenèses antérieures. L'altération consiste en l'illitisation des muscovites et des feldspaths. Pendant ce stade, des fissures remplies de chlorites recoupant l'encaissant granititique et les veines de quartz se sont formées (Planche II-3-2) ;

v) Stade supergène : il est caractérisée par le dépôt de l'association à chalcosite, covellite, lépidocrocite, marcasite et goethite, et par une kaolinisation qui a affecté superficiellement les granites.

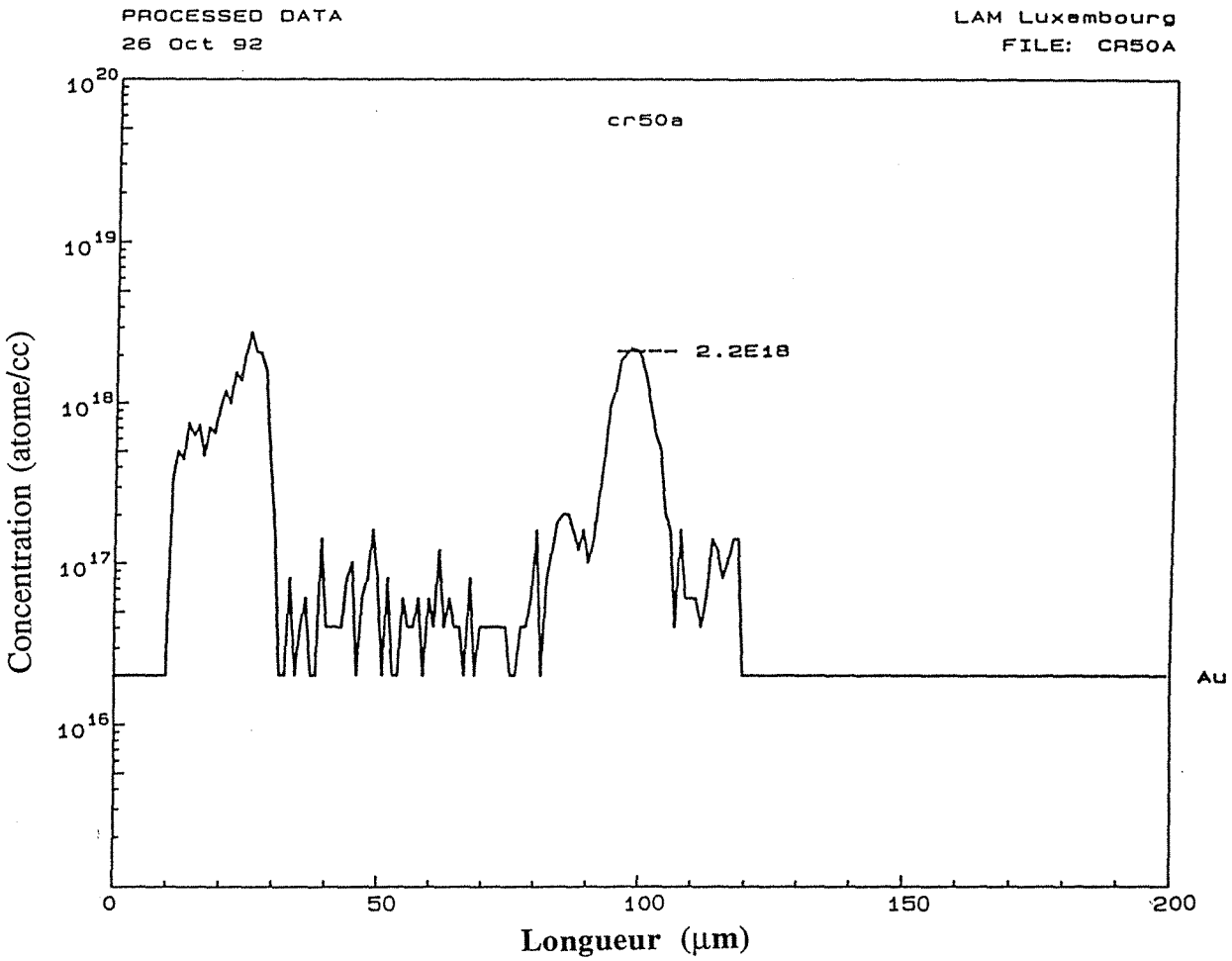


Fig. II-21 : Profil des concentrations en or dans l'arsénopyrite obtenu par analyse à la microsonde ionique.

2.2.4- Etat et localisation de l'or

La minéralisation aurifère (particules d'or natif) est peu fréquente dans le greisen et se présente sous forme de petites inclusions (< 8 µm) disséminées principalement dans la chalcopyrite. Dans les veines de quartz minéralisées, l'or se trouve sous deux formes, combinée et native :

- l'or natif est présent dans ces filons de quartz sous forme de grains de 25 à 175 µm dans les fractures affectant les sulfures et également en association avec la chalcopyrite (Planche II-2-2). L'analyse des grains d'or natif au MEB a montré qu'il s'agit d'électrum avec des teneurs en argent élevées atteignant 40% atomique ;

- des arsénopyrites zonées (Planche II-4-3), à cause des variations des teneurs en As, ont été analysées à la microsonde ionique. Les analyses montrent nettement une incorporation de l'or combiné pendant la cristallisation des bandes de surcroissances tardives ou dans des microfissures présentant une recristallisation des arsenopyrites (Planche II-5-A et B). Il est observé en faible quantité dans le coeur des cristaux d'arsénopyrites (Planche II-5-A et B).

Afin de quantifier la variation des teneurs en or, un profil d'analyse (axe AB sur l'image 1 de la planche II-5-B) à la microsonde ionique a été réalisé sur un cristal d'arsénopyrite zonée. Ce profil (Fig. II-21) montre une alternance d'enrichissement le long des bandes de surcroissances. Les teneurs les plus importantes correspondent aux limites entre deux zones de surcroissances et atteignent 100 ppm. Les quantités faibles sont observées au coeur du cristal et dans certaines bandes de croissance. Elles sont de l'ordre de la dizaine de ppm.

2.2.5- Caractéristiques cristallochimiques des minéraux d'altération

Les minéraux sont classés en fonction de leur site de cristallisation. Les diagrammes ayant servi pour pour le traitement des données de Corcoesto sont utilisés pour Tomino. Les formules structurales sont données dans les tableaux 3 et 4 (annexe 3). Ces formules structurales ont été calculées pour une demi-maille.

2.2.5.1- Phyllosilicates

Selon leur origine et leur site de cristallisation, trois types de micas se différencient :

- *les micas du greisen (muscovite)* : ce sont des micas de grande taille (Planche II-3-1 et 2). Ils ont probablement subi des perturbations des compositions, sous l'effet

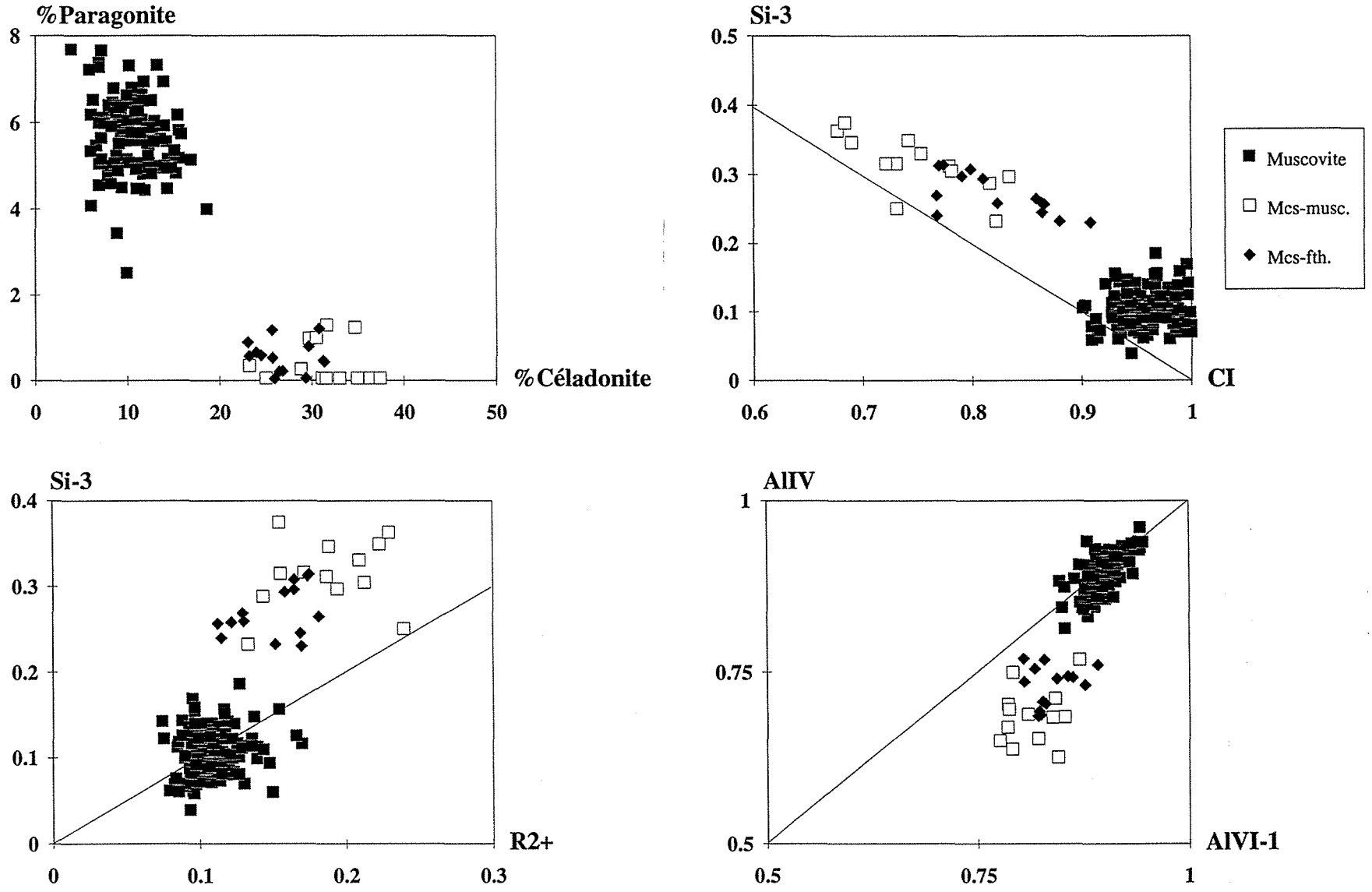


Fig. II-22 : Diagrammes de caractérisation cristallochimique appliqués aux K-micas observés à Tomino.

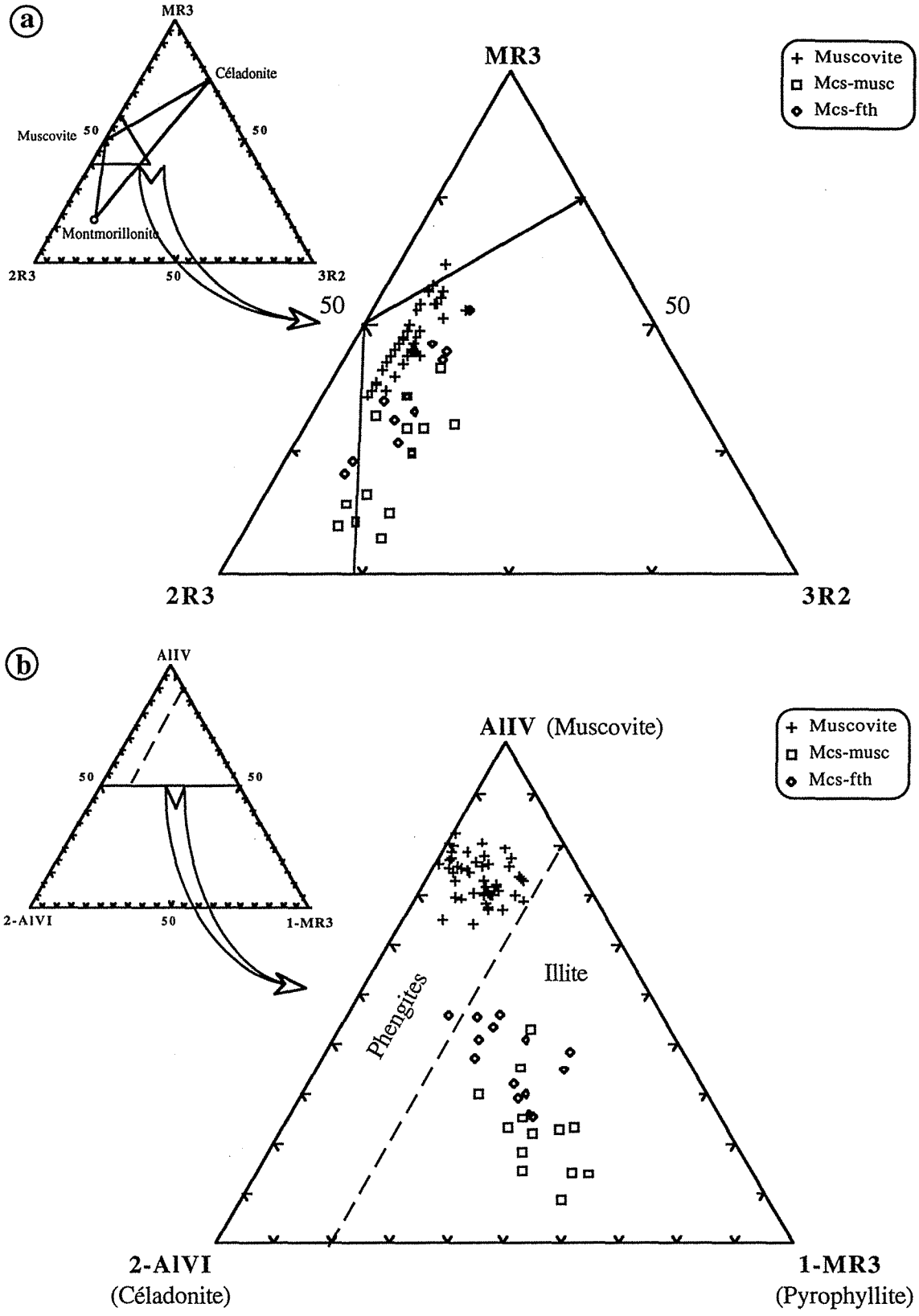


Fig. II-23 : Diagrammes cristallochimiques appliqués aux K-micas de Tomino :
(a) : diagramme de Velde (1977),
(b) : diagramme de Hower et Mowatt (1966).

des stades d'altérations ultérieurs, qui se traduisent par une baisse de la charge interfoliaire (CI comprise entre 0,90 et 1 avec une moyenne à 0,96). La teneur en paragonite varie entre 2,5 et 7,7% tandis que la teneur en céladonite est très variable entre 4 et 18,6% (Fig. II-22). Ces micas se placent sur la droite de substitution phengitique dans les diagrammes Si-3/R^{2+} et Al_{IV}/Al_{VI}-1 (Fig. II-22). Ceci indique que le fer est sous forme Fe^{2+} et qu'il est utilisé avec le magnésium pour compenser l'excès en silicium par une substitution de Al^{3+} par Mg et Fe. Dans les diagrammes ($2R^3$, MR^3, $3R^2$) et (2-Al_{VI}, Al_{IV}, 1-MR^3), ces micas se placent vers le pôle des muscovites avec une substitution phengitique d'environ 10 à 15%.

- *les micas issus de l'altération des feldspaths (Mcs-fth.)* : ces micas se présentent sous forme de petits cristaux qui se développent au coeur et en bordure des mésocristaux de feldspaths. Ils se développent aussi au niveau des fissures interminérales. Ces micas se caractérisent par une charge interfoliaire comprise entre 0,77 et 0,91 atomes par demi-maille et le paramètre R^{2+} varie entre 0,11 et 0,18 atomes par demi-maille.

- *les micas d'altérations des muscovites (Mcs-musc.)* : ces phyllites résultent de la transformation des muscovites primaires au niveau de leurs bordures. Ces micas présentent des charges interfoliaires plus basses variant entre 0,68 et 0,83 atomes par demi-maille et des teneurs respectives en Fe et Mg de l'ordre de 0,11±0,03 et 0,07±0,01 atomes par demi-maille.

Sur le diagramme Si-3/CI (Fig. II-22), ces deux derniers types de micas s'alignent le long de la droite Si-3=CI, et témoignent d'une substitution illitique. Cette substitution est décrite dans les diagrammes triangulaires ($2R^3$, MR^3, $3R^2$) et (2-Al_{VI}, Al_{IV}, 1-MR^3) (Fig. II-23). Dans le diagramme % paragonite/% céladonite (Fig. II-22), ces illites se placent dans le même domaine (20 à 37 % céladonite, 0 à 1,8 % paragonite). Les diagrammes Si-3/R^{2+} et Al_{IV}/Al_{VI}-1 (Fig. II-22) montrent un excès en silice et un déficit en Al_{IV} en site tétraédrique. Cet excès en silice est compensé par l'introduction de R^{2+} (Fe^{2+} et Mg) et Al_{VI} dans le site octaédrique et par un déficit de charge en alcalins.

2.2.5.2- Chlorites

Deux grands types de chlorites se distinguent : les chlorites issues de l'altération de la biotite, les chlorites en agrégats sur les muscovites et les chlorites des microfissures.

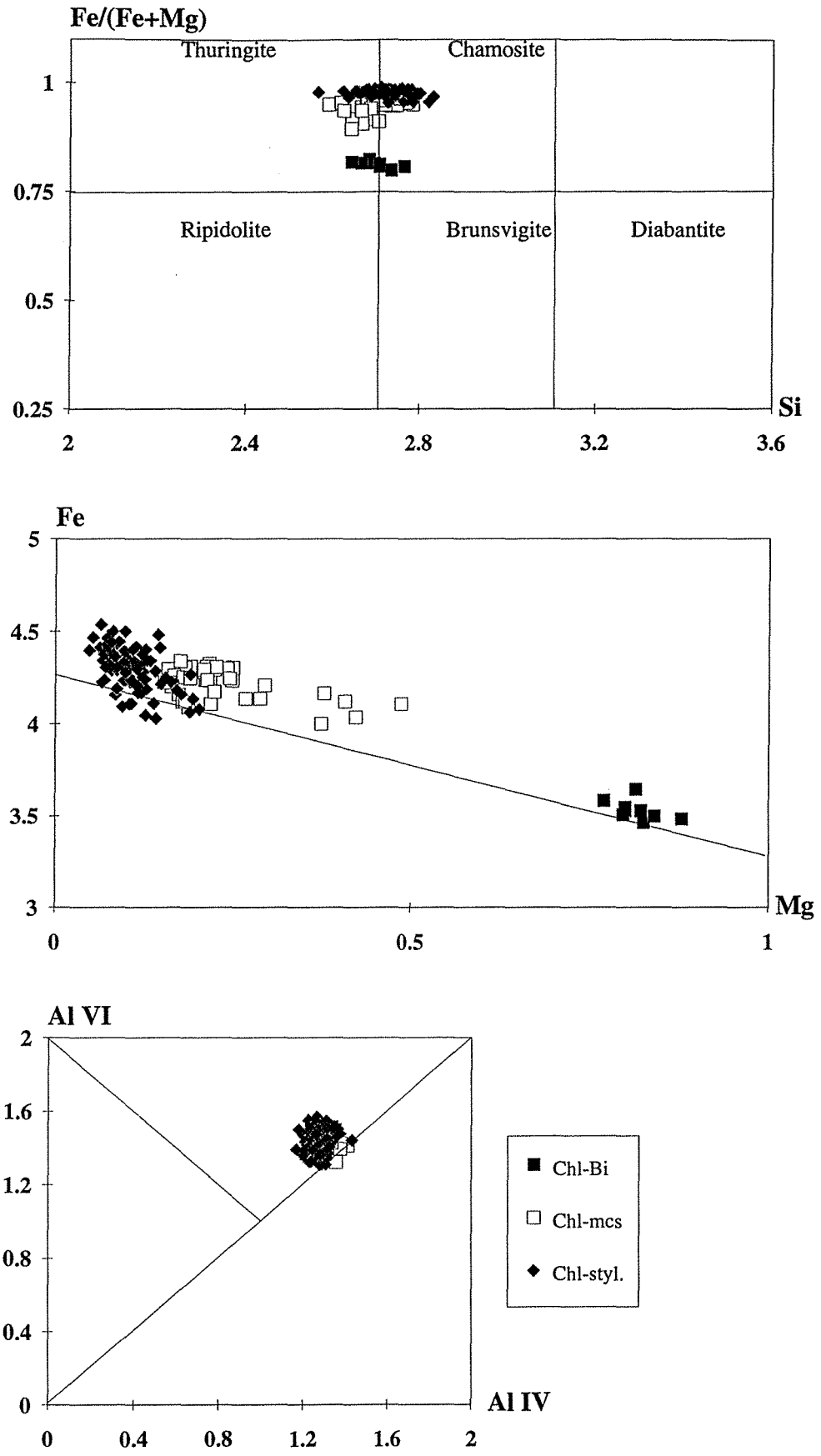


Fig. II-24 : Diagrammes cristallochimiques appliqués aux chlorites de Tomino.

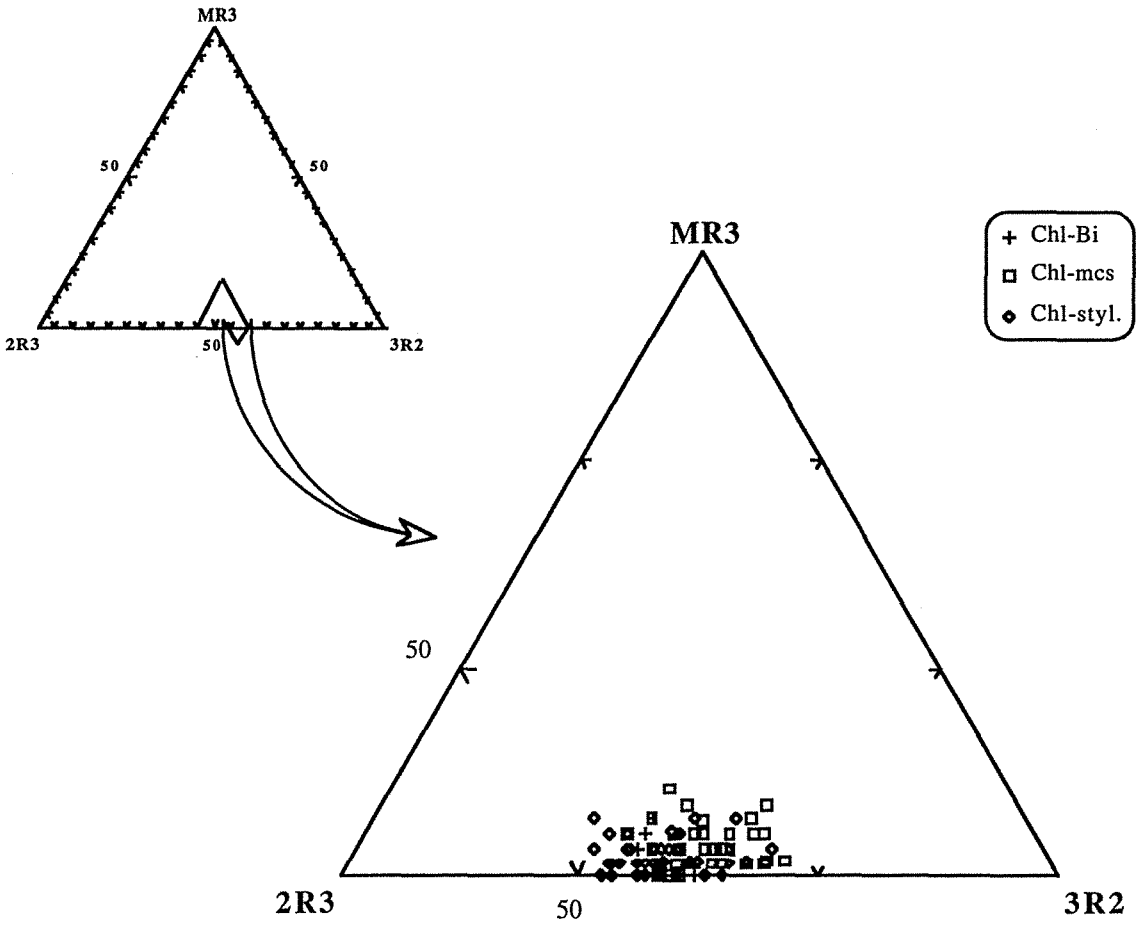


Fig. II-25 : Diagramme cristallochimique de Velde (1977) appliqué aux chlorites de Tomino.

- *Chlorites issues de l'altération de la biotite (Chl-Bi)* : ces chlorites se trouvent sous forme de cristaux allongés, sans clivage, de couleur vert clair en lumière naturelle. Ces chlorites se placent, dans le diagramme de Foster (1962) (Fig. II-24), entre les deux domaines de la thuringite et de la chamosite. Elles se caractérisent par une teneur en silicium des sites tétraédriques variant entre 2,64 et 2,76 atomes par demi-maille, le rapport Fe/(Fe+Mg) constant de l'ordre de 0,81 et le contenu en Al_{IV} est compris entre 1,22 et 1,36 atome par maille. Le diagramme Fe/Mg (Fig. II-24) montre une légère corrélation négative entre le Fe et Mg. La formule structurale moyenne des ces chlorites est la suivante :

$$(Si_{2,70}\ Al_{1,30})\ (Al_{1,48}\ Fe_{3,53}\ Mg_{0,82}\ Mn_{0,05})\ O_{10}\ (OH)_8$$

- *Chlorites en agrégats sur les muscovites (Chl-mcs)* : ces chlorites se développent aux épontes des microfissures (stylolites) à chlorites et sulfures (Planche II-3-2). Dans le diagramme de classification de Foster (1962), ces chlorites occupent le même domaine que celui des chlorites précédentes mais avec des rapports Fe/(Fe+Mg) très élevés de l'ordre de 0,95±0,02 (Fig. II-24). L'alignement de ces chlorites le long de la droite Fe=-Mg du diagramme Fe/Mg (Fig. II-24) indique une substitution mutuelle entre le fer et le magnésium. Les teneurs en Fe et Mg varient respectivement autour de 4,22±0,09 et 0,23±0,08 atomes par demi-maille. Les contenus en Al_{IV} et Al_{VI} sont assez semblables à ceux des chlorites issues de l'altération des biotites. La formule structurale moyenne pour ce type de chlorites est la suivante :

$$(Si_{2,70}\ Al_{1,30})\ (Al_{1,42}\ Fe_{4,22}\ Mg_{0,23}\ Mn_{0,05})\ O_{10}\ (OH)_8$$

- *Les chlorites fissurales (Chl-styl.)* : ces chlorites présentent souvent une structure rayonnante (Planche II-3-2), et se développent sur les parois des stylolites. Elles présentent des teneurs en Si et Al_{VI} assez semblables à celles des deux types précédents. Cependant, le rapport Fe/(Fe+Mg) est plus élevé et est de l'ordre de 0,98. Sur le diagramme Fe/Mg (Fig. II-24), ces chlorites dessinent un nuage sur la droite de substitution à R^{2+} constant, avec une légère corrélation négative entre les paramètres Fe et Mg. Ces chlorites occupent, dans le diagramme de Foster (1962) (Fig. II-24), le même domaine que celui du type précédent. Leur formule structurale moyenne déterminée par la microsonde électronique est la suivante :

$$(Si_{2,72}\ Al_{1,28})\ (Al_{1,44}\ Fe_{4,30}\ Mg_{0,11}\ Mn_{0,07})\ O_{10}\ (OH)_8$$

Dans le diagramme Al_{VI}/Al_{IV} (Fig. II-24), ces différents types de chlorites sont situés légèrement au dessus de la droite de Tchermack T représentant les chlorites à

vacances nulles, ce qui signifie qu'elles présentent une lacune octaédrique. Cette lacune est faible, et est compensée en partie par une substitution combinée T(-1) O(+2), ce qui explique l'alignement de ces chlorites le long d'une droite de pente négative. La corrélation négative entre le Fe et Mg indique une substitution mutuelle entre le fer et le magnésium dans les différents types de chlorites.

Dans le diagramme de Velde (1977) (Fig. II-25), les différents types de chlorites distingués se placent dans le domaine des chlorites.

Comme à Corcoesto, des différences très notables dans les teneurs en Fe et Mg ont été trouvées en fonction du site de cristallisation. Les chlorites fissurales les plus tardives sont les plus férrifères.

2.2.6- Conséquences géochimiques des altérations précoces (greisen)

Ces différentes paragenèses d'altération sont le résultat des transformations minéralogiques de l'encaissant granitique et de transferts d'éléments chimiques lors des différents stades de percolation fluide. Afin de connaître les variations de ces éléments chimiques, des rapports entre les teneurs moyennes des éléments majeurs et en traces des granites altérés (4 échantillons) et des granites sains d'Urgal (14 échantillons) ont été calculés et reportés sur des diagrammes binaires (Fig. II-26).

Sur les diagrammes chimico-minéralogiques (Fig. II-19), les granites altérés se distinguent clairement des granites sains. Le diagramme de la figure II-19 (La Roche, 1966) montre que les deux paramètres Q et F augmentent de manière significative. Les valeurs élevés de Q et de F peuvent être liées à la greisenisation des granites et l'altération importante des plagioclases et la cristallisation de micas blancs durant les différentes percolations fluides. Dans le diagramme A-B (Fig. II-19), ces granites altérés se localisent dans le domaine des subleucocrates avec des paramètres A et B très élevés par rapport aux granites sains. Cette augmentation est également due à la cristallisation des micas blancs (phengites et illites) (A), et des sulfures (Fe) responsables de l'augmentation de B.

La normalisation des éléments majeurs par rapport aux granites sains montre des variations imporantes pour les éléments Fe_2O_3, Na_2O, et H_2O (Fig. II-26). Pour les autres éléments, la variation est moins importante.

L'augmentation importante de H_2O du granite sain vers le granite altéré peut s'expliquer par la grande quantité de muscovite dans le granite altéré (greisen).

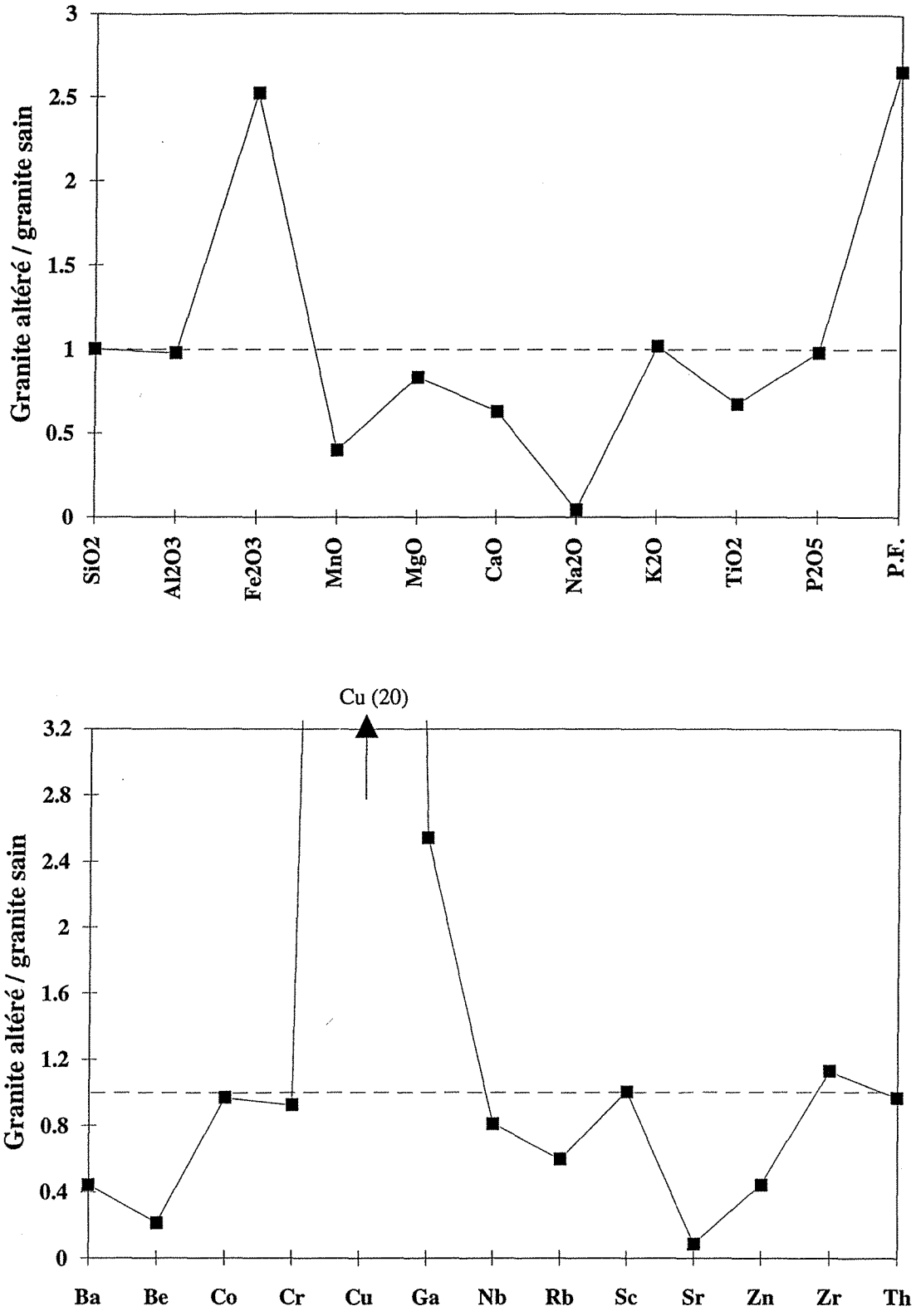


Fig. II-26 : Rapports entre les moyennes des éléments majeurs et en traces du greisen et du granite sain d'Urgal.

La diminution importante de Na_2O dans les granites altérés est le résultat d'une altération des plagioclases, sans que les minéraux néocristallisés ne réutilisent le sodium libéré. Ces teneurs faibles en Na_2O et CaO expliquent bien l'augmentation des paramètres Q, F et A.

Les rapports des teneurs en éléments en traces dans les granites altérés sur celles dans les granites sains montrent des pertes surtout du Sr (altération des plagioclases), du Ba et de Rb, et des gains en Cu (chalcopyrite) dans les granites altérés (Fig. II-26).

2.2.7- Conclusions

Les granites de Tomino sont des leucogranites à deux micas. L'étude minéralogique et géochimique des granites encaissants des filons a permis de différencier différents stades de percolation fluide qui sont responsables de la cristallisation de minéraux aussi bien dans l'encaissant granitique que dans les veines de quartz (Fig. II-27) :

i) le premier stade, est caractérisé par une greisenisation des granites sans dépôt de quartz.

ii) le stade précoce à Fe-S-As, correspond à la formation des fentes de tension, à la transition ductile-fragile, dans un champ de contrainte probablement N80°E. La migration des fluides précoces dans ces fentes de tension et dans les microfissures greisenisées a provoqué des perturbations dans les muscovites du greisen et du granite sains, et la formation des phengites. Ces phengites sont accompagnées du dépôt du quartz Q1 et de la paragenèse métallique à pyrite - arsénopyrite - pyrrhotite.

iii) le stade intermédiaire à S-As, est caractérisé par une déformation cassante des paragenèses précédentes et la formation des microfissures. Dans ces microfissures, l'assemblage chlorite - quartz Q2 - arsénopyrite automorphe zonée et l'or combiné est observé. Aux épontes de ces microfissures, les biotites sont remplacées par des chlorites.

iv) le stade tardif à Cu-Zn-Bi-Au, est caractérisé par la mise en place de la paragenèse économique chalcopyrite - bismuthinite - sulfosels de Cu, As (Fe-Zn) ± sphalérite - bismuth - or natif. La formation de cette paragenèse est accompagnée d'une altération partielle des feldspaths et des muscovites en illites, et de la formation des veinules tardives remplies de chlorite.

v) le stade supergène, consiste en un dépôt de la paragenèse kaolinite - chalcocite - covellite - lépidocrocite - marcasite - goethite.

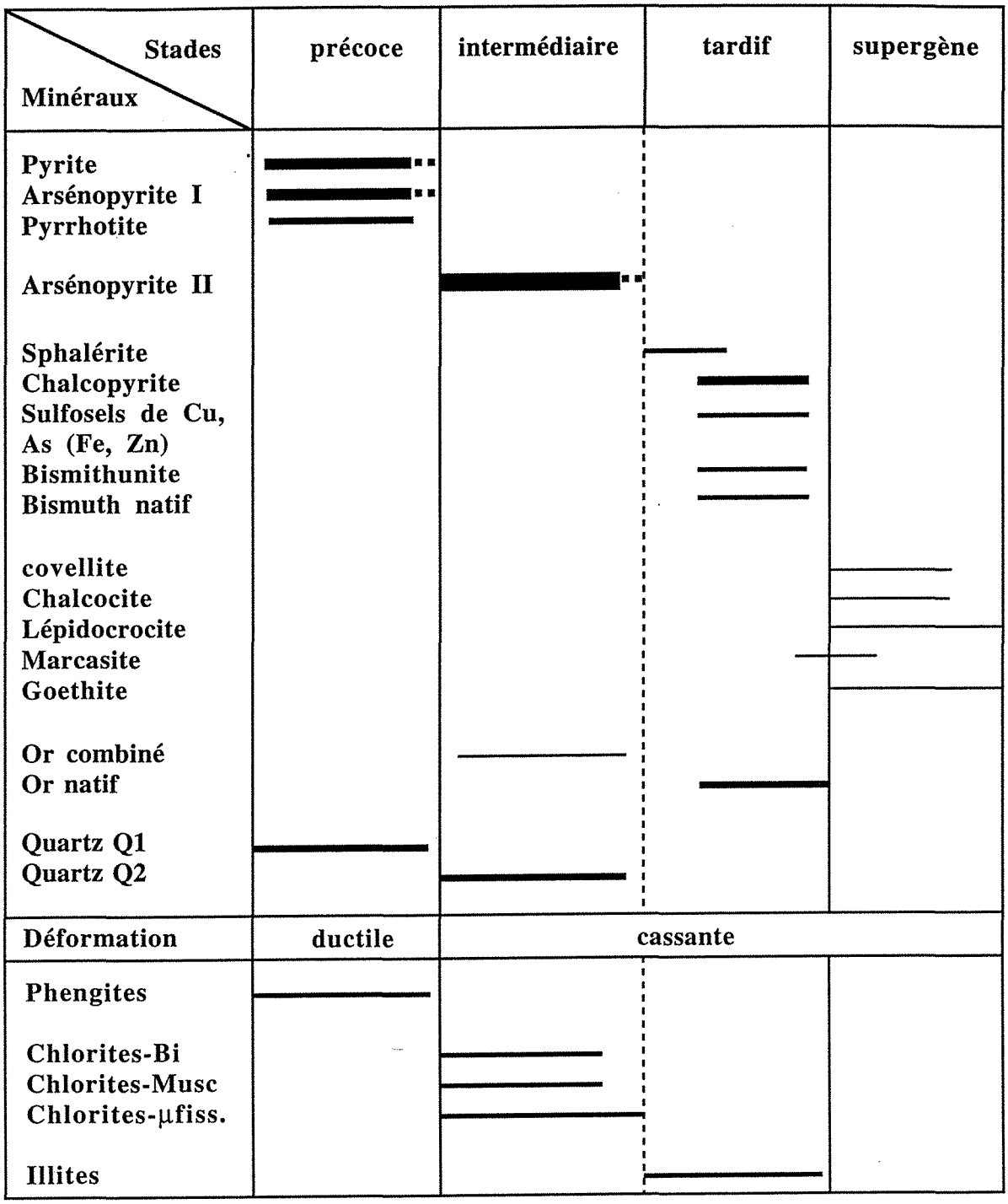


Fig. II-27 : Séquence paragénétique à Tomino : chronologie relative et relations génétiques entre les quartz des veines, les paragenèses métalliques et les paragenèses d'altération.

Cette étude montre aussi que l'or se trouve sous forme combinée et native. L'or combiné est principalement associé aux arsénopyrites zonées, et occupe les limites entre les zones de surcroissance. Cependant, les teneurs et la contribution en or combiné au stock métal sont très faibles. L'or natif est fissural, et représente l'essentiel de l'or présent dans le gisement.

III- ETUDE DES INCLUSIONS FLUIDES

Introduction

Les fluides sont omniprésents dans toute la croûte terrestre. Ils jouent un rôle important dans son évolution et sa dynamique : ils participent à la plupart des réactions chimiques, assurent la redistribution des solutés et contrôlent la genèse et la diagenèse.

Les paléofluides hydrothermaux sont reconnus indirectement par différentes signatures de leurs interactions avec les milieux qu'ils traversent (minéralogiques, géochimiques et isotopiques), et directement par les microprélèvements que sont les inclusions fluides.

Lorsqu'une roche se forme en profondeur, la pression des fluides est très supérieure à la pression de la surface (1 bar). De ce fait, lorsque cette roche est amenée à la surface par soulèvement ou par érosion, tous les fluides présents dans les joints de grains et les fractures non scellées sont expulsés (Weisbrod et Poty, 1975; Weisbrod, 1984) mais ses phases solides restent souvent préservées. Les inclusions fluides piégées dans des ces phases solides (cristaux) ou dans des microfissures restent donc les seuls témoins des fluides qui ont circulé dans la roche. Donc, l'étude des inclusions fluides fossiles en respectant leur contexte structural (direction des PIF) permet la reconstitution spatio-temporelle des paléocirculations fluides (Lespinasse, 1984 ; Pecher et al., 1985 ; Bernard, 1988 ; Lespinasse et Cathelineau, 1990 ; De Alvarenga et al., 1990 ; Essarraj, 1992 ; Ayt Ougoudal, 1994).

Les gisements étudiés, Corcoesto, Tomino et Mokrsko, sont caractérisés par plusieurs stades de déformation et de circulations fluides. Ces circulations fluides sont responsables de la mise en place de différentes générations de quartz et de minéralisation. Afin de déterminer les conditions du dépôt de ces quartz et des minéralisations, une caractérisation des propriétés physico-chimiques des fluides piégés dans les différentes générations de microfissures a été nécessaire.

Rappels sur les inclusions fluides

Les inclusions fluides observées dans les cristaux naturels peuvent renseigner sur le chimisme, la pression, et la température des paléofluides piégés dans un cristal lors de sa formation ou postérieurement (Hollister et Crawford, 1981, Roedder, 1984, Weisbrod et Poty, 1975). Les inclusions fluides sont des cavités dans un minéral

(quartz, carbonate, ...) remplies par une ou plusieurs phases liquide, solide ou gazeuse formées à différents stades de l'évolution du minéral. Classiquement, on distingue :

- les inclusions primaires, qui correspondent à des défauts de croissance formés au cours de la formation du cristal. Les fluides piégés sont les témoins des fluides responsables de la cristallisation du minéral hôte. Ce type d'inclusions fluides doit renseigner sur les conditions physico-chimiques de la formation du minéral ;

- les inclusions pseudo-secondaires, qui résultent de la cicatrisation des microfractures contemporaines de la croissance du minéral hôte ;

- les inclusions fluides secondaires, formées lors de la cimentation des microfractures postérieures à la formation du cristal. Dans ce cas, le fluide piégé est le plus souvent différent de celui à l'origine du minéral hôte. Ce type d'inclusion fluide témoigne de circulations postérieures à la formation du minéral. Il est observé sous forme de plans d'inclusions fluides.

L'utilisation des inclusions fluides est conditionnée par deux hypothèses fondamentales (Weisbrod et al. 1976) :

- le fluide piégé est bien représentatif de la solution qui a circulé lors du stade minéralogique considéré ;

- une fois le fluide piégé dans les inclusions, celles-ci sont supposées se comporter comme des réservoirs étanches et chimiquement inertes, les caractères physico-chimiques (composition, densité) du fluide ne devant plus être modifiés.

Certains phénomènes postérieurs au piégeage peuvent intervenir et invalident la première hypothèse. Il s'agit de :

- la décrépitation naturelle des inclusions fluides, qui peut entraîner une fuite plus ou moins totale de leur contenu. Ce phénomène se produit lorsque la pression interne de l'inclusion dépasse la pression externe sur le minéral hôte ;

- l'étranglement de l'inclusion, qui la scinde en deux ou plusieurs petites inclusions ayant des caractères différents. Ce phénomène peut résulter soit d'une dissolution et un dépôt, soit d'une cicatrisation continue au cours du refroidissement naturel ;

- la contamination des fluides précoces par des fluides tardifs, qui résulte d'une réouverture des inclusions fluides précoces par microfissuration ;

- la perte préférentielle de l'eau par les inclusions fluides, qui pourrait être le résultat (i) soit d'une déformation ductile postérieure à la formation des inclusions fluides concernées avec réajustement de la densité globale durant la recristallisation (Hollister, 1990), (ii) soit d'une diffusion de l'eau, sous l'effet de sur-pression ou sous-pression interne, le long des lignes de dislocation mobiles et des défauts planaires ("pipe diffusion") dans la matrice quartzeuse, (iii) soit d'une dissolution (Bakker et Jansen, 1990, 1991, 1994).

Méthodes d'étude

a- Microthermométrie

L'observation au microscope optique et la microthermométrie sont les premières étapes indispensables à l'étude des inclusions fluides. L'étude microthermométrique consiste à mesurer les températures de changement de phase des fluides contenus dans les inclusions, lorsqu'ils sont soumis à des variations de température donc à des pressions variables (Weisbrod et al., 1976), et de les interpréter pour caractériser les propriétés physico-chimiques du fluide. Cette étude a été effectuée sur un microscope optique à lumière transmise équipé d'une platine Chaixmeca décrite par Poty et al. (1976) qui permet de refroidir jusqu'à -180°C et de chauffer jusqu'à 600°C. Le refroidissement est obtenu par la circulation de l'azote liquide dans la chambre où se trouve l'échantillon. Le chauffage se fait à l'aide de résistances électriques.

Une calibration de la platine est nécessaire pour toute série de mesures. L'étalonnage aux basses températures se fait par des inclusions naturelles standards à CO_2 pur ($TfCO_2$=-56,6°C) et synthétiques à H_2O-NaOH (Tfg = -0,4°C). L'étalonnage aux hautes températures est réalisée à l'aide de produits étalons solides. Le choix des cristaux à l'échelle des phénomènes microthermométriques (10 à 30 µm) est nécessaire.

L'exploitation des données microthermométriques permet de déterminer les constituants chimiques de l'inclusion fluide, la salinité, la température minimale de piégeage et la densité du fluide piégé.

Les mesures de transition de phase qui peuvent être effectuées dans la gamme de température -180 / +30°C sont :

$TfCO_2$: température de fusion de la phase carbonique (≤ -56,6°C). Elle donne des indications sur le degré de pureté du CO_2. Cette température est d'autant plus abaissée que le contenu en autres espèces volatiles (CH_4, N_2, H_2S,...) est élevé ;

Te : température eutectique de la solution aqueuse. Elle est typique de la nature des sels dissous dans la phase aqueuse (Borisenko, 1977; Crawford, 1981). Elle a été difficile à observer pour la majorité des inclusions fluides des trois gisements à cause de leur taille généralement petite ;

Tfg : température de fusion de la glace (≤ 0,0°C). Elle permet d'estimer la salinité, si l'on se place dans un système simple (H_2O-NaCl, dans le cas des inclusions aqueuses, Bodnar (1993)) La Tfg n'est pas utilisable directement pour calculer la salinité dans le cas des inclusions fluides aquo-carboniques, à cause de la présence de clathrates qui consomment de l'eau pour leur formation et concentrent la phase aqueuse résiduelle en sels dissous (Collins, 1979; Ramboz, 1980) ;

Tfcl : température de fusion des clathrates (hydrates de volatils). Cette température permet de calculer la salinité de la phase aqueuse. Par ailleurs, la Tfcl croît avec le contenu en CH_4, et décroît avec la salinité. Si la nature de la phase volatile est bien connue, la salinité peut être déterminée à partir de la température de fusion du clathrate (Larson, 1955; Takenouchi et Kennedy, 1965; Chen, 1972, Bozzo et al., 1975, Collins, 1979). Les travaux récents de Dubessy et al., (1992), de Bakker et Thiery (1994), et de Bakker (1995) ont établi des diagrammes de phase qui permettent de décrire les transitions de phases mettant en jeu les clathrates dans le système H_2O-CO_2-CH_4-N_2-NaCl-KCl-$CaCl_2$ et de calculer la salinité et la composition globale ;

Tfhyd : température de fusion d'hydrates de sel. Cette mesure combinée avec Tfs permettent de déterminer la salinité du fluide aqueux ;

ThCO_2 : température d'homogénéisation de la phase carbonique (≤31,1°C si CO_2 pur). L'homogénéisation se fait en mode liquide ou vapeur ou critique. Cette mesure sert à déterminer la densité de la phase carbonique (Valakovitch et Altunin, 1968) et au calcul du volume molaire de la phase gazeuse à partir des diagrammes de Thiéry et al. (1994 a et b) ;

Ces paramètres sont des paramètres de composition à l'exception du ThCO_2 qui est de plus un paramètre physique.

Les mesures qui peuvent être effectuées à haute température sont les suivantes :

Th : température d'homogénéisation globale de l'inclusion. Elle donne la température minimale de piégeage du fluide. Dans le cas d'une évidence d'ébullition, cette température correspond exactement à la température de piégeage du fluide ;

Tfs : température de fusion du cube de sel. La salinité des inclusions fluides aqueuses contenant un ou plusieurs cubes de sel ne peut pas être déduite à partir des Tfg du fait de l'équilibre eau-hydrohalite-halite (système H_2O-NaCl). La salinité est déduite de la Tfs. Deux cas se présentent :

- si Th>Tfs (cas d'un piégeage homogène : le cube de sel est précipité soit avant, soit après l'apparition de la phase vapeur), la salinité est obtenue à partir des Tfs en utilisant l'équation de Potter et al. (1978) ;

- si Th<Tfs (cas d'un piégeage hétérogène : le cube de sel était présent en suspension dans le fluide lors du piégeage), le calcul de la salinité devient plus compliqué que dans le cas précédent et peut se faire à l'aide du calcul proposé par Rœdder et Bodnar (1980) ;

Td : température de décrépitation, est un paramètre physique qui dépend de la densité et de la taille des inclusions, et donne une estimation minimale (sous estimée) de la Th.

b- Spectroscopie Raman

L'analyse quantitative des espèces gazeuses a été réalisée par spectroscopie Raman (Delhaye and Dhamelincourt, 1975). Le spectromètre utilisé est un spectromètre multicanal DILOR X-Y. Les fractions molaires des principaux constituants sont identifiées par la position des bandes Raman et estimées en mesurant les aires respectives de ces bandes (Dhamelincourt, 1979 ; Dubessy, 1984 ; Dubessy et al., 1989).

La détermination de la composition et de la densité globales des inclusions fluides nécessite la connaissance des fractions molaires des différents gaz, de la densité et du volume molaire de la phase carbonique, et de la fraction volumique de la phase aqueuse.

Le volume molaire est déterminé à partir des diagrammes de Thiéry et al. (1994 a et b) relatif aux systèmes CO_2-CH_4 et CO_2-N_2 en utilisant les données microthermométriques et l'analyse de la phase volatile obtenue par spectroscopie Raman. La fraction volumique de la phase aqueuse, le paramètre le plus difficile à quantifier, est estimée à partir de la charte de Roedder (1972) pour les inclusions fluides où l'eau est visible. Dans le cas des inclusions, de contenu en apparence dominé par des espèces purement volatiles (pas d'eau visible), Dubessy et al. (1992) ont montré l'existence de petites quantités d'eau grâce à l'analyse par spectroscopie Raman à haute température (T> Th). Des calculs avec des quantités différentes d'eau

(0%, 5% et 10%) ont donc été réalisés pour tester l'influence de l'eau sur le volume molaire, la composition et les isochores. Dans le cas de très petites inclusions (< 5 μm), une grande incertitude réside quant à la quantité d'eau effectivement présente (un ménisque d'eau peut contribuer à 70 mol% d'eau). Les calculs de la composition globale et de la densité sont réalisés grâce à l'utilisation des équations d'état de Bowers et Helgeson (1983) et aux codes de calcul développés au CREGU par J. Dubessy.

Dans le cas d'inclusions à clathrates (Th CO2 non visible et phase aqueuse comprise entre 30 et 80 %), la composition globale et la densité sont calculées grâce aux récents travaux de modélisation de la stabilité des clathrates (Dubessy et al,. 1992, Bakker et Thiéry, 1994, Bakker,1995) .

Le tracé des isochores dans un plan Pression- Température est obtenu à partir des données V-x en utilisant les équations d'état de Kerrick et Jacobs (1981) et Jacobs et Kerrick (1981) dans le système C-H-O-N, ou de Zhang et Frantz (1987) pour les systèmes H_2O-sels.

Notation des inclusions fluides

La classification des inclusions étudiées a été faite en se basant sur les critères morphologiques (taille, forme, proportion de la phase gazeuse) et les critères microthermométriques. La notation adoptée pour les inclusions fluides rencontrées dans les différents gisements fait référence à celle définie par Boiron et al., (1992) et Cathelineau et al., (1993b), et qui est la suivante :

L, pour les inclusions fluides dont l'homogénéisation globale se fait en phase liquide ;

V, pour les inclusions fluides à homogénéisation globale en phase vapeur ;

l et v : l'homogénéisation de la phase volatile se fait respectivement en phase liquide et en phase vapeur ;

indice c : pour indiquer la présence d'une phase volatile dominée par le CO_2 ;

indice m : pour indiquer la présence de CH_4 dominant dans la phase volatile ;

indice w (water) : pour indiquer la présence d'une phase fluide aqueuse.

Les combinaisons en fonction de l'abondance relative de l'une ou l'autre phase peuvent être les suivantes:

c : phase volatile, eau non visible et non détectée ;

c-w : phase volatile dominante ($TfCO_2$, Th CO_2 observées) ;

w-c : phase aqueuse dominante, avec la phase volatile seulement détectée par le clathrate, et parfois par la Tf CO_2 (très peu de CO_2 liquide demixté) ;

w : phase aqueuse seule.

III.1- GISEMENT DE CORCOESTO

3.1.1- Reconstruction du réseau de plans d'inclusions fluides

Les résultats détaillés de l'étude des caractéristiques géométriques de plans d'inclusions fluides affectant l'encaissant granitique et les veines de quartz sont donnés dans le chapitre IV. Les orientations ont pu être déterminées précisament dans les échantillons prélevés en surface aussi bien pour les plans d'inclusions fluides aqueuses que pour les plans d'inclusions fluides aquo-carboniques dans les granites (quartz d'origine magmatique) que les veines de quartz de grande puissance (décimétrique). Le résumé des résultats est le suivant (Fig. II-28) :

Les veines de quartz et l'encaissant granitique sont affectés par un même réseau de plans d'inclusions fluides. Les directions N0±10°E, N80±10°E et N110°E se trouvent aussi bien dans le quartz filonien que dans les granites. Les plans d'inclusions fluides aquo-carboniques sont principalement orientés N80±10°E et N110°E. Les inclusions fluides aqueuses se disposent le long des plans orientés généralement N0±10°E.

3.1.2- Caractéristiques des fluides

Afin de pouvoir comparer un même événement fluide à l'échelle du sondage et dans le but de relier le dépôt de ces minerais et les paléocirculations fluides, les mesures ont été effectuées principalement sur des inclusions fluides parfaitement identifiées dans les deux types de quartz associés étroitement à la cristallisation de l'arsénopyrite filonienne (Q2 et Q3), et dans les quartz stériles Q1 et Q4.

Les inclusions fluides ont été étudiées dans des plans horizontaux orientés, d'échantillons prélevés soit en surface, soit à différentes profondeurs du sondage profond 6281 (67,8 m, 70,8 m, 147,8 m, 189,4 m, 256 m, 348,6 m, 365,7 m, 414,5 m, 527 m et 541 m).

3.1.2.1- Typologie et chronologie des inclusions fluides

Trois types de fluides ont été clairement distingués en association avec les différents stades de microfissuration et de dépôt de quartz (Barakat, 1992) :

Planche II-6

Types d'inclusions fluides observés dans les gisements étudiés

1 : PIF aquo-carboniques pauvres en CH_4 dans le quartz filonien Q1 (Tomino).

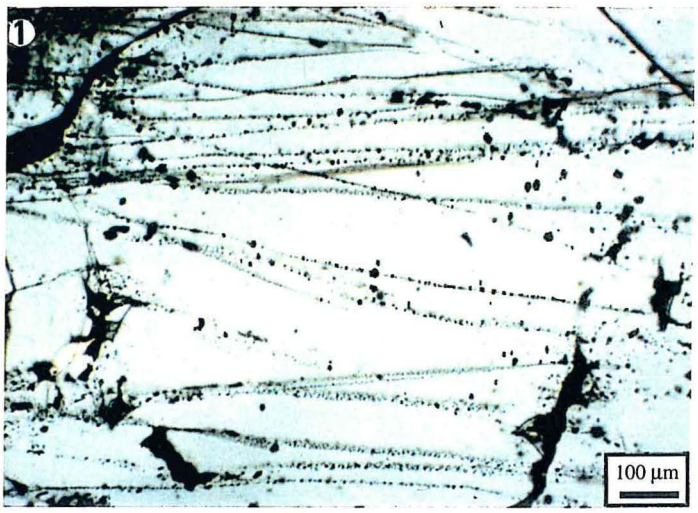
2 : PIF aquo-carboniques E-W dans le quartz filonien (Mokrsko).

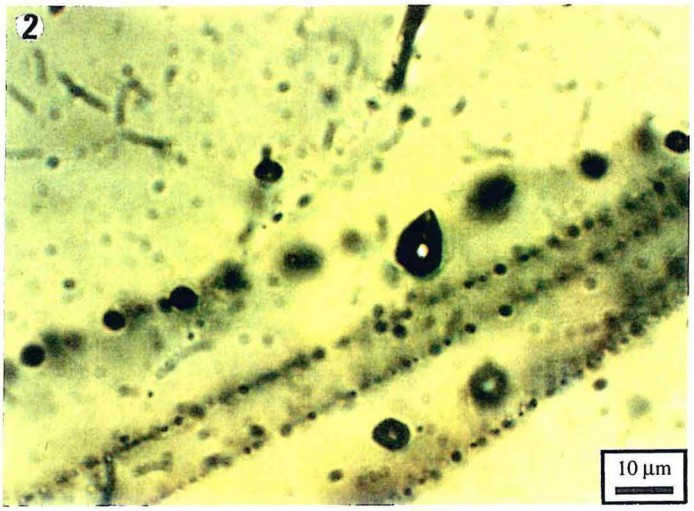
3 : Inclusion fluide aquo-carbonique triphasée de type Vc-w dans le quartz Q2 (Corcoesto).

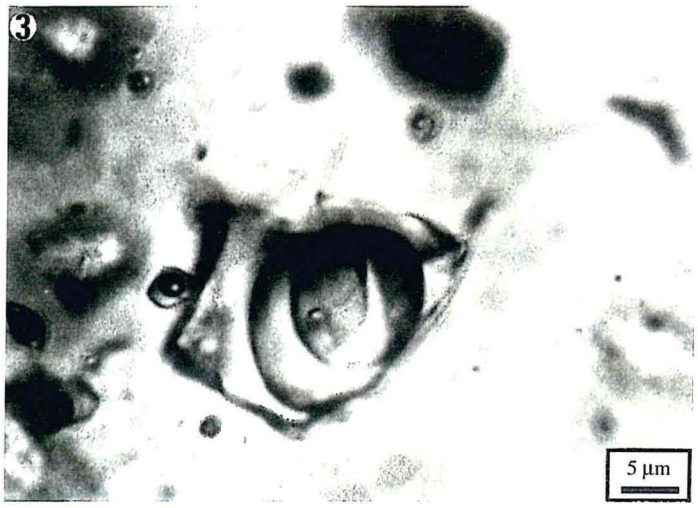
4 : Inclusion fluide aquo-carbonique biphasée de type Lw-c dans le quartz Q3 (Corcoesto).

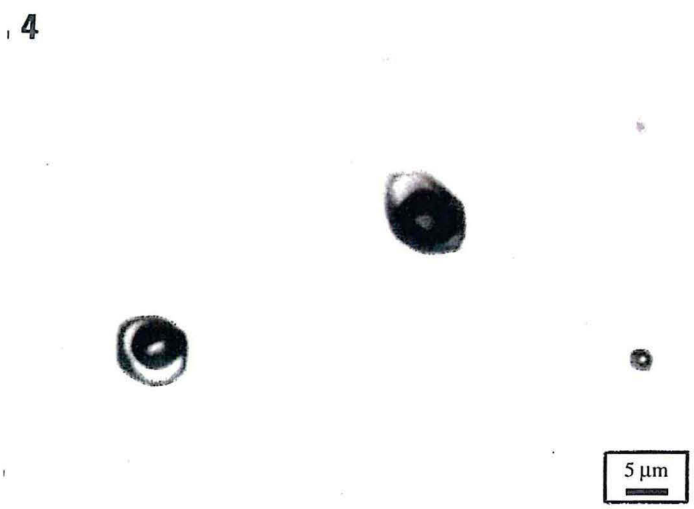
5 : PIF aqueuses Lw1 à faible salinité (Corcoesto).

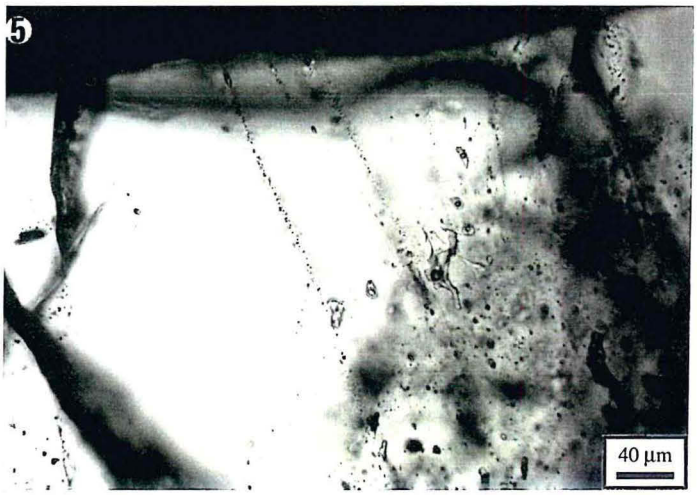
6 : PIF aqueuses Lw2 à salinité variable dans le quartz Q4 (Corcoesto).

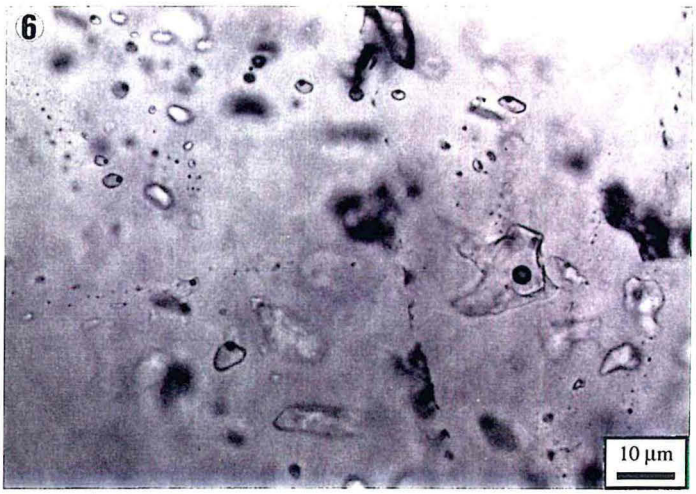

1
100 µm


2
10 µm


3
5 µm


4
5 µm


5
40 µm


6
10 µm

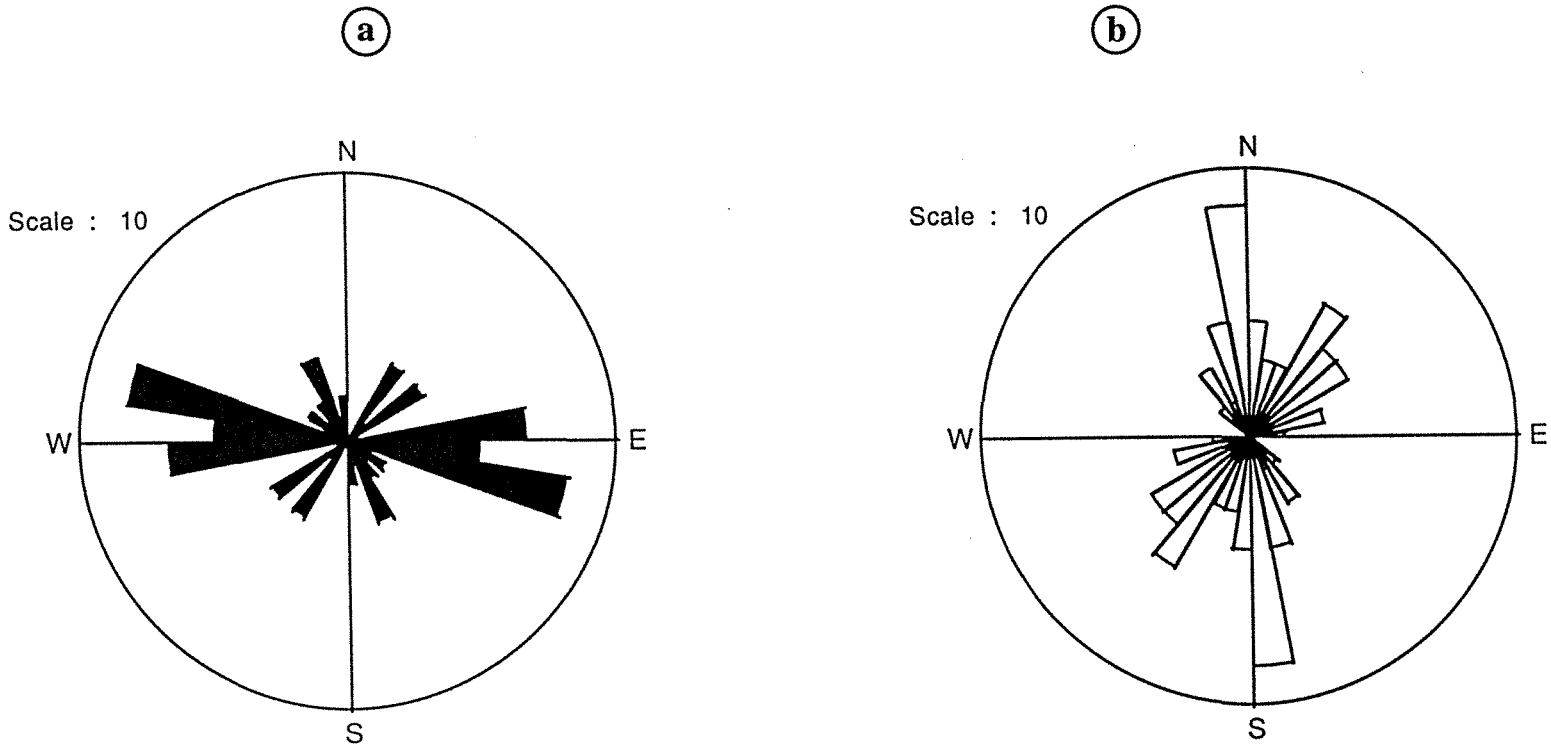


Fig. II-28 : Orientations préférentielles du réseau de PIF dans le quartz des fentes de tension représentées sous forme de rosaces. (a) PIF aquo-carboniques, (b) PIF aqueuses.

a- Les inclusions aquo-carboniques

i) Stade précoce à quartz Q1

Les inclusions aquo-carboniques de ce stade sont des inclusions fluides triphasées à température ambiante, et sont caractérisées par leur volume aqueux important qui varie entre 60 et 80 %. L'homogénéisation de la phase volatile se fait soit en phase liquide, soit en phase vapeur. L'homogénéisation globale se fait en phase liquide par augmentation du volume aqueux. Ces inclusions fluides sont observées sous forme dispersée dans le quartz Q1 des niveaux 67 m, 147 m, 256 m et 348 m. Elles sont caractérisées par une forme irrégulière et allongée. Leur taille varie entre 10 et 30 µm. Ces inclusions fluides sont notées **Lc-w**.

ii) Stade à quartz Q2

Les inclusions fluides de ce stade sont pour la plupart triphasées à température ambiante (Planche II-6-3), et dont l'homogénéisation globale se fait en phase vapeur (**Vc-w**). Ces inclusions fluides sont observées en plans d'inclusions fluides (PIF) dans le quartz Q1, et en inclusions primaires ou pseudo-secondaires dans le quartz Q2 (Fig. II-9). Elles forment notamment dans ces derniers, des alignements radiaux perpendiculaires aux faces terminales de croissance des quartz géodiques. En fonction du mode d'homogénéisation de la phase volatile, deux familles se distinguent :

- **Vc-w(l) :** ce sont des inclusions fluides aquo-carboniques avec un volume de la phase aqueuse toujours inférieur à 40%. Ces inclusions fluides sont caractérisées par une phase volatile prédominante, avec homogénéisation en phase liquide, et par une homogénéisation globale qui se fait par augmentation du volume de la phase volatile. Parfois dans ce groupe d'inclusions fluides, l'eau n'est pas visible, mais il peut s'agir de problèmes d'observation du ménisque d'eau dans les inclusions de petite taille.

- **Vc-w(v) :** Elles ont les mêmes caractéristiques que les inclusions fluides Vc-w(l). La seule différence est que la phase vapeur est dominante et l'homogénéisation de la phase volatile et globale se font en mode vapeur.

Ces deux familles d'inclusions fluides, Vc-w(l) et Vc-w(v), sont caractérisées par une forme variable mais avec un contour toujours régulier. Le pourcentage de la phase aqueuse est moins importante que celui du type précédent, et varie entre 10 et 40%. Leur taille varie entre 5 et 30 µm.

iii) Stade à quartz Q3

Les inclusions fluides de ce stade ont été observées principalement comme inclusions primaires (ou pseudosecondaires) dans le quartz Q3 automorphe qui cimente les arsénopyrites (Fig. II-9 et Planche II-6-4). Elles ont été rencontrées également dans les quartz antérieurs Q1 et Q2 sous forme de PIF, avec une plus grande abondance à proximité des sulfures.

Pour ce type d'inclusions fluides, le CO_2 liquide n'est pas visible optiquement et sa fusion est généralement difficile à observer. Il est souvent détecté uniquement par la présence de clathrates, ce qui explique l'absence de données de température d'homogénéisation (Th) de CO_2 et parfois l'absence de la température de fusion (Tf) de CO_2. Ces inclusions fluides se caractérisent par une dominance de la phase aqueuse dont le pourcentage varie entre 60 et 90%. L'homogénéisation globale se fait souvent en phase liquide et rarement en phase vapeur. Elles ont une forme allongée parfois ovoïde avec un contour régulier. Leur taille est variable entre 7 et 20 µm.

c- Inclusions fluides aqueuses : Lw

Selon les caractéristiques microthermométriques, deux types de fluides aqueux se distinguent : les fluides aqueux de salinité relativement faible (Lw1) et les fluides aqueux à salinité variable (Lw2) mais souvent relativement élevée qui sont chronologiquement postérieurs aux fluides moins salés (PIF, et quartz Q4).

iv) Stade à Au : fluides aqueux Lw1

Les inclusions fluides aqueuses sont tardives et sécantes sur les quartz Q1, Q2 et Q3. Elles sont toujours distribuées selon des PIF (Planche II-6-5) qui recoupent souvent les plans d'inclusions fluides aquo-carboniques. Leur forme est régulière, allongée et sub-hexagonale ; la phase vapeur constitue 10 à 20 % du volume de l'inclusion fluide. Leur taille est variable entre 4 et 7 µm. Ce type d'inclusions fluides est moins abondant que les inclusions fluides aquo-carboniques, mais a été observé dans la plupart des échantillons étudiés.

v) Stade à quartz Q4 - fluorine : fluides aqueux Lw2

Les fluides associés à l'assemblage Q4-fluorine sont représentés par des inclusions fluides à salinité variable (faible à forte) et bas eutectique, indicatif de la présence de sels divalents. La taille de ces inclusions fluides est généralement supérieure à 20 µm (Planche II-6-6). Ce type de fluides se trouve en PIF dans les quartz minéralisés Q2 et Q3, mais est moins fréquent que le type précédent Lw1. Dans le quartz Q4, associé à la fluorine, des profondeurs 527 et 541 m, ce type est très

abondant et se présente sous forme d'inclusions primaires. Il correspond à une percolation tardive et très localisée dans l'histoire des circulations fluides.

3.1.2.2- Caractères microthermométriques

Les mesures microthermométriques ont été réalisées pour les différents types d'inclusions fluides définis précédemment. Les données obtenues ont été traitées en fonction des différentes familles d'inclusions fluides et en fonction de la profondeur des échantillons.

i) Stade précoce à quartz Q1 : fluides aquo-carboniques Lc-w

Lors du refroidissement, la première prise en glace de la phase aqueuse s'observe à des températures proches de -45 °C et la phase volatile (CO_2) se solidifie entre -105 et -110°C. Les $TfCO_2$ sont comprises entre -62 et -57°C avec un mode vers -57,8 °C (Fig. II-29). Ces températures de fusion, dans les deux cas, sont donc inférieures au point de fusion du gaz carbonique solide CO_2(s) pur à -56,6°C. Ceci suggère la présence d'autres gaz que le CO_2 tels que le méthane (CH_4) et l'azote (N_2), ce qui a été vérifié ultérieurement par l'analyse par spectroscopie Raman.

Lors de la montée de la température, la mesure de la fusion de la glace n'est pas toujours possible car la formation des clathrates rend difficile l'observation de la fonte des glaçons. Les Tfg ont pu être mesurées pour quelques inclusions et sont comprises entre -5,5 et -4,5°C.

La fusion des clathrates se réalise en général en présence des phases carboniques liquide et vapeur à des températures variant entre +5 et +11°C avec un mode vers +8,5°C (Fig. II-29). Ce domaine de Tfcl correspond à une salinité maximale comprise entre 3 et 5 % pds eq. NaCl.

L'homogénéisation de la phase carbonique a été observée soit en phase vapeur (notée "v") soit en phase liquide (notée "l"). Pour les inclusions fluides à homogénéisation en phase "l", les $ThCO_2$ sont comprises entre +15 et +30,3°C à l'exception de quelques inclusions fluides où $ThCO_2$ est observée entre -2 et +3°C et entre +9 et +11°C (Fig. II-29). Le mode se situe à +24°C. Pour les inclusions fluides à homogénéisation en phase "v", les $ThCO_2$ sont comprises entre +15 et +30,5°C avec un mode à +22°C (Fig. II-29).

Les homogénéisations globales se réalisent essentiellement en phase liquide (type Lc-w) quel que soit le type d'homogénéisation du CO_2 (liquide ou vapeur). Les

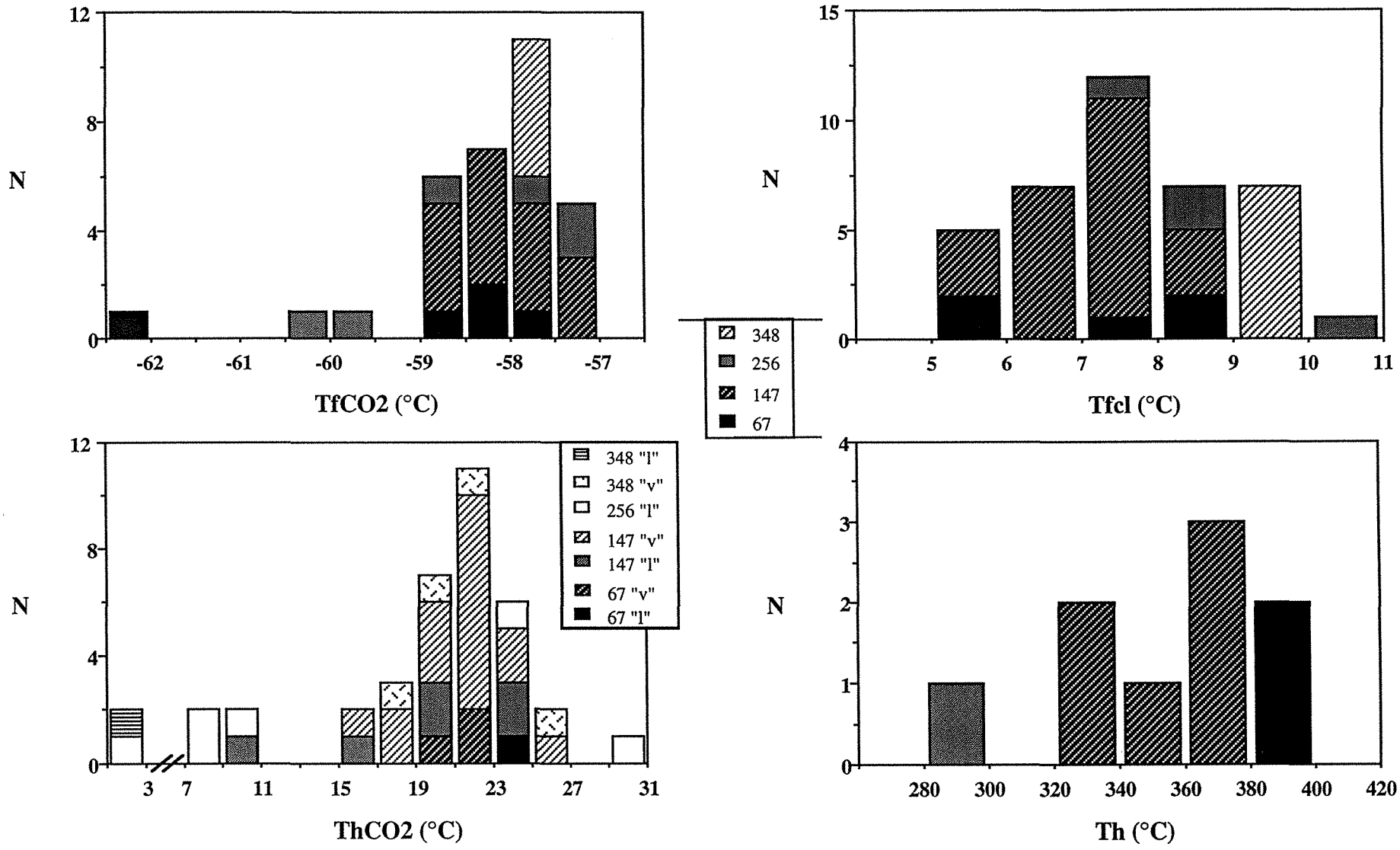


Fig. II-29 : Caractéristiques microthermométriques des inclusions fluides aquo-carboniques Lc-w, associées au quartz Q1, en fonction de la profondeur.
67, 147, 256, 348 = profondeurs,
"l" et "v" = modes d'homogénéisation de la phase volatile.

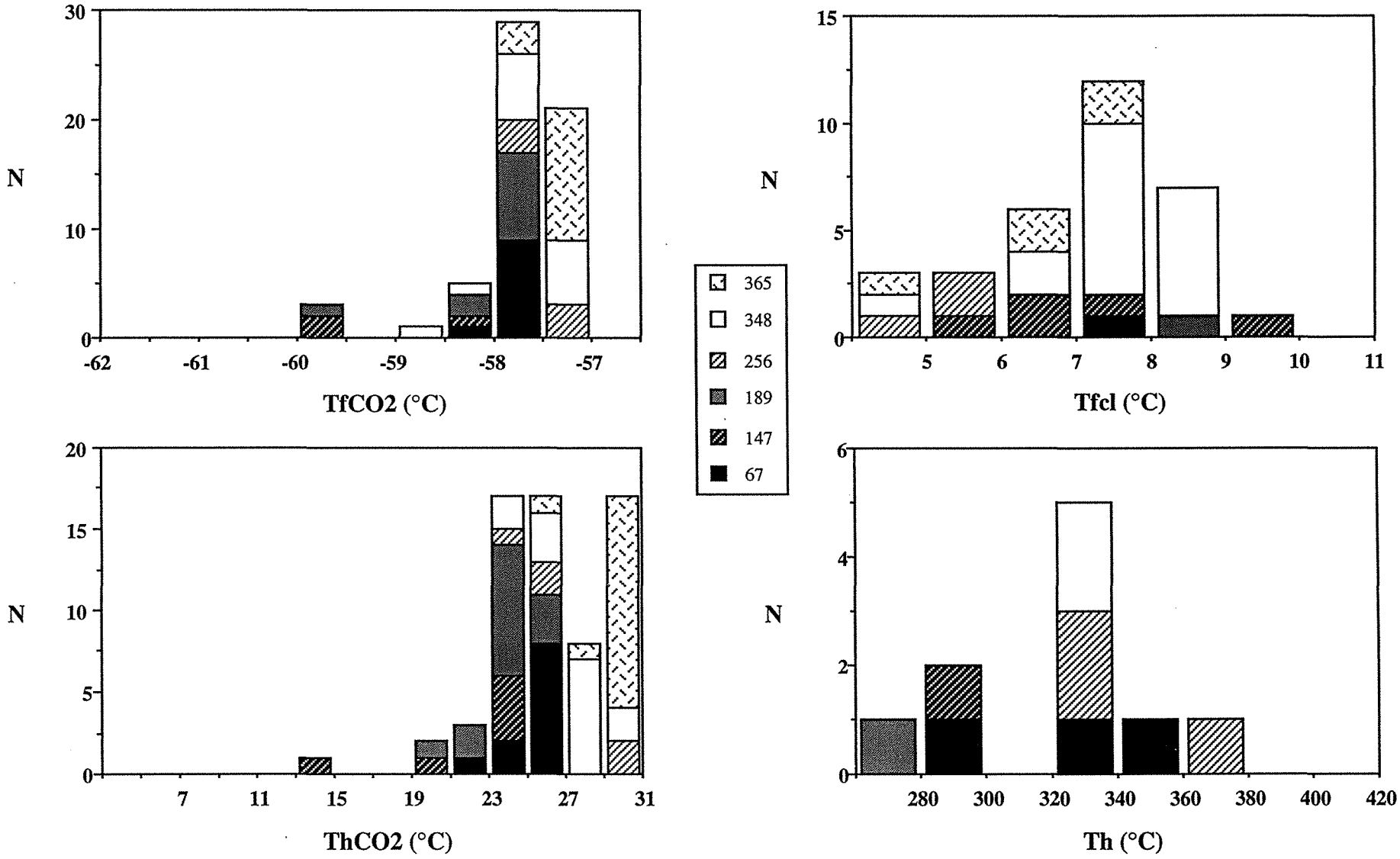


Fig. II-30 : Caractéristiques microthermométriques des inclusions fluides aquo-carboniques Vc-w(l), associées au quartz Q2, en fonction de la profondeur.
67, 147, 189, 256, 348, 365 = profondeurs.

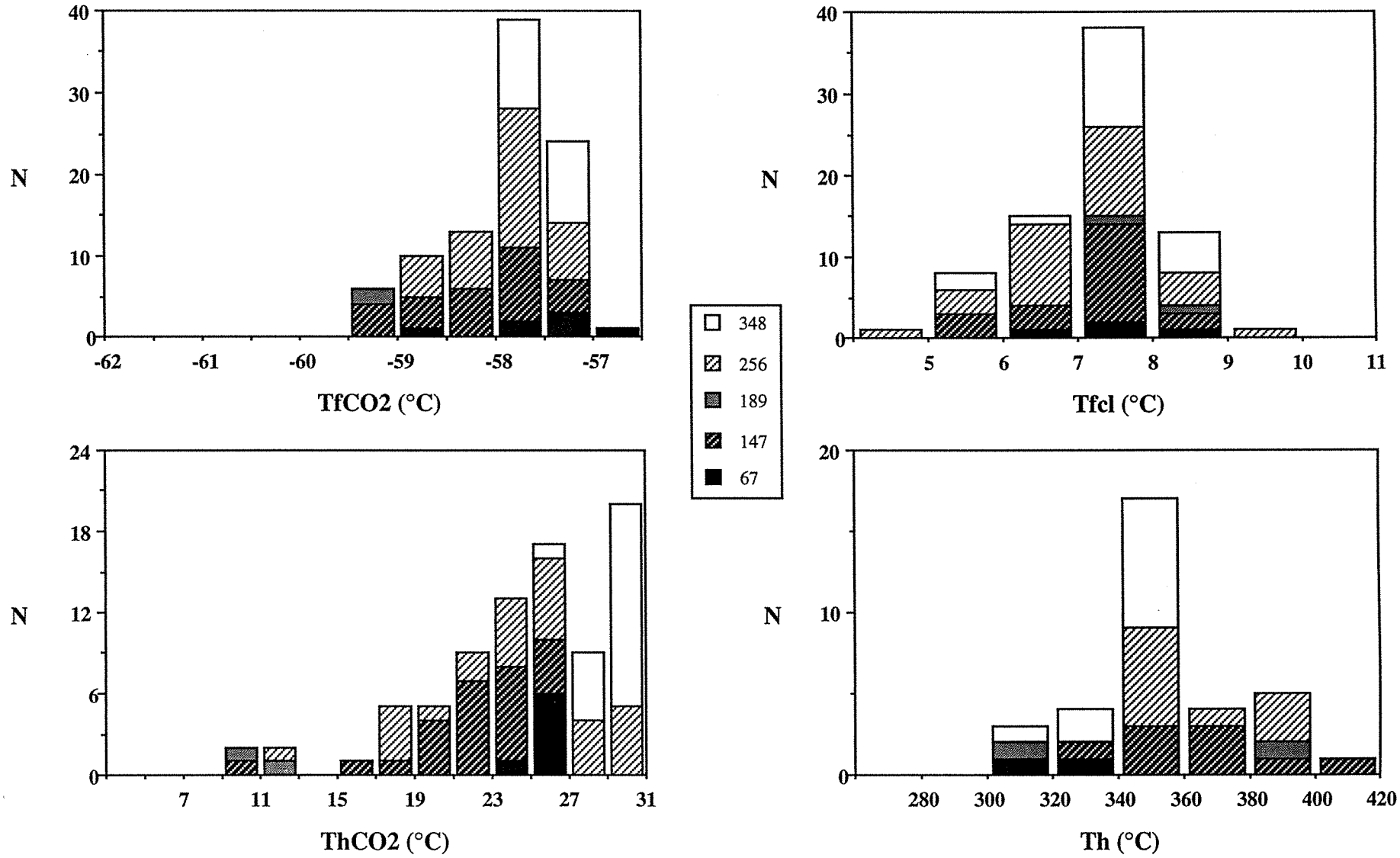


Fig. II-31 : Caractéristiques microthermométriques des inclusions fluides aquo-carboniques Vc-w(v), associées au quartz Q2, en fonction de la profondeur.
67, 147, 189, 256, 348 = profondeurs.

Th sont comprises entre 320 et 400°C avec un mode à 370°C (Fig. II-29). Dans l'histogramme des Th, les températures inférieures à 300°C correspondent à des températures de décrépitation.

Pour ce type d'inclusions fluides, aucune évolution n'est observée en fonction de la profondeur.

ii) Stade à quartz Q2 : fluides aquo-carboniques Vc-w

Les résultats microthermométriques sont donnés en fonction du type d'homogénéisation de la phase volatile, (l) ou (v), des inclusions fluides.

- Vc-w(l) (Fig. II-30) **:** les $TfCO_2$ sont comprises entre -60 et -56,8°C avec un mode à -57,8°C. Le mode de l'histogramme Tfcl est à +8,5°C avec un intervalle de mesure de +4 à +10°C. L'homogénéisation de la phase carbonique se produit en phase "l" à des températures comprises entre +19 et +30,5°C avec une seule exception où la $ThCO_2$ est à +14°C. Deux modes sont obtenus à +25 et +30°C. L'homogénéisation globale se fait en phase "v" à des températures qui s'étalent entre 320 et 380°C avec un mode à 330°C.

- Vc-w(v) (Fig. II-31) **:** les $TfCO_2$ varient entre -59,5 et -56,6°C avec un mode situé à -57,8°C. Les Tfcl sont comprises entre +4 et +10°C avec un maximum vers +8,5°C. L'homogénéisation de la phase carbonique se fait toujours en phase "v", et se produit à des températures étalées entre +9 et +30,5°C. Deux modes sont obtenus à +26°C et +30°C. Les Th globales, toujours en phase "v", varient entre 300 et 420°C avec un mode à 350°C.

Ces deux familles (Vc-w(l) et Vc-w(v)) présentent une grande similarité des caractéristiques morphologiques et microthermométriques. Leur salinité est de l'ordre de 1,7 % pds eq. NaCl. Les Th inférieures à 300°C correspondent à des températures de décrépitation de certaines inclusions fluides, mais la plupart de Th sont comprises entre 300 et 420°C.

iii) Stade à quartz Q3 : fluides aquo-carboniques Lw-c (Vw-c)

Les $TfCO_2$ de ces inclusions fluides s'observent dans une gamme comprise entre -62 et -57°C avec deux modes, l'un à -59,8 et l'autre à -57,8°C (Fig. II-32). Ces basses TfCO2 indiquent des teneurs plus importantes en autres phases volatiles (CH_4 et N_2), ce qui a été confirmé par spectroscopie Raman (voir plus loin). Une légère diminution des $TfCO_2$ dans le niveau 414 m par rapport aux autres profondeurs a été observée.

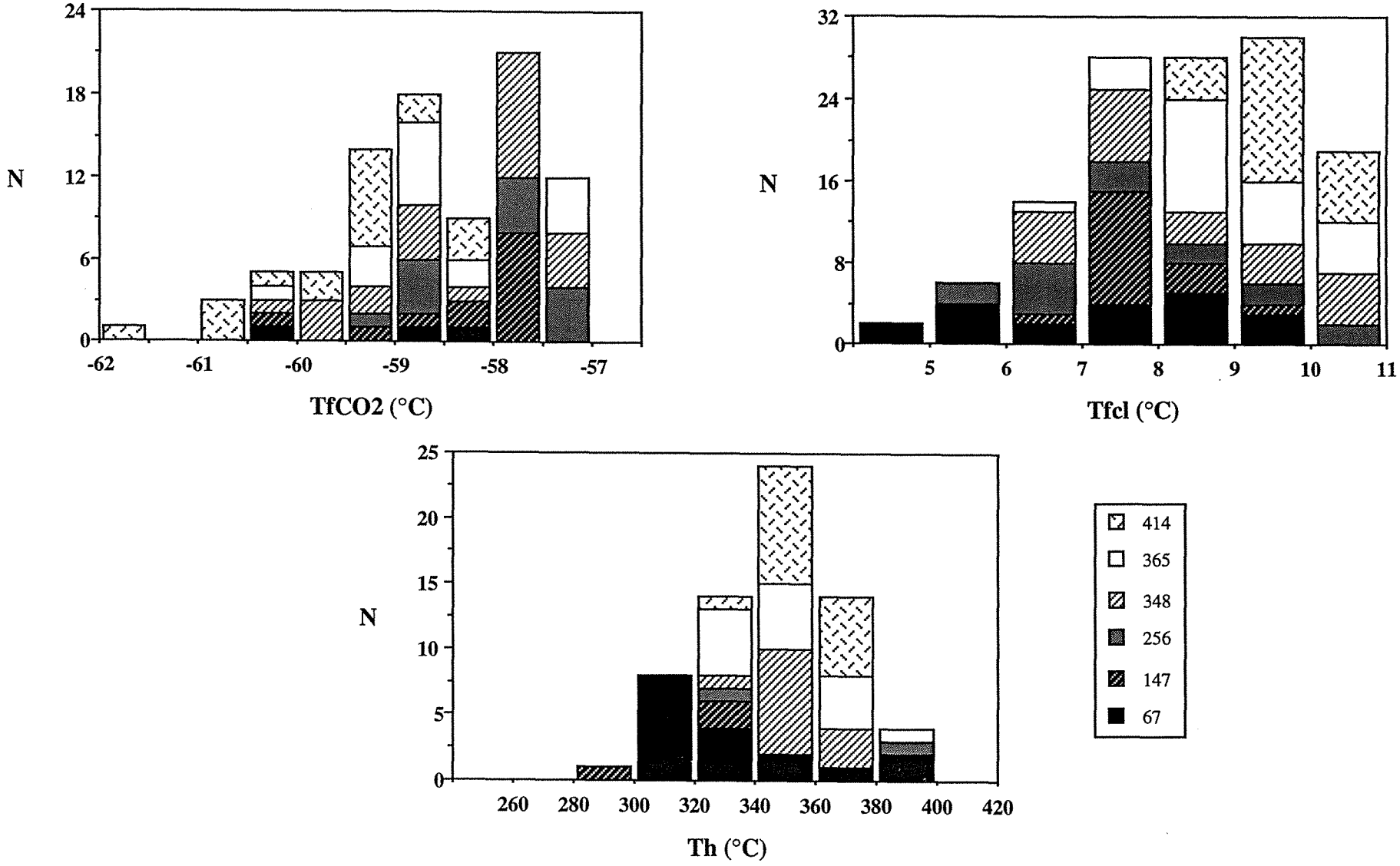


Fig. II-32 : Caractéristiques microthermométriques des inclusions fluides aquo-carboniques Lw-c, associées au quartz Q3, en fonction de la profondeur.
67, 147, 256, 348, 365, 414 = profondeurs.

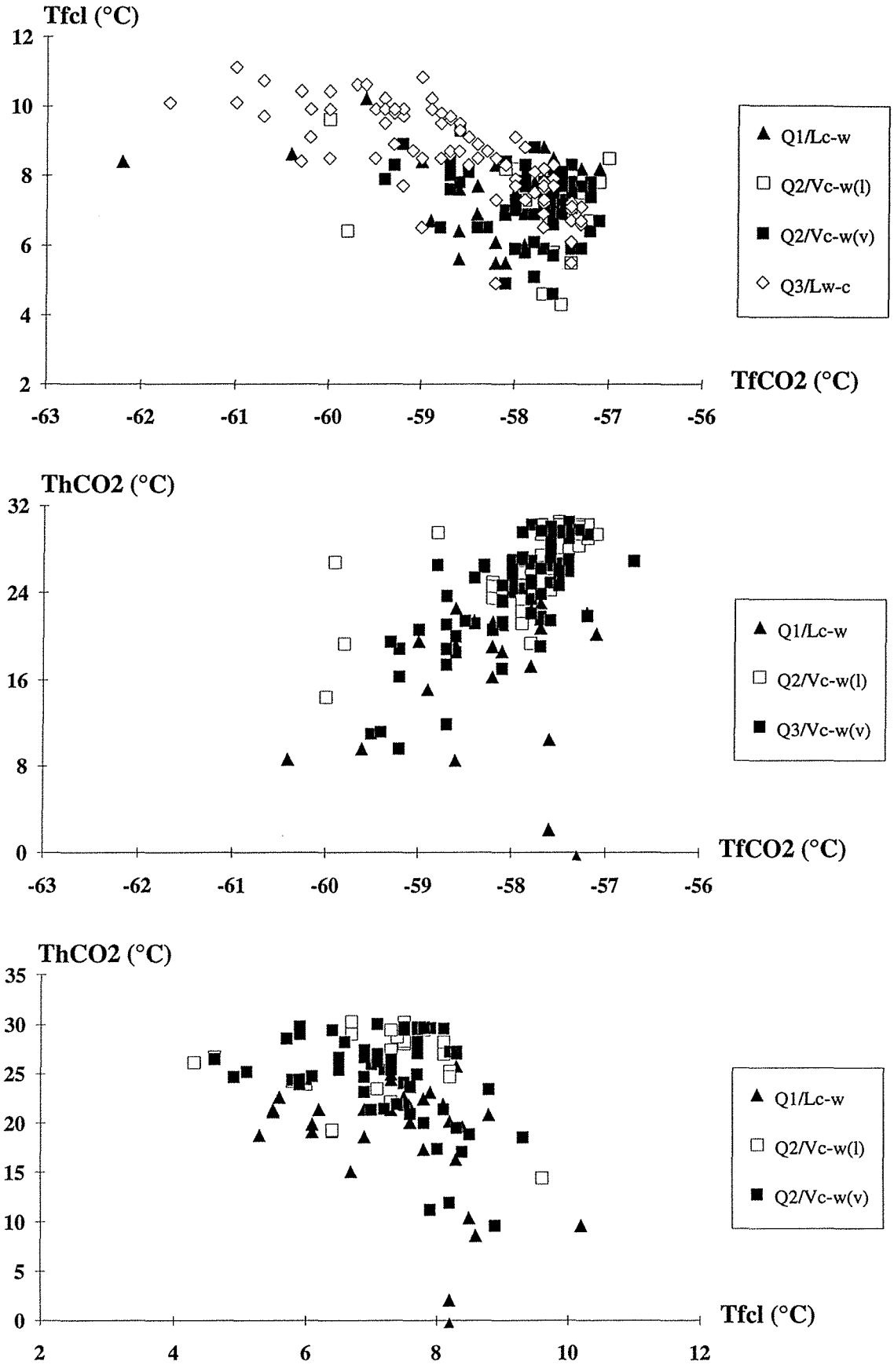


Fig. II-33 : Diagrammes de corrélation, Tfcl/TfCO2, ThCO2/TfCO2 et TfCO2/Tfcl, des différents types d'inclusions fluides aquo-carboniques.

La fusion de la glace n'a pas pu être mesurée pour la majorité des inclusions fluides du fait de la présence de clathrates comme dans le cas des inclusions aquo-carboniques triphasées. Les mesures effectuées sur certaines inclusions montrent des températures variables entre -9 et -2°C avec deux modes, l'un à -6,5°C et l'autre, plus important, à -4,5°C.

- la Tfcl varie entre +4 et +11°C avec un mode à +9,5°C (Fig. II-32). Le décalage vers de plus hautes températures dans le niveau profond 414 m est en bon accord avec les TfCO2 obtenues, et est probablement à mettre en relation avec de plus forts contenus en espèces volatiles autres que le CO2 (CH_4). Pour de telles valeurs de Tfcl, la salinité correspondante est comprise entre 1 et 10 % pds eq. NaCl.

- l'homogénéisation globale des inclusions de ce type s'effectue souvent en "phase l" et parfois en "phase v". Les Th sont comprises entre 300 et 400°C avec un mode à 350°C (Fig. II-32), c'est à dire dans la même gamme de température que celle de Th des fluides précédents.

Comparaison entre les différents types de fluides aquo-carboniques

Afin de comparer les différents types de fluides aquo-carboniques, sans tenir compte des profondeurs, les données microthermométriques ont été reportées dans des diagrammes de corrélation entre les principales données microthermométriques.

Le diagramme Tfcl-$TfCO_2$ (Fig. II-33) montre que les fluides aquo-carboniques triphasés (c-w) et les fluides aquo-carboniques biphasés (w-c) se distinguent essentiellement par les Tfcl. Les $TfCO_2$ sont aussi différentes, et sont en général plus basses pour les inclusions w-c et vont jusqu'à -62°C alors que pour la majorité des inclusions c-w, elles sont supérieures à -59°C. Les Tfcl sont supérieures à +7°C pour la majorité des inclusions fluides w-c, et sont inférieures à +8°C pour les inclusions c#w, ce qui est également montré par le diagramme Tfcl-Th (Fig. II-35a). Les inclusions fluides w-c montrent une corrélation négative entre les Tfcl et les $TfCO_2$.

Le diagramme $ThCO_2$-$TfCO_2$ (Fig. II-33) montre une corrélation positive entre les deux paramètres au sein de chaque groupe de fluides c-w. Les inclusions fluides Lc-w et Vc-w se distinguent par leurs $ThCO_2$. La majorité des inclusions fluides Lc-w montrent des $ThCO_2$ inférieures à +24°C et la majorité des inclusions fluides Vc-w ont des $ThCO_2$ supérieures à +23°C. Puisque l'homogénéisation de la phase volatile des inclusions fluides Lc-w se fait souvent en phase liquide, ces inclusions sont plus denses que les inclusions Vc-w (Valakovitch et Altunin, 1968).

iv) Stade à Au : fluides aqueux peu salés Lw1

Les données microthermométriques des inclusions fluides sont représentées sur la figure II-34.

Les inclusions fluides à faible salinité ont des Tfg variables entre -8 et -1°C (Fig. II-34a). La salinité est de l'ordre de 1,74 à 11,7 % poids eq. NaCl. Leurs Th, en phase liquide, sont mesurées entre 100 et 320°C avec un mode à 230°C (Fig. II-34b), et ne montrent pas de différences significatives entre échantillons.

v) Stade à quartz Q4 - fluorine : fluides aqueux Lw2

Les inclusions fluides tardives à salinité variable dont les PIF recoupent les PIF du type Lw1, ont une température de fusion comprise entre -23 et -8°C (Fig. II-34a), ce qui correspond à une salinité variable estimée entre 11,7 et 23,2 % pds eq. NaCl. Leur homogénéisation s'effectue en phase liquide. Les Th varient entre 85 et 140°C avec un mode vers 110°C (Fig. II-34c).

Evolutions générales : Diagrammes binaires Tfcl/Th et Tfg/Th

Le diagramme Tfcl/Th (Fig. II-35a) montre que si les inclusions fluides c-w et w-c présentent des variations de Tfcl, leurs Th sont par contre similaires. Aucune corrélation entre ces deux paramètres n'est visible soit en fonction des types de fluides, soit au sein d'un même type de fluides.

Le diagramme Tfg/Th globale (Fig. II-3b) pour l'ensemble des fluides aqueux et aquo-carboniques montre la succession de trois grands groupes de percolation de fluides :

- les fluides aquo-carboniques, qui sont piégés à des températures minimales élevées (>320°C), quel que soit leur type (Lc-w, Vc-w ou Lw-c). Une apparente évolution est observée entre les trois types de fluides aquo-carboniques à $TfCO_2$ légèrement diminuante et à Th diminuante depuis les quartz Q1 et Q2 jusqu'au quartz Q3 ;

- les fluides aqueux Lw1, dont les caractéristiques Tfg-Th sont similaires d'un échantillon à l'autre. Les Th varient entre 130 et 320 °C, et se distribuent avec une continuité apparente depuis les fluides aquo-carboniques des quartz Q2 et Q3 ;

- les fluides salés Lw2 montrent des Th sub-constantes de l'ordre de 115±25°C et une salinité très variable.

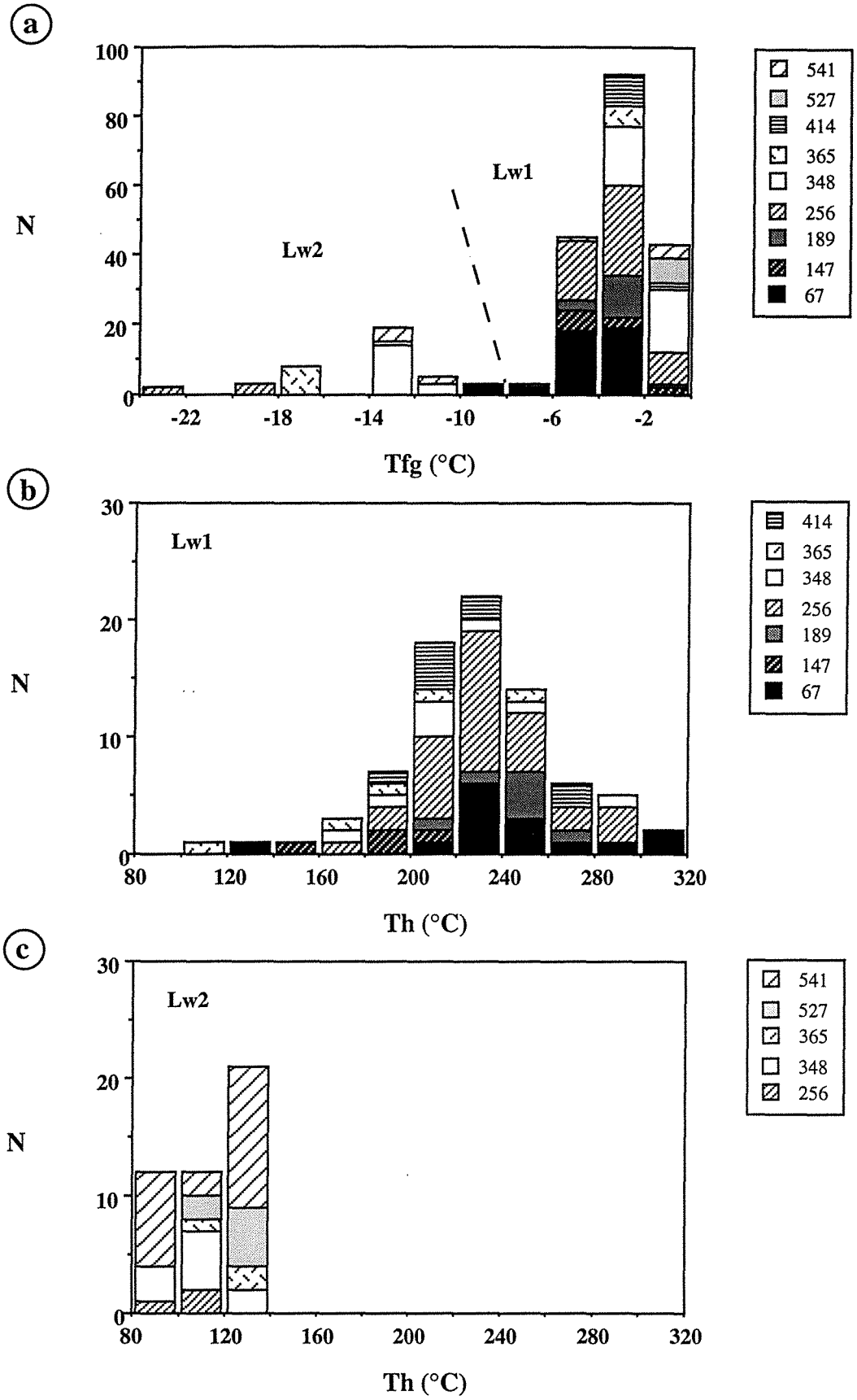


Fig. II-34 : Caractéristiques microthermométriques des inclusions fluides aqueuses Lw1 et Lw2 en fonction de la profondeur.
(a) Tfg pour les deux types de fluides,
(b) et (c) Th respectives pour Lw1 et Lw2,
67, 147, 256, 348, 365, 414, 527, 541 = profondeurs.

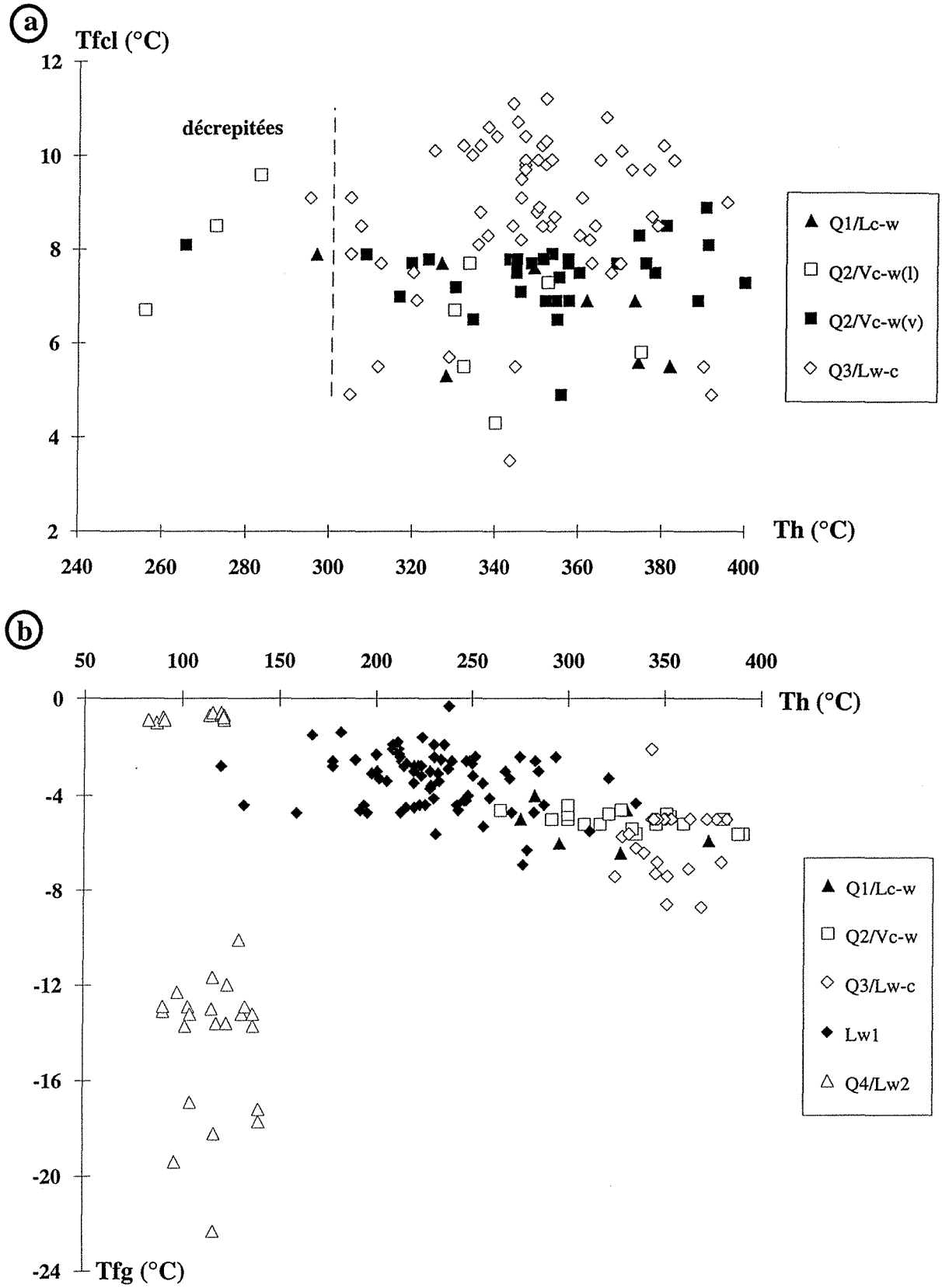


Fig. II-35 : (a) : Diagramme Tfcl/Th des différents types d'inclusions fluides aquo-carboniques.
(b) : Diagramme Tfg/Th des différents types d'inclusions fluides aquo-carboniques et aqueuses.

Cette évolution des fluides aquo-carboniques vers les fluides aqueux peu salés se traduit par une dilution accompagnée d'un refroidissement. Des évolutions similaires sont observées dans chaque type de fluides.

Les fluides aqueux froids Lw2 (très salés) constituent une génération tardive avec des Tfg et des Th plus basses que celles des fluides Lw1. Ils sont caractérisés par une constance des Th et une variation des Tfg souvent comprises entre -23 et -10°C, qui peut diminuer jusqu'à -1°C dans le quartz Q4 du niveau 541 m.

3.1.2.3- Données obtenues par spectroscopie Raman

Des inclusions fluides des trois types de fluides aquo-carboniques ont été analysées par spectroscopie Raman. Les données obtenues et les données microthermométriques ont été utilisées pour calculer la composition globale de ces types d'inclusions fluides.

Le tableau II-1 présente les données microthermométriques, la composition en gaz, la composition globale et la densité des inclusions fluides analysées par spectroscopie Raman. Il est à noter que l'incertitude sur l'estimation visuelle du volume de la phase aqueuse entraîne des variations dans la composition globale des inclusions.

a- Compositions de la phase volatile des inclusions fluides

Les compositions de la phase volatile ont été reportées respectivement dans le diagramme binaire densité de la phase volatile versus CO_2 et le diagramme ternaire CO_2-CH_4-N_2.

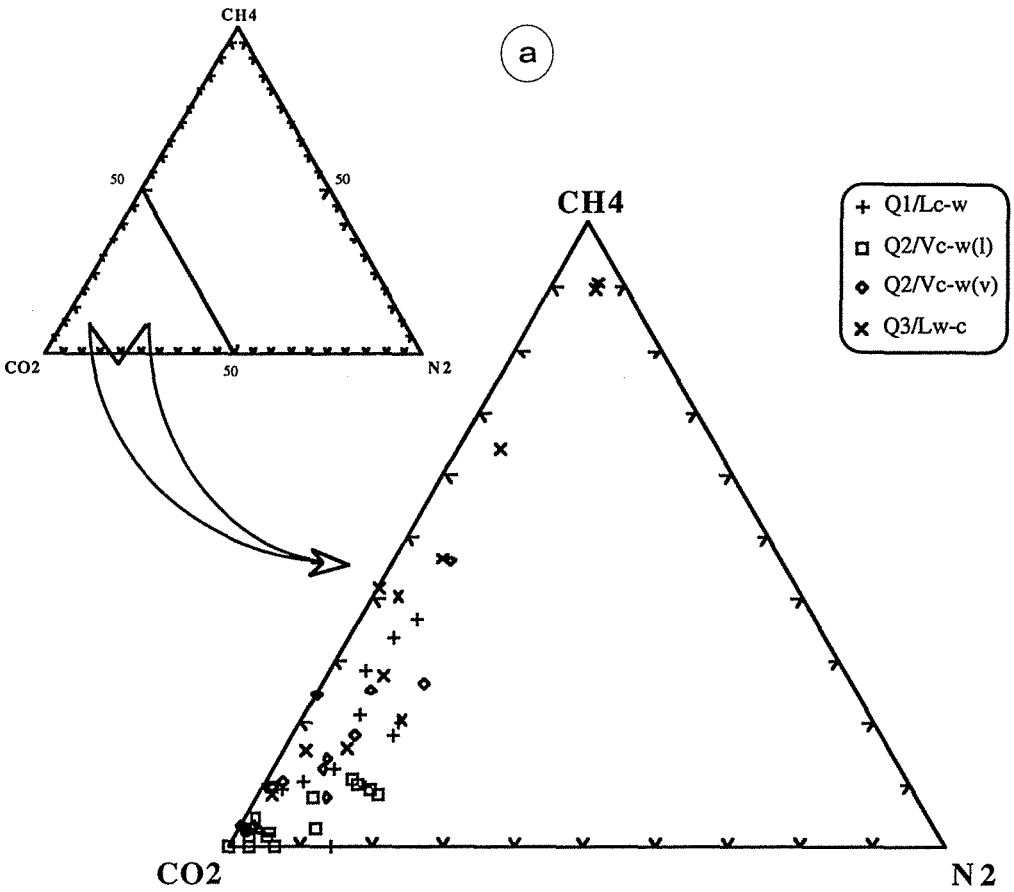
Le diagramme ternaire CO_2-CH_4-N_2 (Fig. II-36a) montre que la composition de la phase volatile se projette sur l'axe CO_2-CH_4, avec un pourcentage de N_2 qui reste, pour les différents types de fluides, généralement faible et ne dépasse pas 10 mol%, comparé aux pourcentages en CH_4 et en CO_2. Sur l'axe CO_2-CH_4, la quantité en CH_4 ne dépasse pas 50 mol%. Les quantités de CO_2 sont comprises entre 50 et 98 mol%. Les différents types d'inclusions fluides forment des populations bien distinctes :

i) les inclusions fluides Lc-w associées au quartz Q1 forment une population intermédiaire avec une composition moyenne suivante : 74 à 95 mol% CO_2, 5 à 15 mol% CH_4, 0 à 10 mol% N_2 ;

ii) les inclusions fluides de type Vc-w associées au quartz Q2 ont des compositions qui se projettent le long de l'axe CO_2-CH_4. Les inclusions fluides

				Données microthermométriques							Phase volatile				Composition globale					
Quartz	Type	Inclusion	Echant.	TfCO2	ThCO2	Mode	Tfcl	Tfg	Th	Mode	CO2	CH4	N2	H2S	H2O	CO2	CH4	N2	H2S	NaCl
Q1	Lc-w	10-19'	67 - 0	-57,9	22,2	l	7,3	-4,9	352,5	V	92,1	5,3	2,6	nd	74,7	21,7	1,1	0,6	nd	1,9
		23	147-0	-57,6	10,4	l	8,5	-4,5	292,5*		93,7	4,6	1,6	nd	79,8	17,2	0,8	0,3	nd	1,9
		23a		-57,4	26,3	v	7,1	-5	335,5*		88,1	4,8	7,2	nd	89,9	7,1	0,3	0,4	nd	2,4
		15	147-1	-58,2	19,1	v	6,1	-6			84,0	9,1	6,9	nd	91,0	5,6	0,4	0,3	nd	2,8
		59		-57,9	24,1	c	6	-6,2			89,4	6,3	4,3	nd	84,5	11,7	0,7	0,5	nd	2,7
		68		-57,1	20,2	v	8,2	-4,2			83,0	10,1	6,9	nd	85,1	11,3	1,1	0,7	nd	1,9
		100		-60,2	nv		9,1	-6	295,8*		79,9	16,8	3,1	0,27	92,1	4,6	0,5	0,1	0,01	2,9
		107		-58,1	18,6	v	6,9	-5,9	373,5	L	83,3	14,3	2,5	nd	85,4	10,4	1,4	0,2	nd	2,6
		111		nv	18,7	v	5,3	-6,4	328	L	85,5	10,7	3,9	nd	91,5	5,0	0,4	0,1	nd	3,0
		116		-60	14,4	v	9,6	-4	283,2*		77,6	18,5	4,0	nd	84,7	11,1	2,0	0,4	nd	1,8
		17	256-1	-57,3	-0,4	l	8,2	-5			92,6	0,0	7,4	nd	70,7	25,6	0,0	1,9	nd	1,9
		35	348,6-1	-57,6	2,1	l	8,2	-5			97,3	1,6	1,1	nd	91,0	6,5	0,1	0,1	nd	2,4
Q2	Vc-w(l)	5	67 - 0	-58,2	25	l		-5	300*		88,3	5,1	6,5	nd	30,5	60,8	3,5	4,4	nd	0,8
		7-19'		-58	25,9	l		-4,8	300*		88,5	5,5	6,0	nd	32,8	58,9	3,6	3,9	nd	0,8
		22		-57,6	26,2	c	7,2	-5			87,7	4,7	7,6	nd	31,9	59,1	3,1	5,0	nd	0,8
		10		-57,7	26,2	c		-5,6	335,7	L	93,2	1,6	5,3	nd	27,4	66,9	1,1	3,7	nd	0,8
		11		-57,7	26,2	c		-4,6	327,8	V	92,0	4,1	3,9	nd	30,5	63,3	2,8	2,6	nd	0,7
		10	70,85-1	-58,4	26,8	l	8,7	-7			94,4	4,9	0,7	nd	53,9	41,8	2,1	0,0	nd	1,9
		1	189-2	-58,2	24,6	c		-3,8			87,5	4,3	8,3	nd	28,9	61,8	3,0	5,7	nd	0,6
		2		-57,9	25,9	l		-4,2			96,3	1,3	2,4	nd	27,2	69,5	1,0	1,7	nd	0,6
		10		-59,9	26,8	l		-5			96,6	0,0	3,4	nd	26,7	70,2	0,0	2,4	nd	0,7
		14	348,6-1	-57,1	29,4	l	7,8	-4,8			100,0	0,0	0,0	nd	28,8	70,5	0,0	0,0	nd	0,7
		27		-57,9	27,2	l	7,7	-5,4	333,5	L	96,8	2,4	0,8	nd	48,2	48,9	1,2	0,4	nd	1,4
		1	365,7-1	-57,7	30,3	l	nv	-5			96,8	0,9	2,3	nd	32,0	65,1	0,6	1,5	nd	0,8
		13		-57,3	30,2	l	nv	-5			98,1	0,8	1,1	nd	31,8	66,1	0,5	6,1	nd	0,8
		8		-57,2	30,3	l	6,7	-5			98,6	0,0	1,4	nd	30,4	67,8	0,0	1,0	nd	0,8
	Vc-w(v)	1	67 - 0	-57,7	26,5	l		-5	291,8	V	90,3	6,3	3,4	nd	54,5	39,9	2,7	1,5	nd	1,4
		9		-58	26	v	7	-5,2	316,7	V	89,3	7,3	3,4	nd	67,9	27,3	2,1	1,0	nd	1,8
		17		-57,8	23,4	v	8,8	-4,4	300*		86,6	9,0	4,4	nd	69,2	25,5	2,5	1,2	nd	1,6
		9	70,85-1	-58,1	27,4	v		-7			94,4	4,9	0,7	nd	62,3	33,6	1,7	0,2	nd	2,3
		3		-58,3	26,7	v		-7			90,9	4,1	5,0	nd	68,3	26,8	1,2	1,4	nd	2,5
		7		-58,5	27,6	v	6,6	-7			98,2	1,8	0,0	nd	68,3	24,8	1,6	2,9	nd	2,5
		5a	189-2	-59,4	11,2	v	7,9	-5,2	308,6	V	72,3	22,8	3,8	1,14	68,9	21,6	3,2	1,0	0,31	1,9
		11	256-1	-58,7	18,9	v	8,5	-5	381	V	79,6	13,3	7,1	nd	69,1	23,4	3,6	1,9	nd	1,8
		3		-58,5	21,4	v	8,1	-5,6	391	V	83,6	12,7	3,6	nd	83,6	12,0	1,5	0,4	nd	2,4
		10		-58,1	23,2	v	6,9	-5,6	388,6	V	87,7	12,3	0,0	nd	67,4	27,1	3,6	0,0	nd	2,0
		18	348,6-1	-58	27	v	7,1	-5,2	346	V	93,5	5,3	1,2	nd	61,8	34,2	1,9	0,4	nd	1,7
		24		-57,6	29,7	v	7,5	-5,2	360	V	97,9	1,5	0,5	nd	61,9	35,7	0,5	0,2	nd	1,7
		1	348,6-3	-57,5	29,6	v	8,1	-4,6	265,3*		97,3	1,8	0,9	nd	77,4	20,3	0,3	0,2	nd	1,9
		2		-57,5	29,6	v	7,9	-4,9	353,4	V	98,0	1,6	0,5	nd	83,0	14,6	0,2	0,1	nd	2,1
		5		-57,5	29,2	v	8,1	-4,8	321,5	L	98,1	1,3	0,6	nd	83,4	14,2	0,2	0,1	nd	2,1
		12		-57,9	29,6	v	7,8	-4,8	351,3	V	96,9	1,5	1,6	nd	83,0	14,5	0,2	0,2	nd	2,1
Q3	Lw-c	1	COR 2a	-61,6	nv		6,5	-3,3			51,6	45,1	2,9	0,43	95,6	1,8	1,6	0,1	0,01	0,8
		2		-62,6	nv		7,8	-2,3			52,1	44,8	3,1	nd	95,7	2,0	1,8	1,0	nd	0,4
		3		-58,4	nv		8,7	-2,4			94,7	4,3	1,0	nd	95,6	3,9	0,2	0,1	nd	0,2
		4		-59,2	nv		8	-6			87,6	8,1	4,3	nd	92,0	5,4	0,6	0,2	nd	1,9
		5		-59,2	nv		8,5	-6,8			82,6	10,2	7,1	nd	88,7	7,7	0,9	0,7	nd	2,0
		6		-58,9	nv		8,5	-4			90,6	7,9	1,5	nd	94,1	4,5	0,4	0,1	nd	1,0
		25	365,7-1	-60,2	nv		9,9	-6,2	382,7	L	65,2	31,9	2,9	nd	92,9	4,1	2,0	0,2	nd	0,8
		34		-58,6	nv		8,7	-6,4	377,5	C	78,1	20,1	1,7	nd	94,0	3,9	1,1	0,1	nd	0,9
		19	414,55-1	-59,2	nv		9,9	-7,2	350	V	73,5	23,1	3,4	nd	92,0	5,1	1,6	0,2	nd	1,0
		13		-58,5	nv		9,1	-6,4	346	V	82,3	13,8	3,9	nd	90,4	6,5	1,1	0,3	nd	1,6
		22		-60,3	nv		10,4	-7,4	347	V	79,2	20,8	0,0	nd	89,8	7,2	1,9	0,0	nd	1,1

Tableau II-1 : Tableau récapitulatif des caractéristiques microthermométriques et des compositions de la phase volatile et globale des inclusions fluides aquo-carboniques analysées par spectroscopie Raman.
nv : non visible ; nd : non détecté ; * : décrépitée.



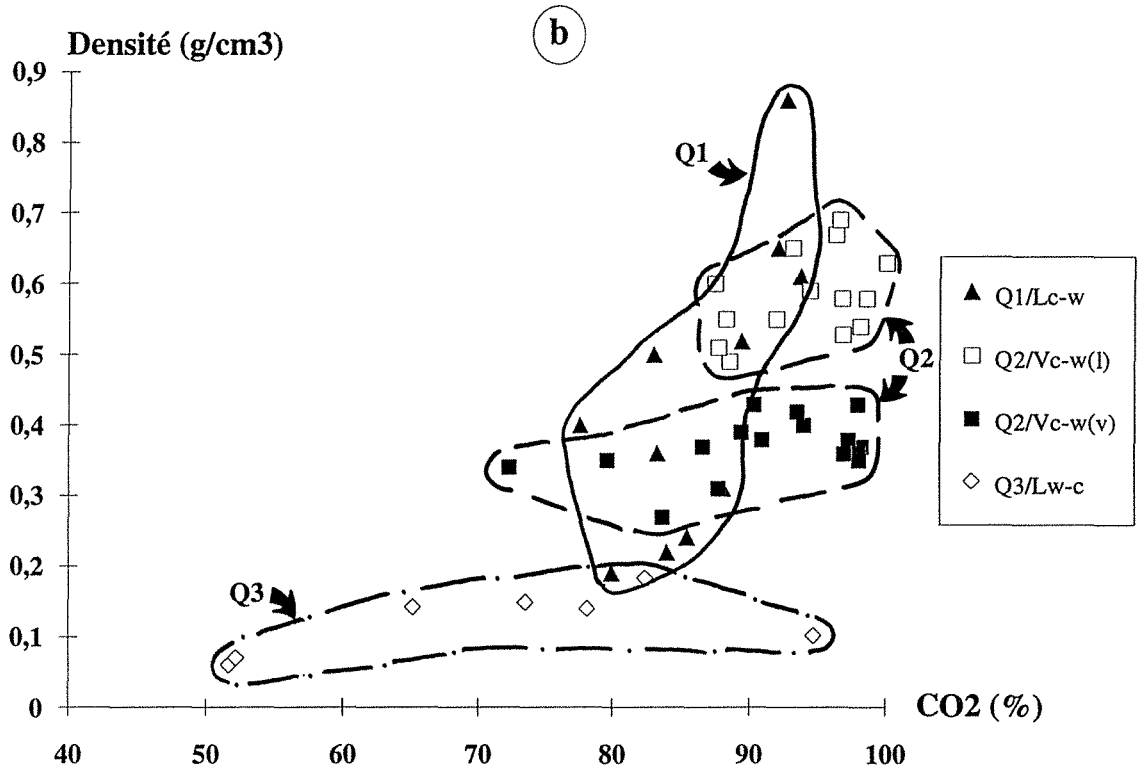


Fig. II-36 : Diagrammes représentatifs de la composition de la phase volatile des différents types d'inclusions fluides aquo-carboniques.

Vc#w(l) forment un groupe particulier plus riche en CO2. Elles se placent dans un domaine de 90 à 100 mol% CO_2, 0 à 8 mol% N_2 et 0 à 5 mol% CH_4. La famille Vc-w(v) forme la partie de recouvrement du type Vc-w avec le type Lc-w ;

iii) les inclusions fluides Lw-c du quartz Q3 forment un nuage très allongé parallèlement à l'axe CO_2-CH_4 avec une quantité élevée en CH_4 variable entre 5 et 50 mol % et une quantité en CO_2 comprise entre 50 et 95 mol % ; la composition en N_2 reste constante et ne dépasse pas 8 mol %. Ce type de fluides est plus riche en CH_4.

Dans le diagramme densité de la phase volatile = f(%CO_2) (Fig. II-36b), les types Vc-w(l), Vc-w(v) et Lw-c forment des groupes bien distincts. Les fluides Lc-w forment un nuage très dispersé mais avec une corrélation positive entre les deux paramètres densité et %CO_2. Un appauvrissement en CO_2 accompagné d'une diminution de la densité de la phase volatile qui va du type Vc-w(l) vers le type Lw-c est observée. Les fluides Vc-w(l) constituent une population intermédiaire.

b- Composition globales des inclusions fluides

Les compositions globales ont été reportées dans le diagramme ternaire H_2O-CO_2-(CH_4+N_2) et les diagrammes binaires CO_2/CH_4-CO_2 et CO_2/N_2-CO_2.

Le diagramme H_2O-CO_2-(CH_4+N_2) (Fig. II-37) montre que la composition des trois types d'inclusions sont bien distinctes. Chaque type forme un nuage allongé entre les deux pôles H_2O et CO_2 avec une augmentation de la quantité d'eau des inclusions fluides Vc-w vers les inclusions fluides Lw-c. Il est à noter que :

i) les inclusions fluides Lc-w forment toujours une population intermédiaire avec des pourcentages de CO_2 qui varient entre 5 et 28 mol%.

ii) les inclusions fluides Vc-w présentent une composition qui s'étend le long de l'axe CO_2-H_2O avec des quantités en CO_2 variant entre 10 et 72 mol% et des quantités en CH_4+N_2 se situant entre 0 et 10 mol%. Ces quantités en CO_2 varient pour les inclusions fluides Vc-w(l), entre 44 et 72 mol% et entre 40 et 75 mol% pour les inclusions Vc-w(v).

iii) les inclusions fluides w-c ont une composition qui se projette sur l'axe CH_4-H_2O avec des quantités de 0,5 à 2 mol % (CH_4+N_2) et de 80 à 90 mol % H_2O ; la quantité en CO_2 reste faible et comprise entre 0 et 10 mol%.

Sur ces diagrammes binaires, les quatre types d'inclusions fluides se distinguent clairement (Fig. II-38a et b) :

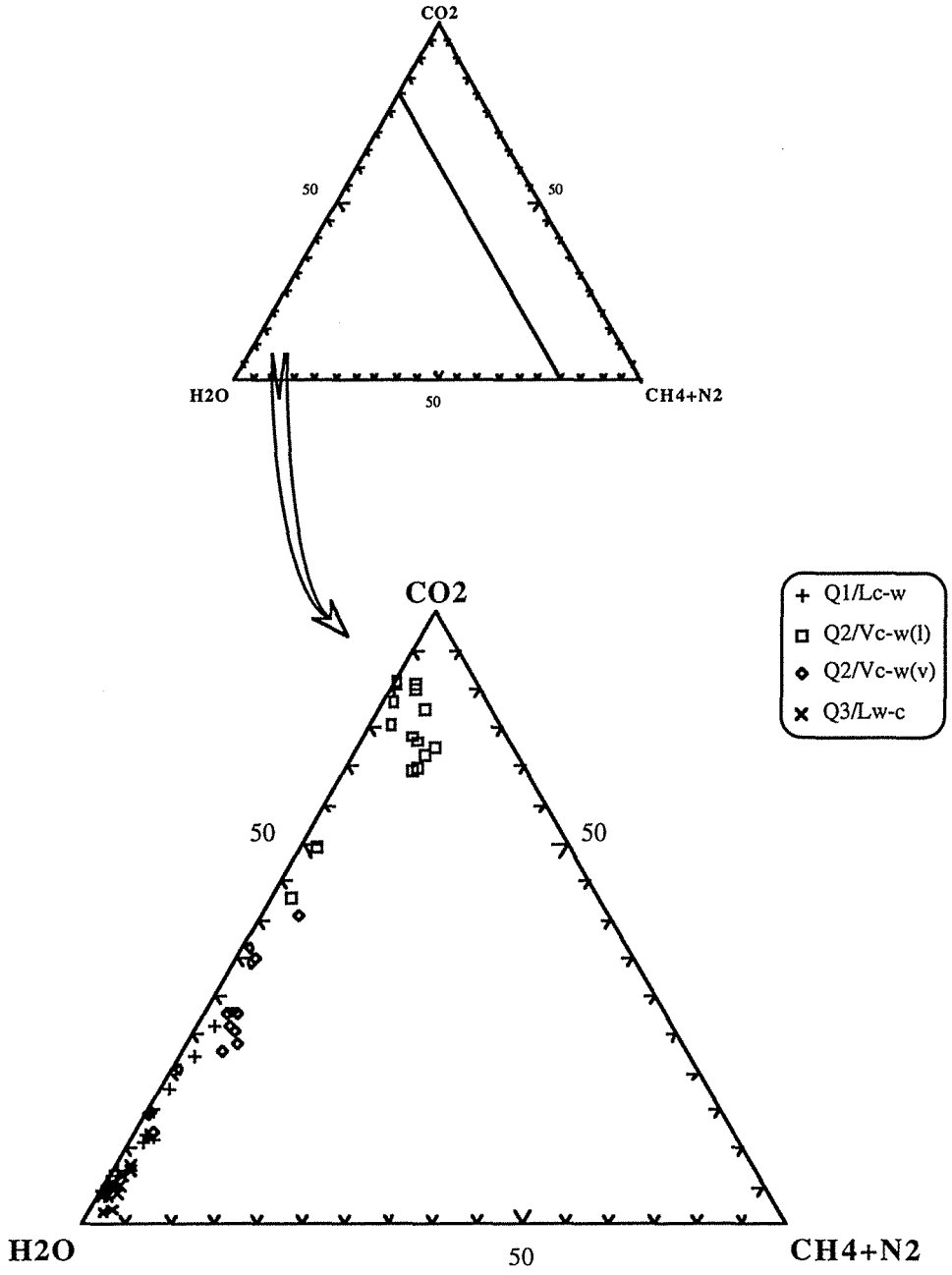


Fig. II-37 : Diagramme H2O-CO2-(CH4+N2) représentatif de la composition globale des différents types d'inclusions fluides aquo-carboniques.

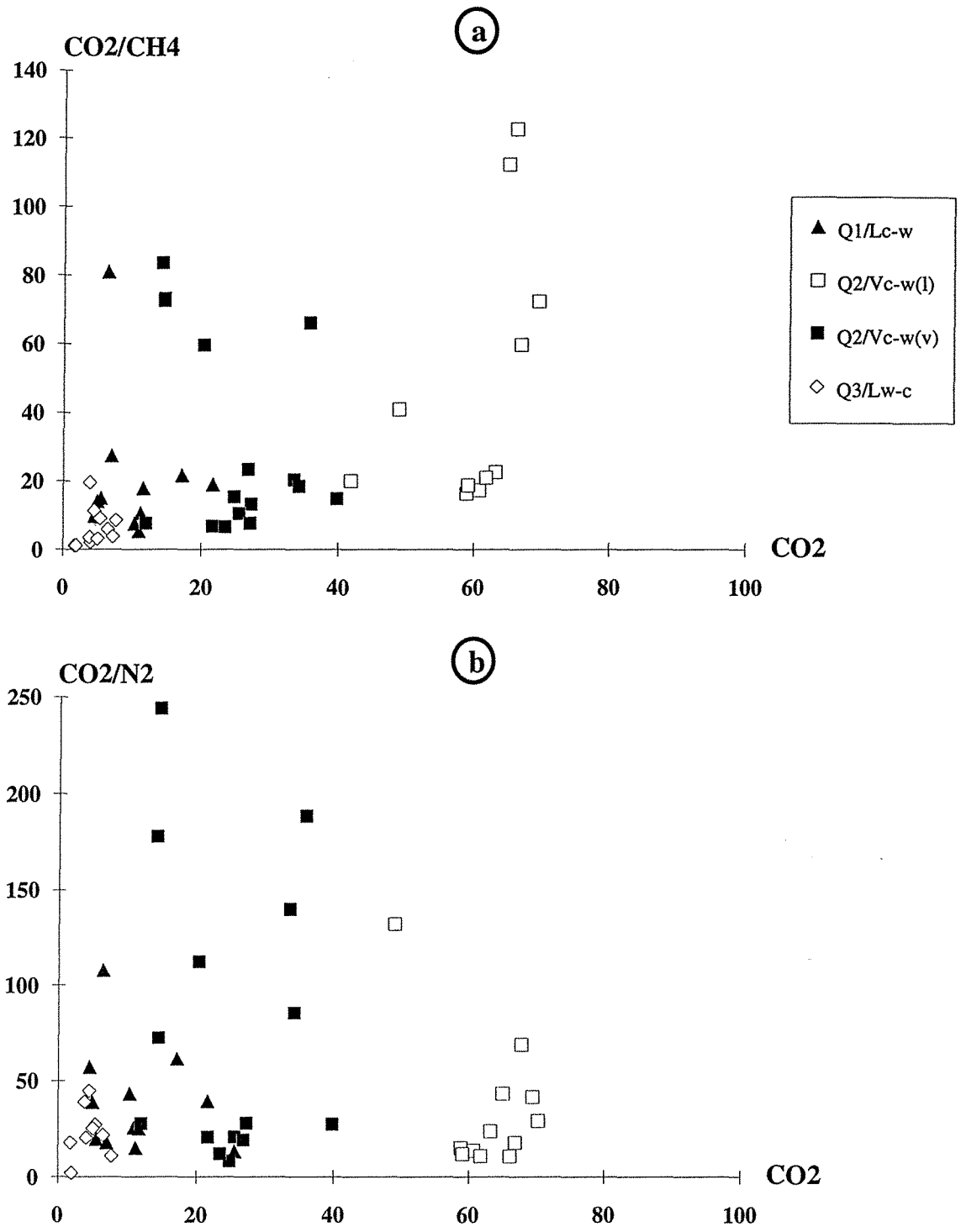


Fig. II-38 : Diagrammes, CO2/CH4-CO2 (a) et CO2/N2-N2 (b), représentatifs de la composition globale des différents types d'inclusions fluides aquo-carboniques.

i) les inclusions fluides Lc-w se placent entre les inclusions Vc-w et Lw-c avec des rapports CO_2/CH_4 semblables à ceux du type Vc-w(v), et varient entre 5 et 30 ;

ii) pour les inclusions fluides Vc-w, le rapport CO_2/CH_4 montre une variation suivant la droite du mélange CO_2-CH_4 du diagramme théorique. Pour la famille Vc-w(v), la variation de ce rapport reste assez limitée (6 à 30 avec trois exceptions où le rapport est compris entre 59 et 69), alors que le rapport CO_2/N_2 est assez variable. Les inclusions de type Vc-w(l) présentent des rapports CO_2/CH_4 et CO_2/N_2 très variables, entre 20 et 120 pour le rapport CO_2/CH_4 et entre 12 et 130 pour le rapport CO_2/N_2 ;

iii) les inclusions Lw-c, ont un rapport CO_2/CH_4 faible et compris entre 1 et 20. Le rapport CO_2/N_2 présente une assez faible variation (5 à 50). Ces deux rapports sont homogènes à l'échelle de l'échantillon considéré et ils sont comparables d'un niveau à un autre. On peut conclure qu'il y a une grande homogénéité de la phase volatile pour ce type de fluides.

Ces diagrammes binaires ont l'avantage d'examiner le contenu en gaz, indépendamment du contenu en eau, ce qui limite les incertitudes liées aux estimations du contenu en eau. Ils sont très discriminants et permettent de tester des hypothèses sur l'évolution du fluide dans le système, en particulier les effets de phénomènes d'immiscibilité (Thomas et Spooner, 1992). D'après ces auteurs, N_2 et CH_4 peuvent être considérés comme des marqueurs notamment des phénomènes d'ébullition. Ils ont décrit sur l'exemple de la pegmatite de Tanco des tendances montrant un enrichissement en CO_2 dans les fluides piégés en relation avec un phénomène d'ébullition, avec enrichissement relatif en N_2 et CH_4 dans cette phase volatile. De telles variations n'ont pas été enregistrées par les fluides étudiés.

L'absence de grande variation dans la quantité d'eau pour un fluide d'un échantillon donné, et un même rapport CO_2/CH_4 indiquerait que les inclusions n'ont pas perdu d'eau par phénomène de fuite préférentielle. Ce type de processus, typique des quartz de grande profondeur (déformation ductile, Bakker et Jansens, 1990), ne semble pas s'être produit dans les veinules de Corcoesto.

c- Evolution en fonction de la profondeur

Les différents types ont pour la plupart été observés à toutes les profondeurs, ce qui indique l'ampleur des circulations de fluides, et l'absence de chenalisation préférentielle d'un type de fluide.

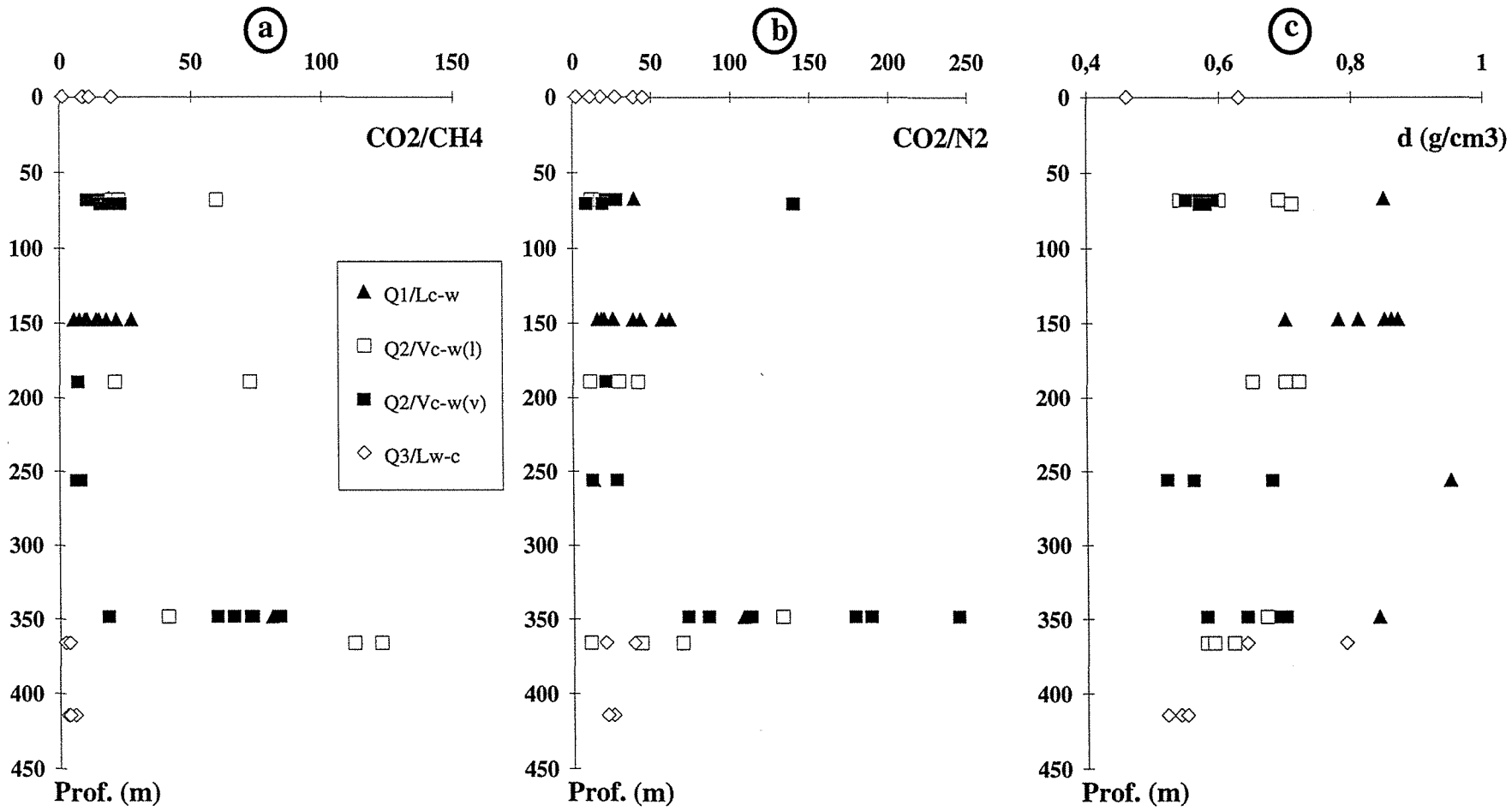


Fig. II-39 : Diagrammes montrant la variation, en fonction de la profondeur, des rapports CO2/CH4 et CO2/N2, et de la densité des différents types d'inclusions fluides aquo-carboniques.

Quelques évolutions ont été observées dans la composition des fluides suivant le niveau considéré, et ont été confrontées à la variation des teneurs en or (valeurs fournies par Rio Tinto et obtenues sur des tranches de 2 m).

Compositions

Pour les fluides Lc-w, Vc-w(l) et Vc-w(v), des variations assez importantes dans les rapports CO_2/CH_4 et CO_2/N_2 sont observées avec la profondeur, notamment (Fig. II-39) :

- un accroissement apparent du rapport CO_2/CH_4 pour les fluides Lc-w et Vc-w(l) avec la profondeur. Ce rapport reste constant pour le type Vc-w(v), variant entre 3 et 24, jusqu'à la profondeur 348,6 m où il devient très important et atteint une valeur de 80 ;

- le rapport CO_2/N_2 plus élevé dans les niveaux 348,6 m, 365,7 m , qui sont les niveaux minéralisés. Les inclusions de type Vc-w(v) présentent un rapport CO_2/N_2 variable avec la profondeur. Il varie entre 10 et 140 au niveau 70,8 m. Il diminue jusqu'à 30 pour la profondeur 256,7 m, puis il devient très important à 348,6 m, qui est un niveau minéralisé. Les autres types Lc-w et Vc-w(l) montrent une nette augmentation de ce rapport avec la profondeur.

Pour les fluides Lw-c, les diagrammes CO_2/CH_4 et CO_2/N_2 en fonction de la profondeur ne font pas apparaître de tendances très nettes, mis à part une gamme de valeurs plus étendue pour les échantillons de surface, les deux échantillons profonds analysés ayant des quantités assez élevées et constantes en CH_4 et N_2.

Densité

La variation de la densité globale entre les différents types d'inclusions fluides et son évolution avec la profondeur sont illustrées par le diagramme (Fig. II-39).

Les fluides Lc-w présentent des densités très importantes, comprises entre 0,7 et 0,95 g/cm^3, sans aucune augmentation apparente avec la profondeur. Les inclusions fluides de type Vc-w ont une densité, dans tous les niveaux, comprise entre 0,52 et 0,72 g/cm^3 et qui est un peu plus élevée pour le type Vc-w(l) que pour le type Vc-w(v). Les inclusions Lw-c ont une densité constante avec la profondeur et qui ne dépasse pas 0,62 g/cm^3.

Les domaines de densité globale sont cependant globalement constants pour un type de fluide donné.

3.1.3- Conclusions sur l'étude des inclusions fluides

L'étude de la géométrie des circulations fluides couplée à la composition des fluides par microthermométrie et spectroscopie Raman, a permis d'aboutir aux conclusions suivantes :

1) l'évolution des caractéristiques des fluides montre la succession de trois grands groupes de percolations de fluides :

- les différents types de fluides aquo-carboniques c-w et w-c appartiennent au même système, H_2O-CO_2-CH_4-N_2-NaCl, et sont piégés dans une même gamme de températures minimales de 350 à 400°C. Ces fluides présentent des différences dans les quantités d'eau et des volatiles. Les quantités d'eau et de méthane sont importantes dans les fluides précoces Lc-w et dans les fluides aquo-carboniques tardifs Lw-c. Ces fluides aquo-carboniques sont observés dans des PIF orientés E-W ;

- les fluides aqueux Lw1 qui sont liés au dépôt de l'or ont des températures minimales de piégeage plus faibles, entre 150 et 280°C, et des salinités de 1,74 à 11,7 % pds eq. NaCl. Ils occupent principalement les PIF de direction N-S ;

- les fluides aqueux très salés Lw2 qui correspondent au stade final de circulation fluide sont piégés à des températures minimales comprises entre 85 et 150°C. Leur salinité est très variable.

2) les domaines de densité des fluides Lc-w, Vc-w(l), Vc-w(v) et Lw-c sont globalement constants avec la profondeur pour un type donné.

3) la grande similarité des caractéristiques des fluides entre les échantillons des différentes profondeurs indique que les percolations à l'échelle de la série cristalline étudiée sont globalement homogènes à l'échelle plurihectométrique. Les résultats obtenus indiquent que le massif a été percolé dans son ensemble de manière homogène, au moins à l'échelle des réseaux de veinules, lors de plusieurs stades successifs.

III.2- GISEMENT DE TOMINO

3.2.1- Géométrie du réseau de plans d'inclusions fluides

Afin d'étudier les inclusions fluides en respectant leur contexte microstructural, une reconstruction de la géométrie 3D du réseau d'inclusions fluides a été réalisée le

long d'un profil échantillonné en surface. Les résultats, détaillés dans le chapitre IV, se résument ainsi (Fig. II-40) :

Les granites sains et greisenisés et les veines de quartz sont affectés par un réseau de plans d'inclusions fluides ayant une direction principale N70±20°E et une direction secondaire N170±10°E. Des directions très peu importantes de microfissuration N40°E et localement N120-140°E sont également observées dans certains filons de quartz.

Les densités maximales de microfissuration sont observées dans les filons de quartz. Ces densités diminuent légèrement dans le granite grossièrement folié à granulométrie moyenne.

3.2.2- Caractéristiques des fluides

La caractérisation des fluides a été réalisée par Essarraj (1992) et une synthèse est présentée ci-après. Les deux grands types de fluides identifiés sont des fluides aquo-carboniques et des fluides aqueux, et sont associés à différents stades de dépôt de quartz.

3.2.2.1- Caractères microthermométriques

En fonction de la disposition par rapport aux différents types de quartz Q1 et Q2 (dispersées ou en PIF), et en fonction des données microthermométriques et de spectroscopie Raman, une succession de plusieurs stades de percolations fluides a été observée.

i) Stade précoce à quartz Q1

Les fluides caractérisant ce stade sont des fluides aquo-carboniques riches en méthane (Fig. II-41). Ils sont observés comme des inclusions fluides primaires dans le quartz précoce Q1 des filons des deux sondages Tom 5 et Tom 17, et sous forme pseudo-secondaires dans les quartz du granite encaissant (Urgal) et des lydiennes (riches en graphite, dans la zone de Pinzas). La taille des ces inclusion fluides varie entre 10 et 20 µm. Elles sont notées (c-m)-w.

Les $TfCO_2$ de ces inclusions fluides sont comprises entre -65,5 et -60,5°C (Tableau II-2). L'homogénéisation de la phase volatile se fait, en phase "l" ou en phase "v", dans une gamme de températures de -16 à +14°C avec deux modes, l'un entre -10 et -6°C, l'autre entre +2 et +6°C (Tableau II-2). Les plus basses $TfCO_2$ et $ThCO_2$ sont mesurées dans les lydiennes. Les Tfcl sont comprises entre +8 et +14°C avec un mode entre +8 et +12°C (Tableau II-2).

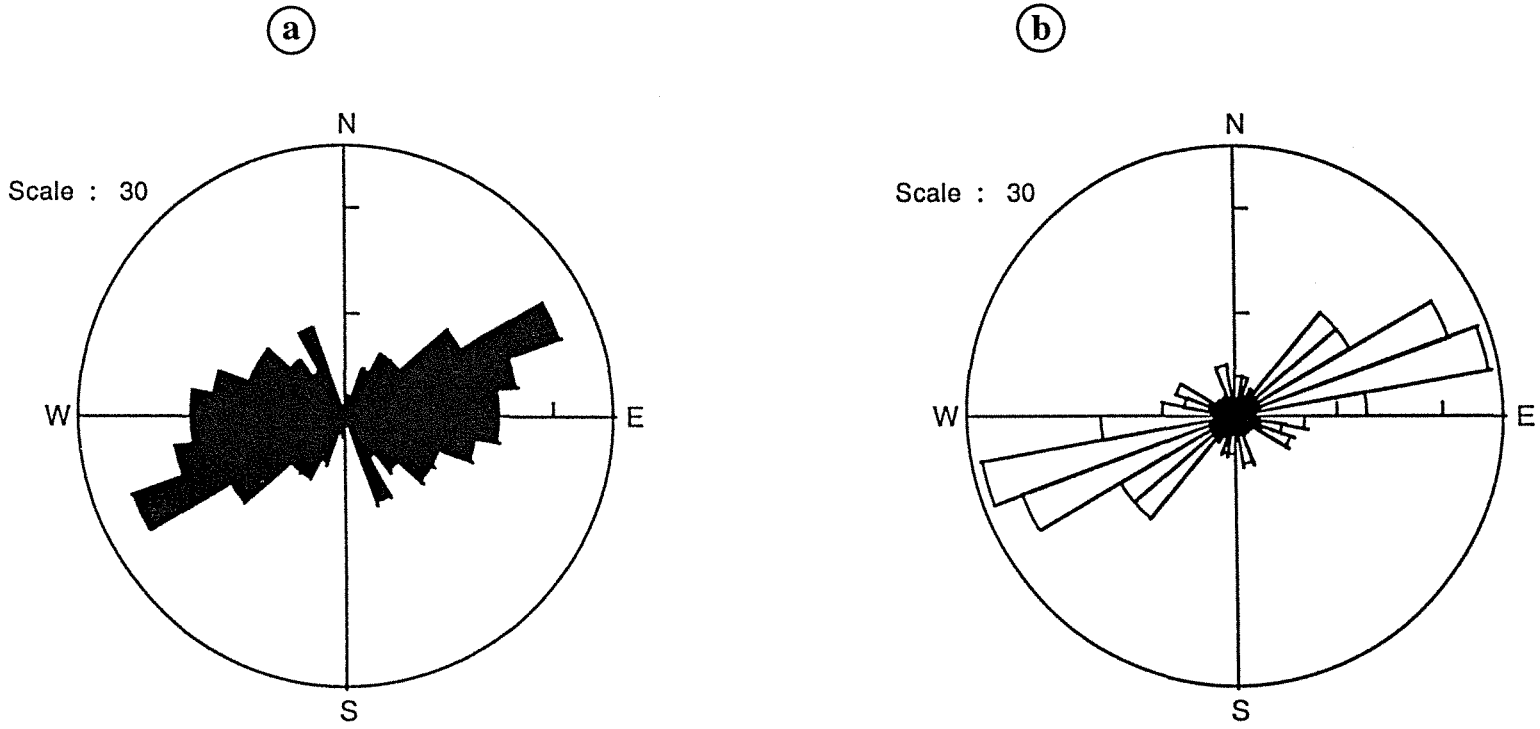


Fig. II-40 : Orientations préférentielles du réseau de PIF dans le quartz des fentes de tension représentées sous forme de rosaces. (a) PIF aquo-carboniques, (b) PIF aqueuses.

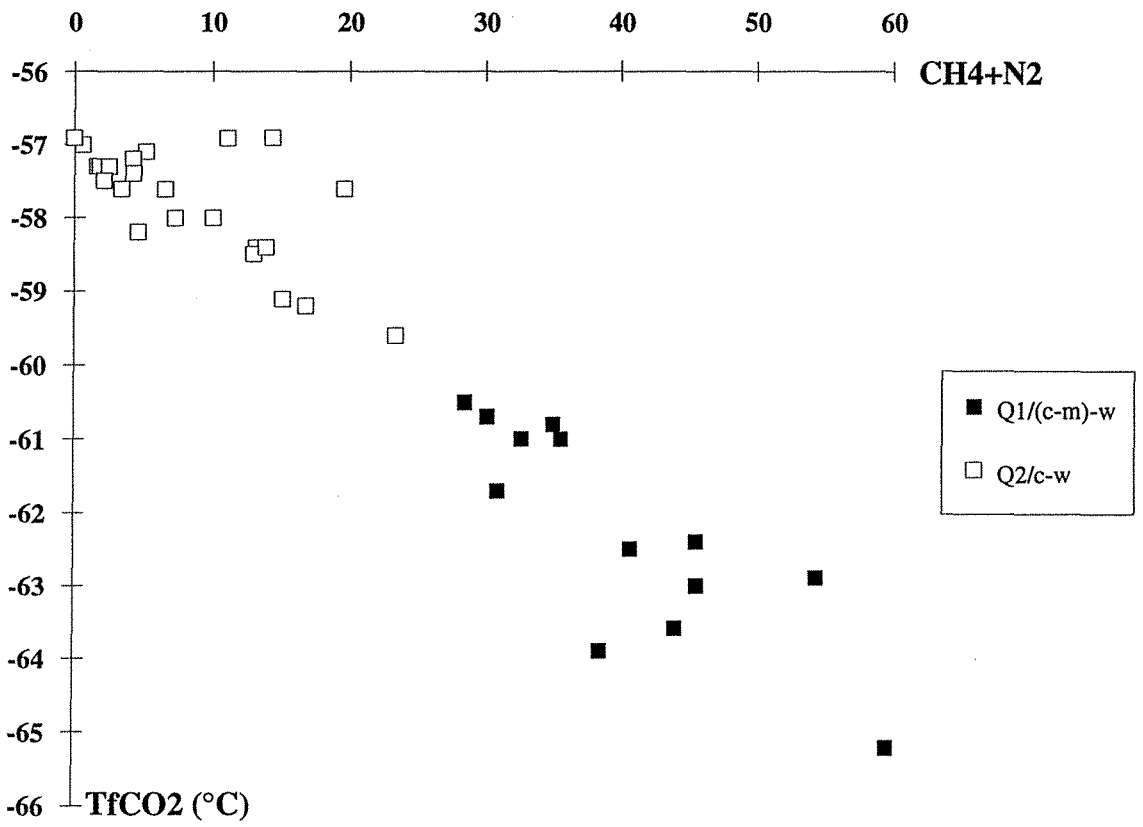


Fig. II-41 : Température de fusion de CO2 en fonction de la composition en CH4 et N2 de la phase volatile des inclusions fluides aquo-carboniques.

L'homogénéisation globale se fait soit en phase "l" soit en phase "v". Les Th moyennes sont de 300 à 320°C dans le quartz Q1 de l'échantillon Tom 17 et de 370 à 410°C dans l'échantillon granitique Z3-1. Dans les lydiennes, les températures d'homogénéisation globale sont supérieures à 510°C avec des homogénéisations en phase liquide, et rarement en phase vapeur.

ii) Stade intermédiaire à quartz Q2

Les fluides associés à ce stade se présentent sous forme d'inclusions fluides aquo-carboniques triphasées pauvres en CH_4 ($\pm N_2$), notées c-w (Fig. II-41). Ces inclusions fluides ont été rencontrées dans tous les échantillons étudiés aussi bien les granites encaissants que les filons de quartz de surface ou de sondages. Elles sont soit primaires soit pseudo-secondaires dans le quartz filonien Q2. Les inclusions fluides secondaires empruntent des microfractures orientées N-S, E-W et N40°E. Ces inclusions fluides ont des tailles variables entre 5 et 18 µm. Les résultats microthermométriques sont donnés dans le tableau II-2.

Les $TfCO_2$ de ce type de fluides s'étendent entre -60,5 et -56,6°C avec un mode entre -58 et -56,6°C. L'homogénéisation de la phase volatile se fait le plus souvent en phase liquide à des températures variant entre +4 et +30°C. Les Tfg mesurées sur quelques inclusions fluides (Tom17) sont comprises entre -8,7 et -6°C. Les Tfcl s'étalent sur un domaine de +4 à +12°C dont le mode est à +7°C. Les Tfcl de ce type de fluides indiquent des salinités variant entre 3 et 7% pds eq. NaCl. Les Th varient entre 220 et 420°C avec un mode entre 300 et 360°C.

Des inclusions fluides aquo-carboniques biphasées dont le CO_2 n'a été détecté que par la présence de clathrates ont été observées sous forme secondaire dans des plans E-W dans un échantillon du sondage Tom 9. Les Tfg de ces fluides varient entre -4,5 et -3°C. Les quelques Te mesurées se situent ente -22 et -20°C et indiquent que la phase aqueuse est dominée par NaCl. Les Tfcl sont comprises entre +10 et +10,7°C. L'homogénéisation globale se fait exclusivement en phase liquide à des températures variant entre 220 et 270°C.

Caractéristiques des fluides pauvres en CH_4 en fonction des directions

Les inclusions fluides aquo-carboniques présentent des $TfCO_2$ comprises entre -60,5 et -56,6°C, quelle que soit leur disposition (PIF ou dispersées), avec un seul mode entre -58 et -56,6°C. Les $ThCO_2$ des inclusions fluides dispersées, qui se produisent le plus souvent en phase "l", sont similaires (+6 à +30°C) à celles des PIF orientés N-S et E-W, et présentent les mêmes modes. Les domaines de Tfcl sont les

	Type	TfCO2 (°C)	ThCO2 (°C)	Tfcl (°C)	Tfg (°C)	Th (°C)
Stade 1 à quartz Q1	Inclusions fluides	-65,5 / -60,5	-16 / 14	8 / 14	-6,1 / -2	300 / >510 *
	riches en CH4	*-62*	*-8 et +4*	*11*	*-5,5*	
	(c-m)-w	*24*	*18*	*22*	*8*	
Stade 2 à quartz Q2	Inclusions fluides	- 60,5 / -56,6	4 / 30	4 / 12	-8,7 / -6	240 / 420
	pauvres en CH4	*-57,5*	*26*	*7*	*-6*	*350*
	c-w	*154*	*155*	*153*	*26*	*106*
Stade 3 tardif à or	PIF N-S				-4,5 / -0,2	130 / 240
Fluides aqueux	PIF E-W				-3,5 / -0,1	140 / 260
	PIF N40-50°E				-3,5 / -1	140 / 200
					-0,5	*220*
					265	*68*

Tableau II-2 : Tableau récapitulatif des caractéristiques microthermométriques des inclusions fluides observées à Tomino.
Les valeurs en italique correspondent au modes et au nombre de mesures.
* : Inclusions fluides de la lydienne.

mêmes pour toutes les inclusions fluides et varient entre +4 et +12°C avec un mode à +7°C. Les Th varient entre 220 et 420°C pour les inclusions fluides des plans E-W avec deux modes, à 250°C et à 310°C. Pour les inclusions fluides des plans N-S, les Th varient entre 280 et 380°C. Les inclusions fluides dispersées s'homogénéisent entre 260 et 400°C.

Des inclusions fluides étudiées dans les plans de direction secondaire N45°E ont des $TfCO_2$ variant entre -59 et -57°C, des $ThCO_2$, exclusivement en phase liquide, comprises entre 14 et 22°C, des Tfcl de +6 à +8°C et des Th, en phase liquide, de 300 à 380°C.

ii) Stade tardif

Ce stade est caractérisé par des fluides aqueux. Ces fluides ont été étudiés dans les trois directions E-W, N-S et N45°E, et montrent les résultats suivants (Tableau II-2).:

- la direction N-S : les Tfg des inclusions fluides de cette direction varient entre -4,5 et -0,2°C. Les modes (-2,7 ; -1,7 ; -0,4°C) varient en fonction de l'échantillon considéré et du plan d'inclusions fluides considéré dans un même échantillon. Les Th sont assez homogènes dans les différents échantillons et couvrent un domaine de 130 à 240°C.

- la direction E-W : les fluides de cette direction ont des Tfg comprises entre -3,5 et -0,1°C avec un mode se situant entre -0,5 et -0,1°C correspondant à une salinité de 0,2 à 0,9 % pds. eq. NaCl. Les Th sont assez similaires à celles des fluides de la direction N-S et sont comprises entre 140 et 260°C. Le mode n'est pas bien défini (140 et 220°C).

L'évolution des fluides de direction N-S vers ceux de la direction E-W se traduit par une dilution à température décroissante. Les mêmes évolutions sont observées entre les plans de même direction et parfois au sein d'un même plan. Ceci s'explique par un piégeage progressif de fluides de plus en plus dilués au cours de la cicatrisation des microfissures ou par un rejeu des plans d'inclusions fluides après une première circulation de fluides et recicatrisation avec piégeage d'un fluide plus froid et plus dilué.

- la direction N40-50°E : les caractéristiques des inclusions fluides de cette direction sont similaires à celles des directions précédentes N-S et E-W, les Tfg étant

comprises entre -3,5 et -1°C, et les Th entre 140 et 200°C. Les caractéristiques microthermométriques sont homogènes entre les différents échantillons.

3.2.2.2- Composition chimique des différents fluides aquo-carboniques

Les données microthermométriques et des compositions de la phase volatile et globale sont présentées dans le tableau II-3.

a- Composition de la phase volatile

Dans le diagramme CO_2-CH_4-N_2 (Fig. II-2a) de la composition volatile, les fluides riches en CH_4 et les fluides pauvres en CH_4 forment deux nuages bien distincts.

Les fluides précoces riches en methane sont caractérisés par des quantités de CO_2 de 55 à 70 mol%, de CH_4 de 23 à 46 mol% et de N_2 de 0 à 10 mol%. H_2S existe en faibles quantités variant entre 0,5 et 0,9 mol%. Les densités de la phase volatile de ces fluides varient entre 0,45 et 0,85 g/cm^3.

Les fluides aquo-carboniques triphasés et biphasés présentent des compositions de la phase volatile similaires. Le CO_2 est le composant dominant avec des teneurs de 76,5 à 100 mol%. La teneur du CH_4 varie entre 0 et 15,5 mol%. Les densités de ces fluides s'inscrivent dans le domaine 0,65 - 0,95 g/cm^3 avec deux modes, l'un entre 0,65 et 0,7 g/cm^3 et l'autre entre 0,85 et 0,95 g/cm^3.

b- Composition globale

Le diagramme triangulaire des compositions globales des inclusions fluides H_2O-CO_2-(CH_4+N_2) montre que la quantité de CH_4 et N_2 ne dépasse jamais 35 mol% quel que soit le type d'inclusions considéré (Fig. II-2b). Deux tendances de mélange entre un pôle aqueux et un pôle riche en espèces volatiles s'individualisent selon la richesse en méthane. Les quantités de H_2O sont généralement comprises entre 50 et 93 mol% sauf pour les inclusions fluides riches en volatils et où l'eau n'a pas été observée microscopiquement.

Les domaines des fluides riches et pauvres en CH_4 restent bien individualisés. L'évolution des fluides riches en CH_4 va dans le sens d'un enrichissement simultané en CO_2 et en CH_4 . Les fluides pauvres en CH_4 évoluent par contre dans le sens d'un enrichissement en CO_2, la quantité de méthane restant relativement stable et faible.

				Données microthermométriques							Phase volatile				Composition globale					
Type de quartz	Inclusion	Echantillon	Type	TfCO2	Tfg	Tfcl	ThCO2	Mode	Th	Mode	CO2	CH4	N2	H2S	H2O	CO2	CH4	N2	H2S	NaCl
Lydienne	1	GR6/1	(c-m)-w	-65.2	-5	13			>510	L	40.4	59.6	0.0	nd	92.9	2.8	1.9	0.0		2.4
	2		(c-m)-w	-63	-5	9.6	-11.8	l	>510	L	54.4	45.6	0.0	nd	83.9	9.1	4.8	0.0		2.2
	6		(c-m)-w	-63.6	-5		-6.6	v			55.9	40.6	3.4	nd	33.1	37.1	26.2	2.2		0.9
	8		(c-m)-w	-61	-5		4	l			64.4	31.8	3.8	nd	15.7	54.3	26.4	3.2		0.4
Quartz Q1	1	T5-104,05/2/4	(c-m)-w	-62.5	-5.8	9.3	-5.7	l		L	59.3	38.4	2.4	nd	75.8	14.2	7.3	0.5		2.3
	2		(c-m)-w	-62.4	-5.8	10	-6.1	v		V	54.0	41.4	4.2	0.45	89.8	4.9	2.4	0.2	0.03	2.7
	5	Z3-5/1	(c-m)-w	-60.7	-2	9.1	5.2	v	398	L	69.9	30.1	0.0	nd	92.8	5.2	1.0	0.0		1.0
	1	Z3-1/2	(c-m)-w	-61	-5	8.8	7.1	l	410	L	67.4	23.2	9.5	nd	65.5	23.0	7.0	2.9		1.7
	5		(c-m)-w	-62.9	-5	8.6	-7.8	v		L	45.5	51.3	3.3	nd	90.9	4.4	2.1	0.1		2.4
	4		(c-m)-w	-63.9	-5	9		v	372	V	61.5	33.9	4.6	nd	79.9	11.9	5.4	0.7		2.1
	1	Tom17/2	(c-m)-w	-61.7	-6	10.7	6	l	313.6	L	68.2	30.3	0.6	0.89	65.6	22.7	9.1	0.2	0.27	2.1
	2		(c-m)-w	-60.5	-6	10.5	11	v	306	L	71.2	28.5	0.0	0.26	87.3	7.8	2.2	0.0	0.02	2.7
	1	T9-190,30/1	(c-m)-w	-60.8	-3.7	11.4	3.7	l		L	64.8	25.6	9.4	0.19	55.8	28.6	10.6	3.9	0.08	1.1
Quartz Q2	3	T5-104,05/2/4	Lc-w	-59.6	-4.8	5.2	11.7	l	350.6	L	76.6	22.0	1.4	0.06	69.1	22.9	5.9	0.4	0.02	1.7
	1	T5-104.05/2	Vc-w	-57.6	-4			v			80.4	11.6	8.0	nd	63.6	28.5	3.8	2.7		1.4
	9	Z3-5/1	Lc-w	-58.4	-3.5	7	19.1	l		L	86.8	6.1	7.1	0.05	85.4	11.7	0.6	0.7		1.6
	3		Lc-w	-59.2	-2		14	l			83.2	7.8	9.0	nd	15.2	70.5	6.5	7.6		0.2
	1	Z3-3	Lc-w	-58.2	-6.6		20.7	l	389.6	L	95.4	0.0	4.6	nd	55.4	40.8	0.0	1.9		1.9
	1	Tom17/3	Lc-w	-59.1	-4.5	6	15.2	l			84.9	15.1	0.0	nd	54.1	38.2	6.5	0.0		1.3
	4		Lc-w	-58.5	-3.7	7.6	18.8	l			87.0	13.0	0.0	nd	54.0	39.4	5.6	0.0		1.1
	6		Lc-w	-58	-3.7	7.3	21.7	l			92.7	6.6	0.7	nd	53.8	42.0	2.9	0.3		1.1
	2	Z3-6/1/Z3	Lc-w	-56.9	-5.1	5.4	23.4	l	355	L	89.0	0.5	10.5	nd	74.1	21.5	0.1	2.3		2.0
	16		Lc-w	-56.9	-3.7	6.8	26.6	v			85.7	3.7	10.6	nd	92.3	5.4	0.1	0.4		1.8
	38	Z3-6/1/Z2	Lc-w	-57.6	-1	8.8	17.4	l	285.5	L	93.4	6.6	0.0	nd	88.6	10.4	0.6	0.0		0.5
	36		Lc-w	-58.4	-2	9.1	14.6	l			85.8	12.0	1.9	0.3	83.5	13.7	1.6	0.2	0.04	0.9
	12	Z3-6/2	Lc-w	-57.1	-3.7	6.6	22	l	353	L	94.9	2.2	3.0	nd	72.0	25.3	0.5	0.7		1.4
	4		Lc-w	-58.4	-2	9.1	16.8	l		L	86.1	12.7	1.1	nd	81.4	15.6	1.9	0.2		0.9
	6		Lc-w	-58	-2	8.8	19.6	l		L	90.0	8.2	1.8	nd	81.8	15.9	1.2	0.3		0.9
	1	Z3-6/1/Z1	Lc-w	-57.2	-4	7	22.8	l	314.4	L	95.8	2.0	2.2	nd	83.3	14.4	0.3	0.3		1.8
	4		Lc-w	-57	-3.7	6.8	22.8	l	315.4	L	99.4	0.6	0.0	nd	83.7	14.6	0.1	0.0		1.6
	5		Lc-w	-56.9	-4.4	6.4	22.4	l	328	L	100.0	0.0	0.0	nd	83.0	15.1	0.0	0.0		1.9
	14		Lc-w	-57.4	-4	7	23.2	l			95.5	1.8	2.5	0.24	63.6	33.5	0.6	0.8	0.08	1.4
	1	T9-190,30/1a	Lc-w	-57.3	-3.7	7.3	28.8	l		L	98.4	0.2	1.4	nd	84.8	13.3	0.0	0.2		1.7
	2		Lc-w	-57.3	-4.4	6.4	25.7	l	276	L	98.2	0.2	1.6	nd	38.9	59.2	0.1	0.9		0.9
	3		Lc-w	-57.3	-4.4	6.8	27.3	l		L	97.4	0.3	2.2	0.13	79.3	18.4	0.0	0.4	0.02	1.8
	5		Lc-w	-57.6	-3.7	7.5	27.2	l	312.5	L	95.9	0.5	2.9	0.69	85.1	12.8	0.1	0.3	0.08	1.7
	6		Lc-w	-57.5	-4	7	27.7	l	298.5	L	97.4	0.4	1.8	0.45	85.1	12.8	0.0	0.2	0.05	1.8

(nd : non détecté)

Tableau II-3 : Tableau récapitulatif des données microthermométriques, de la composition de la phase volatile et de la composition globale des inclusions fluides aquo-carboniques analysées par spectroscopie Raman (d'après Essarraj, 1992).

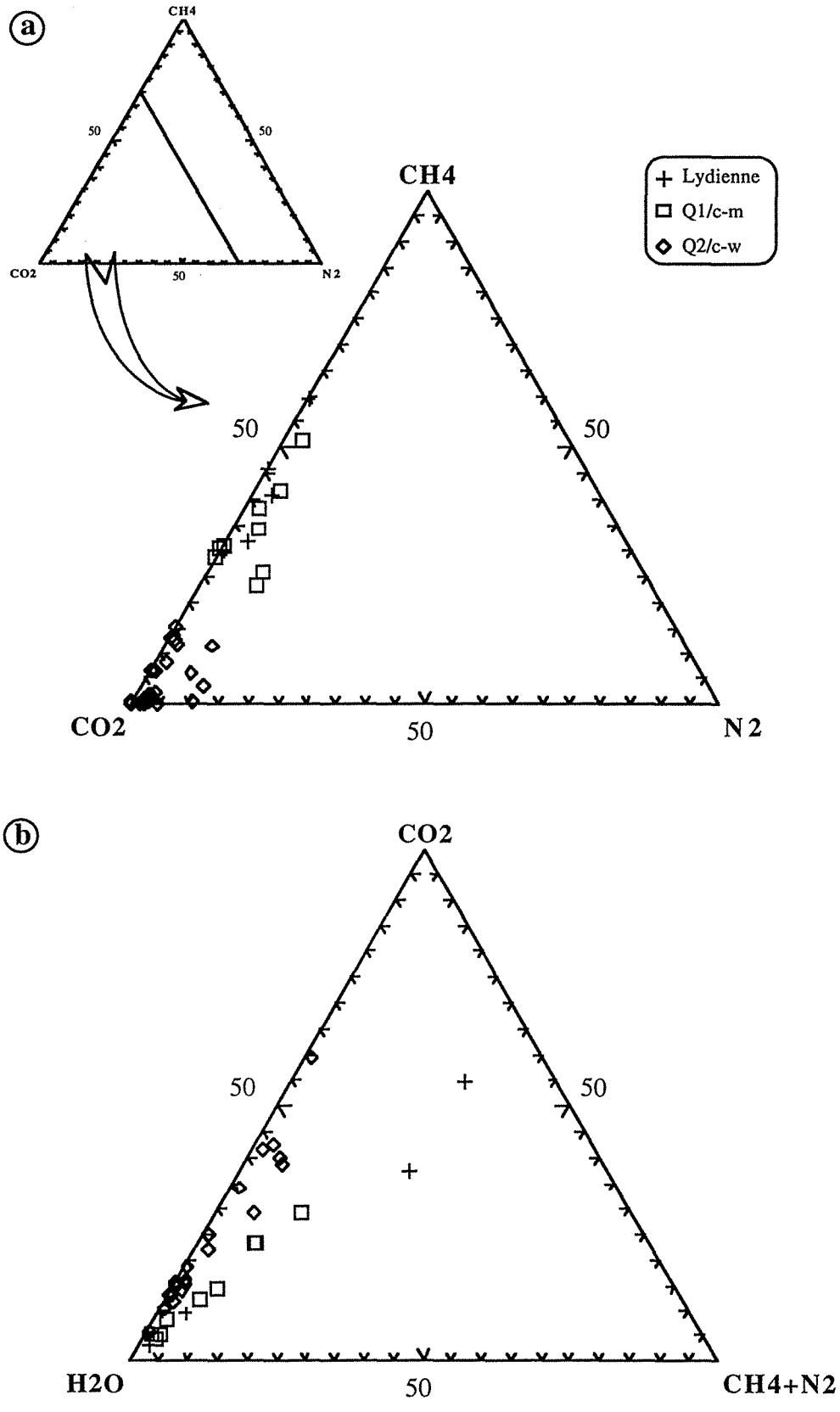


Fig. II-42 : Diagrammes triangulaires représentant les compositions des inclusions fluides aquo-carboniques : (a) la composition de la phase volatile et (b) la composition globale.

3.2.2.3- Conclusions de l'étude des inclusions fluides

Trois grands stades de percolation fluide, correspondant aux trois types de fluides, ont affecté les granites de Tomino :

i) les fluides précoces riches en méthane sont observés sous forme d'inclusions fluides primaires dans le quartz Q1. Les Th de ces fluides sont plus élevées dans les roches riches en graphite (> 510°C) que dans les quartz des granites et les veines de quartz Q1 (≈ 320-410°C) ;

ii) la seconde migration fluide est caractérisée par des inclusions fluides aquo-carboniques triphasées plus pauvres en méthane. Ces fluides se trouvent en PIF orientés, E-W et N-S, dans le quartz Q1 et dispersés ou pseudo-secondaires dans le quartz Q2. Ces fluides ont des salinités entre 3 et 7 % pds. eq. NaCl et des Th moyennes de 280 à 380°C ;

iii) les fluides aqueux tardifs sont observés dans des PIF qui recoupent les différentes générations de quartz (Q1, Q2). En fonction de la direction, ces fluides montrent des caractéristiques peu différentes. Une évolution des fluides de la direction N-S vers ceux de la direction E-W qui se traduit par une dilution à température décroissante a été observée. Les mêmes évolutions sont observées entre les plans de même direction et parfois au sein d'un même plan. Ceci a été expliqué par un piégeage progressif de fluides de plus en plus dilués au cours de la cicatrisation des microfissures ou par un rejeu des plans d'inclusions fluides après une première circulation de fluides et recicatrisation avec piégeage d'un fluide plus froid et plus dilué. La salinité de ces fluides varie entre 0,2 et 6 % pds. eq. NaCl.

III.3- CONCLUSIONS

Les études pétro-géochimiques et des inclusions fluides ont montré que les granites étudiés de Corcoesto et de Tomino, du NW d'Espagne, sont des granites alumineux à deux micas. Ces granites ont subi différentes modifications minéralogiques et le dépôt de paragenèses métalliques au cours des différents stades de percolations fluides. Mis à part la greisenisation qui a affecté les granites de Tomino, ces granites situés au nord et au sud de l'unité Malpica Tuy présentent une grande similarité dans la succession de stades de percolation fluide et de remplissage.

i) le premier stade, stade anté-quartz Q1, consiste en une greisenisation des granites sans dépôt de quartz dans le granite de Tomino, et une albitisation des felspaths du granite de Corcoesto ;

ii) le stade précoce, correspond à un stade de transition entre les déformations ductile à cassante. Il est caractérisé par la formation, que ce soit à Corcoesto ou à Tomino, des fentes de tension remplies de quartz Q1 qui sont orientées sub E-W. Ce stade n'est accompagné d'aucune altération importante, mis à part la légère perturbation des compositions des muscovites du greisen de Tomino. Les fluides aquo-carboniques de ce stade diffèrent d'un gisement à un autre, ils sont très riches en CH_4 à Tomino. La paragenèse métallique est constituée essentiellement de pyrite et d'arsénopyrite. La pyrrhotite n'est observée qu'à Tomino ;

iii) le stade intermédiaire est caractérisé par une déformation cassante. Cette déformation a provoqué une réouverture des fentes de tension dans les deux gisements, et le dépôt du quartz (Q2 et Q3 à Corcoesto, Q2 à Tomino) et de nouvelles paragenèses métalliques. Les fluides qui ont percolé pendant ce stade sont aquo-carboniques à Th variables entre 300 et 400°C, et sont responsables d'une altération caractérisée notamment par la transformation des biotites en chlorites dans les deux gisements et des feldaspaths en phengite à Corcoesto ;

iv) le dernier stade hydrothermal est caractérisé par la percolation des fluides aqueux peu salés (salinité de l'ordre de 1,7 à 11,7 % pds eq. NaCl), et par la mise en place de la paragenèse économique chalcopyrite - bismuthinite - sulfosels de Cu, As (Fe-Zn) - bismuth - or natif. La formation de cette paragenèse est accompagnée du dépôt de carbonates et de chlorites dans des microfissures, et d'une altération partielle des feldspaths et des muscovites en phengites à Corcoesto et en illites à Tomino.

v)- le stade supergène consiste en une kaolinisation dans les deux gisements, et du dépôt du quartz Q4 et de la fluorine dans le gisement de Corcoesto. La mise en place de ce type de quartz est associé à la migration des fluides Lw2 à salinité variable à Corcoesto.

CHAPITRE III

MOKRSKO :

ALTERATIONS HYDROTHERMALES ET ETUDE DES INCLUSIONS FLUIDES

INTRODUCTION

Le Massif Bohémien constitue la partie principale de la chaîne varisque de l'Europe occidentale. La métallogénie de ce massif se caractérise par la présence de plusieurs types de minéralisations, incluant des concentrations en Au, Sn, W, Cu, Pb et Zn (Moravek, 1985 ; Moravek et Pouba, 1986, 1987 ; Moravek et al., 1989 ; Moravek et Pouba, 1990).

L'importance de l'or dans l'histoire métallogénique du massif a été décrite par Moravek et Pouba (1990). Durant la dernière décennie, des campagnes d'exploration ont été effectuées dans le Massif Bohémien afin de mettre en évidence des concentrations aurifères (Moravek, 1985 ; Moravek et Pouba, 1987, Moravek et Pouba, 1990). Plusieurs grands districts aurifères avec des potentiels d'au moins plusieurs dizaines de tonnes ont été reconnus notamment à Mokrsko-Celina (Moravek et al., 1985) et à Kasperske Hory (Pertoldava et al., 1993 ; Durisova et al., 1993).

Les minéralisations aurifères sont représentées par différents types paragenétiques et morphologiques. Le groupe le plus important correspond aux gisements situés dans des complexes volcano-sédimentaires peu métamorphisés, d'âge Protérozoique supérieur à Dévonien, recoupés par des granites varisques. Dans ce groupe, la minéralisation se trouve dans des gisements sulfurés stratiformes, des lentilles de quartz dans les schistes et des gîtes de quartz aurifères en stockworks ou en filons réguliers. A ce dernier type, correspond la minéralisation associée à la granodiorite de Mokrsko.

I- GEOLOGIE DE LA REGION DE MOKRSKO

1.1- Situation géographique et géologique

Le gisement aurifère de Mokrsko fait partie du district aurifère de Mokrsko-Celina qui se situe dans la vallée de la rivière Vltava, en Bohême Centrale, à environ 50 km au sud de Prague (Fig. III-1). Il constitue un des exemples les plus remarquables de minéralisations aurifères dans la partie orientale de la chaîne varisque. Ce district est localisé dans la partie Ouest des roches volcanosédimentaires du Protérozoique supérieur de la ceinture de Jilové et sur la bordure Est de la granodiorite tardi-hercynienne de Mokrsko qui appartient au complexe plutonique d'âge hercynien de la Bohême Centrale.

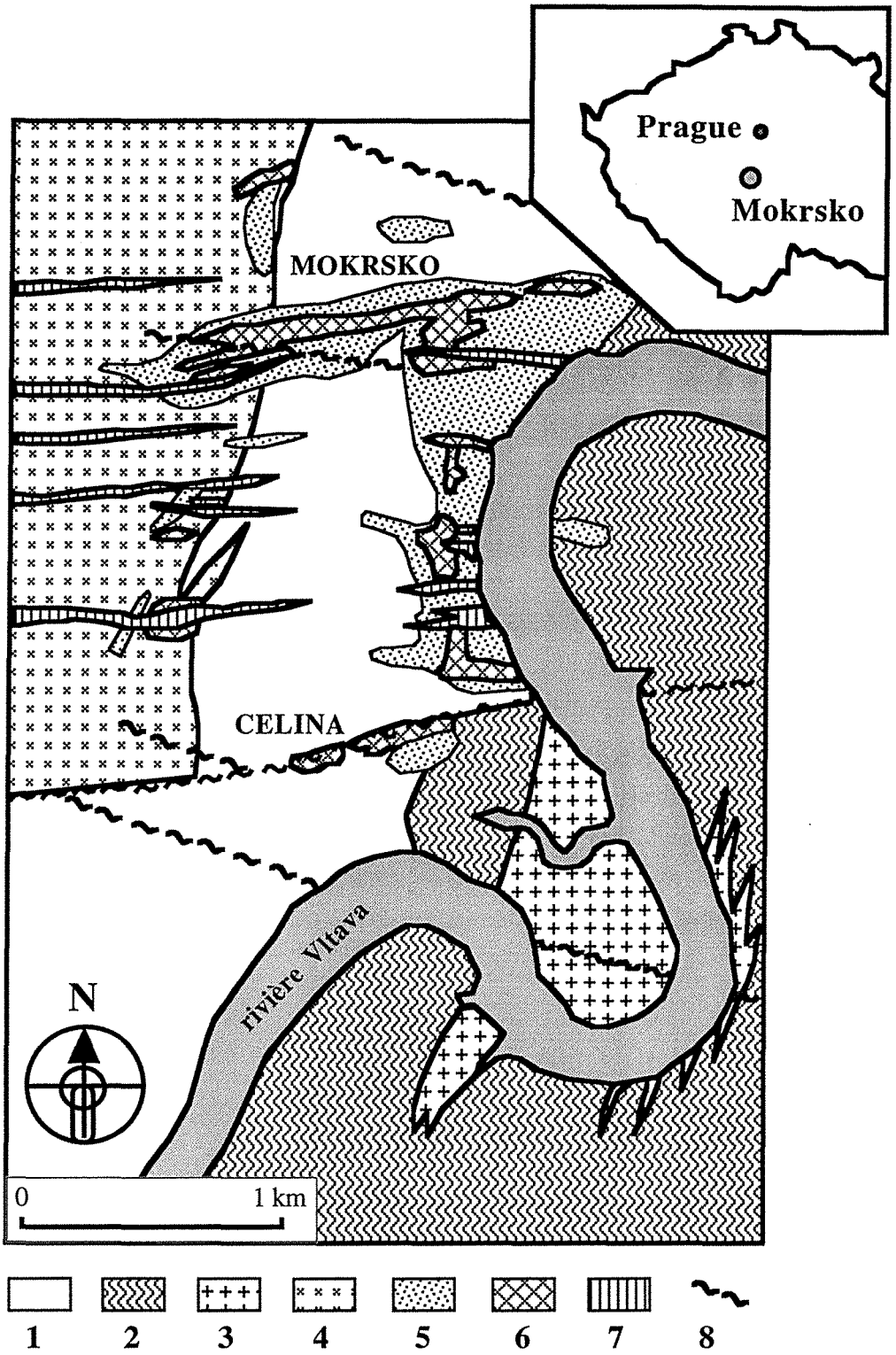


Fig. III-1 : Carte géologique du district Célina-Mokrsko (d'après Moravek et Pouba, 1987).

1 : Formation volcano-sédimentaire avec prédominance de tuffs, 2 : Formation volcanique avec prédominance de roches mafiques, 3 : Plagio-granites, 4 : Granodiorite, 5 : Dykes (aplite, granite porphyroïque, granodiorite, ...), 6 : stockworks de quartz minéralisé (or), 7 : Auréoles minéralisées, 8 : Failles.

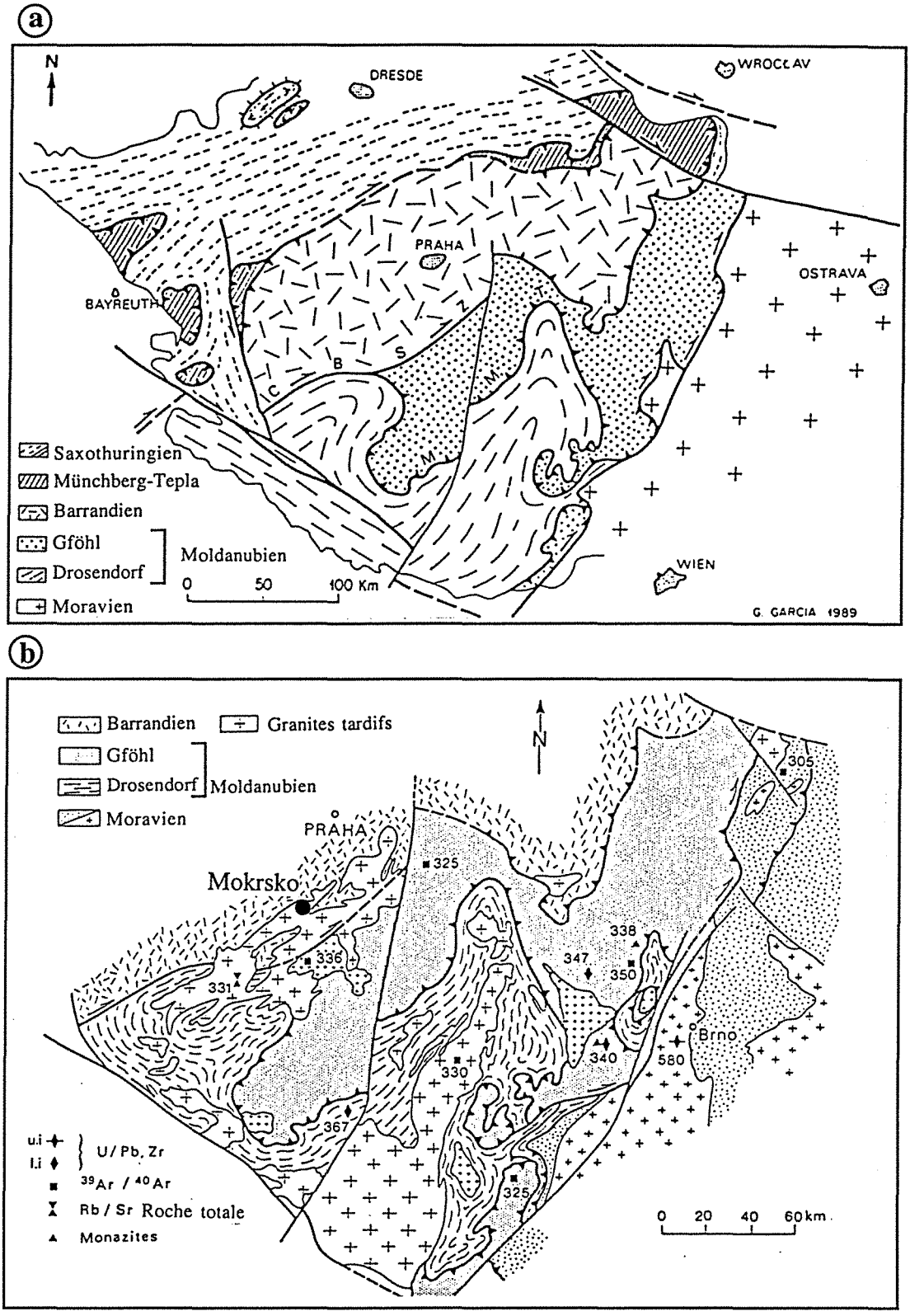


Fig. III-2 : (a) Grandes unités du Massif Bohémien (Matte et al., 1990). (b) Datation radiométrique récente de la partie sud du massif Bohémien (Matte et al., 1990).

1.1.1- Le Massif Bohémien

Le Massif Bohémien constitue avec le Massif Central et le Massif Armoricain français l'unité principale de la chaîne varisque de l'Europe centrale et occidentale. Les zones de cette chaîne ont été redéfinies par Matte et al. (1990), et le Massif Bohémien a été séparé en cinq unités qui sont, du NW vers le SE, les suivantes (Fig. III-2a) :

- *l'unité saxothuringienne*, qui est une épaisse séquence métapélitique et magmatique d'âge Protérozoique à Carbonifère inférieur. Le séries pélitiques précambriennes de base sont intrudées par des granites (orthogneiss) qui ont été datés à 490 Ma (Weber et Vollbrecht, 1986), et sont surmontées par des métasédiments cambro-ordoviciens à dévoniens. Des lentilles de roches ultramafiques et des granulites sont observées localement. Cette unité est affectée par une déformation polyphasée caractérisée par une foliation et des linéations orientées NW-SE à WNW-ESE, structures reliées à un cisaillement général NW ;

- *l'unité Münchberg-Telpa*, qui est une unité allochtone constituée de deux parties.

i) la partie supérieure est un complexe métamorphique de haut grade formé de gneiss, amphibolites et éclogites. Le métamorphisme HP qui a affecté cette partie est daté à 380-390 Ma (Kreuser et al. 1989) ;

ii) la partie inférieure épizonale est constituée de roches mafiques et ultramafiques d'âge ordovicien à carbonifère inférieur, fortement cisaillées.

La déformation dans cette unité est caractérisée par des linéations NW-SE liées au cisaillement NW ;

- *l'unité barrandienne*, qui constitue la partie centrale de la zone bohémienne. Cette unité épizonale est un épais amas volcanosédimentaire protérozoïque, discordant avec des dépôts sus-jacents d'âge cambro-dévonien supérieur. Le degré de métamorphisme et de la déformation est moins important dans cette zone. La plus importante déformation se trouve au sud de Prague où les roches, très déformées présentent une foliation N50°E verticale et une linéation d'étirement horizontale. Cette déformation est dûe à un cisaillement dextre NE-SW ;

- *les unités moldanubiennes*, cette partie est séparée de l'unité barrandienne par une faille majeure dextre orientée NE-SW, d'âge varisque, correspondant à une zone de cisaillement importante (CBSZ, Fig. III-2a) du Massif Bohémien central (Rajlich, 1987). L'unité supérieure "Gföhl" est une épaisse couche métamorphique de haut

grade constituée d'ortho- et de paragneiss, d'amphibolites, de métagabbros, d'éclogites, de granulites basiques et de péridotites. Cette unité a une évolution lithologique et métamorphique similaire à celle de l'unité du Haut-Allier-Margeride dans le Massif Central français. L'unité "Drosendorf" (Tollmann, 1982) est formée d'un amas de micaschistes avec des lentilles de marbre, des schistes graphitiques, et d'abondantes lentilles d'amphibolites et de métadolérites. La limite entre ces deux unités correspond à un charriage.

La déformation dans ces unités est caractérisée par une foliation sub-horizontale et une linéation NW-SE. L'ensemble des batholites granitiques, dont la granodiorite de Mokrsko fait partie, s'est mis en place entre 340 et 320 Ma (Matte et al., 1990) (Fig. III-2b) ;

- *l'unité moravienne*, correspond à la partie Moravo-Silésienne définie par Suk et al. (1984). Cette unité est séparée du moldanubien par une zone de cisaillement majeure orientée NE-SW et pentée vers le NW. Le socle correspond à des granitoïdes pan-africains datés autour de 580 Ma (Van Breemen et al., 1982). La couverture est formée de sédiments de plate-forme d'âge dévonien à carbonifère inférieur. La déformation est liée au déplacement NE du moldanubien sur le moravien. La linéation est orientée NE-SW et la foliation présente un pendage vers le NW.

1.1.2- La ceinture de Jilové

La ceinture de Jilové est une structure linéaire de 70 Km de longueur et de plus de 6 Km d'épaisseur d'âge Protérozoïque inférieur (Moravek et al., 1989). C'est un complexe volcanosédimentaire bimodal avec des tendances tholeïtiques et calco-alcalines, avec au point de vue géochimique une prédominance du sodium sur le potassium (Waldhausrova, 1985). Les roches volcaniques sont des basaltes, des andésites, des dacites, des rhyolites potassiques et leurs équivalents pyroclastiques. Ce complexe rocheux est plissé dans une structure anticlinale et a subi un métamorphisme régional du faciès schiste vert au cours de l'orogenèse cadomienne.

1.1.3- Le pluton granitique

Le complexe plutonique de Bohême centrale s'est mis en place le long d'une zone mobile durant la phase précoce de l'orogenèse hercynienne (320-360 Ma). L'intrusion est constituée de roches granitiques différenciées à tendance sodique (granodiorite, diorite quartzique et tonalite). La majeure partie de ce pluton est représentée par des granitoïdes de type I (Pokorny et Jakes, 1985).

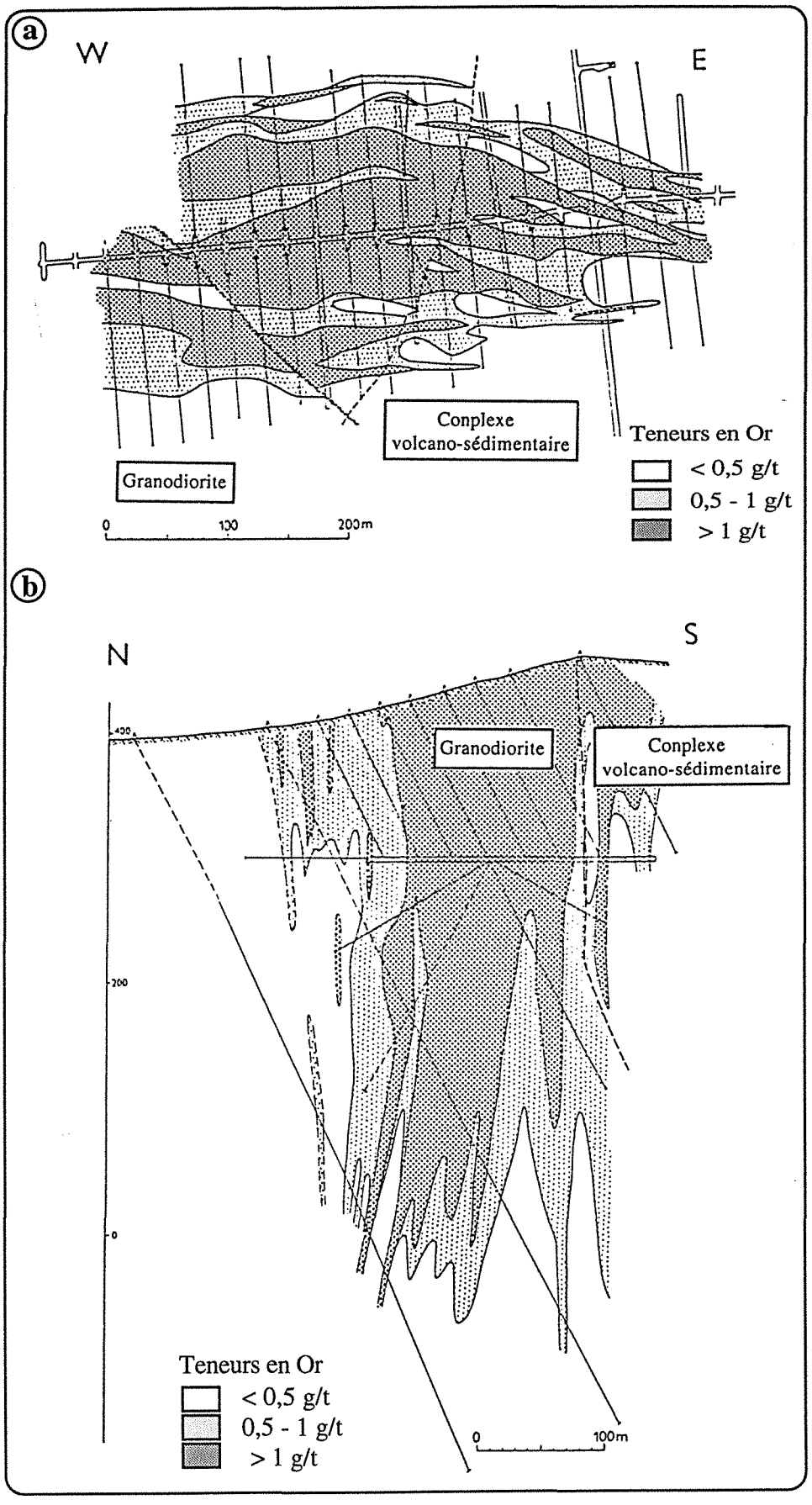


Fig. III-3 : Distribution de l'or dans le gisement de Mokrsko, en plan (a) et en coupe (b), avec indication des galeries d'exploration (Moravek et al., 1989).

Le district de Mokrsko-Celina se trouve à la limite entre le barrandien et le moldanubien. Les granites se sont mis en place lors des dernières phases de l'orogenèse hercynienne le long de la zone de cisaillement orientée NE-SW (Fig. xx). Ce district contient des zones tectoniques de direction E-W d'âge hercynien, auxquelles est reliée la minéralisation aurifère, et qui sont marquées par une concentration de dykes (porphyres, lamprophyres et aplites). Des cisaillements plus récents présentent des directions NW-SE et E-W.

1.2- Le gisement de Mokrsko

La zone de Mokrsko est la zone minéralisée principale du district Mokrsko-Celina dont elle constitue la partie NW. C'est une large zone de fracture, orientée E-W et de plusieurs centaines de mètres de large. Elle est sécante sur les deux unités géologiques (Fig. III-1) : la granodiorite à amphibole-biotite et les roches volcano-sédimentaires de la ceinture de Jilové qui présentent un métamorphisme de contact dans l'environnement de la granodiorite. Le dépôt Ouest développé dans la granodiorite représente la masse principale, et a une puissance de l'ordre de 200 m, tandis que le dépôt Est développé dans les tufs métamorphisés est moins important avec une puissance qui ne dépasse pas 100 m (Moravek et al., 1987, 1989). Dans les deux unités, la concentration de l'or atteint des tonnages économiquement importants (Fig. III-3). La quantité d'or varie entre 0,2 et 30 g/tonne avec une moyenne de 2g/t dans l'ensemble du bloc minéralisé (Pouba et al., 1986).

1.2.1- Minéralisation

La minéralisation aurifère est associée à un réseau dense de veines et de veinules de quartz, parallèles à la direction de la zone minéralisée. Les veines de quartz ont une puissance variable entre 7 mm et 0,5 m, et sont très abondantes (>100 par mètre linéaire). Les quelques observations minéralogiques qui sont données dans la littérature (Moravek et al., 1989) indiquent que la quantité de sulfures est faible, généralement inférieure à 1%. L'arsénopyrite est dominante et représente en moyenne 0,1% poids de la roche. La pyrite, la pyrrhotite, la molybdénite et la scheelite sont également observées mais sont peu fréquentes. La gangue est représentée par le quartz qui est dominant, et à un moindre degré par l'association calcite-plagioclase-titanite-biotite.

L'or se présente sous forme de particules de petite taille (sous forme de grains fins, 970 à 1000 μm), et est accompagné par des minéraux de bismuth (bismuth natif, maldonite et bismuthinite) et des tellurures de Bi (hedleyte et joseite-B, Malec et al., 1985).

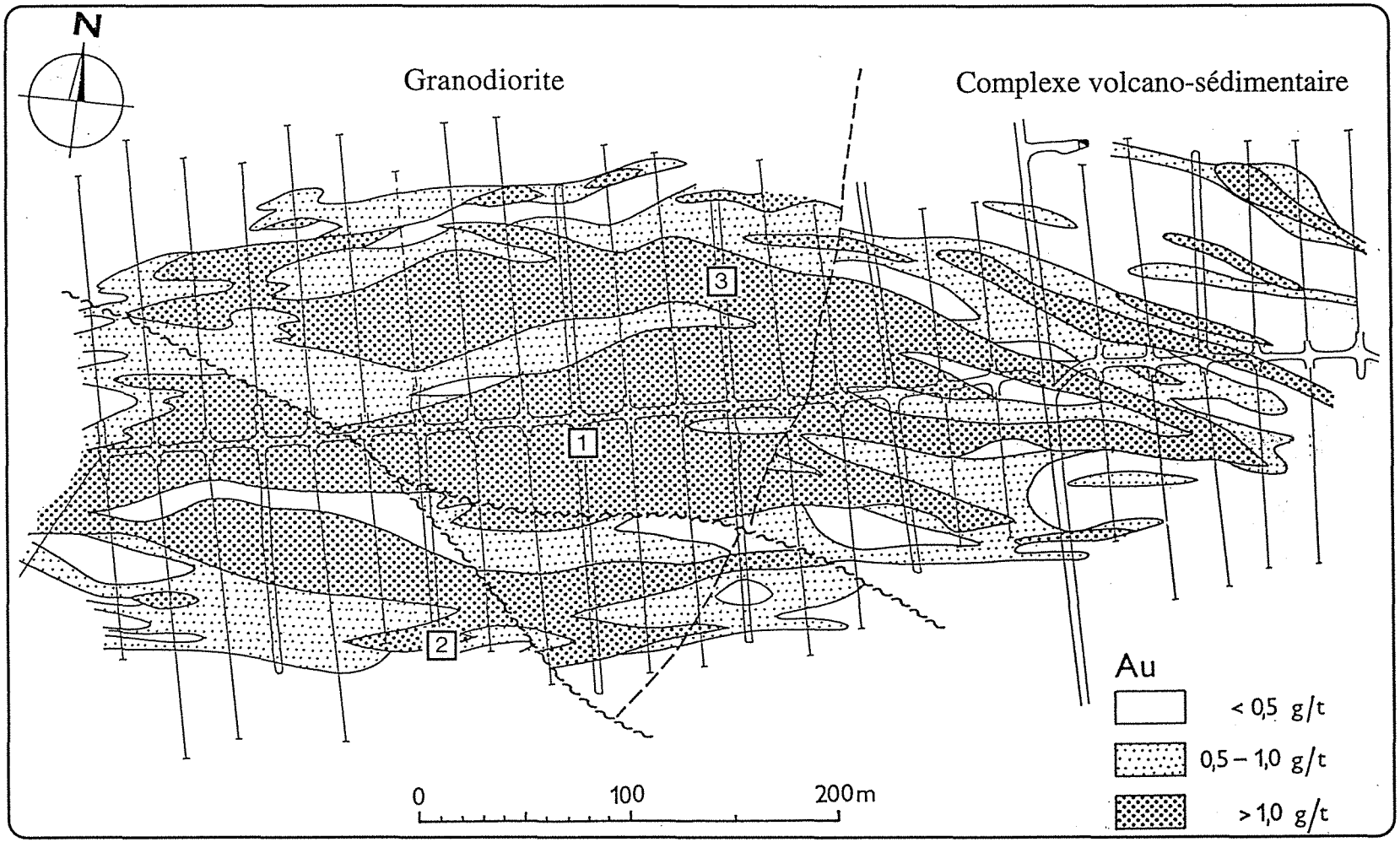


Fig. III-4 : Situation de l'échantillonnage du gisement de Mokrsko.

1.2.2- Echantillonnage

Les échantillons ont été prélevés en différents points du réseau de galeries d'exploration réalisé sur la zone de contact du massif granodioritique, afin de comparer les différents événements hydrothermaux et microstructuraux à l'échelle du gisement, notamment dans les parties les plus minéralisées (Fig. III-4).

II- ETUDE PETROGRAPHIQUE DE L'ENCAISSANT ET SUCCESSION PARAGENETIQUE

2.1- Pétrographie de la granodiorite saine

L'étude pétrographique menée sur les échantillons représentatifs de la granodiorite de Mokrsko montre qu'elle présente un faciès homogène à texture grenue porphyroïde. Cette granodiorite est caractérisée par la présence de minéraux d'une taille généralement supérieure au millimètre. Elle présente une association minéralogique qui se compose de feldspaths potassique et sodique, de biotite et d'amphibole.

Le quartz, forme des petites plages cristallines. Les cristaux sont de petite taille avec des contours très irrégulièrs et dentelés, et sont modérément abondants.

Le plagioclase, se présente en mésocristaux automorphes à mâcles fines, parfois zonés et légèrement craquelés. La formule structurale moyenne déterminée par la microsonde est celle de l'andésine (Tableau 5, annexe 3).

$(Si_{2,68}\ Al_{1,30})\ (Ca_{0,37}\ Na_{0,63}\ K_{0,01})\ O_8$

Ce plagioclase est parfois altéré en micas. L'altération, diffuse, se fait souvent au coeur du minéral. Les fractures sont remplies de chlorite et/ou de carbonate.

Le feldspath potassique, est le plus souvent de type orthose, rarement du microcline. Il se présente sous forme de phénocristaux peu ou pas déformés. Il est très abondant et constitue avec le plagioclase la plus grande partie des minéraux principaux. Par endroit, une importante altération affecte le coeur des feldspaths. Certains cristaux sont complètement envahis par des cristaux de petite taille de micas blancs, chlorite, carbonate, et parfois de kaolinite.

La biotite, est la phase ferromagnésienne la plus abondante. Elle se présente sous forme de grands cristaux qui montrent parfois des états de déformation variables, avec des flexions et parfois des plans de clivages dilatés par la croissance de minéraux plus tardifs (feldspaths, quartz). Elle contient des minéraux accessoires notamment le zircon et l'apatite. Les analyses à la microsonde électronique des biotites saines sont données dans le tableau 8 (annexe 3). La formule structurale moyenne calculée à base de 11 oxygènes est la suivante :

$(Si_{2,82}\ Al_{1,18})\ (Al_{0,11}\ Fe_{1,53}\ Mg_{1,05}\ Mn_{0,02}\ Ti_{0,04})\ (Na_{0,01}\ K_{0,93})\ O_{10}\ (OH,F)_2$

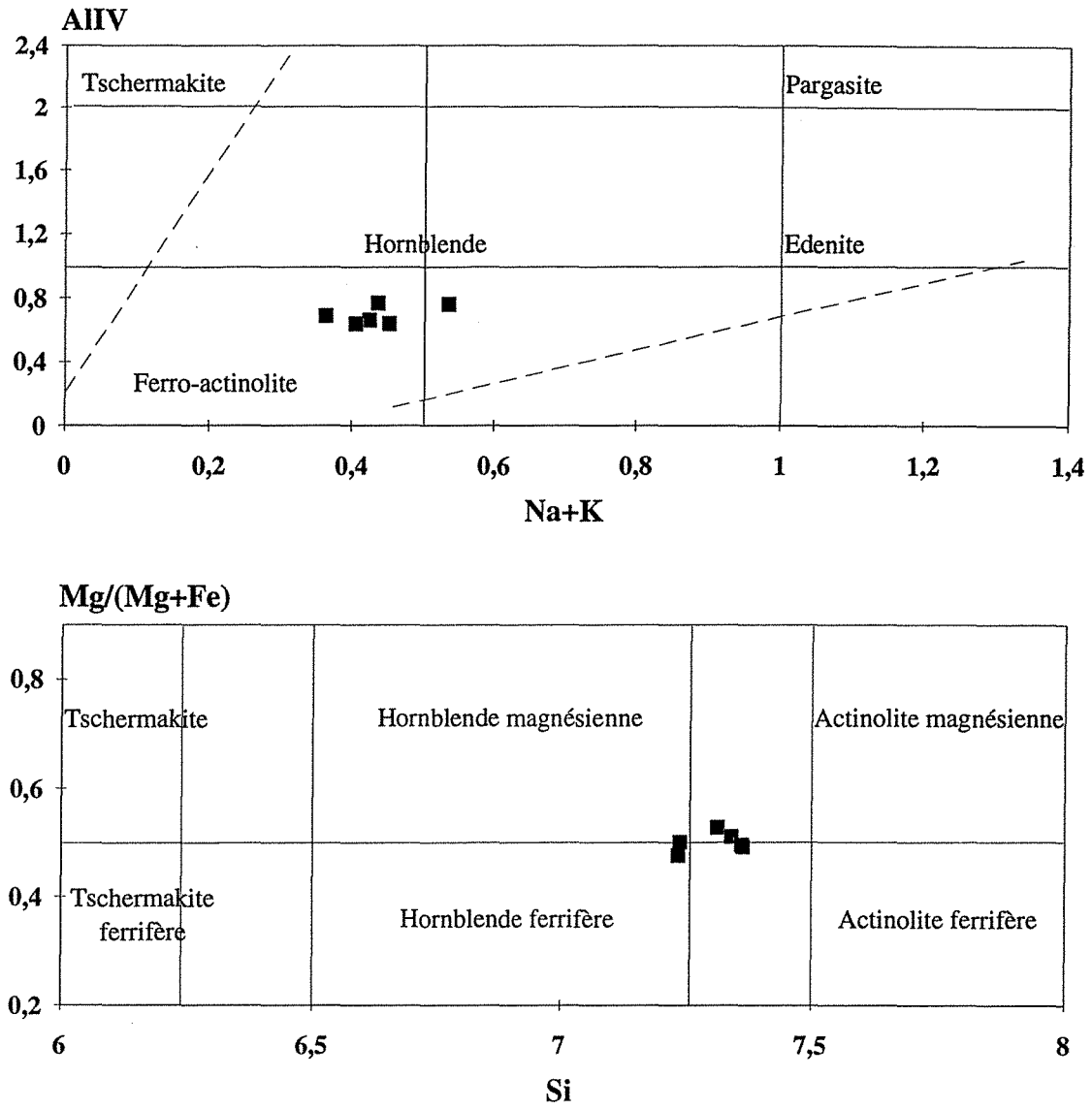


Fig. III-5 : Diagrammes de classification AlIV/(Na+K) et Mg/(Mg+Fe)-Si appliqués aux amphiboles.

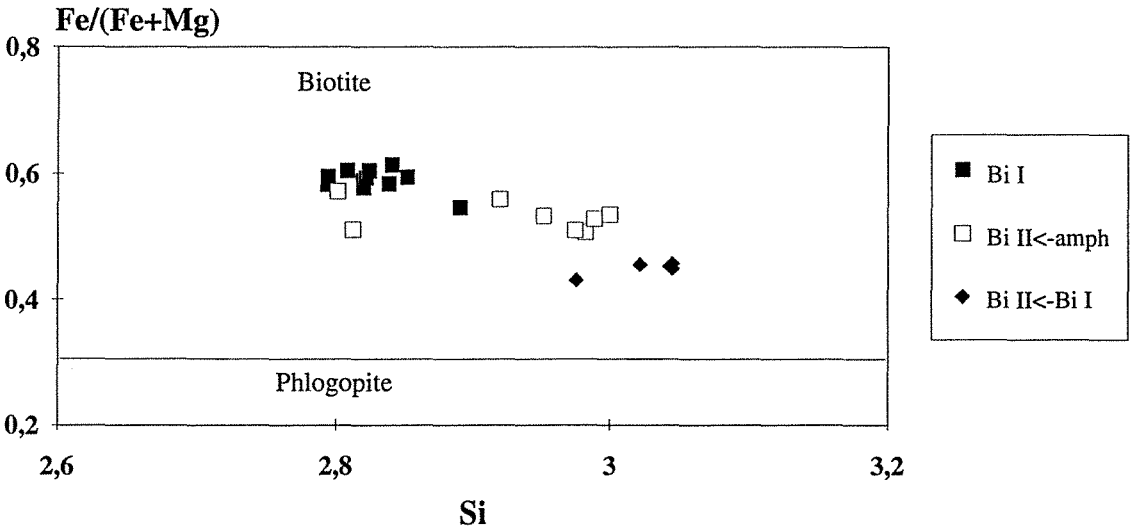
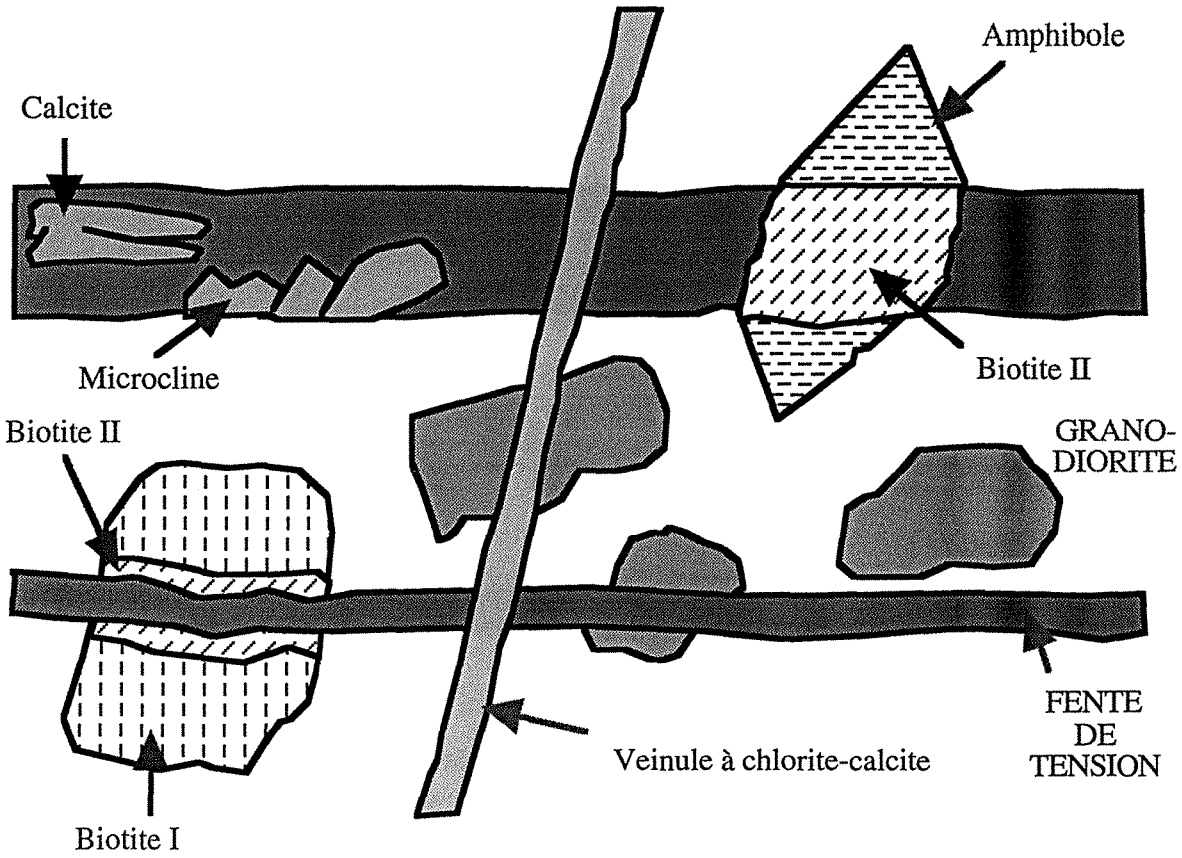


Fig. III-6 : Diagramme Fe/(Fe+Mg) versus Si appliqué aux différents types de biotites.



GRANODIORITE : BIOTITE I - AMPHIBOLE - QUARTZ -
Ca-PLAGIOCLASE - ORTHOSE

PARAGENESES D'ALTERATION :

Stade 1 précoce : BIOTITE II - MICROCLINE II- QUARTZ I

Stade 2 intermédiaire : CHLORITE I - CALCITE - MICROCLINE III

Stade 3 tardif : CALCITE - CHLORITE II -(ADULAIRE)

Stade post-minéralisation : PHENGITE et localement KAOLINITE

Fig. III-7 : Représentation schématique des différentes structures observées dans la granodiorite (fentes de tension, veinules à chlorite-calcite) et des paragenèses d'altération associées.

La biotite est altérée généralement sur les bords du cristal et au niveau des clivages, ou totalement en chlorite.

L'amphibole, est généralement saine, et se présente en cristaux automorphes de grande taille. L'analyse de ces amphiboles, à la microsonde électronique, a montré qu'il s'agit essentiellement d'hornblende-actinolitique comme le montrent les diagrammes de classification Al_{IV} en fonction Na+K et Mg/(Mg+Fe) en fonction de Si (Fig. III-5). La formule structurale moyenne des ces amphiboles calculée sur la base de 23 oxygènes, à partir des analyses à la microsonde électronique (Tableau 6, annexe 3), est la suivante :

$(Si_{7,31}\ Al_{0,69})\ (Al_{0,28}\ Fe_{2,36}\ Mg_{2,38}\ Mn_{0,08})\ Ca_{1,81}\ (Na_{0,36}\ K_{0,07})\ Ti_{0,04}\ O_{22}\ (OH,F)_2$

Les minéraux accessoires : le zircon, l'apatite et la monazite constituent les principaux minéraux accessoires. Ils se présentent généralement en inclusions dans la biotite, la chlorite et l'amphibole. Du sphène est parfois observé.

2.2- Les paragenèses des veines de quartz et des épontes

La granodiorite de Mokrsko est affectée par un dense réseau de fentes de tension remplies principalement par du quartz, et à un moindre degré par des sulfures. Les sulfures sont représentés par l'arsénopyrite, la pyrite, la pyrrhotite et la chalcopyrite. Cette granodiorite minéralisée ne présentent généralement pas d'indice macroscopique d'altération hydrothermale. Cependant localement, aux épontes des veines de grande puissance et au voisinage notamment des failles tardives N-S, des altérations importantes sont visibles, notamment une kaolinitisation très intense. L'observation microscopique revèle que tous les facies présentent des altérations.

En fonction de la répartition des paragenèses métalliques et d'altération dans l'espace, et de leurs relations texturales mutuelles, plusieurs stades de microfissuration, de percolation fluide et de dépôt ont pu être définis (Fig. III-7) :

i) stade anté-formation des fentes de tension, est caractérisé par la formation de filon de quartz centimétrique à décimétrique. Les cristaux de quartz présentent des contours très irréguliers témoignant d'une déformation ductile. Ces filons sont peu fréquents à l'échelle du massif granodioritique ;

Planche III-1

Paragenèses des veines de quartz de Mokrsko

1 et 2 : Quartz microfissurés des fentes de tension de Mokrko observés au MEB à cathodoluminescence.

Observation au microscope électronique à balayage :

3 : Pyrrhotite dans l'arsénopyrite,

4 : Grains d'or natif et minéraux de Bi associés aux chlorites;

5 : Particules d'or natif et de maldonite dans l'arsénopyrite,

6 : Or natif cristallisé entre la chalcopyrite et l'arsénopyrite.

Planche III-2

Altérations dans la granodiorite de Mokrsko

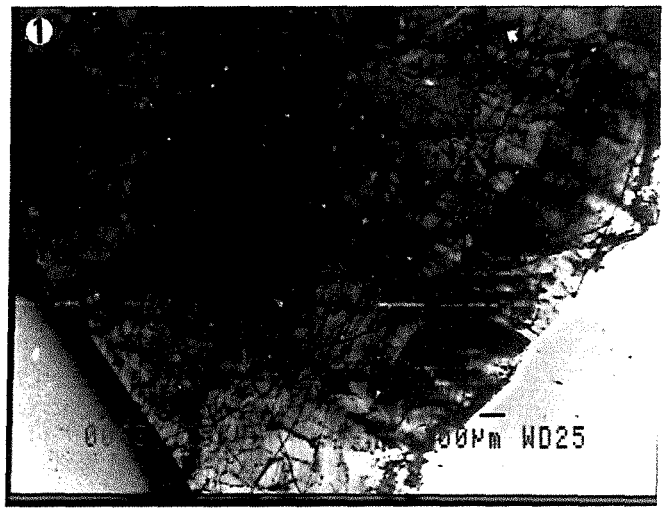
1 : Altération d'une amphibole en biotite II à l'intersection d'une fente de tension (Lumière naturelle (LN)).

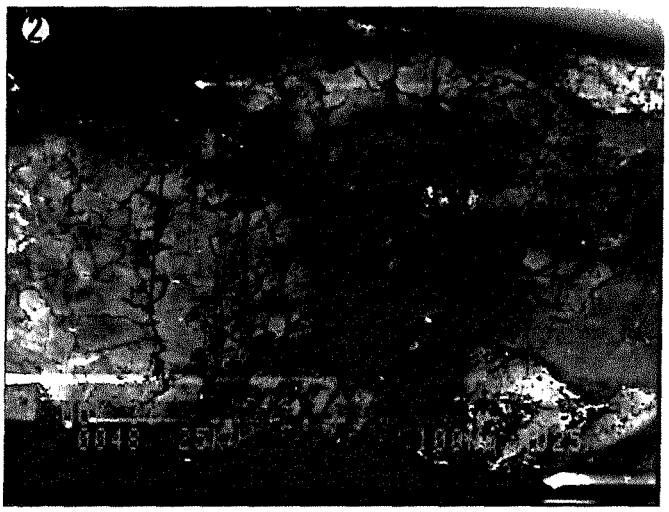
2 : Altération d'une amphibole en biotite II à l'intersection d'une fente de tension (LPA).

3 : Altération d'une biotite I en biotite II, au contact d'une fente de tension, accompagnée de dépôt de sulfures (LPA).

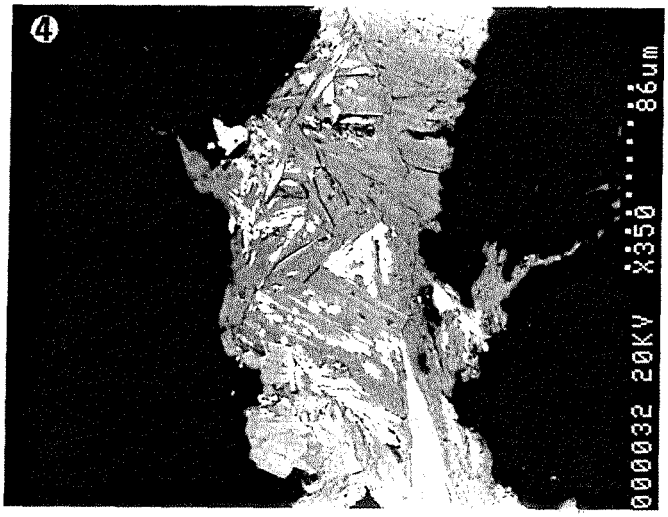
4 : Détail de la photo 2 : dépôt de sulfures au contact de l'amphibole (LPA).

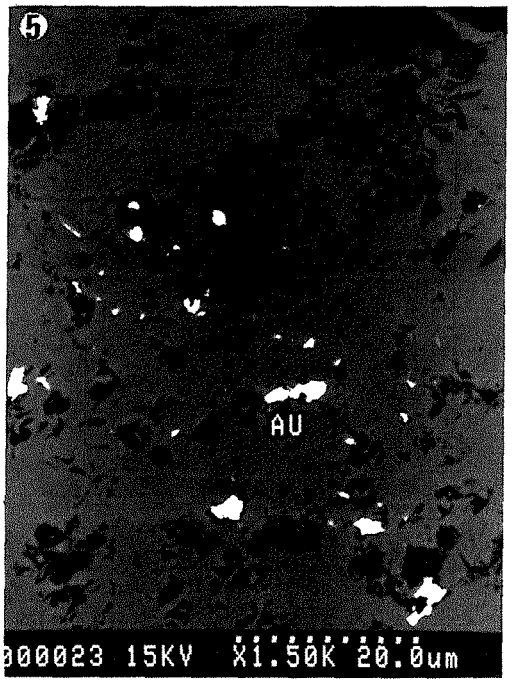
5 et 6 : veinules tardives à calcite et chlorite (LPA).

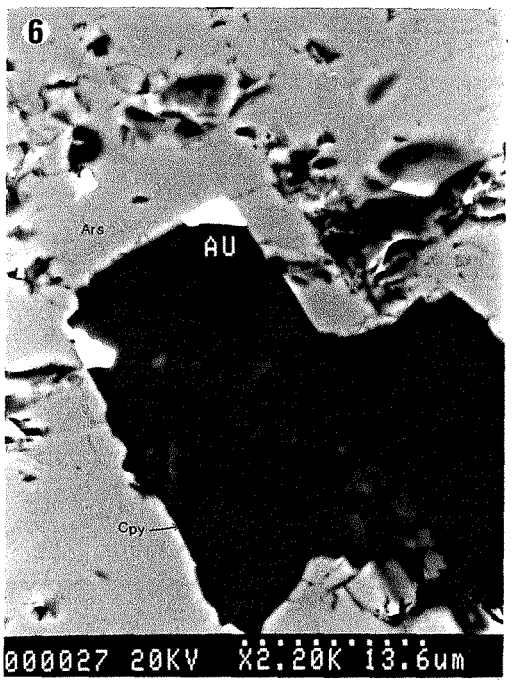

1
WD25

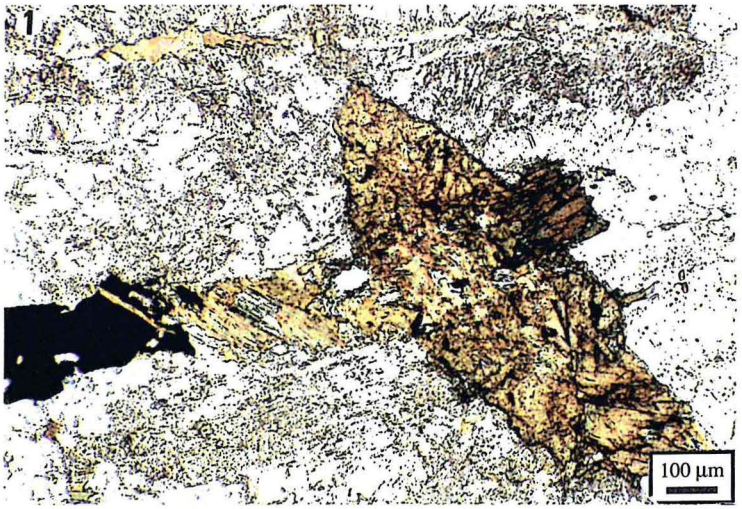

2
WD25

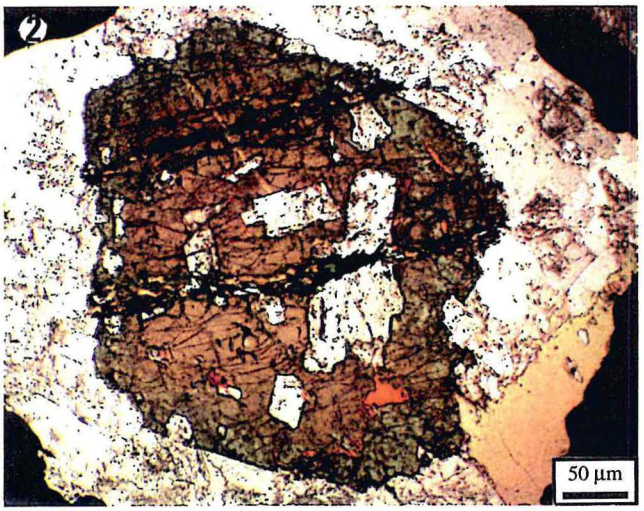

3
Ars
Po
000003 20KV X120 250um

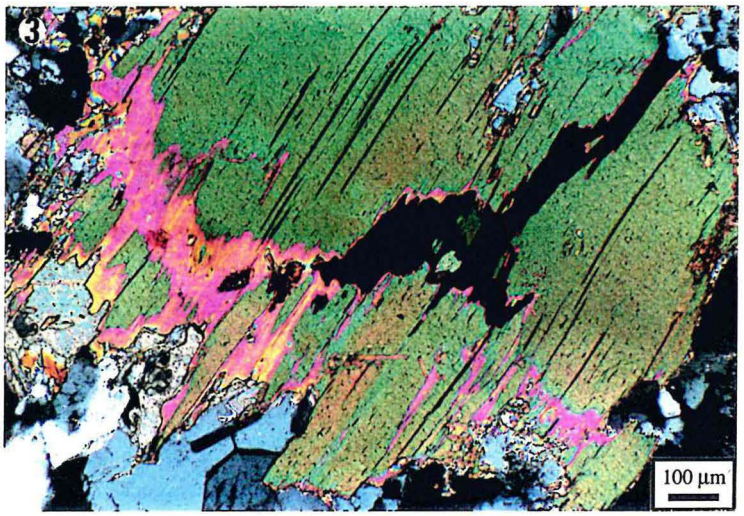

4
000032 20KV X350 86um

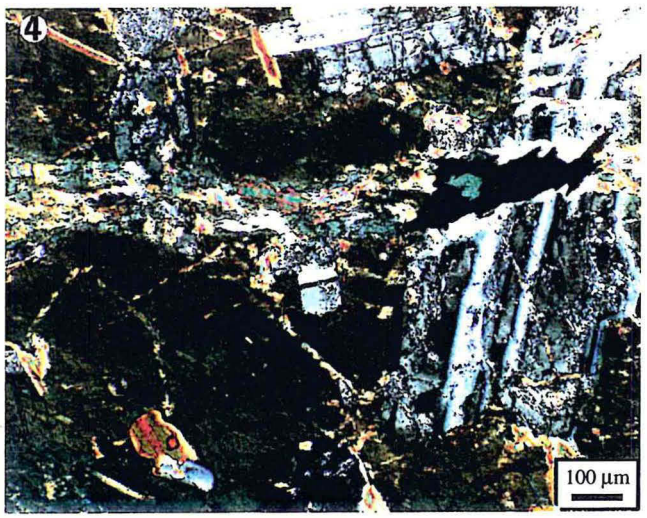

5
AU
000023 15KV X1.50K 20.0um


6
Ars
AU
Cpy
000027 20KV X2.20K 13.6um


1
100 µm


2
50 µm


3
100 µm


4
100 µm


5
50 µm


6
50 µm

ii) stade 1 précoce à quartz-arsenopyrite, caractérisé par la formation des fentes de tension de quartz et le dépôt de la paragenèse métallique à arsénopyrite-pyrite-pyrrhotite I. Ces fentes de tension recoupent les filons de quartz précoces décrits précédemment.

L'arsénopyrite, la pyrite et la pyrrhotite I constituent la plus grande partie des sulfures avec une prédominance de l'arsénopyrite, et se disposent soit en petits amas soit sous forme de petites bandes au sein des fentes de tension de quartz. Ils sont de grande taille, et sont généralement accompagnés de cristaux de calcite. Ils sont fracturés, et présentent des corrosions dues à une altération partielle. Les fractures et les cavités sont occupées par des paragenèses sulfurées tardives telles que la chalcopyrite, la pyrrhotite et les minéraux de bismuth.

La formation de ces fentes de tension est accompagnée d'une altération précoce de la granodiorite des épontes (Fig. III-7). Dans les zones d'intersection entre les veines et la granodiorite, un remplacement de l'amphibole et de la biotite I par la biotite II (Planche III-2-1, 2, 3 et 4), presque incolore, et une cristallisation des feldspaths potassiques (microcline) sont observés. Ces biotites II sont souvent accompagnées d'un dépôt de pyrrhotite, de pyrite et d'arsénopyrite (Planche III-2-2, 3 et 4). La perte en fer qui caractérise l'altération de l'amphibole et de la biotite I en biotite II pourrait être en partie à l'origine de cette cristallisation de sulfures à proximité des ferromagnésiens. Un début d'albitisation (andésine) des plagioclases a été notée.

Des analyses à la microsonde électronique des biotites II (Tableau 8, annexe 3) donnent les formules structurales moyennes suivantes :

$(Si_{2,93}\ Al_{1,07})\ (Al_{0,10}\ Fe_{1,52}\ Mg_{1,33}\ Mn_{0,02}\ Ti_{0,05})\ (Na_{0,01}\ K_{0,82})\ O_{10}\ (OH,F)_2$ pour les biotites II issues de l'altération des amphiboles ;

$(Si_{3,03}\ Al_{0,97})\ (Al_{0,09}\ Fe_{1,25}\ Mg_{1,54}\ Mn_{0,02}\ Ti_{0,04})\ (Na_{0,01}\ K_{0,88})\ O_{10}\ (OH,F)_2$ pour les biotites II issues de l'altération des biotites I ;

Ces biotites incolores se caractérisent par une chute notable du contenu en fer (Fig. III-6) ;

iii) stade 2 intermédiaire à sulfures (Cu, Pb, Fe), caractérisé par une déformation fragile importante qui a affecté les paragenèses précoces. La migration des fluides dans les microfissures nouvellement formées est accompagnée par le dépôt

de minéraux d'altération et métalliques, et la cicatrisation des plans d'inclusions fluides aquo-carboniques orientés E-W dans le quartz des veines et de la granodiorite.

La paragenèse métallique est constituée essentiellement de pyrrhotite II, de chalcopyrite et de galène. La pyrrhotite II s'observe dans des cavités et des microfissures affectant l'arsénopyrite (Planche III-1-3). La chalcopyrite se trouve sous forme de cristaux isolés, associés à la pyrrhotite II ou encore en remplissage dans les fissures et les cavités dans l'arsénopyrite et la pyrite (Planche III-1-6). La chalcopyrite isolée se présente sous forme de petits cristaux anguleux, automorphes et en général associés à des chlorites. La galène forme des petites inclusions dans les cavités des minéraux de la paragenèse métallique précoce.

La disposition de ces minéraux dans les fractures des minéraux précoces montre clairement leur caractère tardif par rapport à la paragenèse da stade 1.

L'altération fissurale est caractérisée par la mise en place de l'assemblage chlorite, calcite, ±quartz et microcline dans des veines orientées E-W (Planche III-5-6, veinules sub E-W). Parallèlement à cette altération, l'amphibole est altérée en chlorite et calcite, et la biotite est partiellement altérée en chlorite ;

iv) stade 3 tardif à Au-Bi-Te (Zn-Sb), caractérisé par le dépôt des minéraux de Bi (bismuth, bismuthinite), de Te et d'Au (or natif et maldonite (Au_2Bi)). Les minéraux de Bi et Te sont de très petite taille, et n'ont pu être identifiés que grâce au microscope électronique à balayage (MEB). Ils se trouvent sous forme d'inclusions dans les fissures de la pyrite, de l'arsénopyrite et de la chalcopyrite. Ils s'observent parfois dans les clivages des chlorites néoformées.

La sphalérite et la stibine ont été également déterminées sous forme de petites inclusions dans les minéraux des paragenèses précoces. Ces minéraux sont peu fréquents. Leur place dans la séquence paragénétique n'a pas pu être déterminée avec précision du fait de leur rareté.

L'or se présente soit sous forme native (Planche III-1-5 et 6), soit sous forme combinée dans les minéraux de maldonite (Au_2Bi). Il est généralement associé à des minéraux de Bi avec qui il comble des cavités dans les arsénopyrites et parfois occupent les clivages des chlorites néoformées tardives (Planche III-1-4). L'analyse des grains de maldonite au MEB a donné des teneurs en Au de l' ordre de 62,5 % atomique et en Bi de l'ordre de 36,5 % atomique. Les particules d'or natif contiennent du Bi à des teneurs de l'ordre de 6% atomique.

Durant ce stade, l'altération est caractérisée par la formation d'un système de petites veinules tardives qui recoupent l'ensemble des fentes de tension et la granodiorite (Fig. III-7, Planche III-2-5 et 6). Elles sont de faible puissance par rapport aux fentes de tension. Elles sont orientées NNW-SSE à N-S. Elles sont remplies de chlorite et de calcite. Des stylolites remplis de chlorite, de calcite et d'adulaire sont aussi observés, et sont peu abondants. Dans ces stylolites, une légère zonation se distingue avec une cristallisation des chlorites xénomorphes de très petite taille en bordure, suivie de calcite de grande taille, puis de l'adulaire au coeur de la fissure. Les analyses de l'adulaire à la microsonde électronique sont représentées dans le tableau 5 (annexe 3) ;

v) stade post-minéralisation : une altération des feldspaths, souvent des plagioclases, en phengite et plus ou moins en calcite a été aussi observée. Une altération supposée supergène, observée localement, se caractérise par une kaolinisation intense des feldspaths, et une hématisation. Elle est localisée au voisinage de failles orientées E-W et NW-SE, et n'est pas reliée spatialement et génétiquement avec les zones à veines de quartz minéralisées (Moravek et al., 1989).

2.3- Etude cristallochimique des différents minéraux d'altération

Des analyses des minéraux d'altération, K-micas, chlorite, carbonate et kaolinite ont été réalisées à la microsonde électronique. Les formules structurales, calculées sur une demi-maille, sont données dans l'annexe 3.

2.3.1- Les micas

Deux types de micas sont distingués en fonction de leur site de cristallisation (Fig. III-8 et 9) :

- *les micas des veines (Mcs- μfiss.)* : ces micas sont associés à des chlorites. Ils sont automorphes et de taille moyenne. Leur formule structurale moyenne est la suivante (Tableau 9, annexe 3) :

$(Si_{3,24}\ Al_{0,76})\ (Al_{1,59}\ Fe_{0,18}\ Mg_{0,23})\ K_{0,92}\ Na_{0,03}\ O_{10}\ (OH)_2$

Ces micas présentent des caractéristiques assez similaires à celles des micas précédents. Ils ont une charge interfoliaire comprise entre 0,89 et 0,99, des teneurs en silicium comprises entre 3,15 et 3,35 et des teneurs de R^{2+} variant entre 0,39 et 0,43 (Fig. III-8). Dans le diagramme de Velde (1977) (Fig. III-9a), ils se placent le long de la droite muscovite-céladonite des phengites. Dans le diagramme Si-3/R^{2+} (Fig. III-8), les micas se placent dans le domaine à Fe^{3+}, ce qui indique que le Mg est le cation divalent dominant dans le site octaédrique.

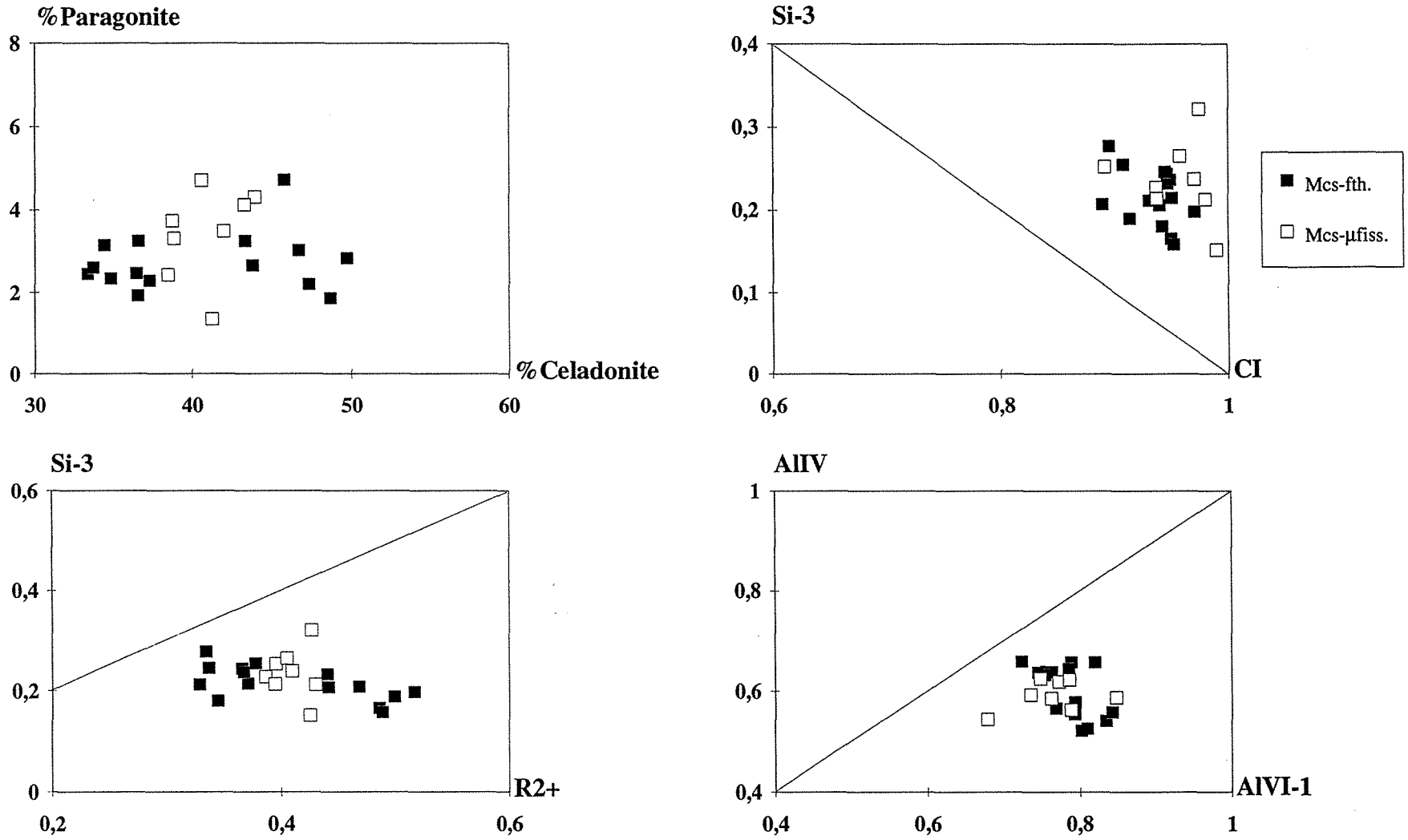


Fig. III-8 : Diagrammes de caractérisation cristallochimique appliqués aux K-micas observés à Mokrsko.

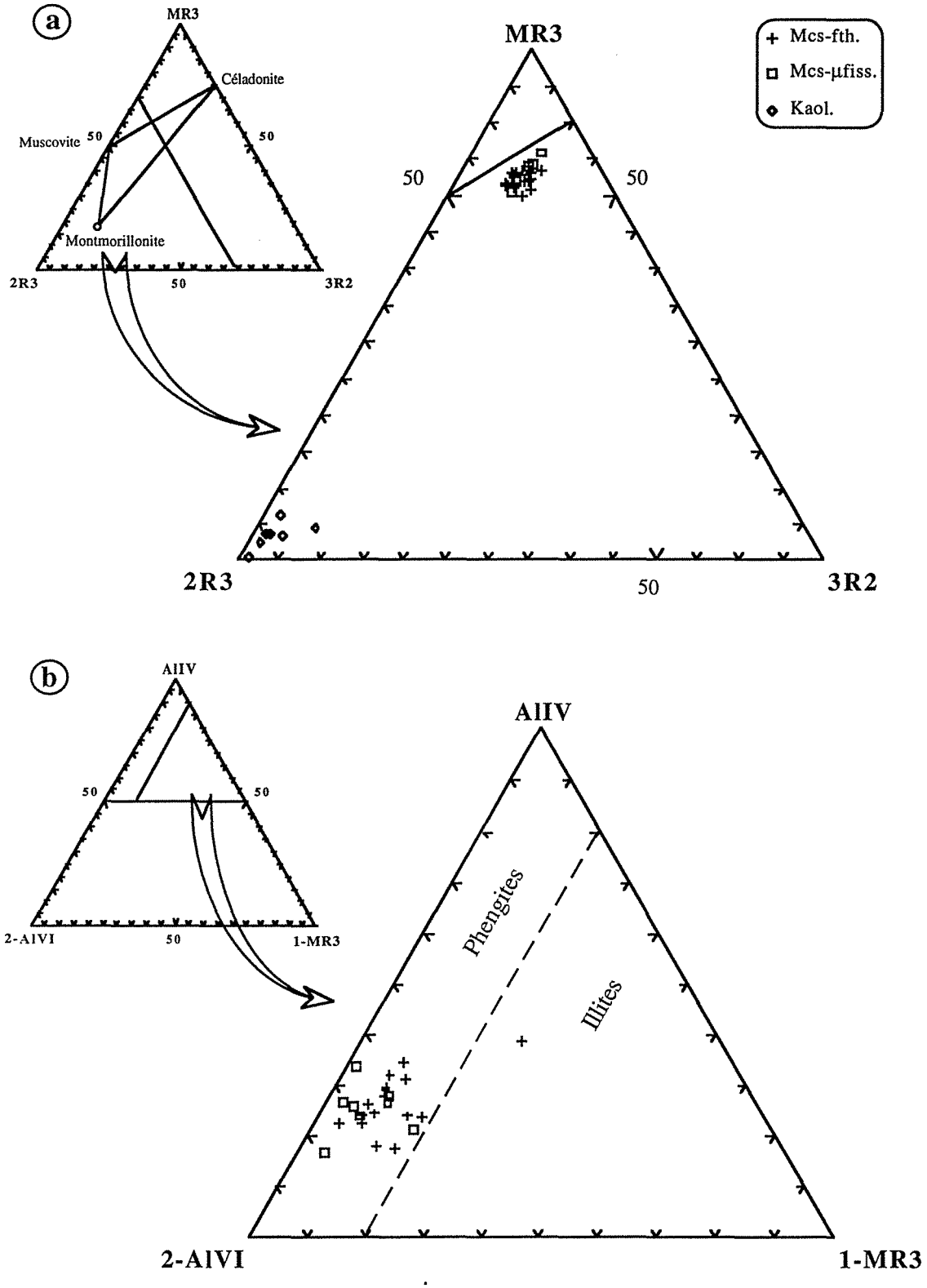


Fig. III-9 : Diagrammes de caractérisation cristallochimique appliqués aux K-micas de Mokrsko. (a) diagramme de Velde (1977) ; (b) diagramme de Hower et Mowatt (1966).

- *les micas issus de l'altération des feldspaths*, se présentent sous forme de paillettes isolées ou en amas associés à des carbonates. L'analyse de ces micas à la microsonde électronique a permis de calculer la formule structurale moyenne suivante (Tableau 9, annexe 3) :

$(Si_{3,21}\ Al_{0,79})\ (Al_{1,60}\ Fe_{0,18}\ Mg_{0,23})\ K_{0,91}\ Na_{0,03}\ O_{10}\ (OH)_2$

Ces micas blancs ont une charge interfoliaire variant entre 0,89 et 0,97 qui est essentiellement potassique avec une faible quantité de sodium et une teneur en calcium nulle. Ces micas s'alignent sur la droite muscovite-céladonite du diagramme de Velde (1977) (Fig. III-9a) indiquant une substitution phengitique, ce qui a été également déduit du diagramme Si-3/CI (Fig. III-8). Les teneurs en R^{2+} sont comprises entre 0,33 et 0,52 et celles en paragonite et céladonite varient respectivement entre 1,5 et 5% et entre 33 et 50% (Fig. III-8). La disposition des ces micas sous la droite Si-3 = R^{2+} du diagramme Si-3/R^{2+} (Fig. III-8) indique que le fer est probablement dominant sous forme Fe^{3+}, et que Mg est le cation divalent dominant introduit dans le site octaédrique. Le diagramme Al_{IV}/Al_{VI-1} (Fig. III-8) montre que l'excès de silice (3,16-3,28) en site tétraédrique est compensé aussi par l'augmentation de la partie d'Al^{3+} en site octaédrique.

Ces deux types de micas présentent des caratéristiques relativement homogènes et identiques, de phengites à site R^{2+} dominé par le magnésium, ce qui est confimé par le diagramme de Hower et Mowatt (1966) (Fig. III-9b). Les faibles variations peuvent être dues à des variations des conditions physico-chimiques (P, T et x) ou de la composition des minéraux dont ils sont issus.

2.3.2- Les chlorites

En fonction de leur site de cristallisation, différents types de chlorites ont été identifiés et analysés à la microsonde électronique, et le traitement de ces analyses a été réalisé dans différents diagrammes cristallochimiques (Fig. III-10 et 11). Les formules structurales, calculées sur une demi-maille, sont données dans le tableau 11 (annxe 3).

- *Chlorites issues de l'altération des biotites (Chl-Bi)* : elles remplacent les biotites sur leurs bordures et peuvent les altérer complètement. Leur formule structurale moyenne est la suivante :

$(Si_{2,87}\ Al_{1,13})\ (Al_{1,24}\ Fe_{2,73}\ Mg_{1,88}\ Mn_{0,05})\ Na_{0,01}\ O_{10}\ (OH)_8$

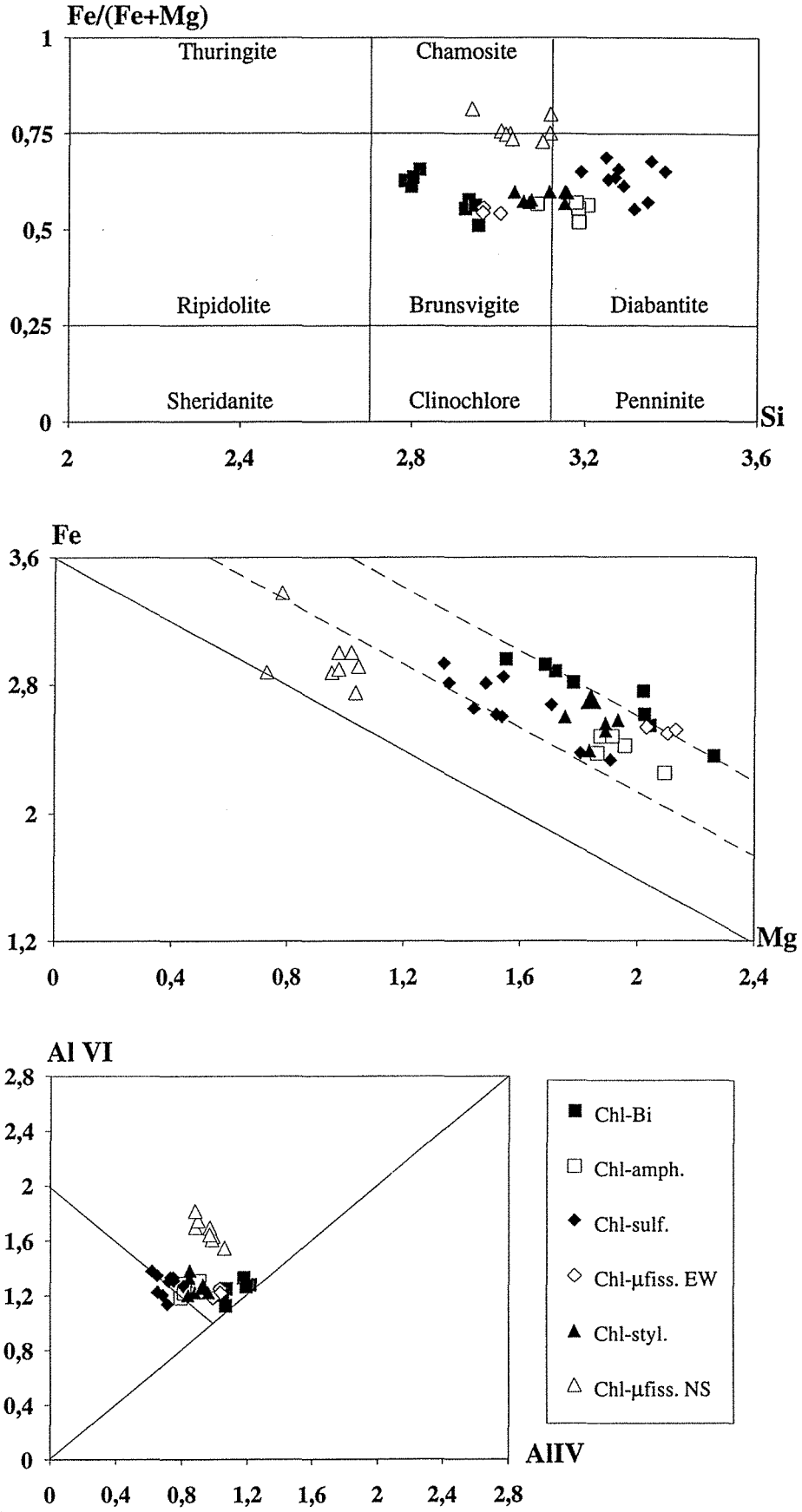


Fig. III-10 : Diagrammes cristallochimiques appliqués aux différentes chlorites de Mokrsko.

Les teneurs en fer de ce type de chlorites varient entre 2,35 et 2,95 et celles du magnésium varient entre 1,55 et 2,26 atomes par demi-maille. Dans le diagramme de classification de Foster (1962) (Fig. III-10), ces chlorites se placent dans le domaine des brunsvigites. Le diagramme Fe/Mg (Fig. III-10) montre une corrélation négative entre le fer et le magnésium, ce qui suggère une substitution mutuelle entre ces deux éléments. La teneur en Al_{VI} est subconstante (1,24) alors que celle en Al_{IV} varie entre 1,05 et 1,22 ce qui indique une substitution tétraédrique dominante.

- *Chlorites associées à des sulfures (Chl-sulf.)* : elles se développent autour des sulfures sous forme de petits cristaux. Elles sont en général associées à des carbonates. Leur analyse à la microsonde électronique a permis de définir la formule structurale moyenne suivante :

$(Si_{3,29}\ Al_{0,71})\ (Al_{1,28}\ Fe_{2,66}\ Mg_{1,56}\ Mn_{0,03})\ Na_{0,01}\ K_{0,14}\ O_{10}\ (OH)_8$

Ces chlorites se placent dans le domaine des diabantites (Fig. III-10). Elles sont caractérisées par des teneurs en silice élevées qui varient entre 3,19 et 3,38 atomes par demi-maille et par des teneursen Fe et Mg respectivement de l'ordre de 2,66±0,2 et 1,56±0,19 atomes par demi-maille. Leur contenu en Al_{VI} est subconstant (1,28) alors que celui en Al_{IV} varie entre 0,62 et 0,81 atomes par demi-maille. Une corrélation entre Fe et Mg est très nette indiquant une substitution mutuelle entre ces deux éléments (Fig. III-10). Leur teneur en K indique qu'elles résultent probablement de l'altération de biotite.

- *Chlorites issues de l'altération des amphiboles (Chl-amph)* : leur formule structurale moyenne est la suivante :

$(Si_{3,17}\ Al_{0,83})\ (Al_{1,25}\ Fe_{2,40}\ Mg_{1,94}\ Mn_{0,04})\ Na_{0,01}\ K_{0,09}\ O_{10}\ (OH)_8$

Ces chlorites se placent dans le domaine de la diabantite dans le diagramme de classification de Foster (1962) (Fig. III-10). Elles sont caractérisées par des teneurs en Si de l'ordre de 3,17 atomes par demi-maille, et par des teneurs respectives en Fe et Mg de l'ordre de 2,4±0,09 et 1,94±0,09 atomes par demi-maille.

- *Chlorites des veines E-W (Chl-μfiss. EW)* : elles s'observent sous forme de cristraux automorphes associés aux calcites dans les veinules E-W. Ces chlorites ont une formule structurale moyenne :

$(Si_{2,98}\ Al_{1,02})\ (Al_{1,22}\ Fe_{2,51}\ Mg_{2,09}\ Mn_{0,04})\ O_{10}\ (OH)_8$

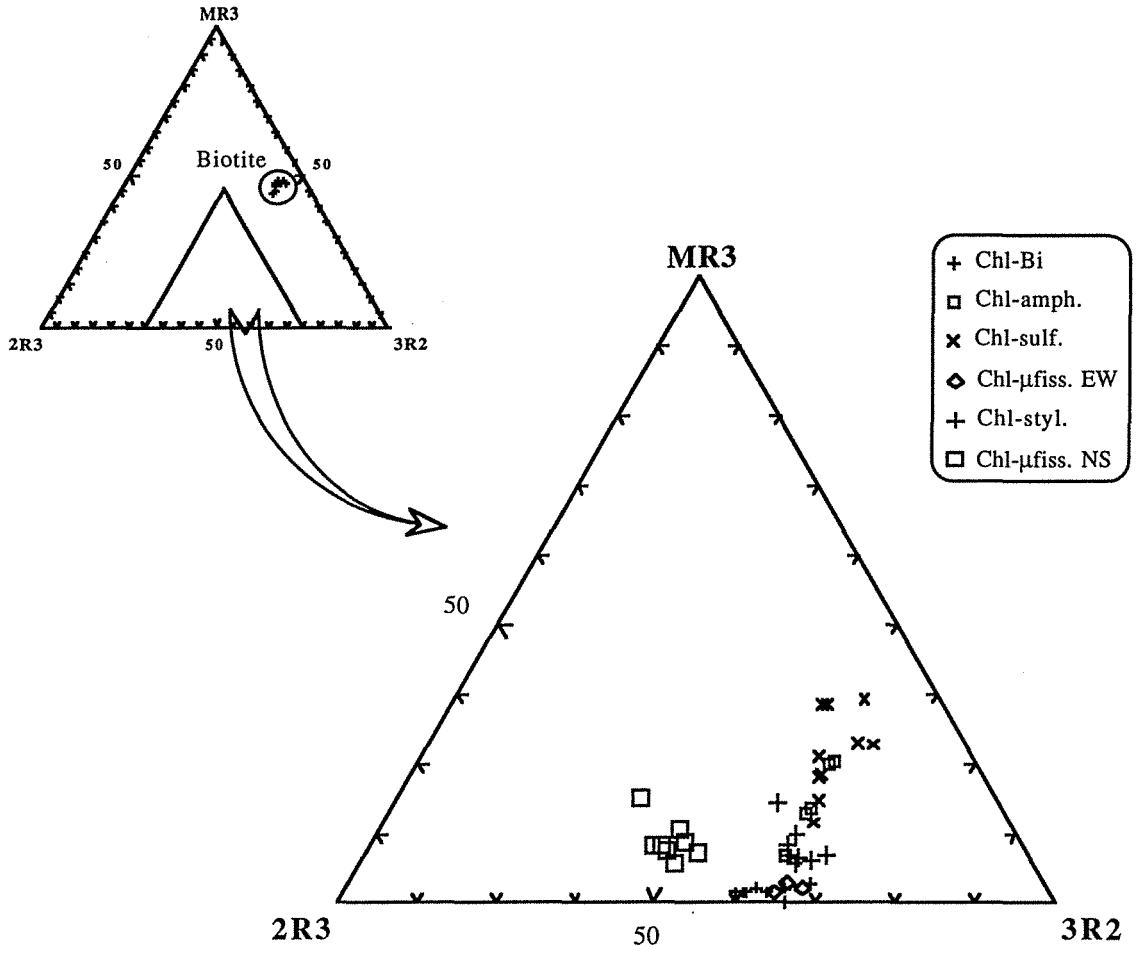


Fig. III-11 : Diagramme cristallochimique de Velde (1977) appliqué aux chlorites de Mokrsko

Ces chlorites sont caractérisées par des valeurs de silice comprises entre 2,96 et 3 atomes par demi-maille, et des rapports Fe/(Fe+Mg) de l'ordre de 0,54. Dans le diagramme de Foster (1962), ces chlorites se placent dans le domaine des brunsvigites. Les teneurs moyennes en Al_{VI} et en Al_{IV} sont respectivement de 1,02 et 1,22 atomes par demi-maille.

- *Chlorites des veines à carbonate-chlorite orientées N-S (Chl-μfiss. NS)* : elles se présentent sous forme de petits cristaux automorphes. Leur formule structurale moyenne est la suivante :

$(Si_{3,04}\ Al_{0,96})\ (Al_{1,67}\ Fe_{2,96}\ Mg_{0,94}\ Mn_{0,01})\ Na_{0,03}\ K_{0,05}\ O_{10}\ (OH)_8$

La teneur en silicium de ces chlorites est variable entre 2,94 et 3,12 atomes par demi-maille. Ces chlorites ont plus de Fe (2,75 à 3,38) et moins de Mg (0,73 à 1,04) que les chlorites précédentes, et se placent à la limite entre les deux domaines brunsvigite et chamosite (Fig. III-10). Elles sont aussi caractérisées par une corrélation négative entre Al_{IV} et Al_{VI} (Fig. III-10).

- *Chlorites des stylolites (Chl-styl.)* : elles sont généralement associées à des carbonates et des adulaires, et se développent en bordure des stylolites. Leur formule structurale est la suivante :

$(Si_{3,10}\ Al_{0,90})\ (Al_{1,27}\ Fe_{2,59}\ Mg_{1,85}\ Mn_{0,04})\ Na_{0,01}\ O_{10}\ (OH)_8$

Ces chlorites se placent à la limite entre les domaines des brunsvigites et des diabantites (Fig. III-10) avec des teneurs en Si de l'ordre de 3,10±0,05.

Conclusions

Les différents types de chlorites rencontrés présentent des compositions contrôlées par la composition des minéraux d'origine (chlorites issues de l'altération de la biotite) et par les conditions physico-chimiques de mise en place (chlorites néoformées des veinules précoces (E-W) à tardives (N-S)).

Sur le diagramme Fe/Mg (Fig. III-10), l'ensemble des chlorites montre une corrélation négative indiquant une substitution mutuelle entre Fe et Mg pour tous les types de chlorites distingués.

Dans le diagramme $2R^3$-MR^3-$3R^2$ (Fig. III-11), trois populations se distinguent:

i) une population présentant une évolution nette vers le pôle des biotites. Elle est constituée des chlorites associées aux sulfures. Ceci indique que les chlorites associées

aux sulfures résultent de l'altération des biotites, et qu'elles présentent en permanence leur chimisme (K). Dans le diagramme Al_{VI}/Al_{IV} (Fig. III-10), cette population de chlorites se placent loin de la droite de Tchermak en raison de la pollution par le potassium résiduel ;

ii) une population située dans le domaine des chlorites correspondant aux chlorites des veines orientées E-W. Ce type de chlorire présente des contenus en Al_{VI} et Al_{IV} constants, et se situe proche de la droite de substitution de Tchermak (Fig. III-10). Ces chlorites sont de haute température (Cathelineau, comm. pers.) ;

iii) une population montre une évolution vers le pôle Al. Il s'agit des chlorites des veines N-S. Sur le diagramme Al_{VI}/Al_{IV} (Fig. III-10), ces chlorites montrent une corrélation négative entre Al_{IV} et Al_{VI}. Elles sont éloignées de la droite de substitution de Tchermak, ceci indique qu'elles ont cristallisé à plus basse température. La corrélation négative entre Al_{IV} et Al_{VI} indique une combinaison entre les substitutions octaédrique et tétraédrique.

2.3.3- Les carbonates

Des cristaux de carbonates ont été observés soit autour des sulfures (arsénopyrite, pyrite et pyrrhotite) dans les veines, ou dans des veines à chlorite, soit associés aux feldspaths. Ces différents types ont été analysés à la microsonde électronique (Tableau 7, annexe 3). Ils ont la même composition chimique, il s'agit de calcite. Ils ont une teneur en Ca comprise entre 1,94 et 2 atomes et de très faibles quantités de fer et de manganèse. Le magnésium est absent. Leur formule structurale moyenne est la suivante :

$(Ca_{1,97}\ Fe_{0,02}\ Mn_{0,01})\ CO_3$

2.4- Conclusions

La granodiorite de Mokrsko a subi différents stades de déformation et de migration fluide. A ces percolations fluides, sont associées de nombreuses transformations des minéraux de la granodiorite et des dépôts de nouvelles paragenèses. La chronologie relative de la formation des différentes paragenèses métalliques et d'altération est la suivante (Fig. III-12) :

i) le stade anté-formation des fentes de tension correspond à la mise en place des filons décimétriques ayant subi une déformation ductile ;

ii) le stade 1 précoce est caractérisé par la formation des fentes de tension à quartz, pyrite, arsénopyrite et pyrrhotite I, avec une dominance du quartz ;

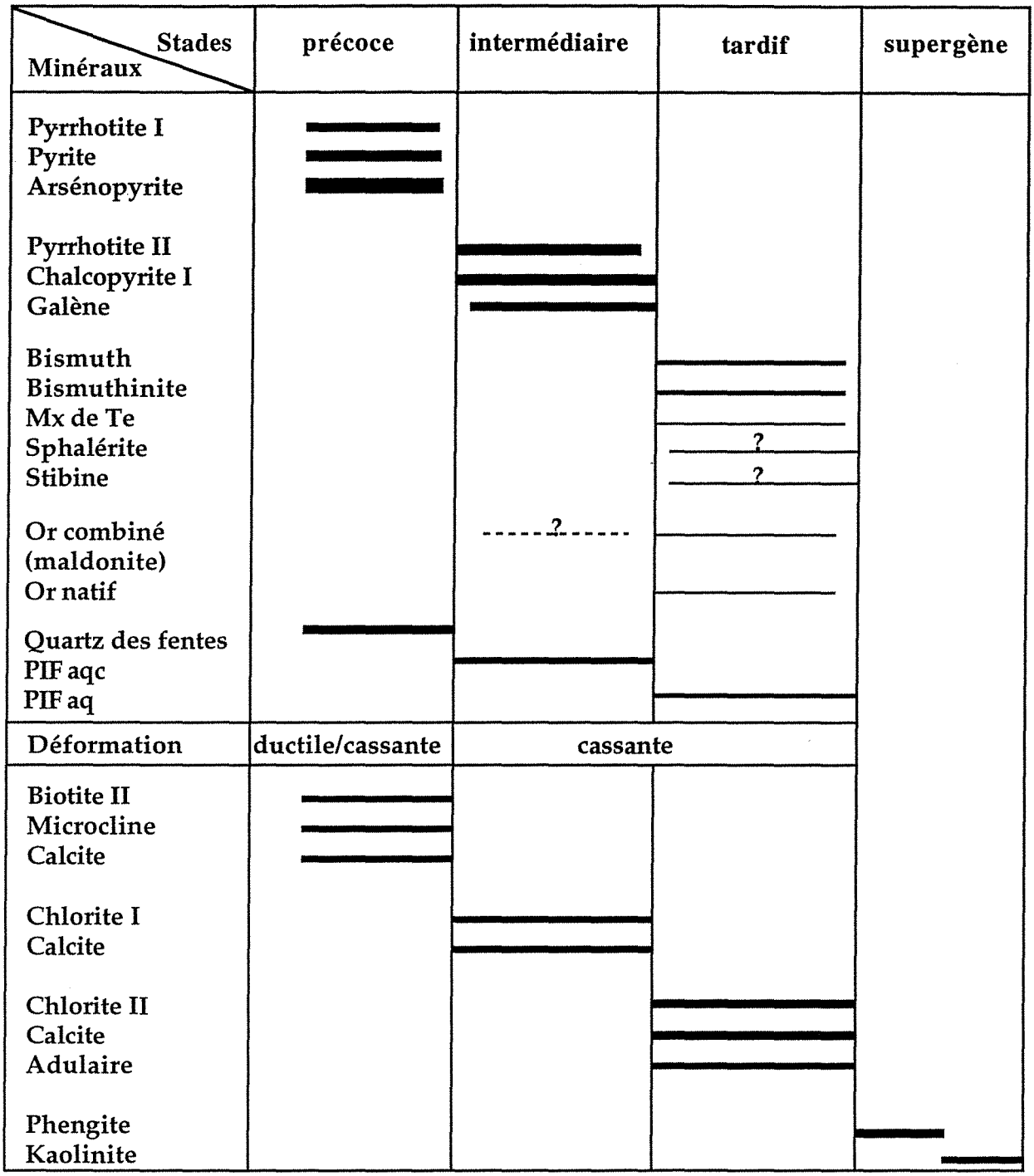


Fig. III-12 : Séquence paragénétique à Mokrosko : chronologie relative et relations génétiques entre le quartz des fentes, les paragenèses métalliques et les paragenèses d'altération.

iii) le stade 2 intermédiaire à Fe-Cu-Pb-S, correspond à un épisode de déformation caractérisé par une fracturation des minéraux précoces, mais sans bréchification majeure. Dans ces microfissures, se sont déposés les minéraux suivants : pyrrhotite II, chalcopyrite et galène. L'altération associée à ce stade est caractérisée par le remplacement des biotites et des amphiboles par des chlorites et la cristallisation de calcite et de chlorite en fissures EW ;

iv) le stade 3 de minéralisation à Au-Bi-Te, est caractérisé par une déformation cassante qui a affecté l'ensemble des fentes de tension et de la granodiorite. Cette déformation a donné naissance à des structures mésoscopiques (veinules de chlorite, adulaire et carbonate) et microscopiques (réseau de plans d'inclusions fluides orientés N-S). Les fluides minéralisateurs qui ont circulé dans ces structures sont à l'origine du dépôt de l'adulaire, des calcites et des chlorites dans des fissures N-S et dans des stylolites. A cet épisode, est associé le dépôt de la paragenèse à minéraux de Bi, or natif et plus rarement des minéraux de Te. L'or est observé sous forme native, et combinée dans la madonite. Il se trouve principalement dans les microfissures dans l'arsénopyrite, et parfois, avec des minéraux de bismuth, dans les clivages des chlorites;

v) le stade post-minéralisation est caractérisé par l'altération des feldspaths de l'encaissant en phengites et localement en kaolinite.

III- ETUDE DES INCLUSIONS FLUIDES

3.1- Géomètrie des plans d'inclusions fluides

Les inclusions fluides ont été étudiées dans trois types de quartz : le quartz des fentes de tension (Qft), le quartz filonien (QF) et les grains de quartz de la granodiorite (Qg) afin de comparer les différents types de fluides en fonction des phases de déformation et de mieux comprendre les conditions physico-chimiques de la mise en place de ces structures et des minéralisations associées.

Afin de déterminer les différentes directions des plans d'inclusions fluides, des mesures des caractéristiques géométriques 3D ont été réalisées (le détail est donné dans le chapitre IV). Les plans d'inclusions fluides affectant aussi bien la granodiorite que les veines de quartz se distribuent en deux réseaux denses présentant deux directions principales (Fig. III-13) :

- les plans d'inclusions fluides orientés E-W qui sont dominés par des inclusions fluides aquo-carboniques.

- les plans d'inclusions fluides orientés N-S qui contiennent généralement des inclusions fluides aqueuses et parfois des fluides aquo-carboniques.

3.2- Typologie des inclusions fluides

Deux grands types de fluides ont été rencontrés : des fluides aquo-carboniques et des fluides aqueux.

3.2.1- Inclusions fluides aquo-carboniques

Les fluides aquo-carboniques sont présents sous forme d'inclusions fluides à H_2O, CO_2, CH_4, N_2 et NaCl. En fonction du pourcentage de la phase aqueuse et de la phase volatile et de la disposition des inclusions fluides, deux populations ont été distinguées :

- des inclusions fluides riches en eau : ce type d'inclusion fluide est caractérisé par une forme très variable avec un contour très irrégulier. Elles présentent parfois des phénomènes d'étranglement. Leur taille varie entre 11 et 21 µm. Elles se trouvent souvent dans des zones d'aspect sale (quartz laiteux). Le pourcentage de la phase aqueuse varie entre 50 et 70%. Ces inclusions fluides sont très peu fréquentes. Elles ont été rencontrées comme des inclusions fluides primaires dans le quartz des fentes de tension et du filon et sous forme d'inclusions fluides secondaires (PIF) dans le quartz de la granodiorite. Elles sont plus abondantes dans le quartz du filon que dans

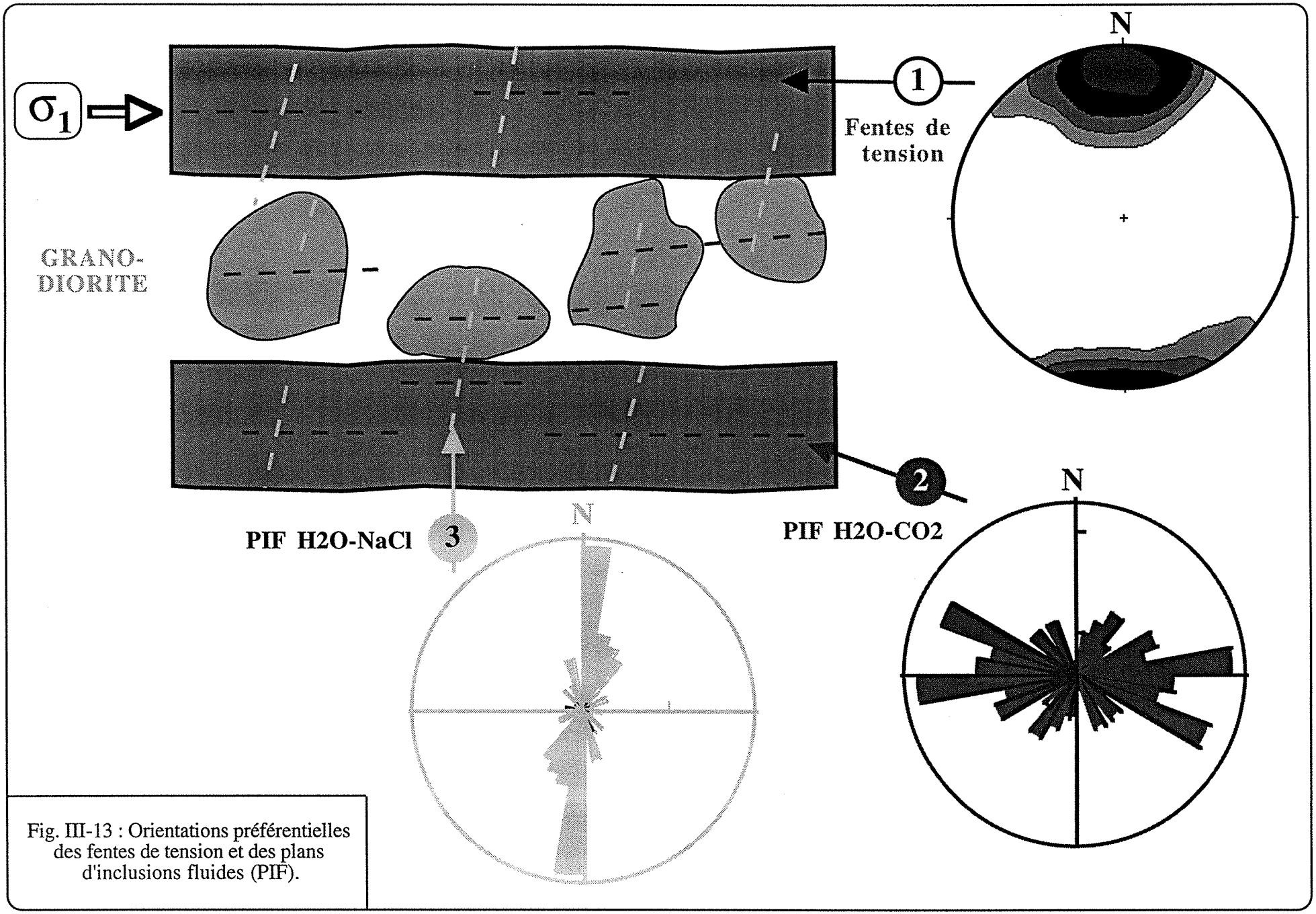


Fig. III-13 : Orientations préférentielles des fentes de tension et des plans d'inclusions fluides (PIF).

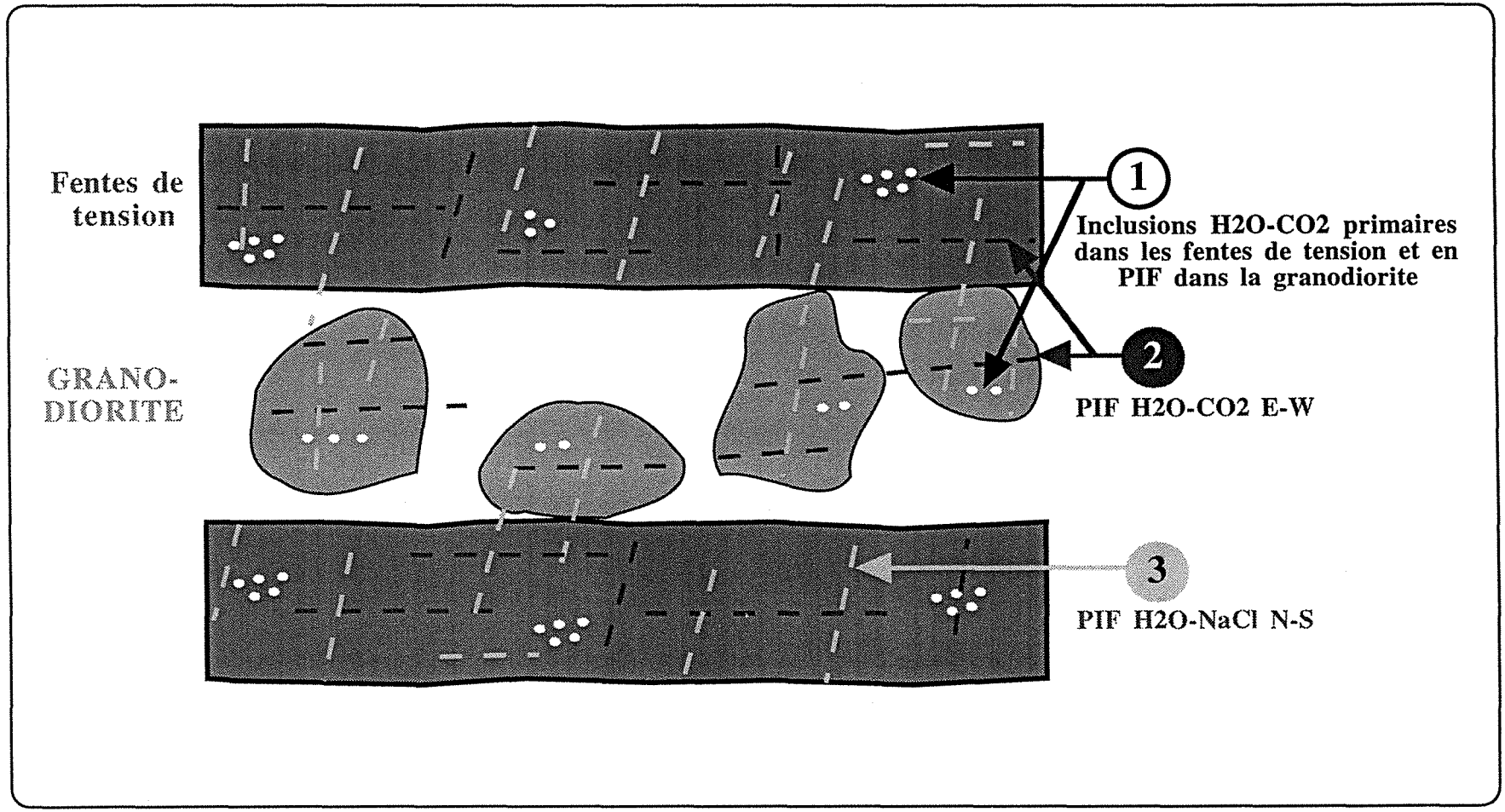


Fig. III-14 : Représentation schématique des relations spatiales entre les types d'inclusions fluides et le quartz porteur.

le quartz de la granodiorite (Fig. III-14). Ces inclusions fluides sont considérées comme des inclusions contemporaines de la mise en place des veines de quartz.

- des inclusions fluides pauvres en eau, et de petite taille (4 à 18 µm) comparées aux précédentes, ce qui a rendu leur étude difficile. Ces inclusions fluides sont le plus souvent disposées en plans orientés E-W (Fig. III-14). Elles ont une forme assez régulière avec des contours bien définis. Le pourcentage de la phase volatile est très important et varie entre 70 et 90%. Elles ont été observées dans les trois types de quartz. Ce type de fluides a été associé au deuxième stade de déformation caractérisé par la formation du système de plans d'inclusions fluides orientés E-W.

3.2.2- Inclusions fluides aqueuses

Ce type de fluides a été étudié dans des plans d'inclusions fluides (PIF) de différentes directions, aussi bien dans le quartz de la granodiorite (Qg) que dans le quartz filonien (Qft et QF). Les plans sont pour la plupart orientés N0±20°E. Les inclusions fluides sont caractérisées par une petite taille qui varie entre 3 et 15 µm. L'homogénéisation se fait toujours en phase liquide. En se basant sur le nombre de phases présentes dans l'inclusion et sur la température de fusion de la glace, deux populations ont été distinguées :

- les inclusions fluides biphasées Lw qui sont les plus abondantes. Elles ont une forme très régulière. Le pourcentage de la phase vapeur varie entre 10 et 30% ;

- les inclusions triphasées Lw-(s) sont en général moins fréquentes. Elles ont été observées dans le quartz filonien et rarement dans les deux autres types de quartz (Qg) et (Qft). Ces inclusions présentent une forme irrégulière avec parfois des étranglements. Le volume de la phase vapeur ne dépasse pas 10%.

3.3- Caractéristiques microthermométriques

a- Stade 1 précoce : les inclusions fluides aquo-carboniques dispersées

- Dans les fentes de tension (Fig. III-15)

Les inclusions fluides aquo-carboniques dispersées dans le quartz (Qft) sont caractérisées par un faible remplissage de la phase volatile (30 à 50%).

Ces inclusions ont des $TfCO_2$ comprises entre -58,1 et -57,2°C avec un mode à -57,4°C. La fusion des clathrates est observée à des températures comprises entre 6 et 10°C avec un mode à 7,2°C. L'homogénéisation de la phase volatile se fait souvent en

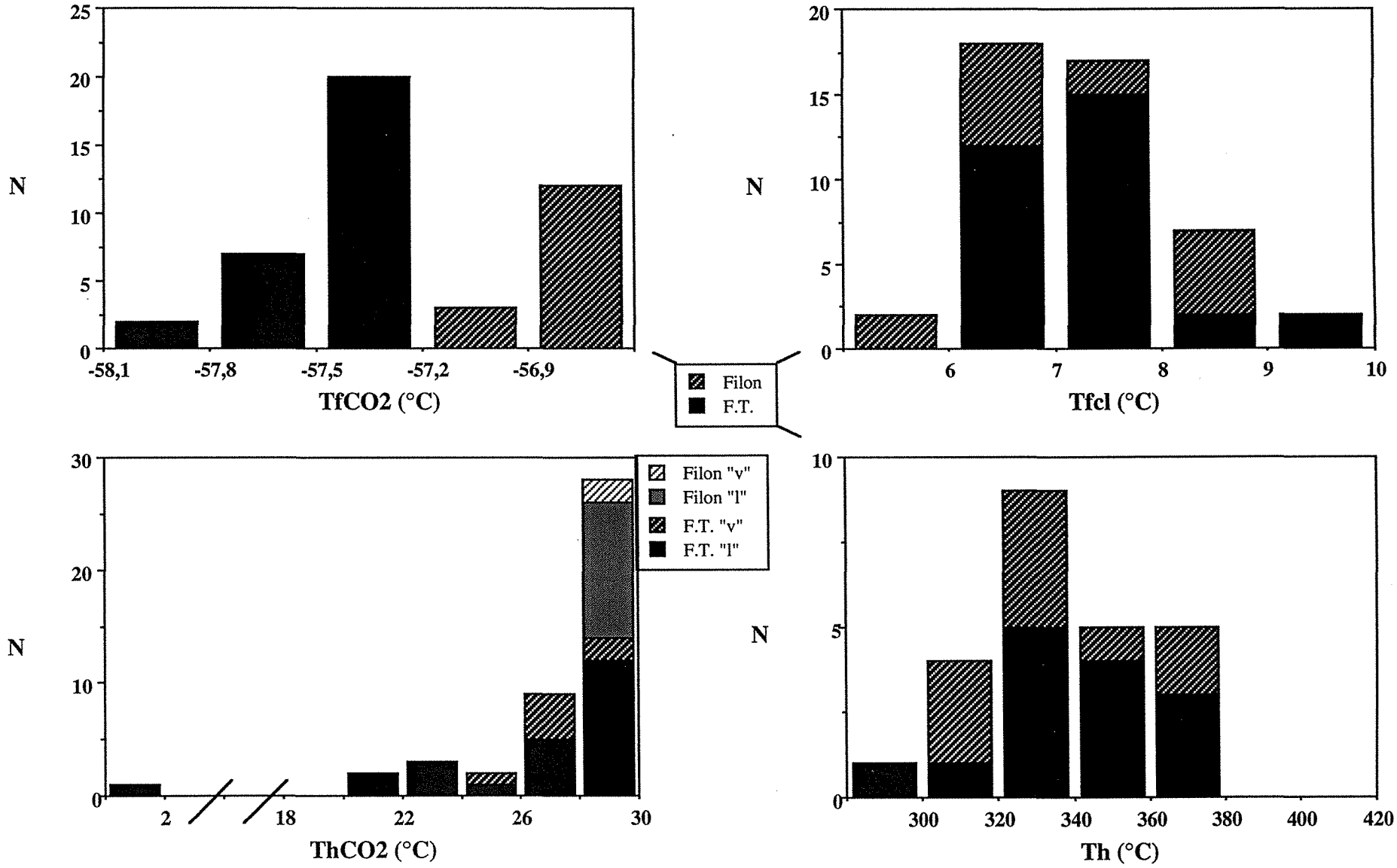


Fig. III-15 : Caractéristiques microthermométriques des inclusions fluides aquo-carboniques primaires dans les quartz (QF) et (Qft).
"l" et "v" = modes d'homogénéisation de la phase volatile

phase liquide et parfois en phase vapeur. Les $ThCO_2$ des inclusions fluides qui homogénéisent en phase liquide sont comprises entre 20,1 et 30,1°C avec un mode à 29,6°C. Les inclusions fluides qui s'homogénéisent en phase vapeur ont des $ThCO_2$ comprises entre 24,1 et 30,1°C avec un mode vers 27,2°C. Les Th globales sont comprises entre 280 et 380°C avec un mode vers 320-340°C.

- Dans le filon (Fig. III-15)

Les inclusions fluides aquo-carboniques dispersées dans QF ont des $TfCO_2$ comprises entre -57,5 et -56,7°C avec un mode vers -56,8°C, ce qui traduit la présence en quantités faibles d'autres volatils dans la vapeur. Les Tfcl varient entre 5 et 9°C avec un mode à 6,5°C. Les $ThCO_2$ de ces inclusions dont l'homogénéisation du CO_2 se fait en phase liquide, varient entre 28 et 30°C avec un mode à 29,7°C. L'homogénéisation globale se fait en phase liquide (inclusions Lc-w) et beaucoup plus rarement en phase vapeur (inclusions Vc-w). Les Th globales sont comprises entre 280 et 380°C avec un mode à 330°C.

Dans le quartz de la granodiorite (Qg), des inclusions fluides du même type ont été observées dans des PIF E-W. Ces PIF sont très peu fréquents. Les caractéristiques des inclusions fluides de ces PIF sont semblables à celles des inclusions fluides observées dans le filon et les fentes de tension.

b- Stade 2 intermédiaire : les inclusions fluides aquo-carboniques en plans (PIF)

- PIF dans les fentes de tension intragranodioritiques (Fig. III-16)

Les inclusions fluides aquo-carboniques distribuées en PIF dans le quartz (Qft) ont été étudiées dans deux directions secondaires N30°E (notées F.T. N30°E) et N160°E (F.T. N160°E) qui sont peu abondantes, mais qui sont les seules où les inclusions présentent une taille suffisante pour être étudiées. Les inclusions fluides des PIF de direction principale N90°E n'ont pas pu être étudiées à cause de leur petite taille. Les caractéristiques microthermométriques sont données en fonction de la direction.

Les $TfCO_2$ sont similaires pour les deux directions (N30°E et N160°E), et varient entre -58,1 et -56,9°C. Les modes sont respectivement à -57,0°C et -57,7°C pour les directions N30°E et N160°E. Les Tfcl sont comprises entre +6 et +8°C pour toutes les directions. Le mode est à +6,5°C pour la direction N30°E et à +7,5°C pour la direction N160°E. Dans les deux directions, la phase volatile s'homogénéise en

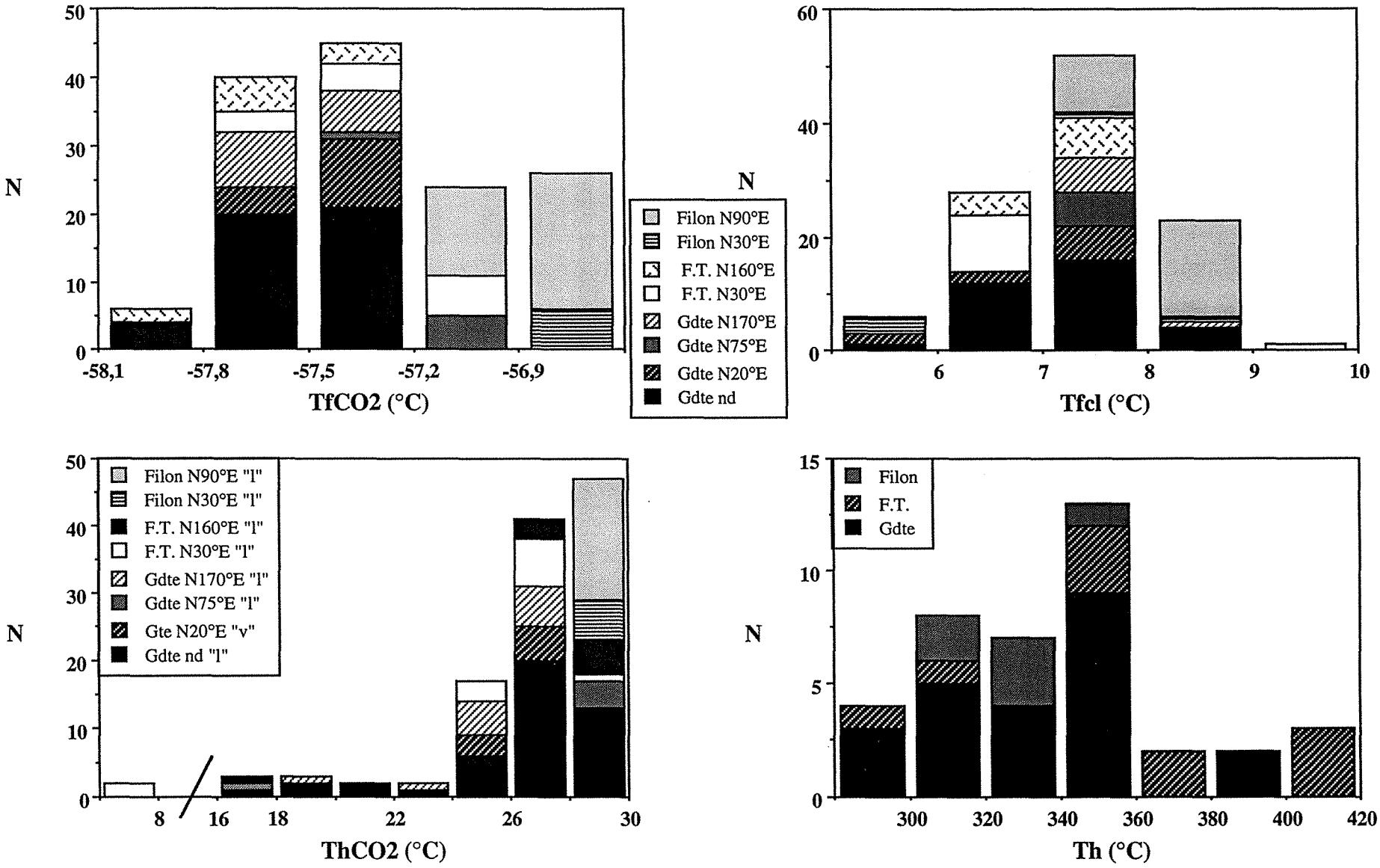


Fig. III-16 : Caractéristiques microthermométriques des inclusions fluides aquo-carboniques en PIF dans les trois types quartz (Qg), (QF) et (Qft).
"l" et "v" = modes d'homogénéisation de la phase volatile

phase liquide, à des températures comprises entre +24 et +30°C pour la direction N30°E, et entre +16 et +30°C pour la direction N30°E. Le mode se situe entre +26 et +27°C pour les deux directions.

L'homogénéisation globale se fait généralement en phase vapeur. Les Th globales varient entre 280 et 420°C avec un mode à 350°C.

Les inclusions fluides des deux directions étudiées montrent une grande similarité dans les caractéristiques microthermométriques, ce qui laisse penser que ces fluides correspondent à un même stade de migration fluide.

- PIF dans le filon du quartz intragranodioritique (Fig. III-16)

Les inclusions fluides aquo-carboniques en PIF ont été étudiées dans les deux directions N30°E (Filon N30°E) et N90°E (Filon N90°E). Les $TfCO_2$ sont variables entre -57,2 et -56,7°C pour les N90°E, -56,9 et -56,7°C pour les N30°E. Le mode est le même pour les deux directions et se situe entre -56,9 et -56,7°C. La fusion des clathrates pour les N30°E se fait à des températures comprises entre +5 et +9°C avec un mode à +5,4°C alors que pour les plans N90°E, elle se fait à des températures variant entre +7 et +9°C avec un mode observé entre +8 et +9°C. L'homogénéisation de la phase volatile a été observée en phase liquide dans les deux directions. Les $ThCO_2$ varient entre +28 et +30,1°C avec un mode vers +29,9°C. L'homogénéisation globale se fait en phase vapeur. Les Th globales varient entre, pour les deux directions, 300 et 360°C avec un mode qui se situe entre 320 et 340°C.

- PIF dans les fentes de tension dans les roches volcano-sédimentaires (Fig. III-17)

Des mesures microthermométriques, réalisées par J. Durisova (Service géologique Tchèque) sur des inclusions fluides des veines de quartz dans les roches volcano-sédimentaires, sont utilisées à titre de comparaison avec les veines de quartz intragranitiques.

Les inclusions fluides des fentes de tension périgranitiques montrent des caractéristiques assez similaires à celles des inclusions fluides des fentes de tension intragranodioritique (Fig. xx). Ces inclusions fluides montrent des TfCO2 comprises entre -58,7 et -56,6°C avec un mode à -57,4°C, des Tfcl variant entre +4 et +11°C avec un mode +7,5°C, des ThCO2 comprises entre +18 et +30°C avec un mode vers +27°C. Les Th globales varient entre 300 et 360°C avec un mode entre 320 et 340°C.

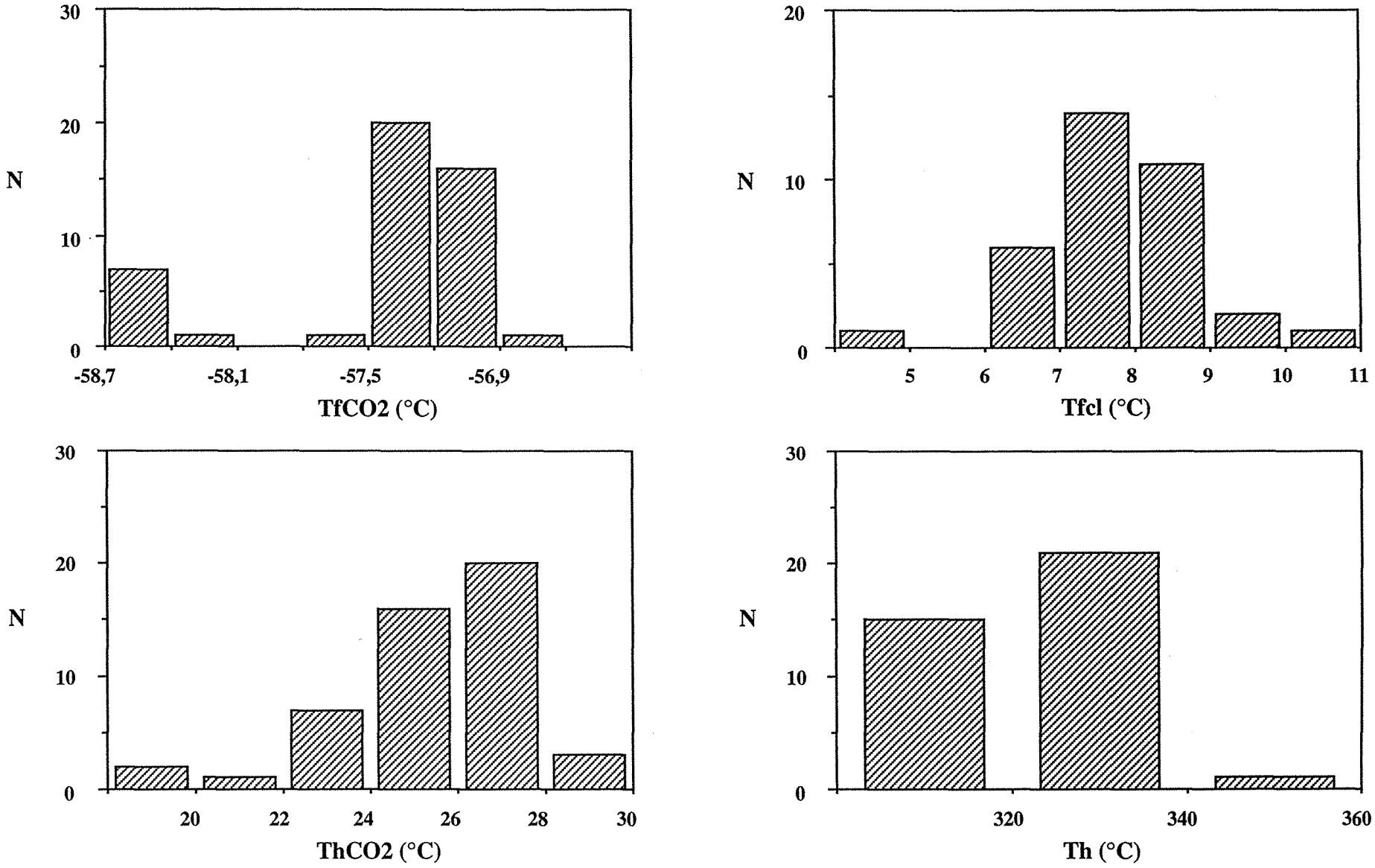


Fig. III-17 : Caractéristiques microthermométriques des inclusions fluides aquo-carboniques dans le quartz (Qft) des roches volcano-sédimentaires (Celina).

- PIF dans l'encaissant granodioritique (Fig. III-16)

Les fluides rencontrés dans le quartz granodioritique (Qg) sont en général distribués selon des plans (PIF) bien définis. Ces fluides ont été étudiés dans la direction principale N75°E (notée Gdte N75°E), dans les directions secondaires N20°E (notées Gdte N20°E) et N170°E (notées Gdte N170°E) (définies dans la partie structurale), ainsi que dans d'autres plans dont la direction n'a pas pu être déterminée précisément (notées Gdte nd).

Les inclusions fluides des PIF ont des $TfCO_2$ comprises entre -58,1 et -56,9°C quelles que soient les directions des plans. Les modes sont très constants (une variation de 0,3°C) d'une direction à une autre ; le mode est à -57,5°C. Cette température indique la présence de faibles quantités de CH_4 et N_2 dans la phase volatile. Les Tfcl varient entre +5 et +9°C pour les N20°E et les inclusions à direction non déterminée, et entre +7 et +8°C pour les N75°E et N170°E. Le mode est le même pour l'ensemble des plans et se situe à +7,5°C.

L'homogénéisation de la phase volatile de la quasi-totalité des inclusions fluides se fait en phase liquide, à l'exception des inclusions étudiées dans la direction N20°E dont l'homogénéisation est en phase vapeur. Les $ThCO_2$ des inclusions fluides dans les plans N20°E, varient entre +24 et +28°C avec un mode à +27,3°C. L'homogénéisation des inclusions fluides de la direction N75°E se fait à des températures comprises entre +18 et +30°C. Pour la direction N170°E, les $ThCO_2$ varient entre +18° et +28°C avec un mode à +25°C. Les $ThCO_2$ des inclusions fluides de direction non déterminée varient entre +16° et +30°C. Le mode est à +29°C pour la direction N75°E, et est à +27°C pour les autres directions.

L'homogénéisation globale se fait, pour l'ensemble, par augmentation du volume de la phase volatile. Les Th globales sont souvent non visibles à cause de la petite taille des inclusions. Les mesures effectuées montrent des températures comprises entre 280 et 400°C avec un mode qui se situe entre 340 et 360°C.

Comparaison des caractéristiques microthermométriques des inclusions fluides des différents types de quartz

Les mêmes types de fluides ont été rencontrés dans les trois types de quartz. Il a été noté que les caractéristiques microthermométriques sont les mêmes quelle que soit la disposition des inclusions fluides. Cependant de légères différences dans leur composition ont été observées. L'analyse des inclusions fluides en spectroscopie à

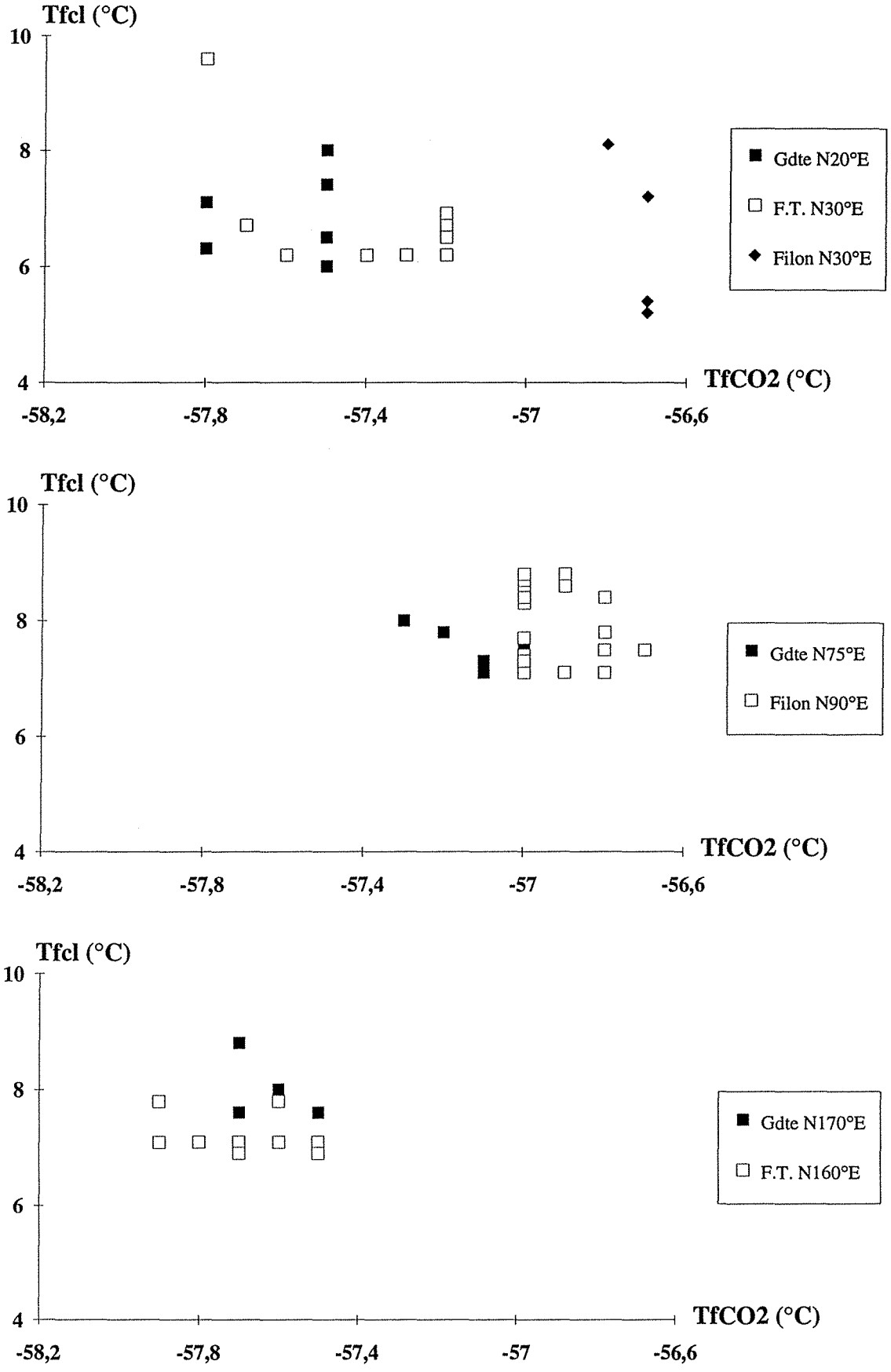


Fig. III-18 : Diagramme comparatif Tfcl/TfCO2 représentant les inclusions fluides aquo-carboniques de même direction en fonction du type de quartz (Qg, Qft, QF).

effet Raman montrent que les inclusions dispersées contiennent très peu de CH_4 (voir § données Raman).

i) Stade 1 précoce

Les inclusions fluides aquo-carboniques dispersées observées dans les quartz (Qft) et (QF) ont des caractéristiques qui diffèrent peu, notamment la $TfCO_2$ qui est à -57,5°C pour les inclusions fluides du quartz (Qft) et de -56,8°C pour celles du quartz (QF).

Les variations des $TfCO_2$, Tfcl et $ThCO_2$ montrent qu'il y a une légère évolution de la composition vapeur entre les inclusions des deux types de quartz. Ceci est dû à un enrichissement de la phase volatile des inclusions du quartz des fentes en d'autres gaz (CH_4, N_2, H_2S), ce qui a été confirmé par les données de la spectroscopie Raman.

ii) Stade 2 intermédiaire

Les inclusions fluides aquo-carboniques plus tardives ont été rencontrées en PIF dans les quartz filoniens mais aussi le quartz de la granodiorite. Le diagramme de corrélation Tfcl/$TfCO_2$ (Fig. III-18) est utilisé pour comparer entre les fluides de même direction dans les trois types de quartz.

Les fluides des PIF du filon se distinguent de ceux des PIF des fentes de tension et de la granodiorite par leur $TfCO_2$. Les modes de TfCO2 pour les quartz (QF), (Qft) et (Qg) sont respectivement de -56,8°, -57,4° et -57,5°C. Les fluides des quartz (Qft) et (Qg), dont la $TfCO_2$ est similaire, se distinguent par leur Tfcl qui sont un peu plus élevées dans la granodiorite (PIF Qg) que dans les fentes de tension (PIF Qft). Les $ThCO_2$ du fluide du filon sont les plus élevées (Fig. III-18).

Des évolutions sont observées également en fonction de la direction considérée. Pour les deux directions étudiées N25°E et N170°E, les $TfCO_2$ sont inférieures à -57,2°C pour le quartz Qft et Qg alors qu'elles sont supérieures à -57,3°C pour la direction N85±10°E.

De telles variations dans les $TfCO_2$, Tfcl et $ThCO_2$ sont en partie dues à des variations des contenus en autres volatils (CH_4, N_2 et H_2S), ce qui a été confirmé en spectroscopie Raman (voir § données Raman).

c- Stade 3 tardif : les fluides aqueux de faible salinité, Lw

Cette famille a été étudiée dans les différents types de quartz et dans différentes directions.

- PIF dans les fentes de tension (Qft)

Les fluides aqueux dans ce type de quartz ont été étudiés dans des plans d'inclusions fluides orientés NS, N16°E, N20°E, N30°E et N168°E. Ces directions correspondent à la direction principale mise en évidence par l'étude microstructurale et qui est N5±25°E. Les Tfg des inclusions fluides de cette direction varient entre -5 et -0,4°C. Les Th se font toujours en phase liquide, et sont comprises entre 100 et 280°C. Suivant la direction du plan, des caractéristiques distinctes sont obtenues (Fig. III-19a):

- la direction NS : les fluides dans cette direction ont des Tfg comprises entre -1 et -0,5°C, d'où une salinité faible de l'ordre de 1,4 % poids eq. NaCl. Les Th sont comprises entre 160 et 200°C avec un mode à 190°C.

- la direction N16°E : la Tfg des inclusions fluides de cette direction varie entre -4 et -2°C avec un mode à -2,5°C. La salinité correspondante est de 3,4 à 6,5 % poids eq. NaCl. Les Th globales sont comprises entre 140 et 220°C avec un mode à 150°C.

- la direction N20°E : dans cette direction, les inclusions fluides sont étudiées dans deux plans (N20°E 1 et 2). La fusion de la glace est observée entre -3 et -2°C pour le premier plan et entre -2 et -1°C pour le deuxième. Les Th correspondantes sont respectivement observées dans les gammes de températures 140-240°C et 120-160°C.

- la direction N30°E : les inclusions fluides de cette direction sont caractérisées par des Tfg comprises entre -5 et -4°C, et des Th varient entre 140 et 280°C avec un mode à 170°C.

- la direction N168°E : elle est caractérisée par un fluide dont la Tfg est de -1,5±0,3°C. Cette température correspond à une salinité maximale de 1,91 % poids eq. NaCl. L'homogénéisation globale se fait à des températures situées entre 220 et 260°C avec un mode à 230°C.

Dans ce type de quartz des fentes de tension (Qft), les inclusions fluides dans les PIF N-S à N20°E forment deux populations (Fig. III-20a) dont les caractéristiques et les tendances sont asssez semblables à celles des deux populations observées dans le quartz (Qg). Dans tous les plans d'inclusions fluides ayant la même direction, on note une évolution des fluides aqueux à salinité et température décroissantes (Fig. III-20a).

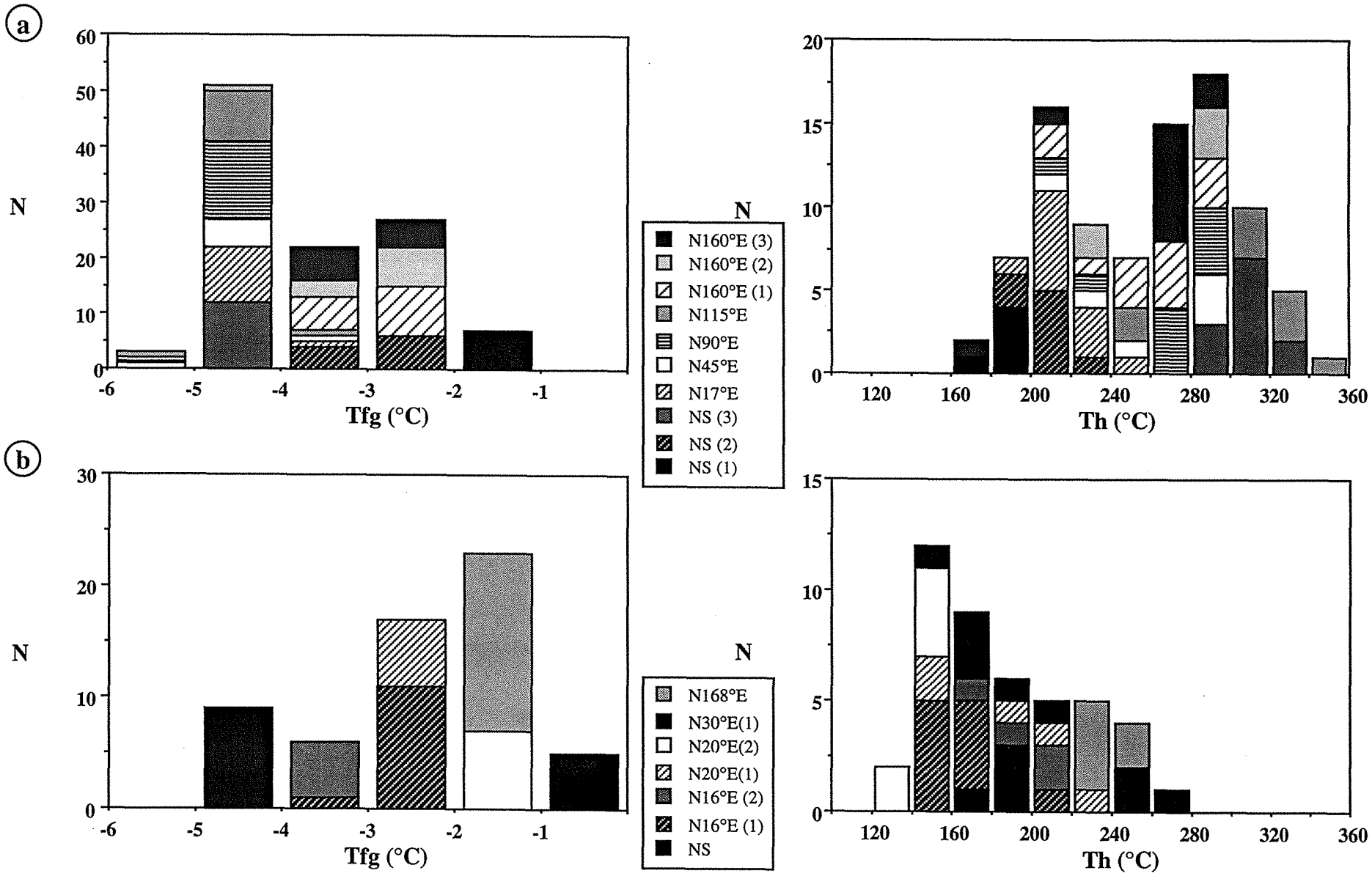


Fig. III-19 : Caractéristiques microthermométriques des inclusions fluides aqueuses Lw en PIF dans les quartz (Qg), (a), et (Qft), (b).

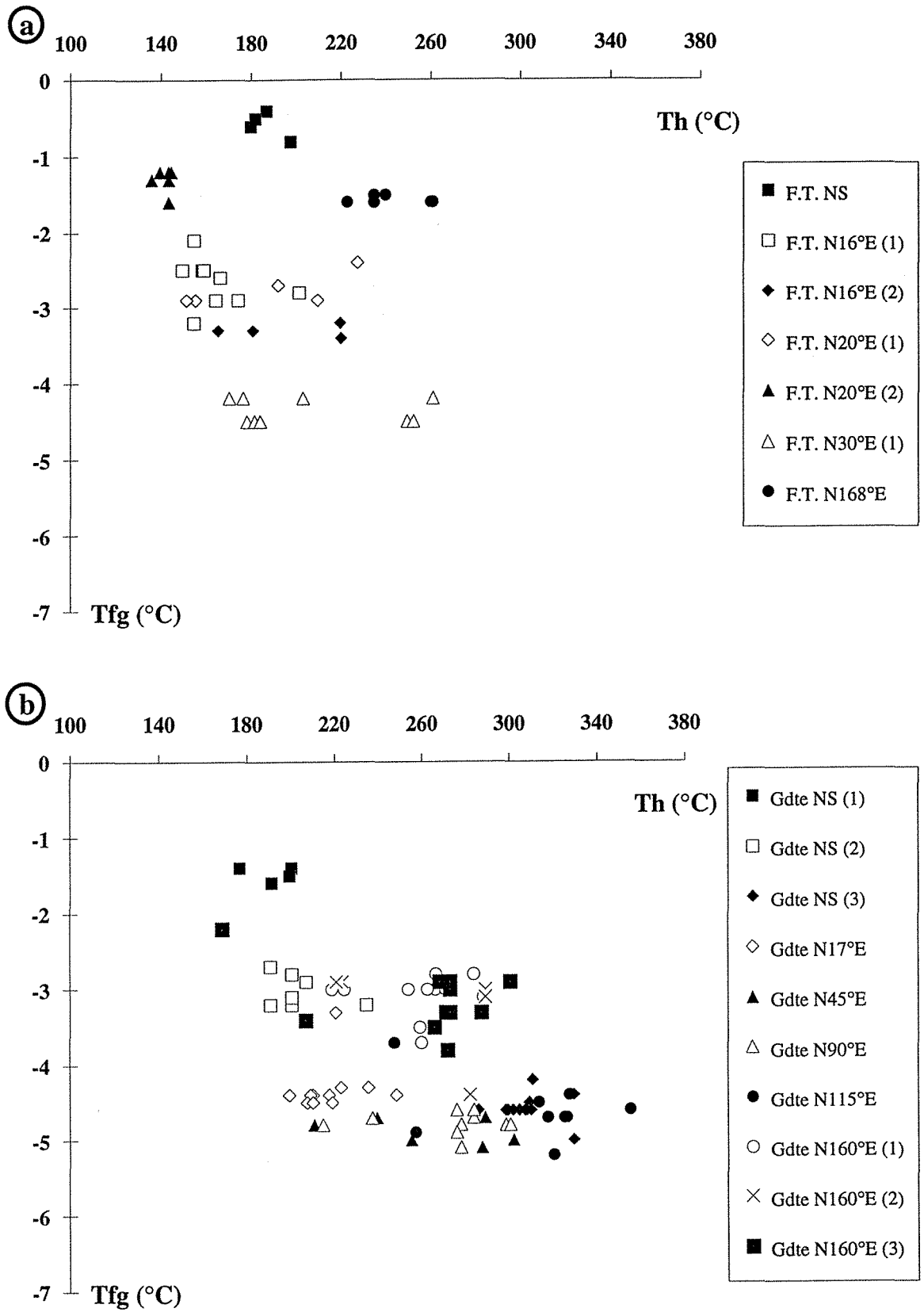


Fig. III-20 : Diagrammes Tfg/Th des inclusions fluides aqueuses en fonction de la direction des PIF. (a) PIF dans le quartz (Qft) ; (b) PIF dans le quartz (Qg).

- PIF dans le filon de quartz (QF)

Les fluides aqueux observés dans ce type de quartz se regroupent en deux familles, une de faible salinité et l'autre beaucoup plus salée, présentant de très basses températures de fusion de la glace, est décrite dans le paragraphe suivant (d).

Les fluides de faible salinité ont été étudiés dans la direction N20°E. Les Tfg sont comprises entre -3 et -0,5°C, ce qui correspond à une salinité de 1 et 5 % poids eq. NaCl. L'homogénéisation globale se fait à des températures comprises entre 100 et 160°C.

- PIF dans le quartz granodioritique (Qg)

Dans les quartz granodioritique (Qg), les fluides aqueux ont été étudiés dans les directions principales (N0°E, N17°E, N20°E) et quelques directions secondaires (N45°E, N90°E, N115°E et N160°E). Ces directions correspondent à la direction principale N0±20°E et aux directions secondaires N45°E et N100±10°E déterminées par l'étude statistique des directions préférentielles (cf. analyse microstructurale, chapitre IV). Les caractéristiques microthermométriques des inclusions fluides, en fonction de la direction, sont les suivantes (Fig. III-19b) :

- la direction N-S : les fluides de cette direction ont été étudiés dans trois plans d'inclusions fluides différents. La Tfg varie entre -5 et -1°C en fonction du plan d'inclusion fluide considéré. En effet, les Tfg varient entre -2 et -1°C pour le premier plan NS(1), -4 et -2°C pour le deuxième plan NS(2) et entre -5 et -4°C pour le troisième plan NS(3). Les salinités correspondantes sont respectivement 2,6 % poids eq. NaCl, 5 % poids eq. NaCl et 7,3 % poids eq. NaCl. Les Th globales correspondantes sont respectivement de 160 à 200°C avec un mode à 190°C, de 180 à 240°C avec un mode à 210°C et de 240 à 340°C avec un mode à 310°C. On note donc une évolution des fluides dans des plans de même direction par dilution à température décroissante (Fig. III-20b).

- la direction N17°E : la fusion de la glace des fluides qui ont emprunté cette direction est observée dans une gamme de températures de -5 à -3°C. Ce domaine de Tfg correspond à une salinité comprise entre 5 et 7,9 % poids eq. NaCl. Les Th sont comprises entre 180 et 260°C.

- la direction N45°E : les Tfg varient entre -6 et -3°C avec un mode à -4,5°C. Les Th sont variables entre 200 et 300°C.

- la direction N90°E : cette direction est empruntée par des fluides dont la Tfg moyenne est de -4,9±0,2°C. La salinité correspondante à cette température est de 7,73 % poids eq. NaCl. L'homogénéisation globale a lieu entre 200 et 300°C avec un mode à 270°C.

- la direction N115°E : les inclusions fluides de cette direction, malgré leur aspect (phase vapeur sombre entre 20 et 40 %), ne contiennent pas de CO_2 ou d'autres volatils détectables par spectroscopie Raman. La glace fond entre -6 et -3°C avec un mode à -4,5°C. Les Th sont comprises entre 240 et 360°C avec un mode vers 330°C. Les inclusions de cette direction sont semblables à celles de la direction N-S qui présentent aussi des Th élevées.

- la direction N160°E : trois PIF ont été étudiés dans cette direction. Les Tfg sont sont très semblables dans les trois plans. Elles varient entre -5 et -2 °C avec un mode vers -3°C. La salinité est comprise entre 3,4 et 7,9 % poids eq. NaCl. Les Th globales son comprises entre 200 et 300°C avec un mode à 270°C.

En résumé, dans les quartz de la granodiorite (Qg), les fluides aqueux sont caractérisés par deux modes de Tfg à -2,5 et à -4,5°C avec deux modes correspondants de Th à 210 et 280°C. Les inclusions fluides du premier type, (-2,5°C / 210°C) sont prédominantes.

Le diagramme Tfg/Th (Fig. III-20b) montre que les inclusions fluides des plans de direction N45°E à N110°E ont les plus basses Tfg (-4,7°C). Ces Tfg sont subconstantes pour une grande variation de Th qui va de 220-300°C pour les PIF N45°E et N90°E, et jusqu'à 310-340°C pour les PIF N115°E. Les inclusions fluides des PIF orientés N0±10°E et N15-30°E forment deux populations parallèles avec des Th élevées pour les inclusions fluides des PIF N0±10°E. Ces deux populations montrent clairement une évolution du couple Tfg-Th, qui atteste d'une diminution de la salinité des fluides corrélativement a une diminution des températures minimales de piégeage.

En conclusion, les inclusions des PIF orientés E-W (N90-115°E) et N30-45°E se caractérisent par les salinités et les Th les plus élevées (Fig. III-24), et sont considérées comme antérieures à celles des PIF orientés N-S de salinité et Th plus basses.

d- Fluides aqueux de forte salinité Lw-(s)

Des inclusions fluides de forte salinité ont été observées principalement dans le quartz du filon. Ces inclusions fluides contiennent souvent un ou deux cristaux. Ces

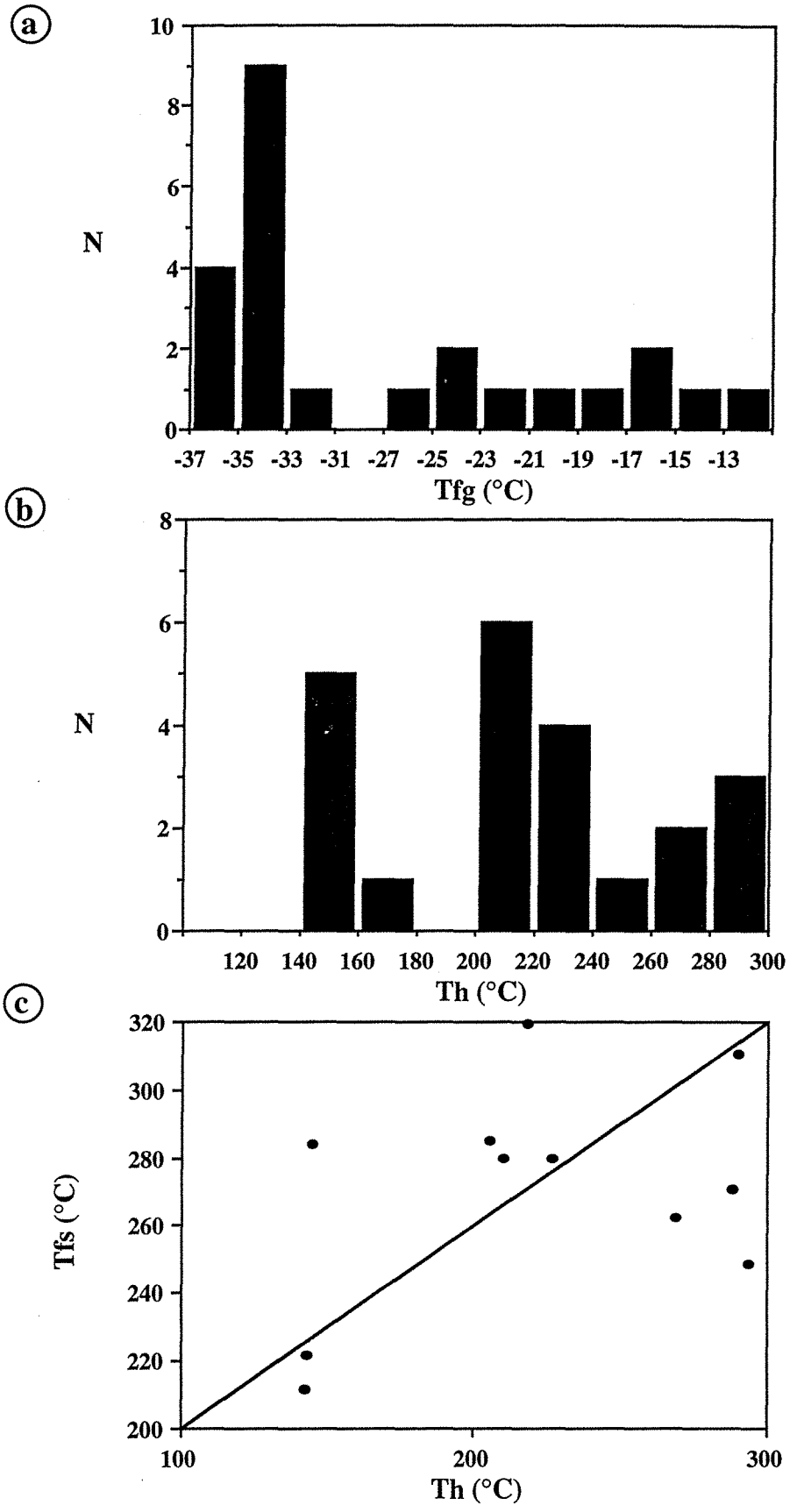


Fig. III-21 : Caractéristiques microthermométriques des inclusions fluides aqueuses de forte salinité (Lw-(s)).

derniers ont une forme cubique, ce qui indique qu'ils sont, fort probablement, des cubes de halite (NaCl). Leur relation chronologique avec les inclusions fluides des types précédents n'a pas pu être déterminée à cause de leur rareté.

La détermination de la Tfg n'a pas été facile à cause de la formation de l'hydrohalite, et parfois à cause de la présence de deux ou trois cubes de sel de grande taille occupant une grande partie du volume de l'inclusion fluide. L'étude microthermométrique de ce type d'inclusions fluides montre des eutectiques très bas (jusqu'à -50°C), inférieurs au point eutectique des systèmes binaires H_2O-NaCl. Ceci indique la présence de plusieurs types de cations bivalents (Ca^{2+} et Mg^{2+}).

La fusion de la glace se fait en présence de l'hydrohalite à des températures variant entre -36 et -12°C avec des modes à -35 et -17°C (Fig. III-21a). La fusion de l'hydrohalite, accompagnée de la recristallisation de l'halite stable, se déroule à des températures supérieures à 4°C (souvent entre 10 et 15°C). Comme les Tf hydrohalite ne dépassent pas 0,1°C, ceci peut être expliqué soit par le fait que ces hydrohalites sont métastables (Vanko et al., 1988), soit par la présence d'autres hydrates (antarcticite).

L'homogénéisation de la phase aqueuse (L/V --> L) se fait à des températures généralement inférieures à celles de la fusion des cubes de l'halite. Les Th sont variables entre 150 et 300°C avec un mode à 220°C (Fig. III-21b). Les Tfs sont dispersées entre 180 et 320°C avec un maximum vers 290°C. Le diagramme Th/Tfs (Fig. III-20c) montre que la majorité des points se situent au dessous de la courbe Th=Tfs avec une faible corrélation positive entre les deux paramètres. Cette corrélation peut être l'argument en faveur d'un piégeage homogène du fluide même si certaints points se situent dans le domaine d'un piégeage hétérogène (Zouhair, 1992). Dans le cas d'un piégeage homogène, les Tfs représentent les températures minimales de piégeage du fluide.

Pour les Tfs supérieures aux Th, il n'est pas possible de déterminer avec précision la salinité et la nature du sel dissout dans les inclusions fluides. L'estimation de la salinité a été estimée à partir des inclusions fluides dont les Tfs sont inférieures aux Th, en utilisant le diagramme triangulaire de composition de Vanko et al. (1988). H_2O est le constituant dominant avec des quantités variant entre 58 et 68%. Les teneurs en NaCl sont comprises entre 25 et 31 %, et les teneurs en $CaCl_2$ varient entre 10 et 15 %.

3.4- Physico-chimie des fluides

Les inclusions fluides les plus représentatives dans chaque type de quartz ont été sélectionnées et analysées à la microsonde Raman afin de déterminer la composition de la phase volatile.

Les analyses effectuées par spectroscopie Raman, combinées aux données microthermométriques, ont servi pour le calcul de la composition globale des inclusions fluides aquo-carboniques. Les mesures sont présentées dans le tableau récapitulatif III-1. Les analyses confirment que les fluides aquo-carboniques rencontrés appartiennent au système H_2O-NaCl-CO_2±(CH_4,N_2). Des quantités très faibles de H_2S ont été aussi détectées dans certaines inclusions. La phase volatile est constituée de CO_2, CH_4 et N_2. Ces deux derniers composants ne sont pas systématiquement présents dans toutes les inclusions fluides analysées.

Les compositions volatiles et globales ont été reportées sur différents diagrammes binaires et ternaires afin de mieux comprendre l'évolution chimique des différents types de fluides.

3.4.1- Compositions de la phase volatile

Les données de l'analyse par spectroscopie Raman montrent quelques variations dans la composition de la phase volatile en fonction du type de fluide et du type de quartz. Le CO_2 représente le constituant principal de la phase volatile.

i) Stade 1 précoce

Les inclusions fluides précoces dispersées des fentes de tension et du filon sont caractérisées par des teneurs très faibles en CH_4, parfois non détectables au Raman, mais pouvant atteindre 5 mol % (phase volatile) (Fig. III-22a). Les inclusions fluides contenant du CH_4 sont rencontrées dans le quartz de la granodiorite (Qg). Le CO_2 est donc le composant principal de la phase volatile avec des teneurs toujours supérieures à 90 mol %. Les quantités en N_2 varient entre 0 et 10 mol %.

ii) Stade 2 intermédiaire

Dans le diagramme ternaire CO_2-CH_4-N_2 (Fig. III-22a), les analyses de la composition de la phase volatile des inclusions du stade 2 se placent dans un domaine proche du pôle CO_2 avec une quantité en CO_2 toujours supérieure à 85 mol%, en CH_4 comprise entre 0 et 8 mol% et en N_2 comprise entre 0 et 12 mol%. Les caractéristiques en fonction du type de quartz sont les suivantes :

			Données microthermométriques							Phase volatile				Composition globale					
Stades	Type de quartz	Inclusion	TfCO2	ThCO2	Mode	Tfcl	Tfg	Th	Mode	CO2	CH4	N2	H2S	H2O	CO2	CH4	N2	H2S	NaCl
Stade 1	Filon	55	-56,7	29,9	l	7,2	-3	355,6	V	98,3	0,5	1,2	nd	69,4	29,1	0,2	0,3		1,1
		63	-56,8	30	l	8,3	-1,8	333,6	V	98,2	0,5	0,9	0,4	76,6	22,3	0,1	0,2		0,7
		67	-56,9	29,7	l	6,7	-4	329,6	L	97,7	0,0	2,3	nd	84,4	13,5	0,0	0,3		1,8
		70	-57	29,7	l	6,3	-4	264,3*		99,1	0,0	0,9	nd	83,2	14,9	0,0	0,1		1,8
		72	-56,9	29,5	l	5,7	-4,7	330,6	V	96,9	0,0	3,1	nd	72,0	25,5	0,0	0,8		1,8
		73	-56,9	29,8	l	5,1	-4,8	369,3	L	95,0	0,0	5,0	nd	84,5	12,8	0,0	0,6		2,1
	F.T.	b26	-57,9	1,1	l	10,1		261,3*		96,5	2,6	0,6	0,3	78,5	20,6	0,5	0,1	0,1	0,2
		d38	-57,7	29,8	l	7,3	-3,4	349,5	V	99,5	0,0	0,5	nd	60,0	38,8	0,0	0,2		1,1
	Gdte	a13	-59,7	-2,1	l	8,4	-2,7	386,1*		89,2	0,0	10,8	nd	81,4	15,8	0,0	1,7		1,2
		a19	-57,3	16,6	l	8	-2,5	343,5*		94,7	2,4	2,1	nd	65,0	32,4	0,8	0,7	0,3	0,9
Stade 2	Filon	14	-56,8	29,7	l	7,8	-2,4	333,6	V	98,6	0,5	0,9	nd	28,5	70,1	0,4	0,7		0,4
		21	-56,9	29,9	l	8,8	-1,1			99,5	0,5	0,0	nd	16,3	83,1	0,4	0,0		0,1
		1	-56,9	29,8	l	8,6	-1,3	315,8	V	98,9	1,1	0,0	nd	29,6	69,4	0,8	0,0		0,2
		57	-56,8	29,4	l	8,5	-3	319,7	V	94,5	0,0	5,5	nd	52,0	44,7	0,0	2,5		0,8
	F.T.	b29	-57,5	28	l	8,1	-1,8	340,5	V	98,2	1,8	0,0	nd	46,6	52,0	1,0	0,0		0,5
		c49	-57,4	28,4	v	6,8	-4	322,5	V	96,8	2,0	1,2	nd	47,4	50,0	1,0	0,6		1,0
		d2	-57,4	28	l	6,2	-4,6			95,7	2,2	2,1	nd	29,6	66,7	1,5	1,5		0,7
		d9	-57,2	7,5	l	nv	-4,6	264,3*		98,0	2,0	0,0	nd	32,1	65,8	1,3	0,0		0,8
		c38	-57,2	27,9	v	7,2	-3,8			95,5	4,0	0,6	nd	47,4	49,3	2,0	0,3		1,0
		d8	-57,5	29,6	l	7,1	-4	355,4	V	95,2	1,4	3,4	nd	41,8	54,6	0,8	1,9		0,9
		d11	-57,5	29,4	l	6,9	-4,2	314,2	V	97,2	1,0	1,8	nd	40,2	57,3	0,6	1,0		0,9
	Gdte	a 12	-57,5	24,7	l	8	-2,4	349,5	V	93,2	6,8	0,0	nd	58,0	38,6	2,7	0,0		0,7
		a14	-57,7	27,6	l	nv	-2,4			96,9	3,1	0,0	nd	38,6	59,1	1,9	0,0		0,5
		a18	-57,6	27,4	l	7,7	-2,4	280,1*		94,3	4,4	1,3	nd	47,5	49,0	2,2	0,7		0,6
		a 27	-57,6	28,1	v	7	-3,8	333,6	V	94,3	4,0	1,3	0,4	49,4	46,9	1,9	0,6	0,2	1,0
		a12	-57,4	29,2	l	7,6	-3	314,4	V	93,5	1,2	5,3	nd	38,4	57,1	0,7	3,2		0,6
		a21	-57,2	27,9	l	7,8	-2,6			94,5	0,7	3,8	1,0	27,6	68,2	0,5	2,7	0,7	0,4
		c27	-57,6	29,7	l	7,1	-3,4	353,4	V	97,9	1,5	0,7	nd	53,5	44,6	0,7	0,3		1,0

Tableau III-1 : Tableau récapitulatif des caractéristiques microthermométriques et des compositions de la phase volatile et globale des inclusions fluides aquo-carboniques analysées par spectroscopie Raman.
nv : non visible ; nd : non détecté ; * : décrépitée.

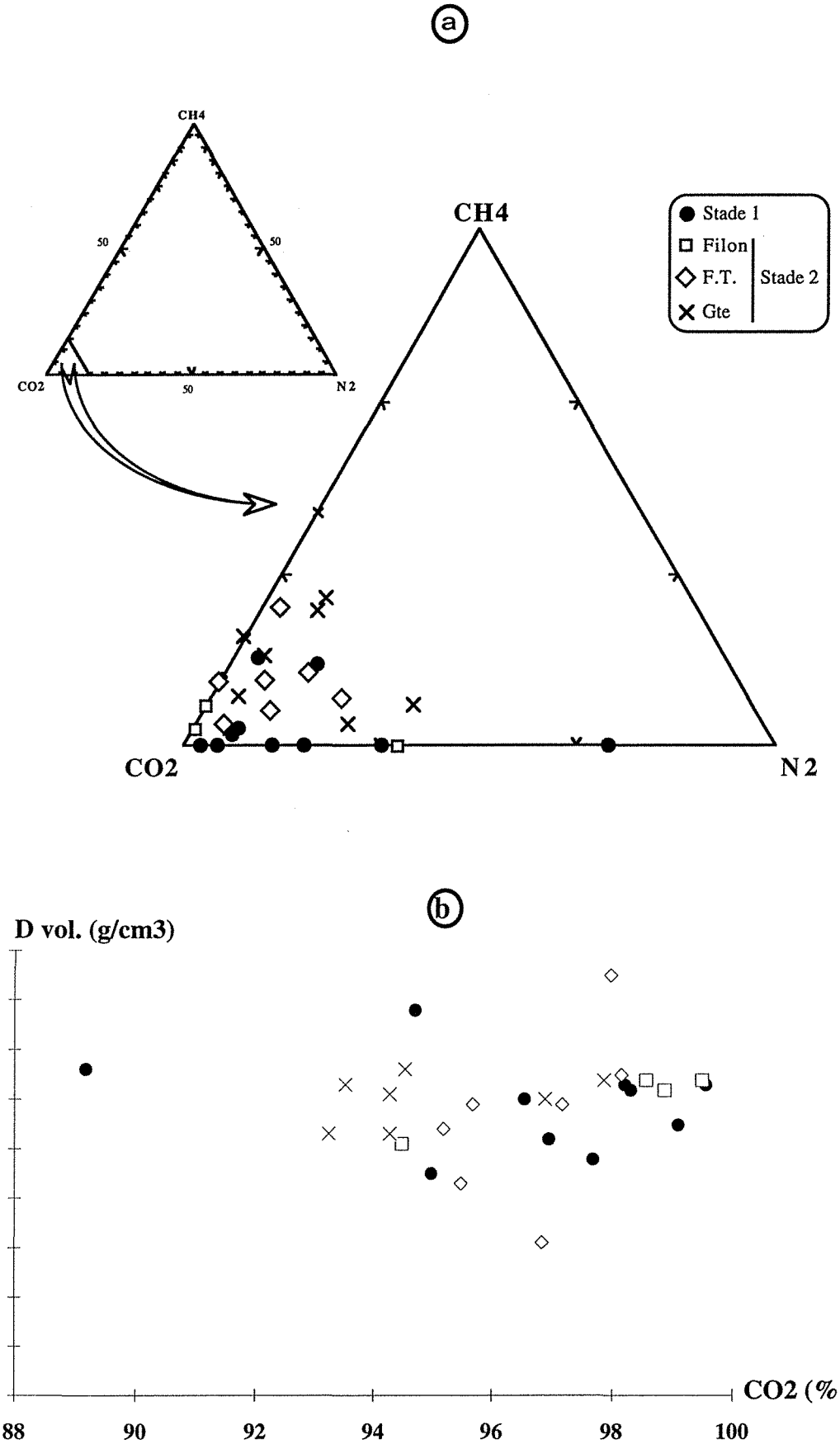


Fig. III-22 : Diagrammes représentatifs, en fonction du type de quartz, de la composition de la phase volatile des inclusions fluides aquo-carboniques des deux stades.

- les fluides des PIF affectant les fentes de tension présentent une composition intermédiaire entre celles des PIF des deux autres types de quartz. Les quantités de CO_2 varient entre 95 et 99,5 mol%. CH_4 est présent en quantités variant entre 0 et 4 mol%. Les quantités en N_2 et H_2S ne dépassent pas respectivement 3,4 et 0,3 mol% ;

- pour les fluides des PIF du filon, N_2 est le second constituant de la phase volatile après le CO_2 dont la quantité varie entre 94,5 et 99,1 mol%. N_2 atteint 5,5 mol% alors que le CH_4 n'est pas détecté dans la majorité des inclusions fluides, et ne dépasse pas 1,1 mol% ;

- les fluides du quartz de la granodiorite (Qg) contiennent des quantités de CO_2 variant entre 89 et 98 mol%. Le contenu en CH_4 a été analysé et varie entre 0,7 et 6,8 mol%. Il est un peu plus abondant dans ces inclusions fluides que dans les inclusions fluides des autres types des veines. N_2 se trouve en quantités élevées dans les inclusions fluides où le CH_4 est faible, ces quantités varient entre 0 et 10,8 mol%. Certaines inclusions fluides contiennent du H_2S dont la quantité varie entre 0 et 1 mol% de la phase volatile.

Un léger enrichissement des fluides en CH_4 depuis le filon jusqu'à la granodiorite a été noté. Ceci est en accord avec les valeurs de $TfCO_2$ qui diminuent des inclusions fluides du quartz filonien vers les fluides du quartz des fentes de tension et puis vers les fluides du quartz de la granodiorite.

Le diagramme densité de la phase volatile/CO_2 (quantité en CO_2 dans la phase volatile) (Fig. III-22b) montre que la densité reste subconstante alors que la teneur en CO_2 augmente du quartz granodioritique vers le quartz du filon.

3.4.2- Compositions globales des inclusions fluides

Les compositions globales des fluides des deux stades et étudiés dans les trois types de quartz (Qg), (Qft) et (QF), ont été représentées dans les diagrammes binaires CO_2/CH_4-CO_2 et CO_2/N_2-CO_2 et le diagramme ternaire H_2O-CO_2-(CH_4+N_2). Dans ces diagrammes, les fluides correspondant aux deux stades 1 et 2 se distinguent.

i) Stade 1 précoce

Dans les différents diagrammes et binaires (Fig. III-23), les fluides primaires forment une population bien distincte des autres. Cette population est caractérisée par des teneurs en H_2O élevées variant entre 60 entre 85 mol%, et par sa quantité en CH_4 qui est souvent nulle. Les fluides qui contiennent peu de CH_4 (<0,78 mol%) sont

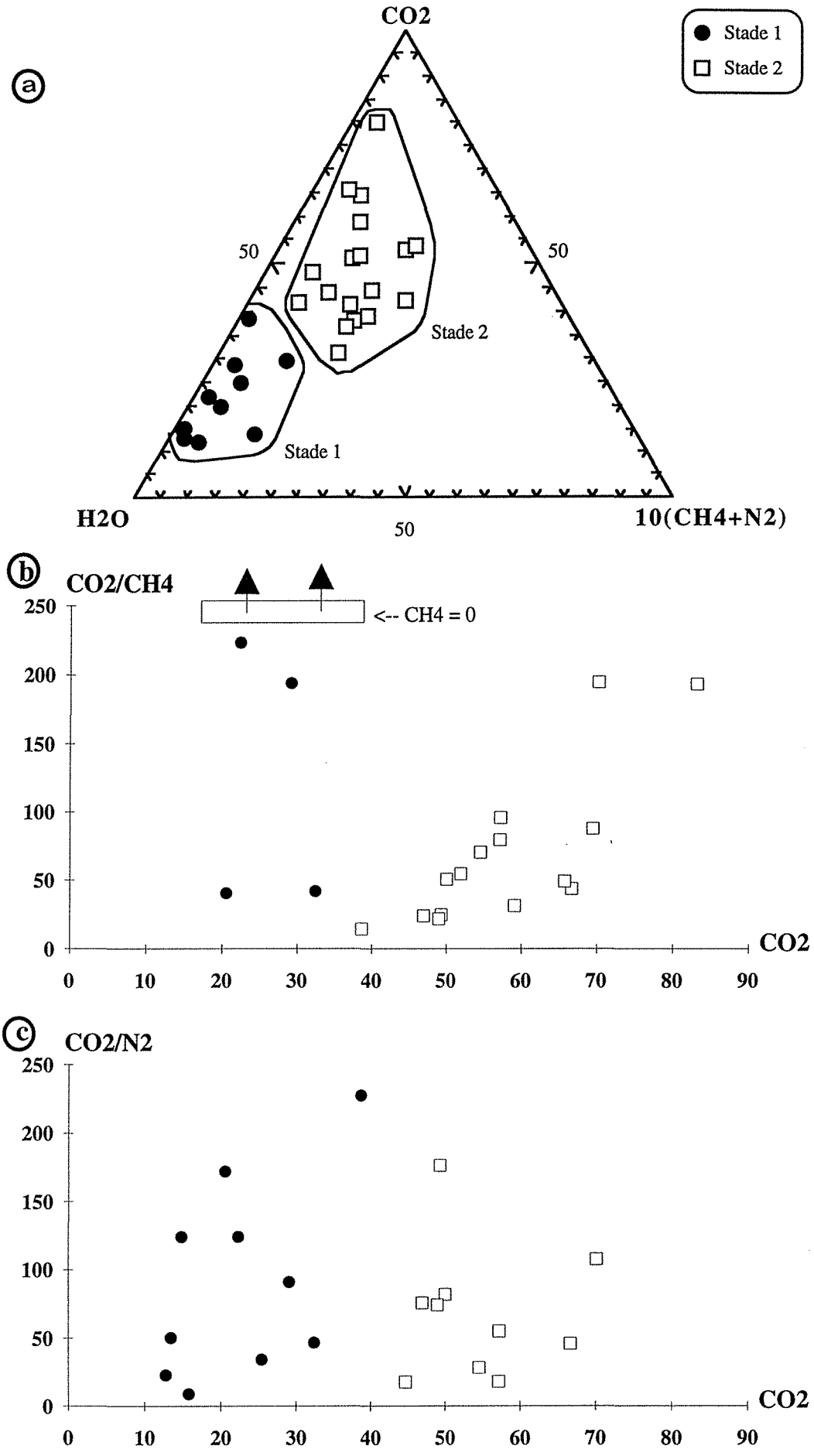


Fig. III-23 : Diagrammes représentatifs de la composition globale des inclusions fluides aquo-carboniques des deux stades (1 et 2).

observés dans le quartz (Qft) et dans certains PIF du quartz (Qg). Ces fluides montrent une légère évolution dans le sens d'un appauvrissement en eau.

ii) Stade 2 intermédiaire

Dans le diagramme ternaire H_2O-CO_2-(CH_4+N_2) (Fig. III-23a), les fluides des PIF forment des nuages allongés le long de l'axe H_2O-CO_2. Les quantités en CH_4 et N_2 restent en général très faibles. Ces fluides des PIF occupent un domaine de 15 à 55 mol% H_2O, 30 à 83 mol% CO_2 et 0,4 à 3 mol% (CH_4+N_2). L'évolution de ces fluides va dans le sens d'un enrichissement simultané en CH_4 et en N_2. Cet enrichissement en CH_4 et en N_2 reste minoritaire.

Ce diagramme montre bien que les fluides précoces (inclusions dispersées) et les fluides des PIF présentent des différences faibles dans leur composition globale et leur densité. Les fluides précoces contiennent notamment plus d'eau et moins de methane (CH_4) que les fluides des PIF.

Dans le diagramme CO_2/CH_4-CO_2 (Fig. III-23b), les fluides des PIF présentent des rapports CO_2/CH_4 qui diminuent avec la diminution du CO_2. Ces rapports varient entre 10 et 200.

Le diagramme CO_2/N_2-CO_2 (Fig. III-23c) ne montre pas d'évolution en fonction du type de quartz.

3.5- Conclusions sur l'étude des inclusions fluides

Les études microthermométrique et les analyses à la microsonde Raman des inclusions fluides du gisement de Mokrsko ont permis de mettre en évidence quatre types de fluides correspondant à différents stades microfissuration et de percolation fluide stades.

i) le premier type de fluides synchrones à la formation des fentes de tension est constitué d'inclusions fluides aquo-carboniques. Ces inclusions fluides se caractérisent par leurs quantités en eau élevées. Les teneurs en CH_4 restent en général très faibles voire nulles et ne dépassent pas 0,8 mol%. Les salinités et les Th sont respectivement de l'ordre de 3-7,5 % pds eq. NaCl et de 320-340°C

ii) Le second type de fluides, observé principalement dans les PIF orientés E-W et parfois dans des PIF de direction N5±25°E, appartient au système CO_2-(±CH_4, ±N_2)-H_2O-NaCl. Ce type de fluide aquo-carbonique secondaire présente une grande similarité dans ses caractéristiques microthermométriques avec les fluides aquo-

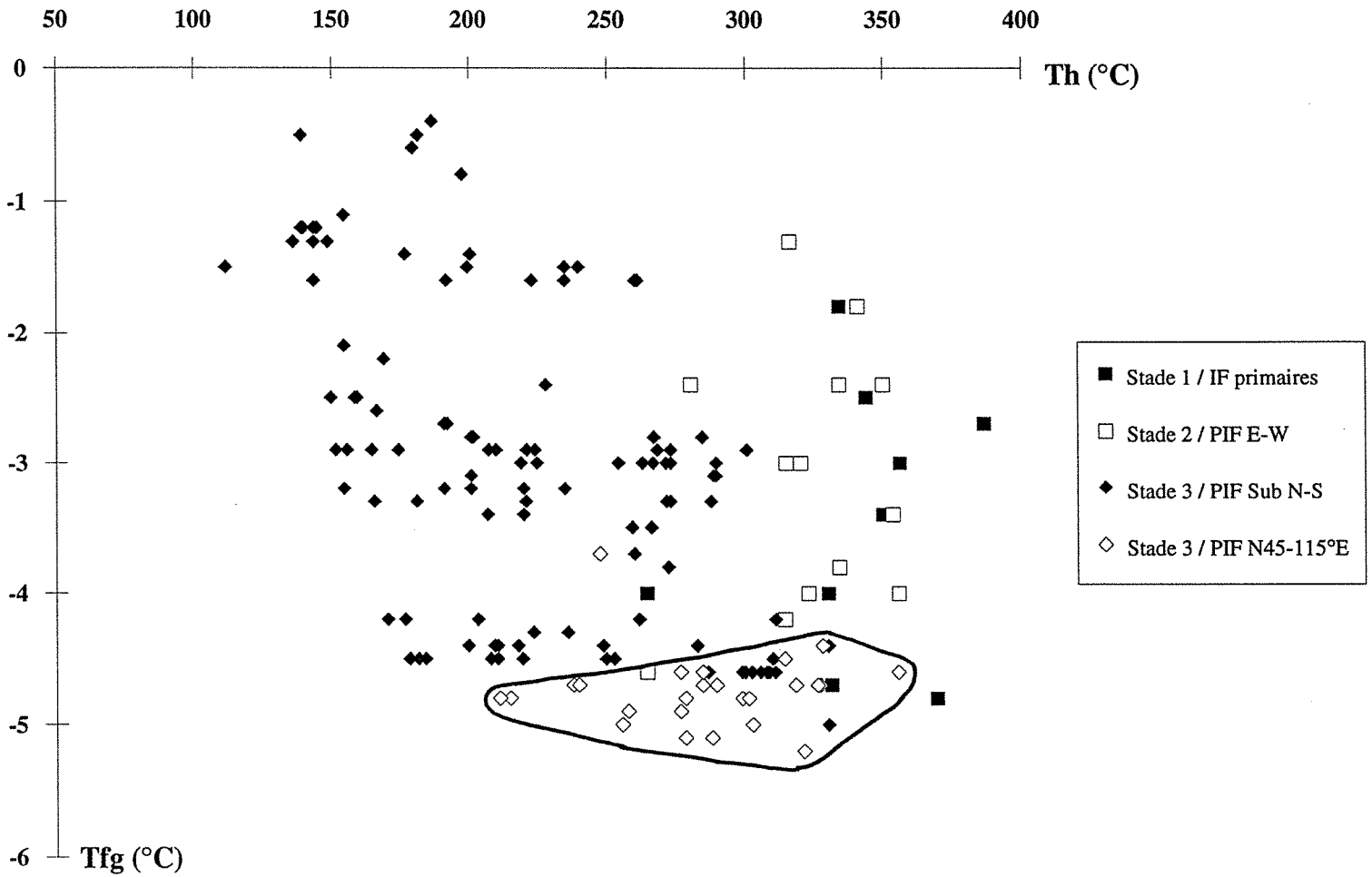


Fig. III-24 : Diagramme global Tfg/Th des inclusions fluides aquo-carboniques et aqueuses (Lw) de Mokrsko.

carboniques précoces. Cependant, des différences dans la composition globale, quel que soit le type de quartz, sont observées. Les fluides des PIF se distinguent du type précédent par leurs faibles quantités en eau (<30 mol%) et par des quantités en méthane relativement plus élevées.

En fonction du type de quartz et de la direction, ces fluides secondaires montrent quelques légères variations dans leur composition. Les fluides du quartz (QF) sont caractérisés par de faibles quantités en CH_4 et H_2O et des $TfCO_2$ très proches de celles du CO_2(s) pur. Les fluides du quartz (Qft) ont une composition plus proche de celle du quartz (Qg) que de celle du quartz (QF). Les fluides du quartz (Qg) forment une population très étendue plus riche en H_2O et CH_4.

iii) le troisième type de fluides correspond à des fluides aqueux peu salés (<8 % pds eq. NaCl) observés dans les trois types de quartz dans un réseau de PIF orientés de manières dominante N0±30°E. Ces fluides moins salés montrent une dilution accompagnée d'un refroidissement depuis le quartz granodioritique vers le quartz des fentes de tension et puis vers le quartz du filon (Fig.III-24). Une évolution similaire est observée au sein d'un même type de quartz et au sein des plans de même direction. Les Th et les salinités les plus élevées sont obtenues pour les inclusions fluides des PIF orientés N45-110°E (Fig.III-24).

iv) le dernier type de fluides est représenté par des PIF tardifs (Lw-(s)) à salinité très élevée (25-30 % pds eq. NaCl). Ce type de fluides n'est observé que dans le filon, et est peu abondant.

IV- CONCLUSIONS

La granodiorite de Mokrsko est affectée par différents stades de déformation et de circulation fluides, qui ont produit des transformations minéralogiques distinctes. L'étude pétrographique couplée aux études microstructurale et des inclusions fluides, a permis d'associer à chaque paragenèse d'altération et métallique, un type de fluide.

Les trois types de quartz (Qg), (Qf)t et (QF) sont recoupés par un système dense de plans d'inclusions fluides. Ce système de PIF montrent deux direction principales E-W et N-S correspondant à plusieurs stades de microfissuration. Ceci indique que la percolation des fluides s'est réalisée non seulement dans les veines mais aussi dans la roche encaissante dans le réseau connecté de microfissures pendant et après la formation des fentes de tension. La succession chronologique suivante a été déterminée :

i) stade 1 précoce à (Fe, As), correspond au stade de percolation des fluides aquo-carboniques pércoces responsables du dépôt du quartz des fentes de tension et du filon. Ces fluides primaires, piégés dans les quartz lors de leur formation, sont en général pauvres en espèces volatiles autres que le CO_2 ($TfCO_2$ élevées), voire non détectable par Raman, et plus riches en eau. Pendant la migration, l'interaction de ces fluides avec l'encaissant a produit une transformation des amphiboles et des biotites I en biotites II. Cette transformation est accompagnée d'une libération du Fe, du K et du Ca qui ont été probablement utilisés pour la formation des sulfures précoces (arsénopyrite, pyrite, pyrrhotite I), du microcline et de la calcite précoce, respectivement.

ii) stade 2 intermédiaire à Fe-Cu-Pb, marqué par une percolation importante de fluides aquo-carboniques dans un réseau de PIF orientés principalement E-W. Ces fluides aquo-carboniques qui ont emprunté la direction E-W et la direction N5±25°E présentent des contenus en volatils élevés et des quantités d'eau plus faibles que lors du stade précédent. A la migration de ce type de fluide, est associée la mise en place des veinules orientées E-W, et des stylolites remplis de chlorite-calcite-adulaire. Ces fluides sont aussi responsables de l'altération partielle des biotites I et des amphiboles en chlorites, et du dépôt de la paragenèse métallique intermédiaire à pyrrhotite II et chalcopyrite.

iii) stade 3 tardif à Au-Bi-Te (Zn-Sb), les fluides caractérisant ce stade sont des fluides aqueux peu salés, et qui ont percolé dans les trois types de quartz à travers un réseau de PIF orientés N0±30°E. Ces fluides aqueux de faible salinité sont probablement les fluides minéralisateurs qui ont permis le transport et le dépôt de l'or

natif économique, de la maldonite, et des minéraux de bismuth. L'altération associée à ce stade consiste en une transformation des feldpaths en phengite et calcite, et en la formation de veinules orientées généralement N-S remplies de chlorite, de calcite et de phengite.

iv) les stades post-minéralisation, caractérisés par la mise en place de la paragenèse d'altération kaolinite-hématite.

CHAPITRE IV

CARACTERISATION DES CONDITIONS P-T-X-V-σ DES PALEOMIGRATIONS DE FLUIDES

I- CARACTERISTIQUES GEOMETRIQUES DES MIGRATIONS DE FLUIDES

Introduction

Le but de cette étude est de comprendre comment la percolation des fluides altérants ou minéralisateurs se réalise dans et en dehors des drains majeurs, et en particulier de caractériser et de quantifier les paléo-écoulements des fluides dans les granitoïdes étudiés.

La quantité de fluide qui a percolé pour altérer une masse de roche est très difficile à évaluer car elle dépend de plusieurs paramètres (la perméabilité, l'interconnexion entre fissures, la minéralogie qui contrôle la mouillabilité, la porosité, la taille des grains (nombre de joints de grains), la viscosité du fluide, sa densité, les gradients de température, de pression, etc) auxquels s'ajoute le paramètre temps. L'altération et l'écoulement des fluides altérants sont d'autant plus importants que les microfissures sont abondantes. La quantification des paramètres de la percolation des paléofluides reste difficile, et les études qui s'y sont intéressées sont encore rares et utilisent des méthodes de quantification indirectes pour déterminer les quantités d'eau, les flux et les rapports eau/roche.

La demarche poursuivie dans cette étude a consisté en :

- une identification des réseaux microstructuraux connectés pour un stade donné de percolation fluide. Cette méthode permet de relier précisément chaque réseau microfissural colmaté dans un bloc rocheux, à un événement identifié de circulation de fluides par l'inter-comparaison entre les données acquises sur les fluides piégés des plans d'inclusions fluides (réseaux de microfissures scéllées) et les données obtenues sur les fluides associés à des minéraux hydrothermaux bien calés dans les séquences paragénétiques ;

- une caractérisation de la géométrie des fractures à différentes échelles, des plans d'inclusions fluides aux veines de quartz et aux failles, à l'aide d'une analyse statistique. Si de nombreuses études ont traité par une analyse fractale les caractéristiques de la géométrie des structures macroscopiques (veines, filons, failles), rare sont celles qui ont integré les structures microscopiques (plans d'inclusions fluides) ;

- une estimation du taux de connexion entre les microfissures à un stade donné de la percolation, et de la faculté des roches encaissantes des gisements étudiés à drainer des fluides est réalisée. Il s'agit de définir la valeur de la perméabilité fissurale

(K), une fois les paramètres géométriques tridimensionnels de ces microfissures déterminés selon la méthode utilisée par Ayt Ougougdal (1994). La reconstruction des tenseurs de perméabilité a été tentée grâce à un modèle de calcul établi sur les bases de la théorie de percolation (modèle de M. Canals, CREGU).

A- Réseaux de fractures et microfissures : rappels

Sous des conditions de température et pression de confinement peu élevées, les fractures se forment à partir de défauts préexistants dans la roche (Griffith, 1924) et se propagent sous l'action de concentrations locales de contraintes pour former un réseau géométriquement lié à l'orientation des contraintes principales.

- la plupart des études expérimentales (Brace et Bombokalis, 1963; Friedman et Logan, 1970; Peng et Johnson, 1972; Tapponnier et Brace, 1976; Krantz, 1979, Pollard et al., 1982; Seggal, 1984) indiquent en effet que la majorité des microfractures sont des structures d'extension (mode I) qui se propagent parallèlement à la contrainte maximale compressive σ_1. Par conséquent, l'étude des orientations préférentielles des réseaux de microfractures permet de remonter aux directions de compression régionale (Tuttle, 1949; Lespinasse, 1984; Carlson et Wang 1986, Kowallis et al., 1987). Cependant, la présence de grandes failles ouvertes, de discontinuités cristallographiques et d'hétérogénéités de la granulométrie peut affecter l'orientation locale des contraintes, et donc l'inititation et la propagation des microfractures. En effet, l'orientation préférentielle change, par rapport à celle des contraintes régionales, à proximité des discontinuités (soit à l'échelle des grains, ou des blocs rocheux), et tend à se paralléliser avec la direction de fracture de la discontinuité la plus proche. Les mesures de direction des microfractures doivent être faites, selon ces auteurs, aussi loin que possible des grandes fractures.

- les marqueurs microstructuraux sont classés en deux types : les microfractures sèches et les microfractures scéllées. Ce dernier type de microfracture correspond soit à des microstructures remplies partiellement à complètement par des minéraux néoformés soit à des microfissures cicatrisées le plus souvent dans le quartz (plans inclusions fluides notés PIF). La cicatrisation des plans d'inclusions fluides (PIF) est un mécanisme très rapide (Brantley, 1992). Cette cicatrisation piège une partie du fluide percolant (inclusions fluides). Ces inclusions fluides sont alors les seuls témoins des caractéristiques physico-chimiques du fluide initial.

- le couplage entre les études géochimiques des paléofluides et les études microstructurales permet de relier les différents stades de percolation fluide aux

événements successifs de déformation régionale, et fournit des indications sur la perméabilité fossile lors de ces événements de percolation.

B- Méthode d'étude

B1- Reconstruction des réseaux des différentes structures

- Structures macroscopiques : failles et veines de quartz

La saisie des caractéristiques géométriques des structures macroscopiques (failles et fentes de tension) a été réalisée sur des affleurements, des cartes géologiques et les carottes de sondages. Les mesures ont été effectuées manuellement à l'aide du microscope ou de la loupe binoculaire, de la boussole sur les échantillons de grande taille ou sur le terrain.

- Structures microscopiques : les plans d'inclusions fluides

Dans les roches cristallines riches en quartz, en particulier les granites, les meilleurs témoins des circulations hydrothermales sont les plans d'inclusions fluides (P.I.F), qui correspondent à des microfissures cicatrisées. Les PIF constituent généralement l'essentiel de la microfissuration, les fissures "sèches" présentant souvent, par ailleurs, les mêmes orientations préférentielles (Lespinasse, 1984; Ayt Ougougdal, 1989). Deux sous-types de marqueurs sont distingués (Simmons et Richter, 1976) : i) les marqueurs intergranulaires qui recoupent les joints de grains et qui sont liés uniquement à σ_1 ; ils sont généralement prédominants, ii) les marqueurs intragranulaires qui sont internes aux grains.

L'étude de la microfracturation a été réalisée sur des lames minces ou épaisses préparées dans le plan horizontal des échantillons orientés préalablement sur le terrain.

La saisie des différentes caractéristiques géométriques (azimut, pendage, longueur et espacement) des microstructures (PIF) a été réalisée grâce à un analyseur d'images (Lapique et al., 1988), au CRPG, qui est équipé de deux logiciels "Droite" et "Plan" (Champenois,1989) :

- le logiciel "Droite" permet de traiter les données, en particulier de classer les objets en fonction de leur orientation et des minéraux qu'ils affectent. Les résultats sont exprimés en pourcentages, soit en nombre (nombre de marqueurs mesurés par direction), soit en longueur (longueurs cumulées par direction) pour des classes de 10°, de 0 à 180°. Ces fréquences sont présentées sous forme de rosaces qui sont des histogrammes de fréquence.

- le logiciel "Plan" permet d'obtenir les caractéristiques tri-dimensionnelles des microfissures. Chaque plan est repéré par trois points dont les deux premiers correspondent à la direction et à la longueur de l'objet et le troisième permet d'accéder au pendage. Ce dernier est obtenu en faisant varier la mise au point du microscope et en balayant tout le plan du haut vers le bas de la lame. La hauteur (h) déterminée par un moteur permet de calculer le pendage (θ) en utilisant tangente (θ) connue. La densité surfacique correspond au nombre de fissures observées dans la surface de la lame étudiée. Cette densité est corrigée en fonction de la proportion de quartz dans la lame.

Les ouvertures moyennes des fissures sont déterminées au microscope optique.

Des échantillons représentatifs de chaque massif granitique étudié, Corcoesto, Mokrsko et Tomino, ont fait l'objet d'une étude détaillée en 3D de la microfissuration. Les caractéristiques géométriques des plans d'inclusions fluides (azimut, pendage, longueur, épaisseur et espacement) déterminées à l'analyseur d'image sont utilisées pour caractériser les réseaux correspondant à un fluide percolant donné et estimer la paléoperméabilité microfissurale du granite à ce stade de percolation.

B2- Etude statistique fractale

Les caractéristiques géométriques des plans d'inclusions fluides ont été analysées en utilisant une approche statistique, et un traitement fractal.

Fondée sur des schémas mathématiques récursifs, la géométrie fractale permet de modéliser un grand nombre de phénomènes naturels, d'où son intérêt croissant notamment pour les physiciens, chimistes, biologistes, géographes et géologues.

Ces dernières années, des études statistiques fractales ont été réalisées pour prédire les éruptions des volcans (Dubois et Cheminée, 1988), des séismes (Nouaili et al.,1987), pour décrire et quantifier la forme et la texture des grains (Petford et al., 1993), et pour décrire la géométrie tridimensionnelle des fractures macroscopiques (Aviles et al., 1987 ; Okubo et Aki, 1987 ; Merceron et Velde, 1991 ; Vignes-Adler et al., 1991 ; Johnson, 1992 ; Ledésert et al., 1993 ; McCaffrey et al., 1993). Cependant, de telles études n'ont pas encore été appliquées de manière détaillée à des microstructures comme les plans d'inclusions fluides. Un des buts poursuivis ici a consisté à estimer les capacités de l'analyse fractale à décrire la géométrie des microstructures (plans d'inclusions fluides) dans les granites.

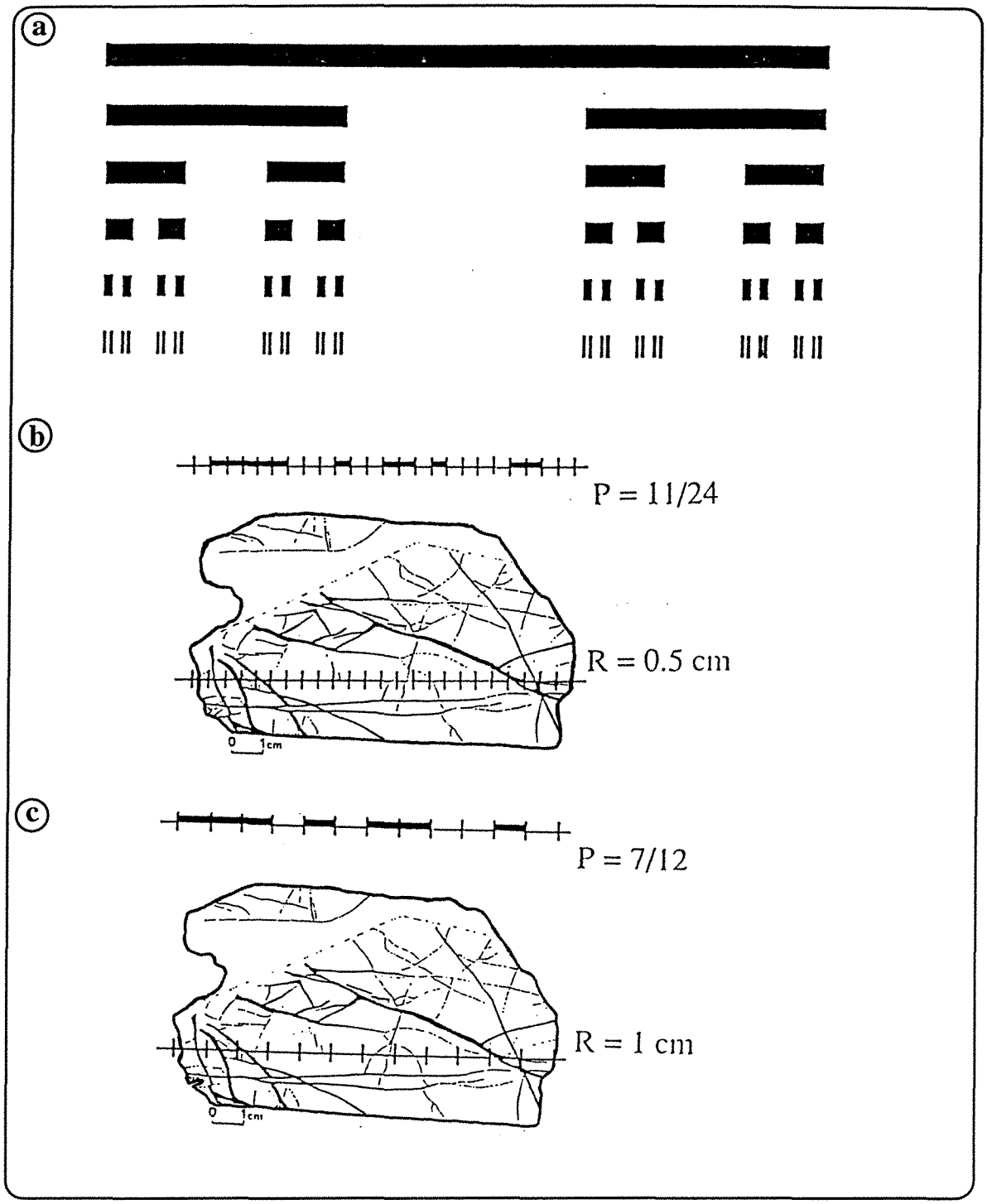


Fig. IV-1 : (a) Modèle de la poussière de Cantor .

(b) Méthode de saisie des données le long d'une ligne de mesure : la ligne est divisée en segments de taille R, la probabilité P est obtenue par division du nombre de segments recoupé par au moins une fracture par le nombre total de segments.

(c) Répétition de l'opération par changement de la taille de R.

- Méthode d'analyse

Le concept de base de l'analyse fractale est qu'un phénomène peut être répété à différentes échelles de la même manière. La dimension fractale est utilisée comme une caractéristique du phénomène, et peut donc être comparée d'un site à l'autre.

Plusieurs relations ont été utilisées pour décrire les distributions fractales. L'une, la plus simple, est la méthode de la poussière de Cantor, "Cantor Dust" (Mandlebrot, 1982). Ce modèle consiste en une simple règle de jeu (Fig. IV-1a). On retire le tiers médian d'un segment initial de longueur 1 en laissant deux segments de longueur 1/3, puis on retire les tiers médians de ces deux segments ; on obtient alors quatre segments de longueur 1/9 c.à.d (1/3)/3. Cette opération répétée à l'ordre infini donne des segments de plus en plus fins qui forment la poussière de Cantor. Pour les fractures avec des propriétés similaires à la poussière de Cantor, les distributions doivent être similaires à toutes les échelles, d'où le concept d' "auto-similarité". Ce concept est utilisé pour comparer la distribution des fractures à différentes échelles. La fragmentation est quantifiée par sa dimension fractale D.

Dans cette méthode de Cantor, l'expression de la probabilité d'un événement (P) est reliée à la dimension fractale D par la relation : $\mathbf{P = R^{-D}}$, R étant la taille du segment de mesure (Fig. IV-1b et c).

Cette méthode de Cantor est utilisée pour décrire les phénomènes linéaires, et donne des dimensions variant entre 0 et 1. Pour les analyses surfacique et volumique, les dimensions fractales sont comprises respectivement entre 1 et 2, et entre 2 et 3.

Dans ce travail, la méthode utilisée est la méthode linéaire de Cantor, pour laquelle D varie entre 0 et 1. Cette dimension fractale D est obtenue à différentes échelles par la saisie des espacements entre les structures le long de lignes de mesure. Ces lignes ont été divisées en divisions égales de taille R (Fig. IV-1b). La probabilité P est obtenue par la proportion des segments qui contiennent au moins une fracture comparée au nombre total des segments dans les lignes de mesure. L'opération est répétée plusieurs fois en changeant la taille des segments R (Fig. IV-1c). Si la projection de P et R dans un diagramme bilogarithmique donne une droite, alors le réseau de fractures est de nature fractale. La pente de cette droite (S) permet de déterminer la dimension fractale D à partir de la relation $\mathbf{D = 1-S}$. La pente S est calculée pour les points localisés entre 30 et 90 % de la probabilité P (Merceron et al., 1991). Les pentes élevées et les faibles dimensions fractales indiquent une irrégularité dans la distibution des fractures, tandis que les faibles pentes et les hautes dimensions

correspondent à une régularité dans la distribution du champ de fractures (Mandelbrot, 1984).

D'autres structures montrent un changement systématique de la distribution avec l'échelle, d'où le concept "auto-affine".

- Méthode de mesure

Les espacements sont mesurés le long de lignes parallèles entre elles et perpendiculaires aux différentes familles de structures. Pour les plans d'inclusions fluides, les mesures des différents paramètres géométriques ont été réalisées uniquement au niveau des grains de quartz et non sur les autres minéraux dont les microstructures ne sont pas visibles ou confuses. Donc, pour le calcul de la probabilité P, on divise le nombre de segments contenant un ou plusieurs plans d'inclusions fluides par le nombre total des segments recoupant les grains de quartz.

Les ouvertures (épaisseurs) correspondent au mode des largeurs, mesurées en utilisant le microscope optique, des inclusions fluides d'un PIF donné.

L'analyse fractale détaillée des structures macroscopiques (veines de quartz) a été réalisée sur les échantillons de Corcoesto, Tomino et de Mokrsko, et des structures microscopiques (PIF) uniquement sur des échantillons de Tomino où la microfissuration est importante.

B3- Calcul de la perméabilité

La perméabilité est la capacité des roches de favoriser, par le système de pores et/ou de fractures, la communication des espaces et la circulation des fluides en cas d'existence d'une différence de pression. Le déplacement des fluides s'effectue suivant l'espace microfissural ou poreux de la matrice, s'il y a interconnection entre les fissures et les pores. La perméabilité contrôle les transferts de matière, et joue donc un rôle très important dans le domaine hydrothermal notamment pour la formation des gisements métalliques.

La grandeur physique de la perméabilité s'obtient à partir de l'équation de Darcy qui relie un flux de fluide à une force :

$$U = \frac{-K}{\eta} (\nabla P_f - \rho g)$$

U = flux de fluide en (m/s)
K = perméabilité (m^2 ou en Darcy)
P_f = pression fluide (kg/ms^2)

η et ρ = respectivement la viscosité (kg/ms) et la densité du fluide (kg/m^3)
g = accélération de la pesanteur (m/s^2)

Lorsque le milieu est isotrope, K est un scalaire, et s'il est anisotrope la perméabilité s'exprime au moyen d'un tenseur. La loi de Darcy n'est valable que pour un régime en écoulement laminaire pour lequel les forces d'inertie sont négligeables, et donc pour une vitesse (v) du fluide faible (v doit être inférieure à 1 m/s (Gueguen et Palciauskas, 1992)). En ce qui concerne la circulation dans la croûte, cette hypothèse est peu contraignante. Néanmoins, il a été démontré que cette loi est valable également dans le cas d'écoulements transitoires (Mongan, 1985).

L'unité de perméabilité la plus utilisée par rapport à l'unité SI (m^2) est le Darcy (noté D) qui représente approximativement 10^{-12} m^2.

1D correspond au débit de 1 cm^3 d'eau par seconde et par cm^2 sous l'effet d'un gradient de pression de 1 atmosphère par cm (1 D = 0,986 923 μm^2).

Des mesures de perméabilité effectuées au laboratoire et sur le terrain (Brace, 1980 et 1984) ont montré que le granite est l'une des roches ayant les plus basses perméabilités (10^{-9} à 10^{-5} D) (Fig. IV-2a et b). Ceci est dû à l'absence de porosité dans le granite. La perméabilité dépend alors du degré de la fracturation dans ces roches. Pour analyser et estimer les paléomigrations de fluides, les plans d'inclusions fluides (PIF) sont les seuls témoins des microfissures qui ont servi pour le drainage de ces fluides.

- Perméabilité fissurale

Les propriétés de transport sont étroitement liées à la forme des fractures et à la géométrie du réseau. La perméabilité du milieu est contrôlée par la densité des fissures, leurs rayons et surtout leurs ouvertures. Chaque fracture est assimilée à un disque de rayon (C) et d'ouverture (h), et est repérée par la normale au plan du disque (n) dans un repère référentiel (XYZ) (Fig. IV-3a).

En se basant sur l'hypothèse d'un écoulement de Poiseuille dans les fissures, et si toutes les fractures participent à l'écoulement une formule permet de calculer la perméabilité (Gueguen et Dienes, 1989):

Cas d'une famille isotrope $$Ki = \frac{\varepsilon \pi^3 \, Ni \, Ci^2 \, hi^3}{32 \, . \, 0{,}97 \, 10^{-12}}$$

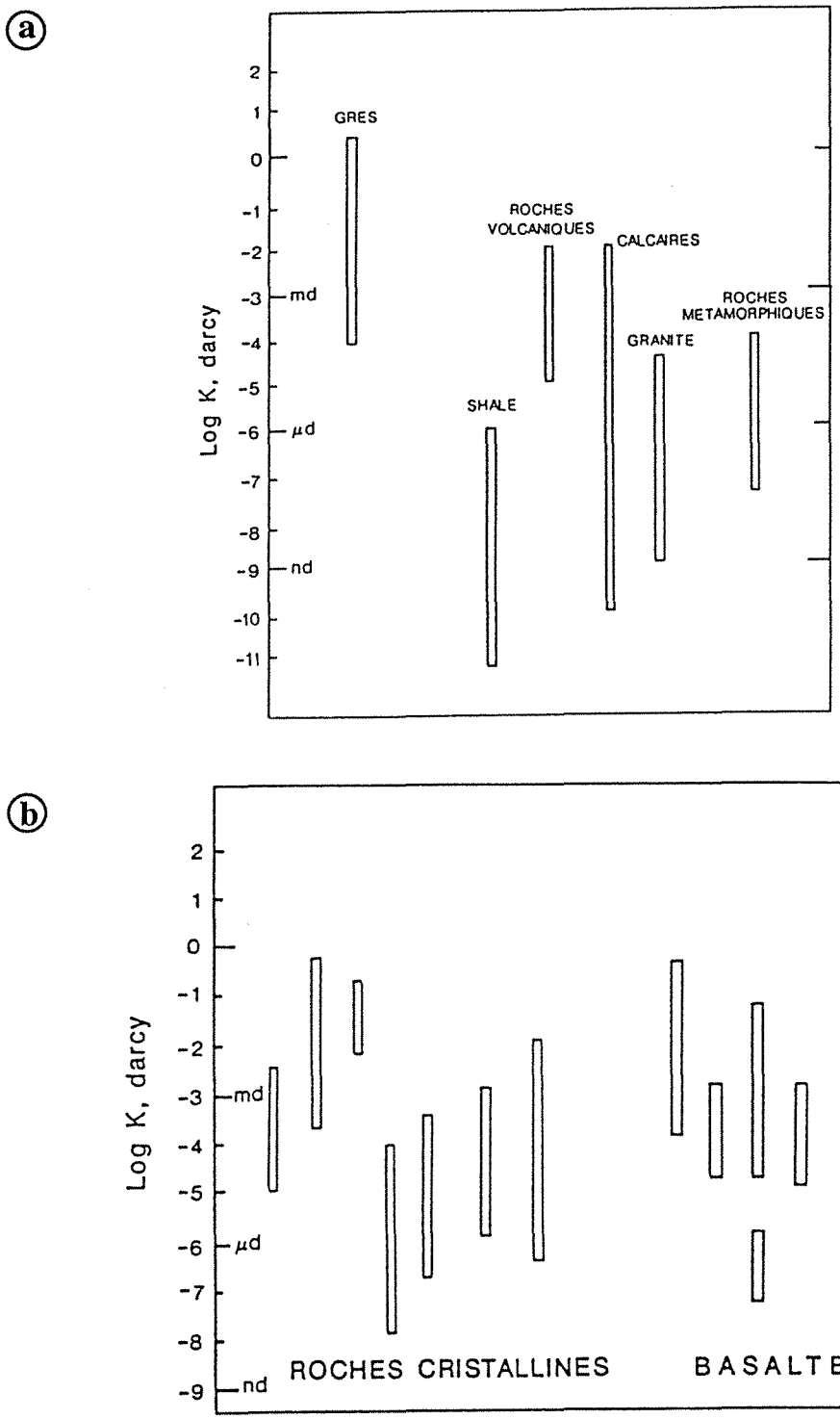


Fig. IV-2 : (a) Perméabilités mesurées en laboratoire à P hydrostatique < 10 MPa et à T = 25°C (Brace 1980, 1984).
(b) Perméabilité en fonction de l'échelle pour les roches cristallines et les schistes (Brace 1980, 1984).

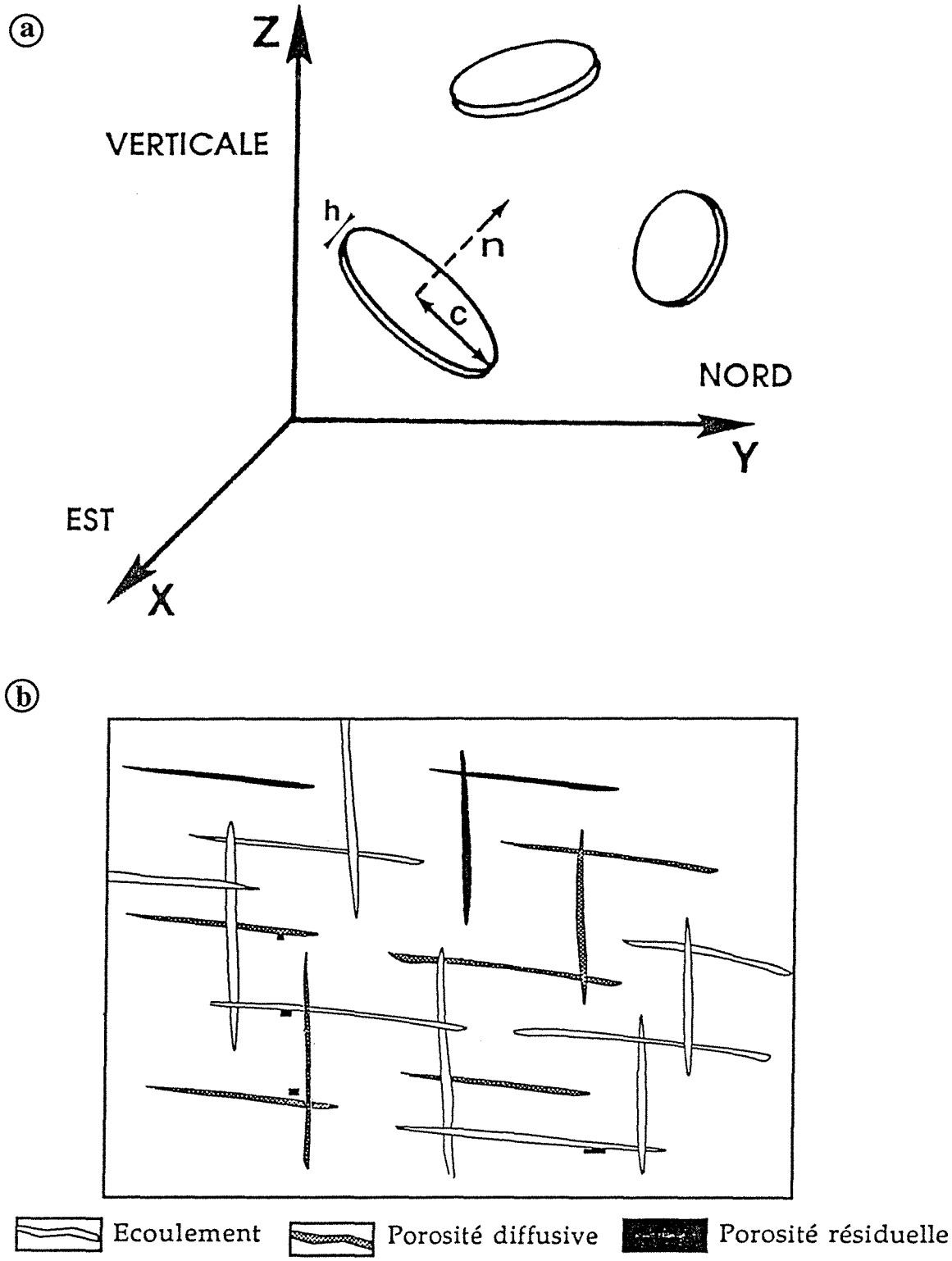


Fig. IV-3 : (a) Description du milieu fissuré : les fractures sont assimilées à des disques de rayon C et d'ouverture h (in Gueguen et Placiauskas, 1992).
(b) Les différents types de fissures et leurs rôles dans l'écoulement des fluides.

Cas d'une famille anisotrope $$Ki = \frac{\varepsilon\pi \, Ni \, Ci^2 \, hi^3}{12 \, . \, 0{,}97 \, 10^{-12}}$$

avec ε étant un terme correcteur pour prendre en compte l'irrégularité des fissures, et voisin de 0,5.

Dans le cas naturel, ces deux cas de figure peuvent coexister et seules les fractures interconnectées participent à l'écoulement. Dans un réseau de fractures, trois sortes de fissures se distinguent selon leur rôle dans le transport des éléments (Fig. IV-3b) :

- les fissures qui forment un réseau continu de part et d'autre du milieu, et qui participent à l'écoulement ;
- les fissures qui sont connectées d'un seul côté à ce réseau (cul de sac), elles constituent la porosité diffuse ;
- les fractures isolées, on parle de porosité résiduelle.

Dans notre cas, on a supposé que toutes les microfissures (PIF) ont participé à l'écoulement.

- Méthode d'étude

Le modèle de permeabilité a été appliqué uniquement sur les granites de Tomino. Sur les échantillons Z3-3 et Z3-5, où la densité de microfissuration est importante, les mesures ont été réalisées sur des lames épaisses. La méthode consiste en :

- une reconstruction des réseaux des microfissures, les données de la géométrie des PIF (direction et pendage), mesurées à l'aide de l'analyseur d'images, sont reportées dans des stéréogrammes pour déterminer les orientations préférentielles des microstructures, et définir les différents familles anisotropes. Chaque famille est caractérisée par une direction, un pendage, une ouverture et une densité ;

- un calcul du rayon moyen (C) et de la densité volumique (N_V), les microfissures ont été assimilées, comme dans de nombreux travaux antérieurs, à des disques aplatis de rayon C et d'ouverture h (Fig. IV-3a). Les formules de calcul des deux paramètres (C) et (N_V) pour les familles isotropes et anisotropes (DeHoff et Rhines, 1972) sont les suivantes :

	Famille anisotrope	Famille isotrope
Rayon moyen	$C = \frac{\pi}{4.Z}$	$C = \frac{\pi}{4.Z}$
densité	$N_V = \frac{2.N_A.Z}{\pi.\sin\theta}$	$N_V = \frac{8.N_A.Z}{\pi^2}$

avec

Z : valeur moyenne des inverses (1/l) des longueurs de fractures mesurées dans le plan de coupe ;

N_A : densité surfacique ;

θ : valeur du pendage de la fracture par rapport au plan horizontal ;

N_V : densité volumique.

Une fois les familles de microfissures (PIF) sont établies, les valeurs des paramètres caractérisant ces dernières sont rentrées dans le logiciel "PERMEA" (détail dans la thèse d'Ayt Ougougdal, 1994) qui permet de calculer la perméabilité.

I.1- CORCOESTO

Le granite de Corcoesto montre une déformation en cisaillement ductile tardi-varisque liée à un régime de compression E-W. Cette déformation cisaillante est matérialisée par les deux familles de plans d'anisotropie : les plans de foliation et les plans cisaillants (cf. cadre structural). Le but de l'étude structurale du secteur est de permettre de dégager les relations géométriques existant entre la mise en place des filons et la déformation ductile cisaillante et cassante des granites.

Une étude structurale a été réalisée sur des échantillons de surface, prélevés à des différents sites en surface et sur les carottes du sondage profond. A l'échelle macroscopique, deux grand types de structures peuvent être observés : la foliation des granites, et les nombreux filonnets de quartz, souvent à arsénopyrite, qui sont présents sur la quasi totalité de la lame granitique. D'autres structures macroscopiques moins abondantes ont été rencontrées. Ils s'agit de veinules de chlorite et de carbonate. Les structures microscopiques sont représentées par les plans d'inclusions fluides.

1.1.1- Etude macrostructurale : failles

Une étude de la fracturation à l'échelle du linéament de Monteneme réalisée, par Gouanvic (1983), sur des photos aériennes a permis la distinction de deux directions principales des failles (Fig. IV-4a et b) :

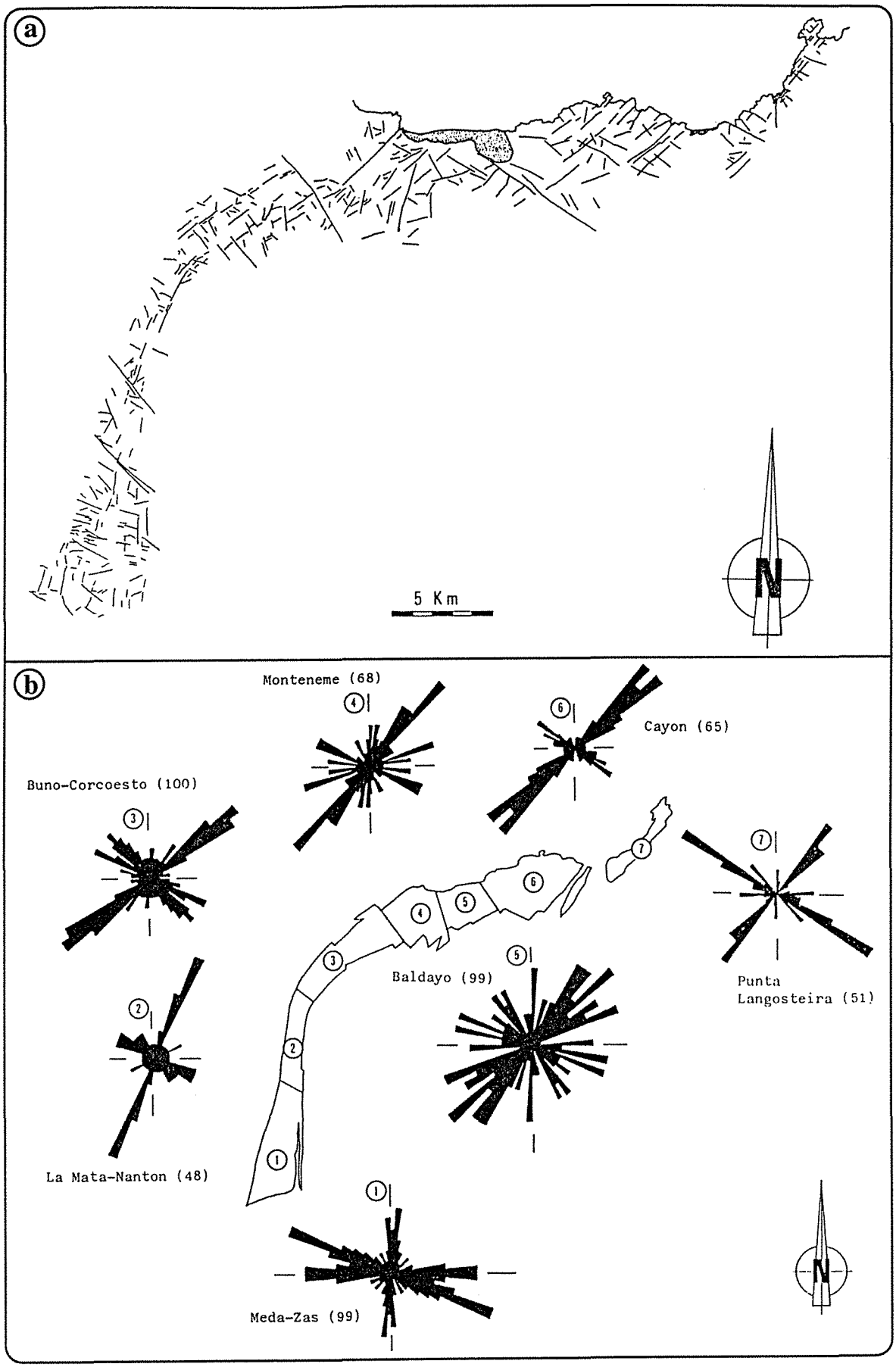


Fig. IV-4 : (a) Fracturation du linéament de Monteneme, d'après une interprétation des photos aériennes au 1/30000 (Gouanvic, 1983), représentée en (b) rosaces.

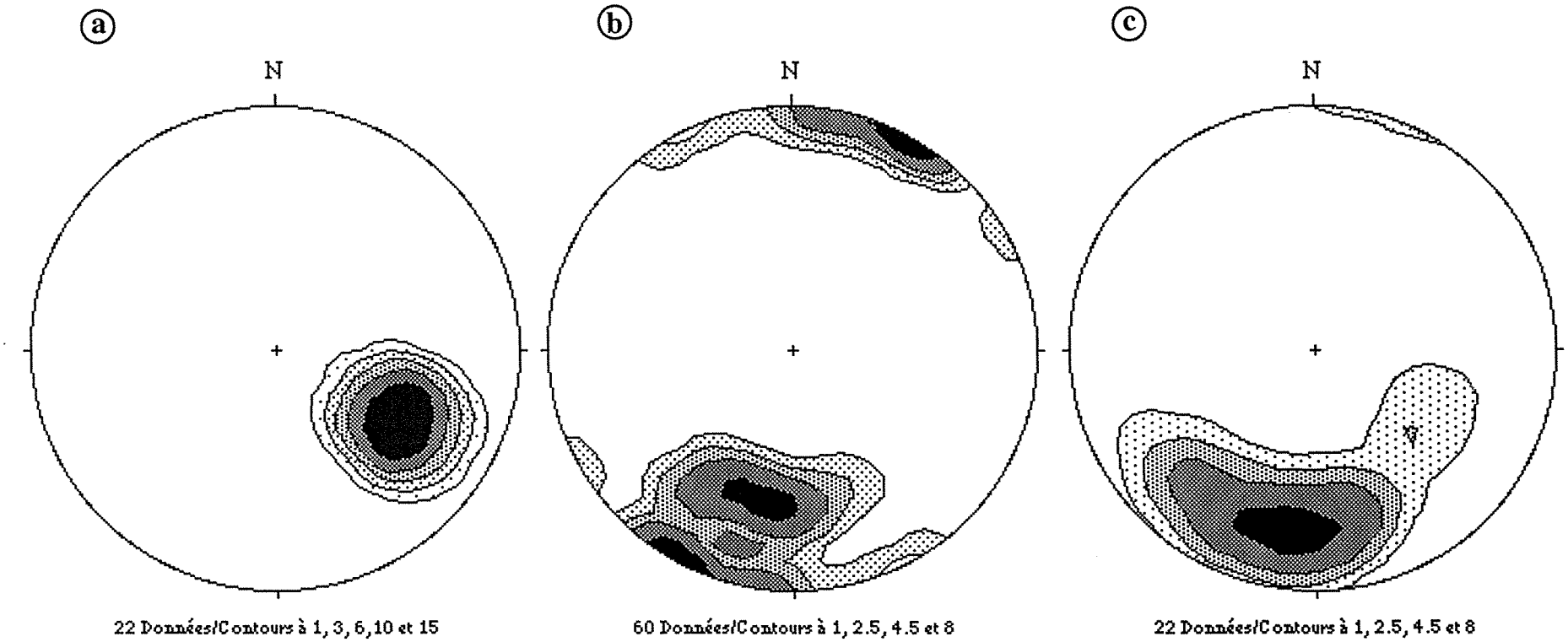


Fig. IV-5 : Stéréogrammes représentant les orientations préférentielles de la foliation (a) et des veines de quartz mesurées en surface (b) et en sondage (c) à Corcoesto.

- des failles longitudinales (N0-50°E) dont la direction varie, avec la courbure du linéament, de N50°E au nord vers N0°E vers le sud. Certaines de ces failles séparent des faciès granitiques différents. Dans la région de Corcoesto, la direction des failles longitudinales est N60-70°E ;

- des failles transversales sont généralement orientées N110-130°E à l'échelle de tout le linéament. Ces failles ont joué en décrochement dextre. Le déplacement le long des ces failles explique la courbure du linéament et a permis la conservation de la direction des failles longitudinales dont la variation est très peu importante du Nord vers le sud. Ces failles ont été rapportées à une phase de compression tardi-hercynienne de direction N-S (Arthaud et Matte, 1975). Les failles principales recoupent l'ensemble du linéament, ce qui a permis de les considérer comme des failles postérieures aux failles longitudinales.

1.1.2- Les structures macroscopiques : veines de quartz

L'ensemble des granites est recoupé par un réseau dense de filonnets (Planche IV-1-1 et 2) dont les caractéristiques géométriques sont données dans la figure IV-5.

- En sondage

La grande homogénéité de la déformation à l'échelle régionale, et la constance de la déformation observée tout le long du sondage, permet de considérer le plan de foliation comme une référence. Les mesures angulaires entre foliation et filonnets ont donc été rapportées ensuite à la direction de la foliation mesurée en surface, supposée constante (N30°E) avec la profondeur.

Les valeurs obtenues sont reportées sur un canevas de Schmidt (Fig. IV-5). Ce dernier montre clairement que le pendage de la schistosité est presque constant (Fig. IV-5a). Les filonnets de quartz ont un fort pendage, généralement vers le NE (50-75°, pour la plupart), à l'exception de deux filons ayant un pendage vers le SE (70°). Quatre directions de filonnets de quartz s'individualisent dans le stéréogramme présenté en figure IV-5c :

- les filonnets mis en place dans les plans de schistosité, ayant la même direction que la foliation (N30°E) ;

- les filonnets de direction majeure N80-90°E et qui sont prédominants ;

- les filonnets de direction principale N100-130°E, moins abondants que les précédents ;

Planche IV-1

Aspect macroscopique des roches recoupées par le réseau de fentes de tension

1 et 2 : Granite de Corcoesto.

3 : Granite de Tomino.

4 : Roches volcano-sédimentaires de Mokrsko.

5 et 6 : Granodiorite de Mokrsko.

Planche IV-2

Fracturation dans le gisement de Corcoesto

1 : Veinule à quartz et arsénopyrite observée au microscope en lumière transmise.

2 : Observation au MEB en cathodoluminescence du quartz Q2. Des zones de surcroissance sont observées du bord vers le centre de la veine, recoupées par des PIF.

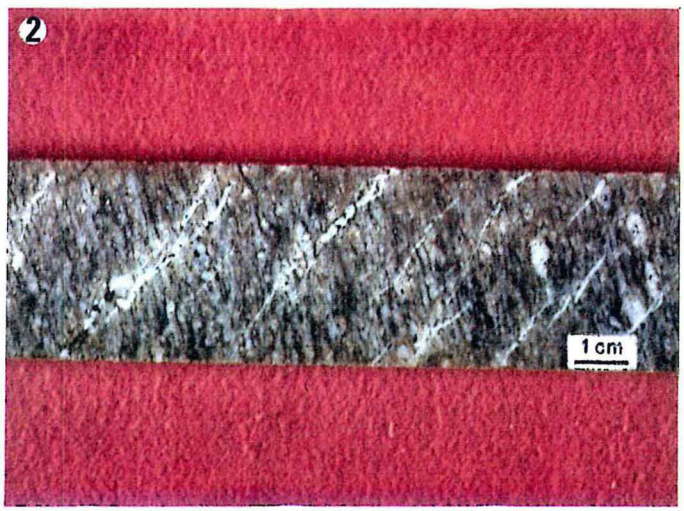
3 : Réseau de PIF aquo-carboniques recoupant le quartz Q2 (LTP, lame épaisse).

4 : Observation au MEB en cathodoluminescence du site de la photographie 3. Il est à noter que le quartz Q2 n'est pas déformé.

5 : Aspect microscopique du quartz microfissuré (LTP, lame mince).

6 : Observation au MEB en cathodoluminescence du site de la photographie 5.

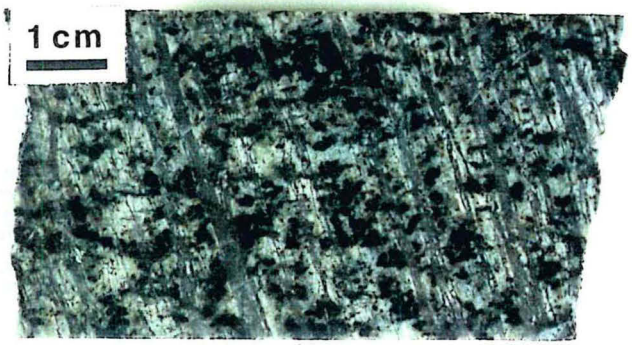


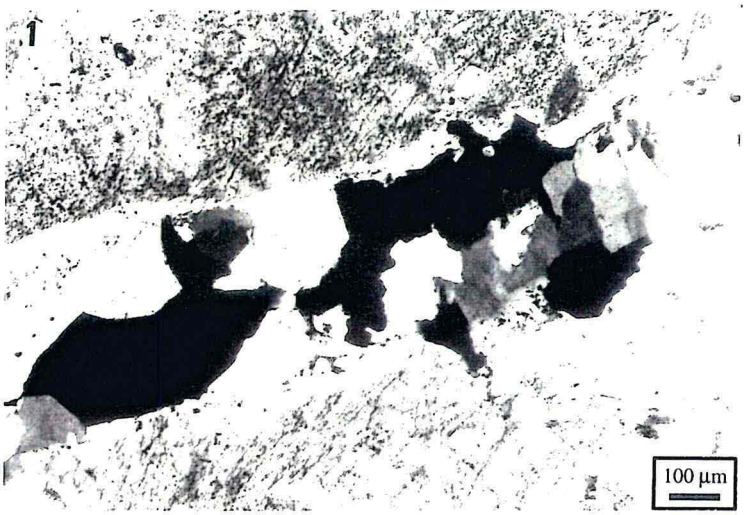

1 cm

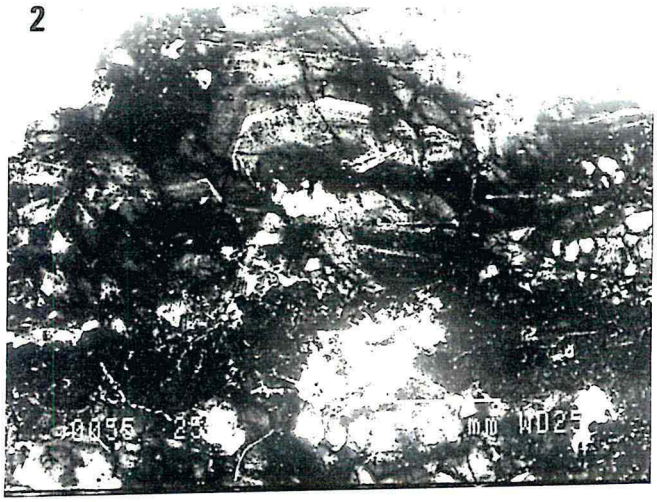


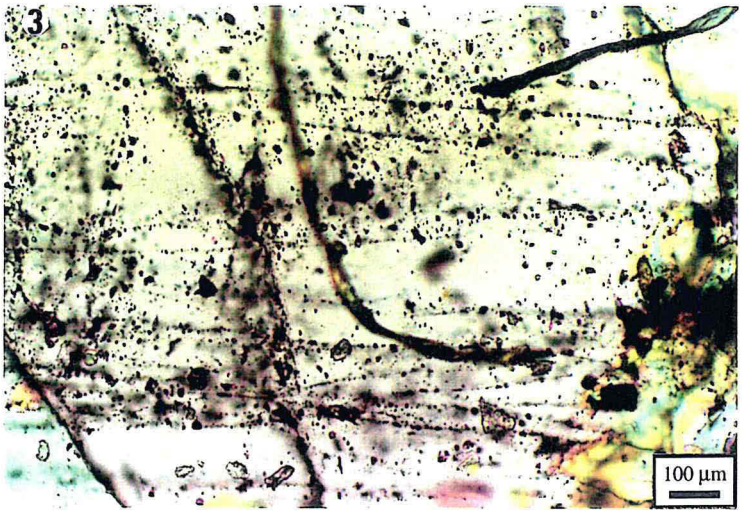




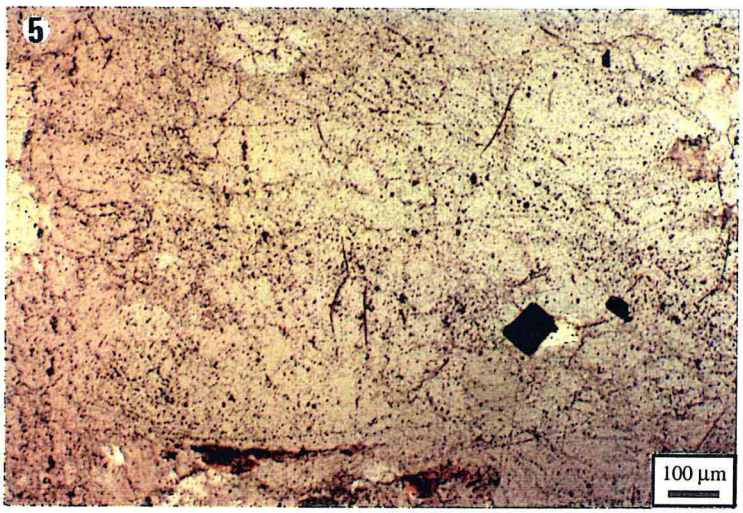

1 cm


1
100 µm


2


3
100 µm


4
0056 25KV


5
100 µm


6

- enfin, les filonnets de direction N150°E qui sont peu fréquents.

Le pendage des filonnets de ces différentes directions varie entre 50 et 70°.

Des veinules tardives remplies de chlorite, de phengite et de carbonate sont observées, et sont, en général, orientées N0±10°E. Ces veinules reoupent l'ensemble des veines de quartz et l'encaissant granitique.

- Les échantillons de surface

Les veinules de quartz étudiées dans les échantillons de surface correspondent à une famille de fentes de tension subparallèles. Ces veinules sont moins épaisses que celles du sondage. Leur épaisseur varie entre 0,2 et 4 mm avec un mode à 0,5 mm (Fig. IV-6a). Les espacements, mesurés le long d'une ligne perpendiculaire à ces veines, varient entre 1 et 27 mm avec un mode entre 6 et 8 mm. L'analyse fractale des fentes de tension (Fig. IV-6b) a donné une dimension fractale D basse de 0,4 témoignant de la régularité dans la distribution et les espacements de ces structures.

Les mesures des orientations font ressortir deux directions principales N90-110°E et N120-130°E (Fig. IV-5b). Une autre direction moins marquée est N40-50°E. En fonction du pendage, deux populations se distinguent : une à pendage variant entre 50 et 60°N et la deuxième à pendage compris entre 80 et 90°.

Cette étude montre une très nette concordance entre les orientations préférentielles des microfilonnets de quartz en sondage et en surface. Seule la direction N150°E rencontrée dans le sondage est moins marquée dans les échantillons de surface.

Les veines de direction N80-100°E qui sont perpendiculaires à la foliation correspondent à des fentes de tension et les veines orientées N30°E correspondent à des veines en cisaillement dextre. Les veines de direction N150°E observées en sondage, qui sont symétriques aux veines en cisaillement dextre (N30°E) par rapport à la direction du contrainte principale, peuvent être le résultat d'un cisaillement dextre moins important.

1.1.3- Les structures microscopiques : Plans d'inclusions fluides (PIF)

Les granites très déformés (foliés), qui présentent une faible granulométrie des quartz, ne montrent pratiquement pas de PIF, ce qui peut s'expliquer par une relaxation préférentielle des contraintes dans les plans de foliation comme il a été déja observée dans les facies déformés la Marche occidentale (Ayt Ougougdal, 1994).

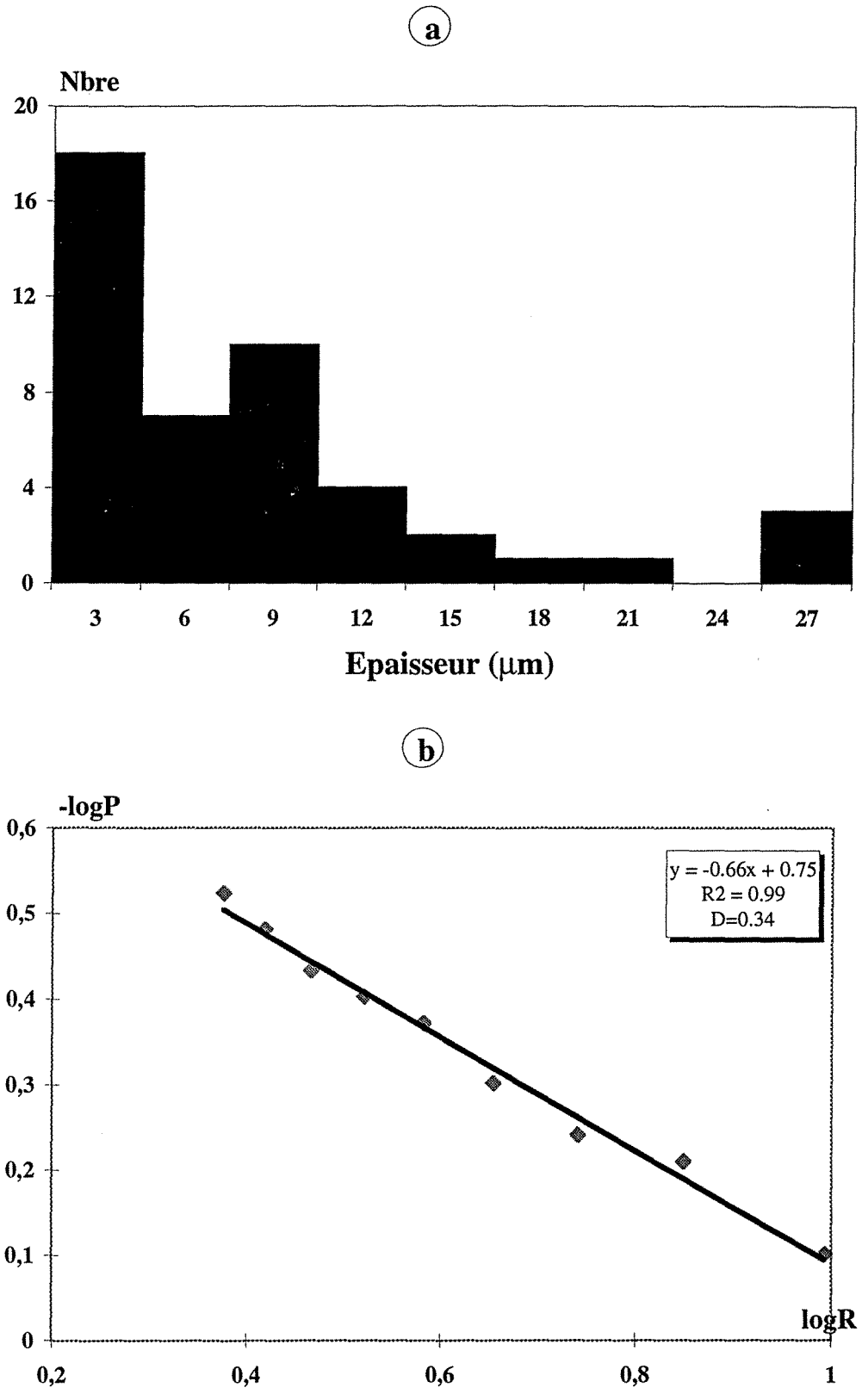


Fig. IV-6 : (a) Puissance des fentes de tension mesurée en surface.
(b) Résultats de l'analyse fractale des fentes de tension reportés sur le diagramme -logP/logR.

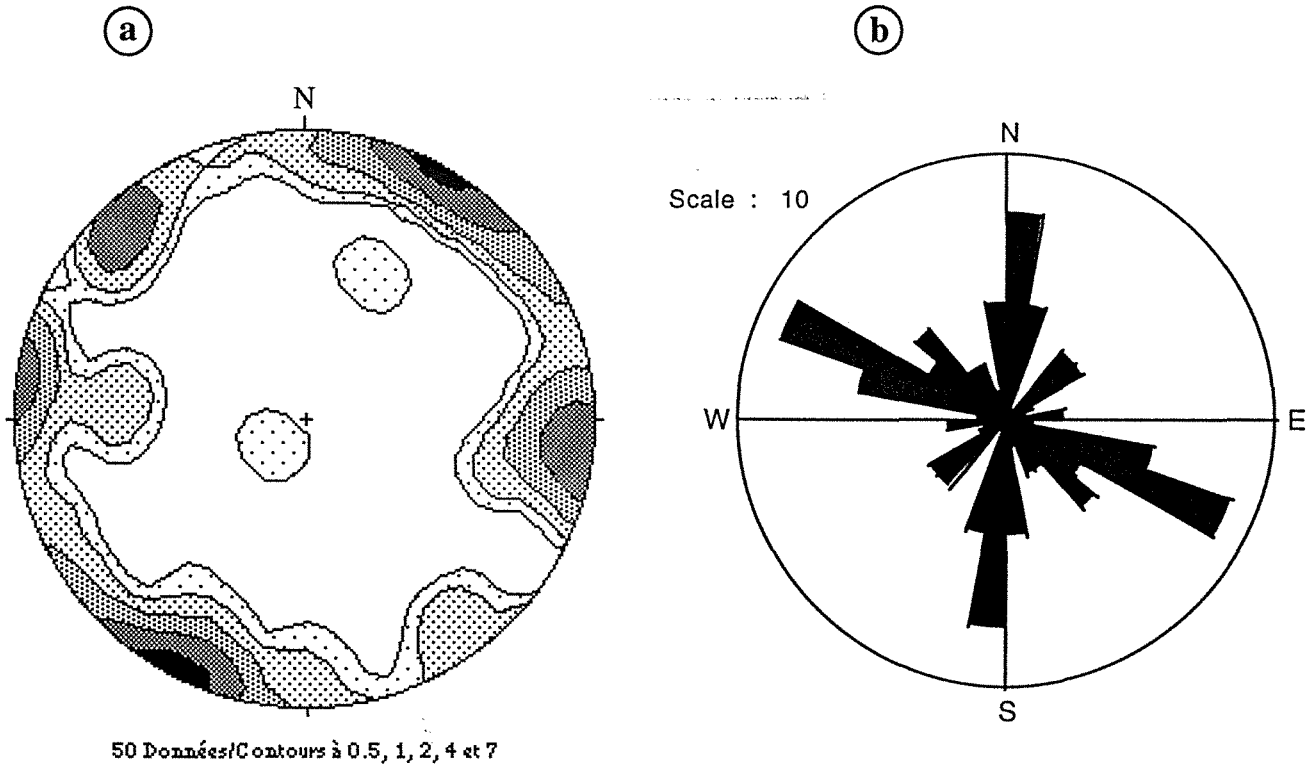


Fig. IV-7 : Orientations préférentielles du réseau de PIF dans le quartz du granite du sondage représentées sous forme de stéréogramme (a) et de rosace (b).

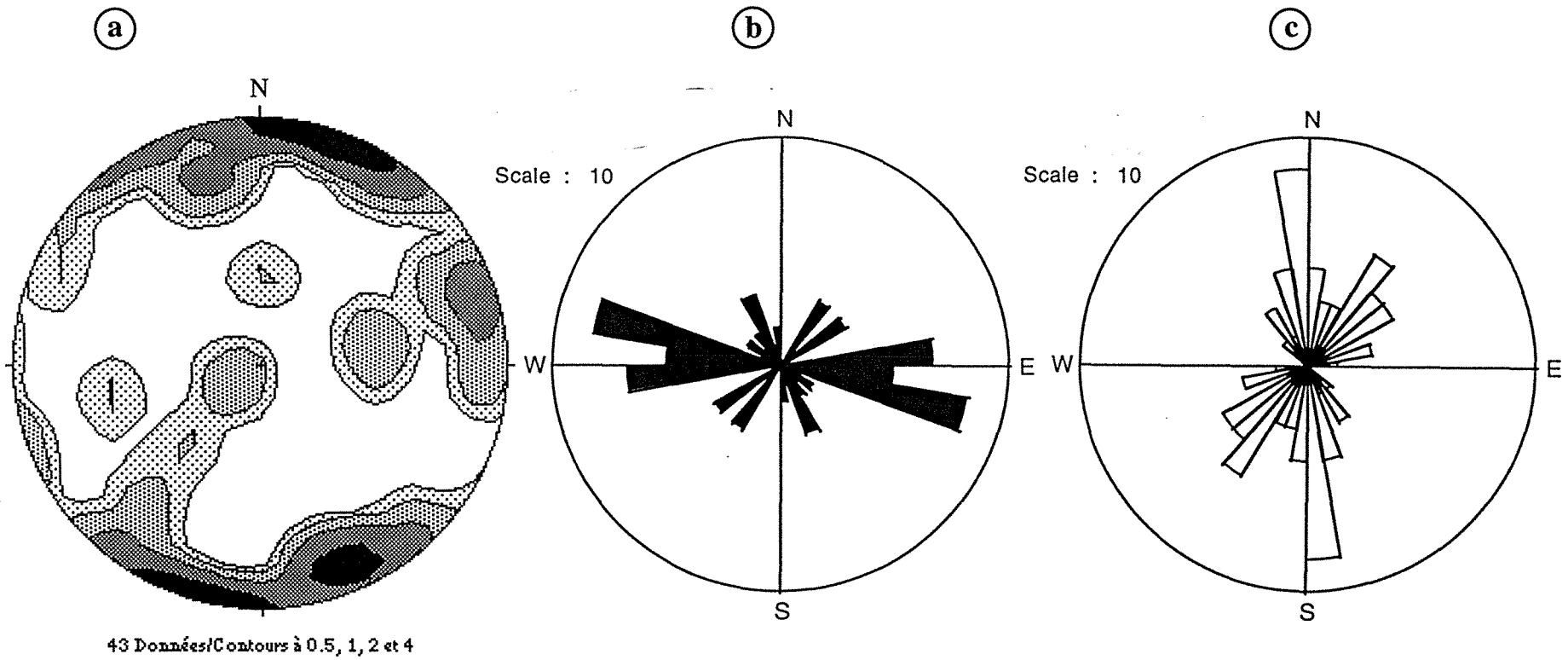


Fig. IV-8 : Caractéristiques géométriques des PIF dans le quartz filonien. (a) Stéréogramme des PIF aquo-carboniques et aqueuses, (b) rosace des PIF aquo-carboniques et (c) rosace des PIF aqueuses.

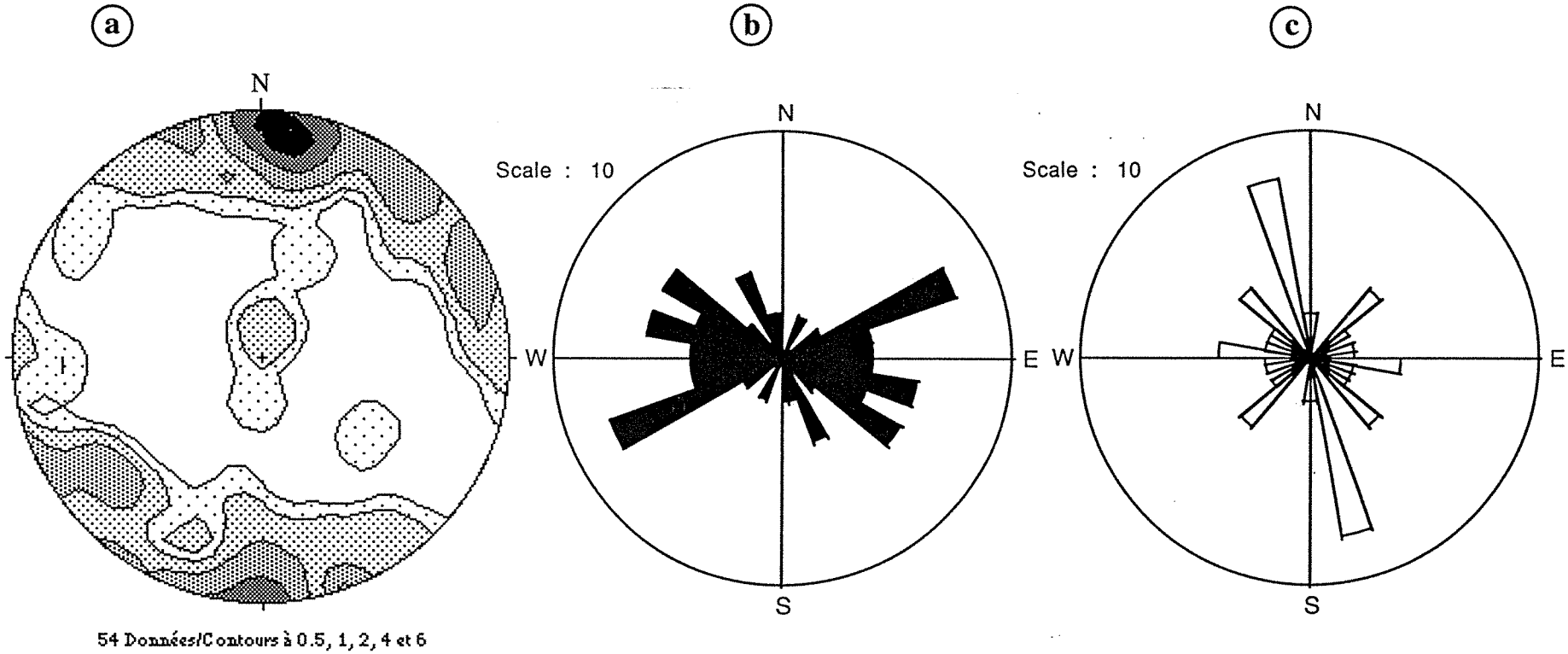


Fig. IV-9 : Orientations préférentielles du réseau de PIF dans le quartz du granite de surface. (a) Stéréogramme des PIF aquo-carboniques et aqueuses, (b) rosace des PIF aquo-carboniques et (c) rosace des PIF aqueuses.

Les quartz des veines montrent une microfissuration intense matérialisée par des plans d'inclusions fluides (PIF) (Planche IV-2). Les PIF recoupent les bandes de croissance du quartz Q2 témoignant de sa déformation cassante.

- En sondage

L'analyse des orientations des plans d'inclusions fluides a été réalisée sur un seul échantillon pris dans une zone minéralisée qui correspond à un granite blanchi du niveau 348 m. Le stéréogamme et la rosace correspondants (Fig. IV-7a et b) montrent l'existence de 5 directions préférentielles qui sont :

- deux directions majeures qui sont N0-10°E et N100-120°E. La première famille plonge de 60 à 90° vers l'est et vers l'ouest. La deuxième famille a le même pendage mais avec des PIF inclinés à la fois vers le NE et vers le SW ;

- deux autres familles avec des directions peu fréquentes, sont orientés N30-40°E et N140-150°E. Les pendages sont très similaires à ceux des directions décrites précédemment ;

- une direction mineure est orientée N80-90°E.

- En surface

L'étude des orientations des plans d'inclusions fluides a été faite sur les quartz granitique et filonien. Les orientations ont été déterminées aussi bien pour les plans d'inclusions fluides aqueuses que pour les plans d'inclusions fluides aquo-carboniques.

Dans les veines de quartz, les plans d'inclusions fluides aquo-carboniques sont distribués suivant deux directions préférentielles principales N70°E et N100-110°E (Planche IV-2-2 et 3) (Fig. IV-8a et b). Ils sont généralement subverticaux.

Les plans d'inclusions fluides aqueuses s'orientent principalement N160-170°E, et secondairement selon trois directions qui sont N30-40°E, N90-100°E et N130-140°E (Fig. IV-8a et c). Les plans des quatre directions ont un plongement de 40 à 90° vers l'est ou vers l'ouest. On remarque que les plans d'inclusions fluides aqueuses recoupent les plans d'inclusions fluides aquo-carboniques.

Dans le granite, deux directions principales se distinguent pour les plans d'inclusions aquo-carboniques : N80-90°E et N100-110°E (Fig. IV-9a et b). Les autres directions secondaires sont N30°E, N60°E, N100°E et N160°E. Les pendages

sont identiques pour l'ensemble des plans de ces directions et varient entre 64 et 90° vers le NNE et vers le SSW.

Les plans d'inclusions fluides aqueuses montrent une direction principale NS (Fig. IV-8a et c). Cinq autres directions secondaires s'individualisent N30°E, N50°E, N70°E, N90°E et N150°E. Les plans plongent de 50 à 90° vers le NE et le SW.

Deux directions majeures de plans d'inclusions fluides N0±10°E et N110°E ont été observées dans les quartz du granite aussi bien en surface qu'en profondeur. Seule la direction N80°E est moins fréquente dans le granite du sondage. Les plans de direction N110°E du granite de surface sont occupés par des inclusions fluides aquo-carboniques. Les plans de direction N0±10°E sont des plans d'inclusions aqueuses. Dans le granite du sondage, la différenciation entre les PIF n'a pu être faite systématiquement, cependant les plans N110°E correspondent également à des plans de fluides aquo-carboniques et ceux de direction N0±10°E à des plans de fluides aqueux.

1.1.4- Conclusions

Cette étude montre que les granites de Corcoesto ont subi différents stades de fracturation, qui sont responsables de la formation de réseaux denses de fracturation macroscopiques (veines de quartz) et microscopiques (foliation, PIF). En fonction du paramètre espace-temps, la succession des différents stades de déformation et de percolation est la suivante :

i)- la première déformation est ductile, et se matérialise par une foliation importante des granites, de direction N30°E et de pendage 50-70°NW ;

ii)- la seconde déformation ductile à cassante a donné naissance aux veines de quartz stérile développées parallèlement aux plans de foliation, et aux veines de direction N150°E. Ces veines de quartz sont très peu fréquentes ;

iii)- le troisième stade se caractérise par la formation des veines de quartz en extension orientés N100±20°E, et par le dépôt du quartz précoce Q1. Ces veines sont chronologiquement des veines tardives par rapport aux veines orientées N30°E, puisqu'elles les recoupent. Les veines de quartz orientés N100±20°E sont très nombreuses et minéralisées (Planche IV-2-1). Elles forment un système dense de fentes de tension subparallèles. Elles montrent un remplissage polyphasé (Q1, Q2, Q3, différentes paragenèses métalliques) dû à plusieurs stades de réouverture ;

iv)- les différents stades de réouverture provoquent la microfissuration des quartz antérieurs, et la formation de réseaux de PIF sécants sur ces quartz. Les plus anciens PIF sont associés au dépôt du quartz Q2, et sont sécants sur le quartz Q1 contemporain de la formation des fentes de tension. Ce réseau de PIF affecte aussi l'encaissant granitique. L'analyse des microfissures correspondant à des plans d'inclusions fluides (PIF) montre l'existence de deux directions principales :

- les PIF orientés N80±10°E et N110°E, observés aussi bien dans le quartz des veines que dans le quartz du granite. Ces PIF contiennent principalement des fluides aquo-carboniques, et sont associés au dépôt des deux types de quartz Q2 et Q3 ;

- les PIF de direction N0±10°E : ces PIF sont sécants sur les différents quartz des veines et sur le quartz du granite. Ceci indique leur caractère très tardif. Les inclusions fluides rencontrées dans ces PIF contiennent généralement des fluides aqueux. Ces fluides sont responsables du dépôt de la paragenèse métallique à Au. Associé à la formation de ce type de PIF, des veinules remplies de chlorite, de phengite et de carbonates se sont formées.

L'étude comparative de ces différentes structures (veines et PIF) permet de conclure ainsi :

- il n'existe pas de grande différence entre les directions principales des microfissures dans les veinules de quartz et l'encaissant granitique, les directions N0±10°E, N80±10°E et N110°E étant observées aussi bien dans le quartz filonien que dans le quartz granitique ;

- il existe une similarité entre les directions des plans d'inclusions fluides aquo-carboniques et les directions des veinules de quartz. Les directions N80°E et N110°E sont présentes à l'échelle macroscopiques (veinules de quartz) et à l'échelle microscopique (plans d'inclusions fluides). Ceci indique que ces deux types de structures pourraient être les résultats d'une même compression E-W avec une contrainte principale (σ_1) subhorizontale ;

- les plans d'inclusions fluides aqueuses et les veinules tardives remplies de chlorite, phengite et carbonates, recoupent les veines de quartz et l'encaissant granitique, et résultent probablement d'un stade de déformation tout à fait distinct (compression N-S probable).

Il est à noter que, dans les granites présentant une déformation ductile très intense, les circulations fluides se font le long des veinules, des joints de grains ou des plans de foliation.

I.2- TOMINO

Le granite de Tomino est un exemple remarquable d'intense déformation cassante d'une lame granitique (failles, veines et PIF) (Planche IV-1-3) où toutes les échelles sont accessibles : surface (cartes et terrains), profondeurs (de nombreux sondages). En plus, il se caractérise par une faible déformation ductile des granites et, donc, par une granulométrie plus forte, et par une densité importante des microstructures. Tous ces facteurs nous ont conduit à choisir ce granite pour l'application de l'étude statistique, et de la modélisation de la perméabilité.

1.2.1- Etude macrostructurale

Des mesures des orientations des structures macroscopiques ductiles et cassantes (foliation et veines de quartz) ont été réalisées par Toyos en 1991 (Instituto Technològico Geominero de Espana I.T.G.E.) sur les granites de Pedrada et d'Urgal qui contiennent les filons de quartz les plus intéressants économiquement pour leur contenu en or. Les résultats ont été retraités et reportés sur des stéréogrammes (Fig. IV-10 et 11).

1.2.1.1- Déformation ductile

La déformation ductile se matérialise dans le granite de Pedrada par le développement d'une foliation parallèle à la schistosité de la dernière phase de déformation hercynienne. Cette foliation a une direction N140-N180°E, la direction moyenne est de 160-170°E (Fig. IV-10). Les plans de foliation ont en général un pendage supérieur à 50° vers le NE, mais sont le plus souvent très redressés avec un pendage qui varie entre 70°NE et 90°.

1.2.1.2- Déformation cassante

La déformation cassante est représentée dans le granite de Pedrada et d'Urgal par différents types de structures (Fig. IV-10 et 11):

- des fractures avec greisenisation ou non des épontes,

- des veines de quartz minéralisées accompagnées ou non de greisenisation (Planche IV-1-3).

- En surface (Fig. IV-10)

Les mesures des orientations de ces différentes structures ont été effectuées dans les deux granites d'Urgal et de Pedrada.

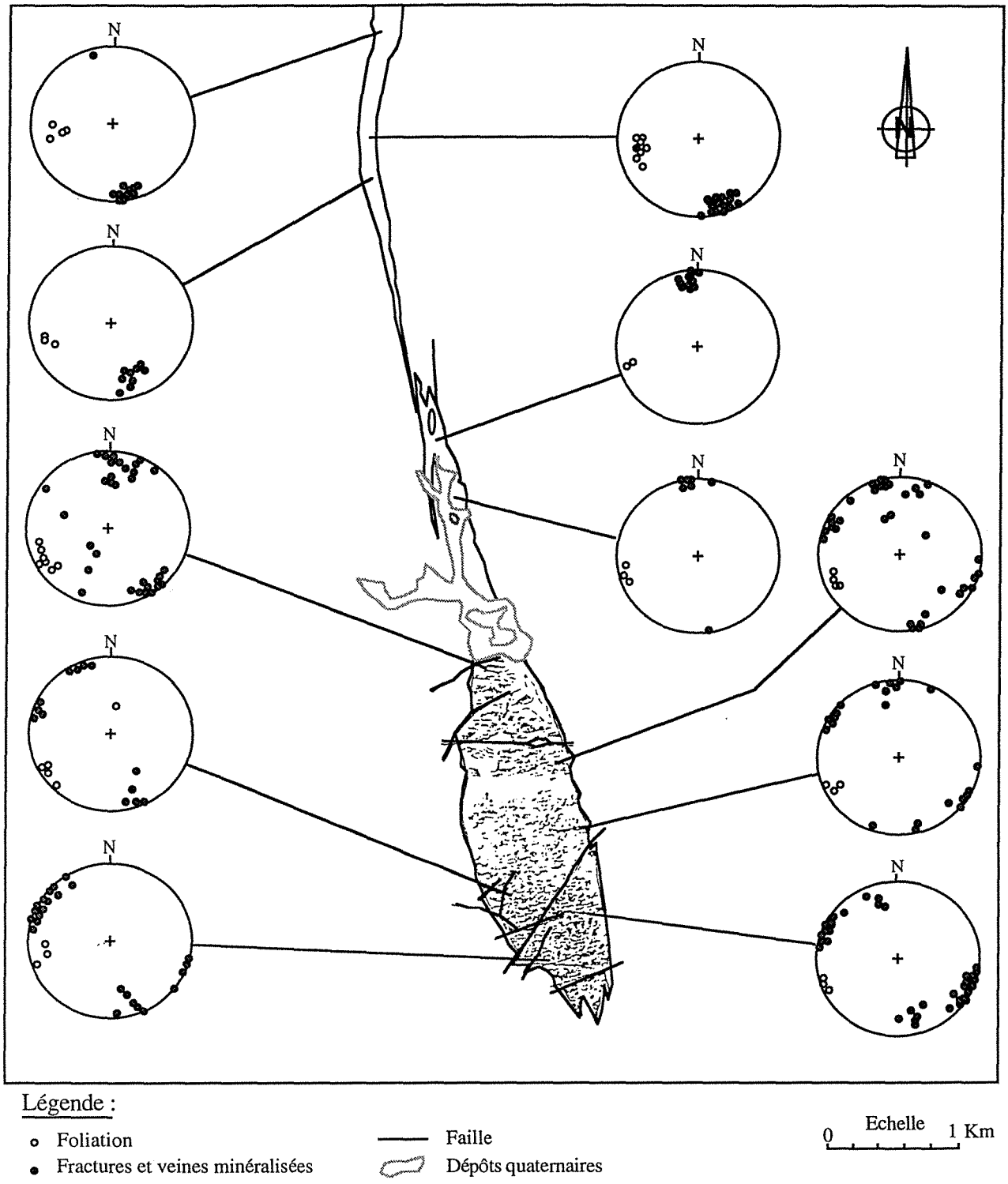


Fig. IV-10 : Structures ductiles et cassantes observées à Tomino et stéréogrammes représentant leurs orientations préférentielles.

Dans le granite minéralisé d'Urgal, situé vers le nord du granite de Pedrada, la majorité des structures s'orientent N70-90°E. Le pendage qui est toujours vers le nord varie entre 60 et 90° en allant du nord vers le sud.

Dans la partie nord du granite de Pedrada, l'ensemble des structures sont orientées selon une direction principale et unique N80°E avec un pendage de 80-90°S.

Au nord du corps principal du granite de Pedrada, deux directions principales s'individualisent : la direction N50-70°E avec un pendage souvent de 80 à 90°NW et rarement de 40 à 90°SE, et la direction N85-110°E avec un pendage généralement de 70-90°SSW. Au centre du corps principal, la direction N80-110°E est observée mais avec un pendage de 70-90° soit vers le NNW, soit vers le SSW. La direction N50-70°E est remplacée par la direction N10±20°E. Les structures présentant cette direction sont subverticales.

Vers le sud du corps principal du massif granitique de Pedrada, la direction N90°E devient secondaire et la direction N10±20°E devient importante pour toutes les structures. Le pendage varie entre 75 et 90° soit E, soit W.

Ces différentes structures ont été reconnues dans les deux lames granitiques et pour toutes les directions. Leurs pendages sont très semblables et sont souvent subverticaux. Une évolution des directions principales du Nord vers le sud est observée ; la direction principale E-W au nord devient au sud N10+20°E.

A l'échelle pluridécamétrique à kilométrique, deux types de structures sont observés :

- de grandes failles transversales, qui recoupent le granite de Pedrada, s'orientent principalement selon une direction N70-100°E, et parfois N30-40°E et N130°E ;

- des failles longitudinales, correspondant à des cisaillements majeurs et secondaires, orientées N170°E à NS et bordent le granite de Pedrada de l'est et de l'ouest (Fig. IV-10). Ces failles font partie de la zone de cisaillement de Malpica-Tuy. De nombreux indices aurifères, mais pas de concentrations notables, ont été rencontrés le long de ces zones de cisaillement.

- En sondage (Fig. IV-11)

Dans la lame granitique d'Urgal, 13 sondages ont été réalisés afin de connaître l'évolution verticale et horizontale de la fracturation avec la profondeur. Les mesures

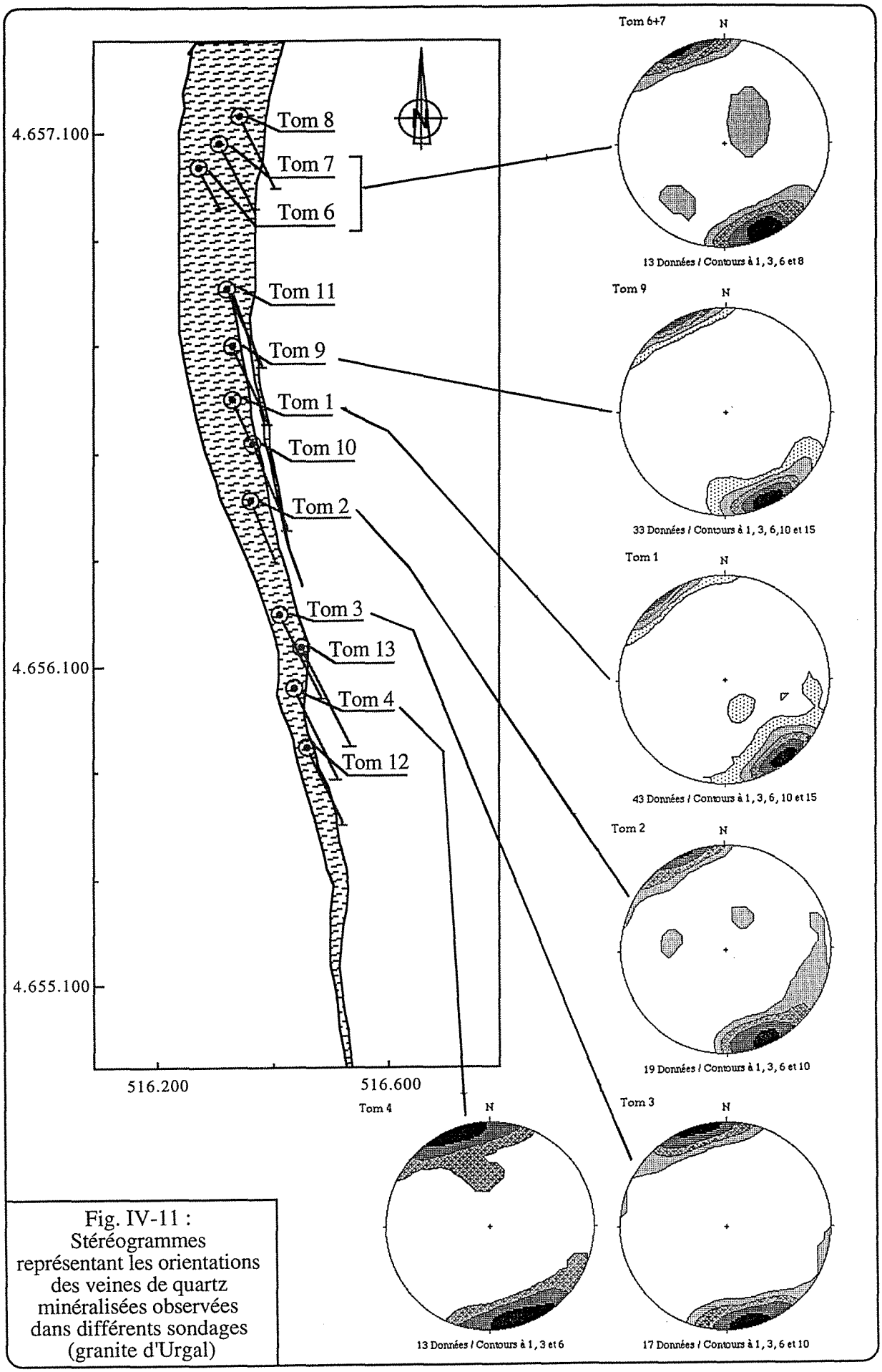


Fig. IV-11 : Stéréogrammes représentant les orientations des veines de quartz minéralisées observées dans différents sondages (granite d'Urgal)

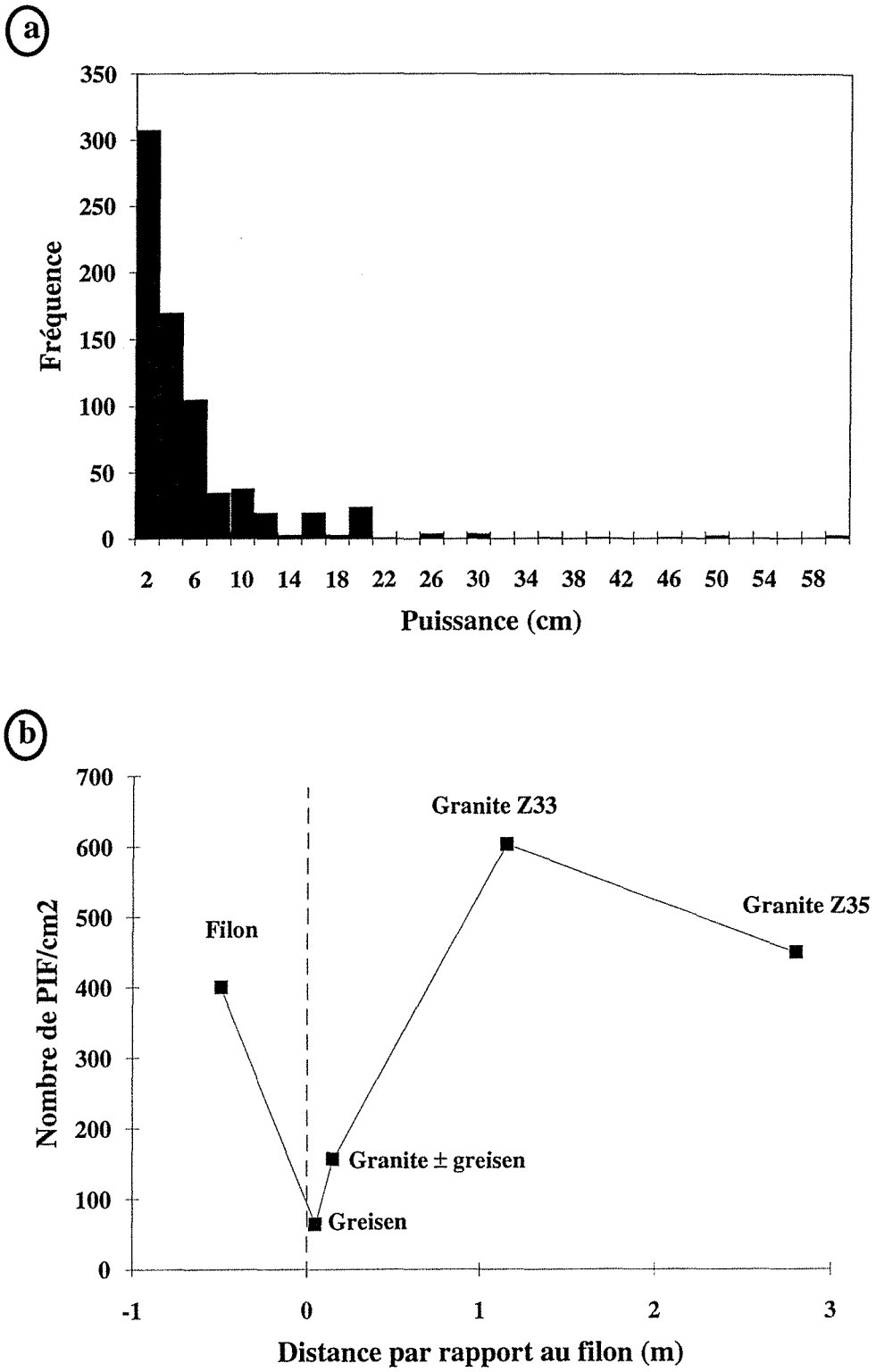


Fig. IV-12 : (a) Puissance des veines à Tomino.
(b) Evolution de la densité des PIF le long du profil.

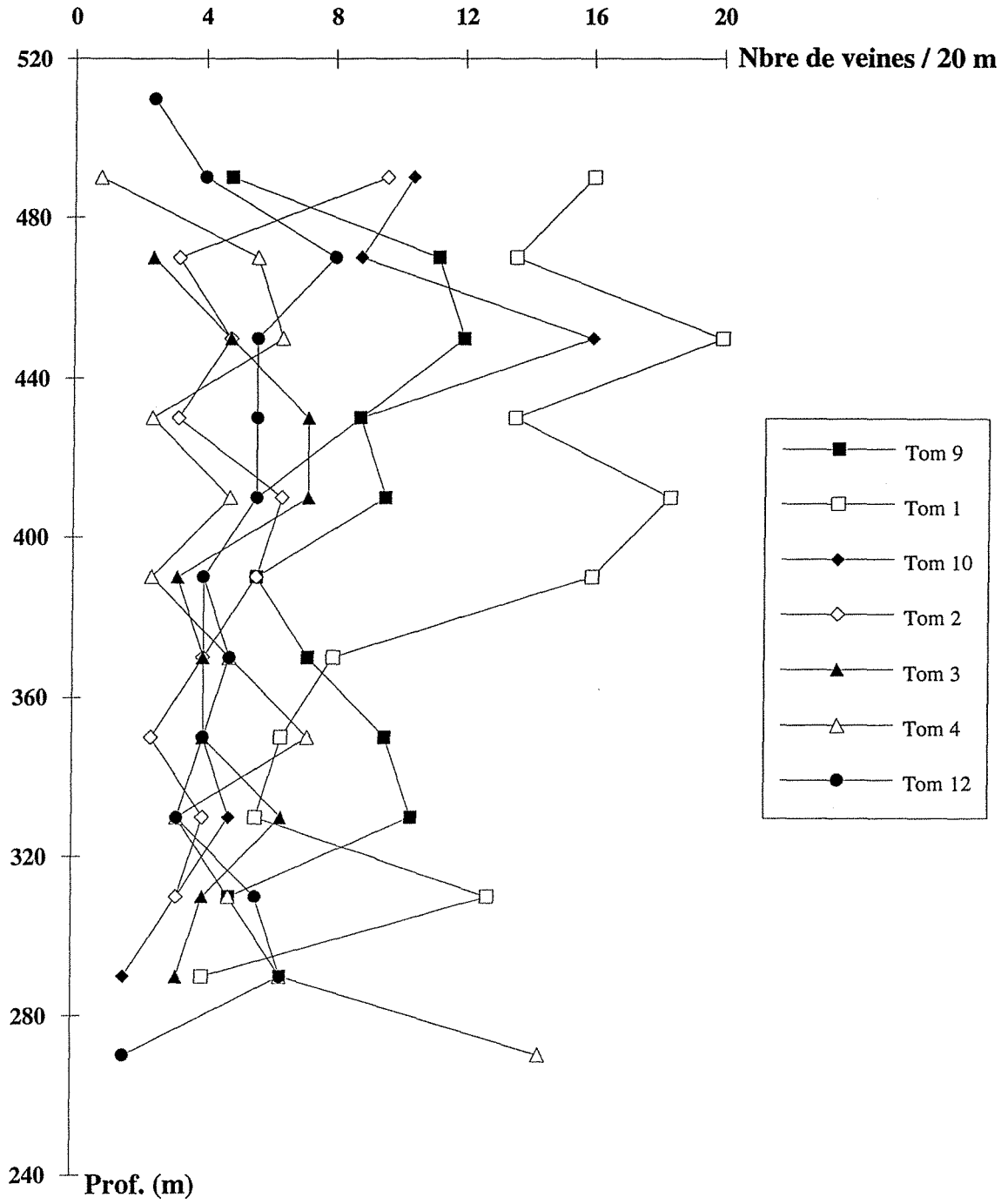


Fig. IV-13 : Variation de la densité des veines minéralisées des différents sondages en fonction de la profondeur.

des orientations des veines observées dans les différents sondages ont été réalisées et sont reportées sur des canevas de Schmidt. Ces veines de quartz ont fait l'objet d'une étude statistique (§ analyse fractale).

Les épaisseurs mesurés sur 742 veines de quartz ne dépassent pas 30 cm avec une majorité en dessous de 2 cm (Fig. IV-12a).

Dans l'ensemble des sondages, les veines de quartz sont orientées selon une direction unique et principale N80±10°E (Fig. IV-11). Cette variation de 20° peut être due à des réorientations locales. Le pendage de ces veines est fort, et similaire dans tous les sondages. Il varie entre 60 et 90°, mais est majoritairement de l'ordre de 80 et 90°. Il est généralement dirigé vers le nord à l'exception des sondages Tom3 et Tom4 où les veines sont subverticales, et montrent des pendages aussi bien vers le nord que vers le sud.

Les mesures de densité des veines sur des segments de 20 m le long des sondages (Fig. IV-13) montrent que les densités élevées s'observent, pour les différents sondages, à des profondeurs de 300 à 360 m et de 400 à 480 m par rapport au niveau de la mer. Les densités les plus élevées sont observées dans les sondages Tom1, 2, 9 et 10 qui sont situés vers le centre du massif granitique tandis que les densités moins importantes sont observées dans les sondages Tom3, 4, 12, qui sont situés vers la terminaison sud du massif granitique. Cette diminution de la densité à ce niveau peut s'expliquer par la diminution de la puissance du massif.

1.2.2- Etude microstructurale : plans d'inclusions fluides (PIF)

Les mesures des directions des microstructures du gisement de Tomino ont débuté par les travaux d'Essarraj (1992) qui ont porté sur 5 échantillons de la zone n°3. Cette zone est située dans la lame granitique d'Urgal qui constitue le prolongement du granite de Pedrada vers le nord. Ces mêmes échantillons ont été utilisés pour compléter cette étude. Ces échantillons ont été prélevés dans l'éponte granitique nord le long d'un profil de 4 m perpendiculaire à un filon de quartz macroscopique orienté N70°E. L'étude a été entièrement reprise, et a consisté en une étude statistique de l'ensemble des caractéristiques géométriques des plans d'inclusions fluides (azimut, pendage, longueur, ouverture (épaisseur) et espacement) (Barakat et al., 1995).

L'analyse des caractéristiques géométriques des plans d'inclusions fluides a été réalisée en utilisant les statistiques fractales. Pour appliquer cette analyse, on a examiné dans un premier temps les orientations des plans d'inclusions fluides pour

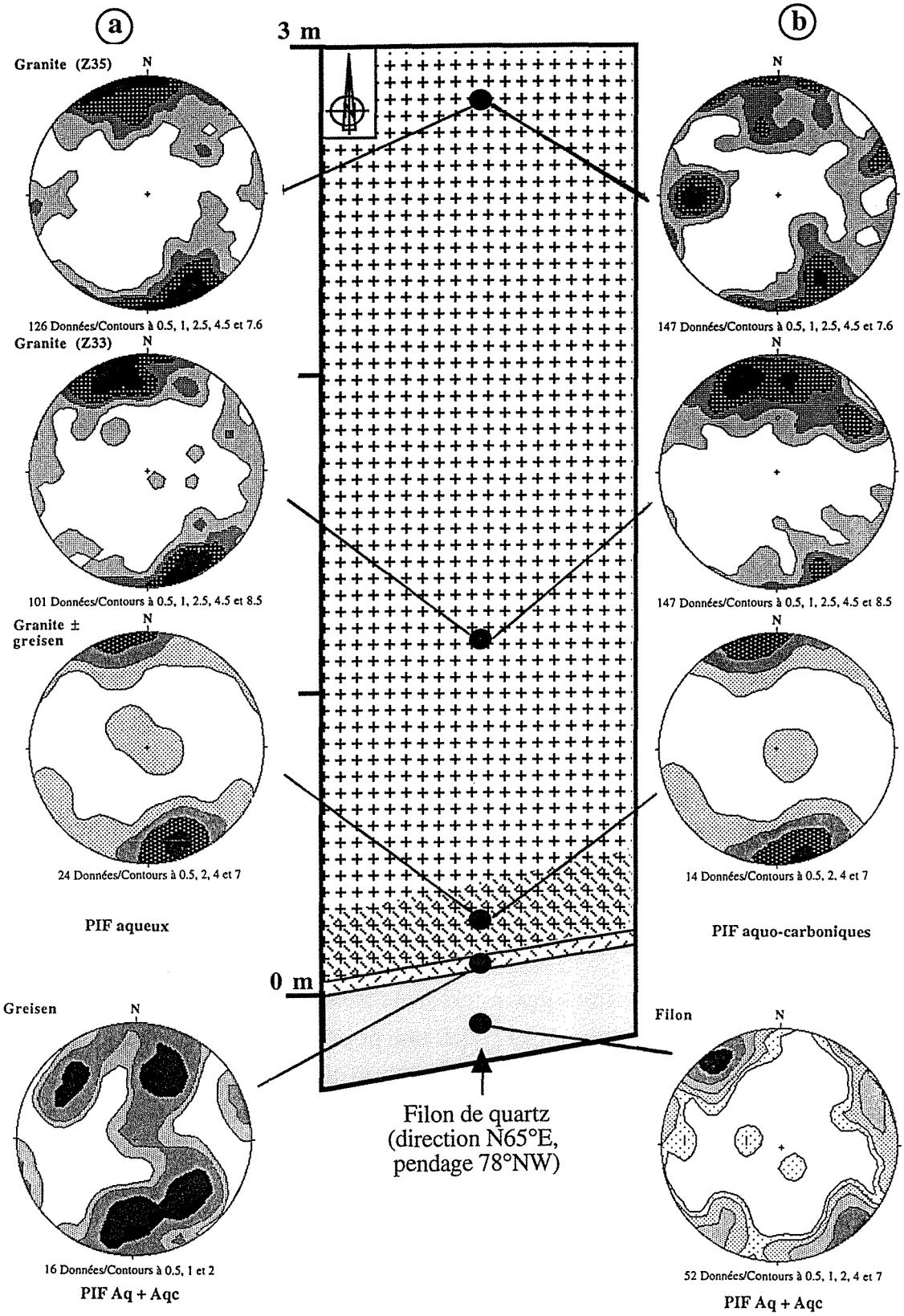


Fig. IV-14 : Stéréogrammes représentant les orientations des PIF mesurées, sur des lames épaisses, le long d'un profil de 4 m.

distinguer les différentes familles, puis les longueurs, les espacements et les ouvertures.

1.2.2.1- Orientation

- Granite sain

Les mesures ont été faites sur des échantillons prélevés en deux sites espacés de 1,5 m. Les mesures obtenues sont reportées sur des stéréogrammes (Fig. IV-14) en fonction du type de fluides (aqueux ou aquo-carbonique).

Le réseau des plans d'inclusions fluides aquo-carboniques est orienté selon deux directions principales N70±20°E et N170±10°E (Fig. IV-14b). Cette dernière direction est surtout développée dans l'échantillon Z3-5. Elle est très peu fréquente, voire même absente dans les autres échantillons de granite et de greisen (Fig. IV-14). Les plans d'inclusions fluides de la direction N70±20°E portent principalement des fluides aquo-carboniques. Les plans d'inclusions fluides de ces deux directions ont un pendage soit vers la droite ou vers la gauche par rapport aux directions, et qui varie entre 40 et 90° avec un maximum entre 60 et 80° (Fig. IV-14b).

Les plans d'inclusions fluides aqueuses sont orientés principalement selon la direction N70±20°E (Fig. IV-14a). La direction N0±10°E est peu fréquente. Ces PIF aqueuses sont plus pentés que les plans d'inclusions fluides aquo-carboniques. Leurs pendages varient entre 60 et 90°NNW ou SSE avec un maximum entre 80 et 90° (Fig. IV-14a).

- Granite greisenisé

Dans les épontes qui sont constituées d'un granite complètement greisenisé, la densité des plans d'inclusions fluides diminue. Trois directions s'individualisent dont une principale N70°E, et deux autres conjuguées N40°E et N120°E (Fig. IV-14). Le pendage varie essentiellement entre 40 et 85°NW ou SE, quelque soit la direction, avec un mode vers 65° (Fig. IV-14).

Dans le granite plus ou moins greisenisé situé à une quinzaine de cm du filon, la densité des plans d'inclusions fluides augmente légèrement. Une seule direction majeure est observée, N70±20°E avec un pendage variant entre 60 et 90° soit vers le N soit vers le S (Fig. IV-14).

Les directions principales et les pendages des plans d'inclusions fluides sont les mêmes que ceux des plans rencontrés dans le granite sain.

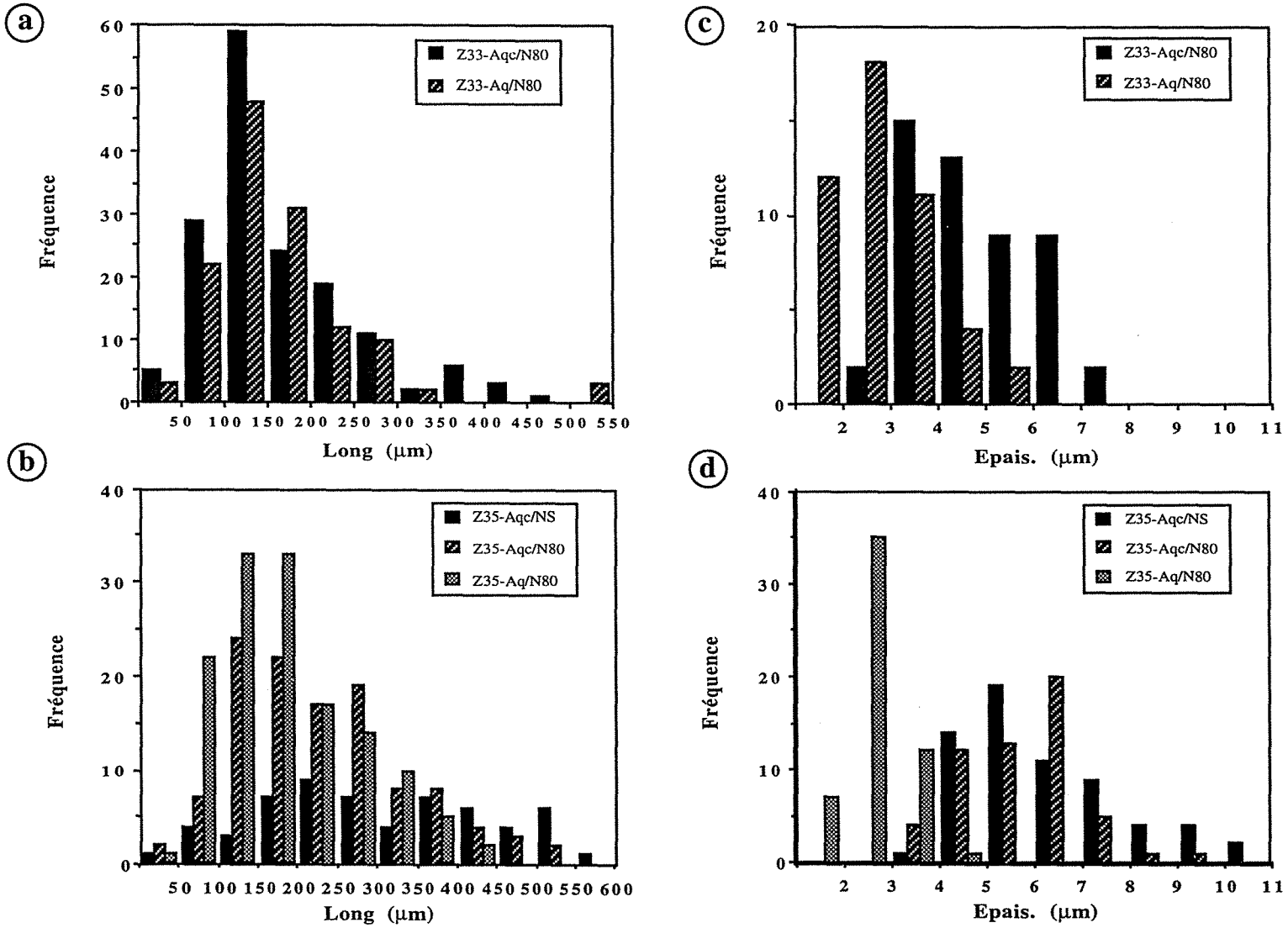


Fig. IV-15 : Longueur des PIF dans l'échantillon Z3-3 (a) et dans l'échantillon Z3-5 (b).
Epaisseur des PIF dans l'échantillon Z3-3 (c) et dans l'échantillon Z3-5 (d).

- Filon de quartz

Dans le filon, la densité des plans d'inclusions fluides est très importante. On retrouve comme direction principale, la direction N70±20°E (Fig. IV-14) rencontrée dans les granites sains et greisenisés. La direction N150-180°E est très peu exprimée. Aucun changement des directions par rapport aux encaissants n'est observée.

1.2.2.2- Longueur

Quels que soient le type et la direction des PIF et quel que soit l'échantillon considéré, les distributions des longueurs (Fig. IV-15a et b) sont caractérisées par des histogrammes typiques de distributions exponentielles ou log-normales. Ces histogrammes montrent des longueurs généralement inférieures à 600 µm, et des modes situés souvent entre 100 et 200 µm.

1.2.2.3- Ouverture

Les ouvertures des PIF ont été assimilées, en l'absence d'autres critères fiables, à la largeur des inclusions fluides qui y sont piégées. Les ouvertures mesurées ne montrent pas de grande variation pour les plans d'un même type de fluide, mais elles varient en fonction du type de fluide (Fig. IV-15c et d). Elles sont plus grandes pour les plans d'inclusions fluides aquo-carboniques, et varient entre 3 et 11 µm avec un mode entre 5 et 7 µm. Elles sont plus petites pour les plans d'inclusions fluides aqueuses et sont comprises entre 1 et 6 µm avec un mode entre 3 et 4 µm.

Aucune corrélation entre la longueur et l'épaisseur n'a été observée.

1.2.2.4- Densité

Des mesures de la densité par unité de surface ont été réalisées sur des échantillons du filon, du greisen et du granite (Fig. IV-12b). Ces densités sont calculées en rapport avec le pourcentage du quartz dans ces roches.

Les densités les plus importantes sont observées dans les échantillons du granite sain, et sont de l'ordre de 604 PIF/cm^2 pour l'échantillon Z3-3 et de 450 PIF/cm^2 pour l'échantillon Z3-5.

Ces densités chutent dans le granite plus ou moins greisenisé (156 PIF/cm^2) puis dans le greisen (63 PIF/cm^2), malgré le pourcentage important du quartz dans le greisen. Cette chute de densité pourrait s'expliquer par le grand pourcentage de

muscovite qui fait diminuer la compétence du greisen et entraine donc une diminution de la microfissuration.

Dans le filon, ces densités augmentent mais restent plus faibles que celles du granite. Ceci peut s'expliquer par le fait que le granite contient une génération de plans d'inclusions fluides de plus que le filon ; cette génération correspond aux PIF aquo-carboniques à CH_4 dominant qui sont contemporains de la formation du filon (quartz Q1).

1.2.2.5- Conclusions

Le filon, le greisen et le granite de Tomino sont recoupés par un réseau de plans d'inclusions fluides (PIF) dont la direction principale est N70°E. Cependant, des fluctuations locales sont observées.

La direction principale des PIF N70°E, mesurée sur l'ensemble des faciès du profil, est parallèle à la direction des veines de quartz. Cette direction N70°E est subperpendiculaire à la direction de la foliation qui est N160±20°E. Les PIF étant des microstructures de mode I, elles indiquent une permanence de l'orientation de la contrainte maximale (N70°E). Les pendages subverticaux indiquent que la contrainte maximale est horizontale.

Une autre direction N0±10°E moins développée que la précédente est observée dans l'échantillon Z3-5. Si les fluides observés dans des PIF de cette direction présentent des caratéristiques semblables à celles des fluides des PIF N70°E, on ne peut considérer ces deux directions comme strictement équivalentes. Soit elles ne sont pas contemporaines, soit elles ne sont pas des structures de mode I, car on ne peut pas former des microstructures de mode I perpendiculaires à la contrainte principale. Des cas semblables ont été observés par Ayt Ougougdal (1994) dans le granite de la Marche occidentale. Il n'y a pas d'explication simple de la formation de ces structures orientées N0±10°E, mais plusieurs hypothèses sont envisageables :

- il peut s'agir de structures plus précoces qui ont été réouvertes lors de la formation des PIF N70°E ;

- ces structures pourraient se développer en liaison avec d'autres facteurs locaux tels que la foliation importante des granites de cet échantillon.

Deux directions N40°E et N130°E, très peu fréquentes, sont observées dans le greisen. La formation des ces PIF mineurs pourrait être le résultat d'une fracturation hétérogène du greisen due à sa faible compétence.

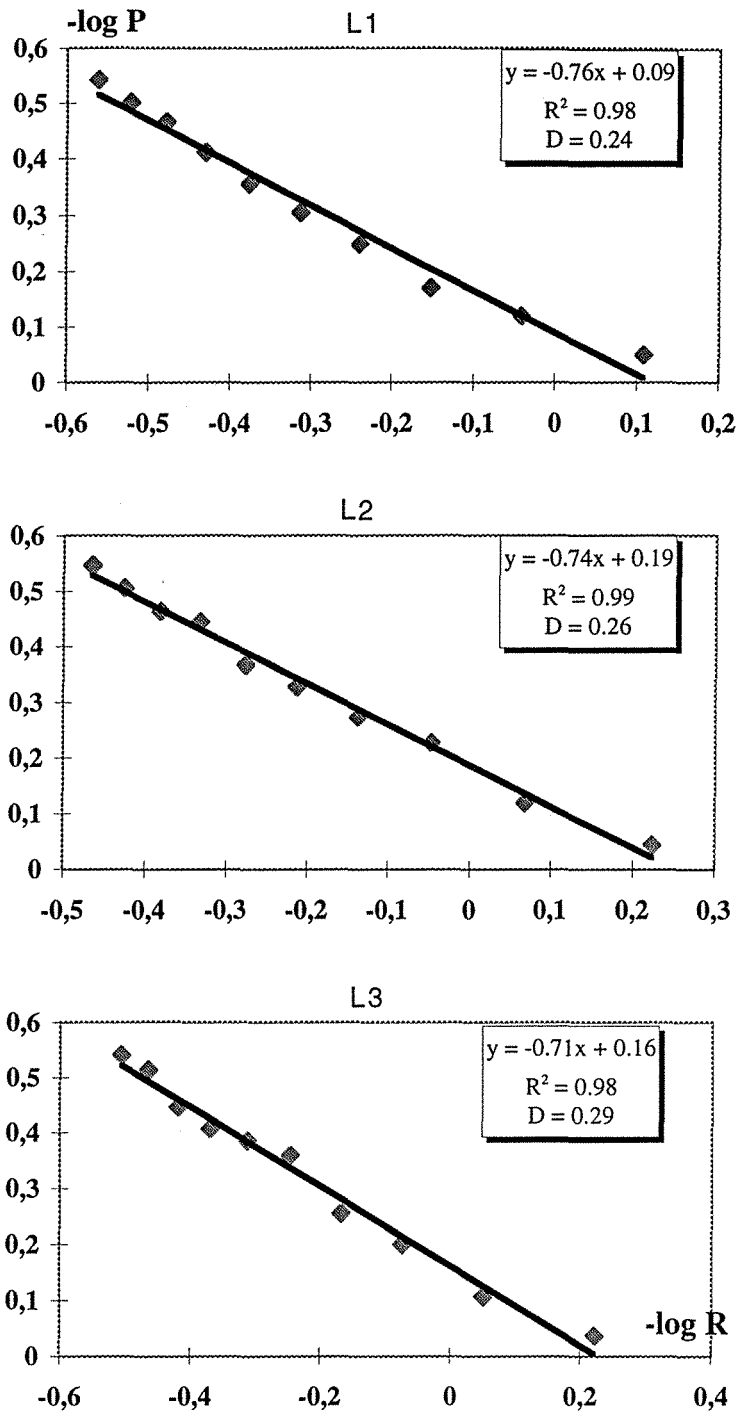


Fig. IV-16 : Résultats de l'analyse fractale des macrostructures, à l'échelle du massif, reportés sur des diagrammes -logP/logR, et valeurs de la dimension fractale (D).
L1, L2 et L3 = lignes de mesure orientées NNW.

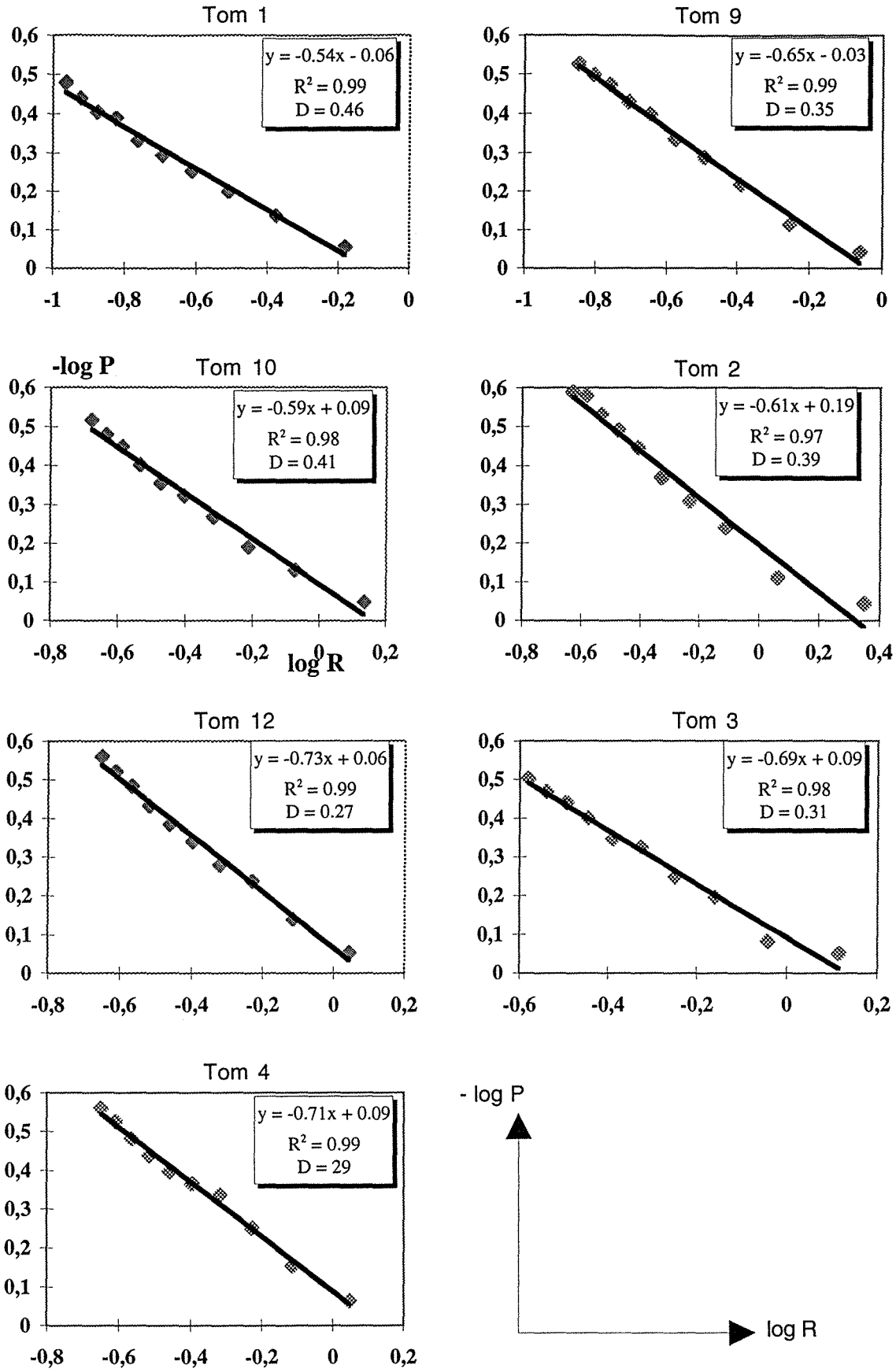


Fig. IV-17 : Résultats de l'analyse fractale des veines minéralisées, dans l'ensemble des sondages, reportés sur des diagrammes -logP/logR, et valeurs de la dimension fractale (D).

Quelle que soit la direction et quel que soit l'encaissant, les PIF aquo-carboniques et aqueuses ont les mêmes longueurs avec un maximum entre 100 et 200 µm. Les ouvertures sont faibles aussi bien pour les PIF aqueux que pour les PIF aquo-carboniques.

1.2.3- Etude statistique fractale

1.2.3.1- Analyse fractale des macrostructures à l'échelle du massif granitique (échelle 1,5 Km)

Les mesures des espacements ont été effectuées le long de trois lignes parallèles perpendiculaires à la direction principale de structures, et espacées d'une distance supérieure à la longueur de la plus grande structure. Pour les trois lignes de mesures, les diagrammes -log P / log R montrent des corrélations linéaires, avec des coefficients de corrélation R^2 variant entre 0,986 et 0,998 (Fig. IV-16), entre ces deux paramètres indiquant une distribution fractale des différentes structures. Les dimensions fractales pour ces lignes de mesures sont de 0,24 ; 0,26 et 0,29 (Fig. IV-16). La variation de D peut être expliquée par la variation de la taille des lignes de mesure. Ces petites valeurs de D et les fortes pentes indiquent la bonne régularité dans la distribution des fractures à cette échelle d'observation.

1.2.3.2- Analyse fractale à l'échelle des sondages (échelle 520 m)

Le long de l'ensemble des sondages, les espacements entre les veines de quartz ont été mesurés le long de lignes de mesures parallèles aux sondages. Log R et - log P sont anticorrélés, avec des coefficients de corrélation R^2 variant entre 0,982 et 0,999, pour tous les sondages (Fig. IV-17). Il y a donc une distribution fractale des veines à cette échelle d'observation.

Les dimensions fractales D pour les différents sondages Tom 1, 9, 10, 2, 12, 3 et 4 sont respectivement de 0,46 ; 0,35 ; 0,41 ; 0,39 ; 0,27 ; 0,31 et 0,29 (Fig. IV-17). L'ensemble des sondages montrent des faibles D comprises entre 0,29 et 0,37 sauf pour les deux sondages Tom 9 et Tom 1 qui sont situés au corps du massif, et qui ont des D élevées (Tableau suivant). Une légère augmentation de D est observée pour les sondages situés vers le sud du massif (Tom3, 4, 12) jusqu'aux sondages situés vers le centre. Ces derniers sondages sont caractérisés par une grande densité des veines par rapport aux autres sondages.

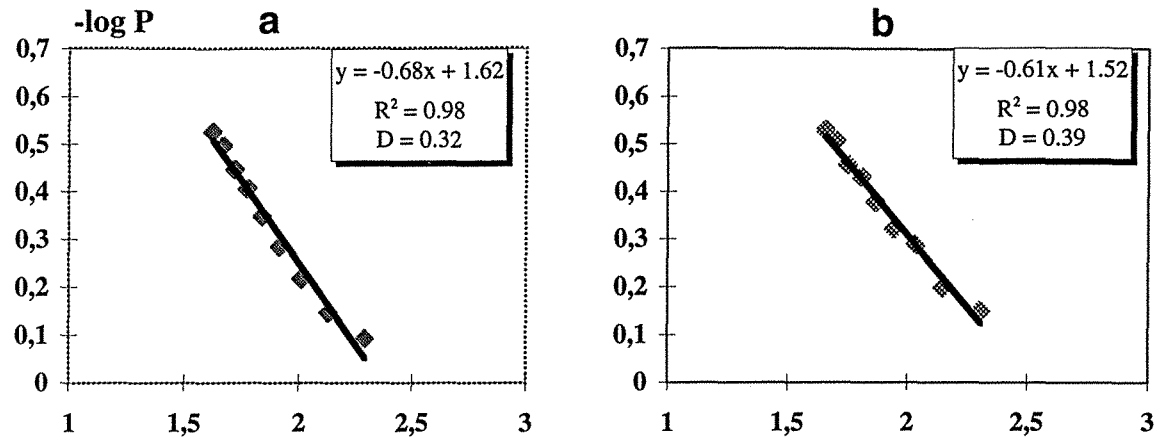


Fig. IV-18 : Résultats de l'analyse fractale des PIF de l'échantillon Z3-3 reportés sur des diagrammes -logP/logR, et valeurs de la dimension fractale (D).
(a) PIF aquocarboniques et (b) PIF aqueuses.
Les lignes de mesure sont orientées N-S.

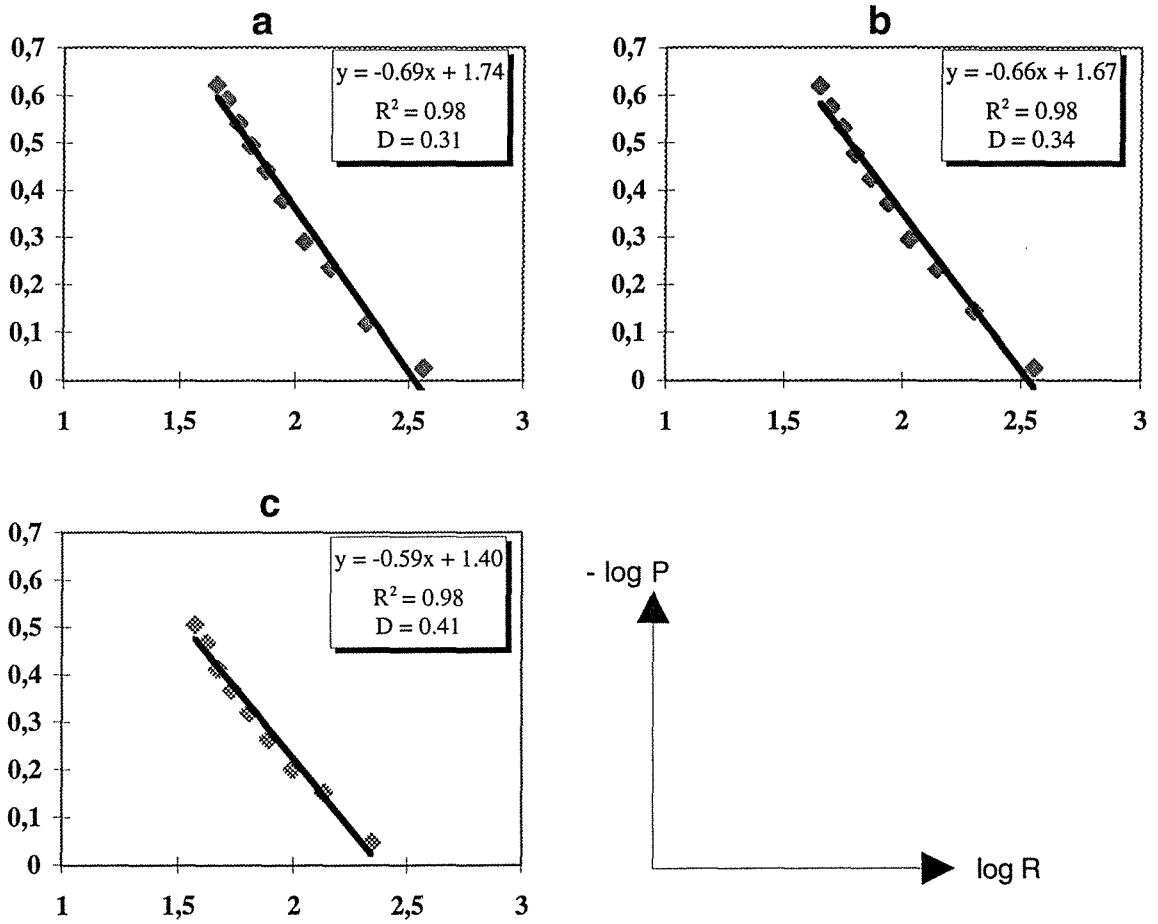


Fig. IV-19 : Résultats de l'analyse fractale des PIF de l'échantillon Z3-5 reportés sur des diagrammes -logP/logR, et valeurs de la dimension fractale (D).
(a) et (c) PIF aquocarboniques et (b) PIF aqueuses.
Les lignes de mesure sont orientées N-S pour (a) et (b) et E-W pour (c).

Sondages	Pendage des sondages (°)	Côte (m)	Profondeur du sondage (m)	Nombre total de veines	Dimension fractale
1	53	290-500	251	168	0,46
2	53	275-500	278	58	0,39
3	53	230-477	290	58	0,31
4	53	255-490	285	74	0,29
9	53	275-485	259	113	0,35
10	53	245-500	310	89	0,41
12	53	273-505	285	75	0,27

1.2.3.3- Analyse fractale des microstructures à l'échelle des lames épaisses

Les espacements entre les plans d'inclusions fluides sont mesurés le long de lignes parallèles et espacées d'une distance supérieure à la taille moyenne des plans d'inclusions fluides. Ces mesures sont réalisées uniquement dans les grains de quartz. Les lignes de mesure sont perpendiculaires aux deux directions des PIF, la direction principale E-W et la direction secondaire N-S.

Les valeurs de -log P et log R sont anticorrélés, et se distribuent suivant des droites avec des coefficients de corrélation de 0,98 et des pentes de 0,59 à 0,68 (Fig. IV-18 et 19). L'analyse fractale indique que les valeurs de D sont similaires entre les PIF aquo-carboniques et aqueuses et entre les échantillons étudiés (Fig. IV-18 et 19). Les valeurs de la dimension fractale D sont également similaire le long des lignes de mesure perpendiculaires. Cette dimension fractale est de 0,32-0,39 pour les lignes de mesure N-S dans l'échantillon Z3-3 (Fig. IV-18), et de 0,31-0,34 et 0,41 pour les lignes de mesure N-S et E-W dans l'échantillon Z3-5 (Fig. IV-19).

Cette étude montre que les différents types de structures étudiés sont distribués d'une façon fractale. La comparaison de la fracturation à l'échelle macrostructurale (métrique à kilométrique) et microstructurale montre que les dimensions fractales sont très similaires quelle que soit l'échelle considérée. Ceci indique que ces structures sont le résultat de stades spécifiques de la fracturation dans un même régime compressif. Les structures quartzeuses macroscopiques ainsi que les PIF correspondent à un mode d'ouverture en fentes de tension parallèles à la contrainte principale $\sigma 1$ et perpendiculaires au plan $\sigma 1$-$\sigma 3$.

1.2.3.4- Conclusions

Le granite de Tomino est affecté par différents stades de déformation, ductile, puis fragile. La déformation ductile se matérialise par une foliation orientée N160-170°E et pentée de 70 à 90° vers le NE. La déformation cassante s'observe à toutes les échelles :

- à l'échelle pluridécamétrique à kilométrique, le granite de Pedrada est bordé de cisaillements majeurs orientés N170°E à N-S, et est recoupé par des failles transversales de direction principale N70-100°E, et parfois N30-40°E et N130°E ;

- à l'échelle centimétrique à décimétrique, les granite d'Urgal et de Pedrada sont caractérisés par des fractures, non greisenisées aux épontes, et un réseau dense de veines parallèles et orientées principalement N70°E (Planche IV-1-3). Vers le sud du granite de Pedrada, une direction principale N10±20°E apparait. Ces structures en surface et en sondage montrent la même gamme de dimension fractale qui est de 0,30 à 0,46 ;

- à l'échelle microscopique, un dense réseau de PIF superposé aux veines de quartz (fentes de tension) est observé. Ce réseau montre une direction principale qui est N70±20°E et d'autres directions secondaires et locales qui sont N0±10°E, N40°E et N120°E. Les dimensions fractales calculées le long des profils orientés N-S et E-W sont assez similaires entre les PIF aqueuses et les PIF aquo-carboniques et semblables à celles des structures précédentes.

La très bonne concordance des directions et des dimensions fractales obtenues entre les veines de quartz et les PIF est compatible avec le fait que ces structures sont interprétées comme des structures de mode I résultant d'une succession de stades de déformation sous un régime identique de compression subE-W.

1.2.4- Calcul de la perméabilité pour les granites encaissants

La perméabilité est calculée pour chacun des deux grands types de fluides aquo-carboniques et aqueux. La distinction entre les familles de fissures a été réalisée à partir des rosaces et des stéréogrammes d'isodensité. La direction et le pendage moyen de chaque famille ont été déterminés par la méthode de distribution de Fisher (1953). Les PIF forment, dans les deux échantillons étudiés, deux familles perpendiculaires dont les directions principales sont N-S et E-W. La densité des PIF orientés N-S est plus faible que celle des PIF E-W.

Echantillon	Famille	direction	pendage	Nv (mm-3)	C (mm)	Ouvert. (mm)
Z33	Aq	N70±20	80	13,69	0,097	0,003
	Aq	N0+20°E	80	2,14	0,099	0,003
	Aqc	N90±30	75	16,84	0,097	0,005
	Aqc	N150+10	70	2,81	0,101	0,005
Z35	Aq	N80	90	9,39	0,113	0,003
	Aq	N170±20°E	85	0,72	0,129	0,003
	Aqc	N70±20°E	85	6,48	0,140	0,007
	Aqc	N170±20°E	90	2,58	0,176	0,007

Tableau IV-1 : Grandes familles de PIF observées dans les deux échantillons Z3-3 et Z3-5, et leurs caractéristiques géométriques moyennes.
Aq = PIF aqueuses ; Aqc = PIF aquo-carboniques.

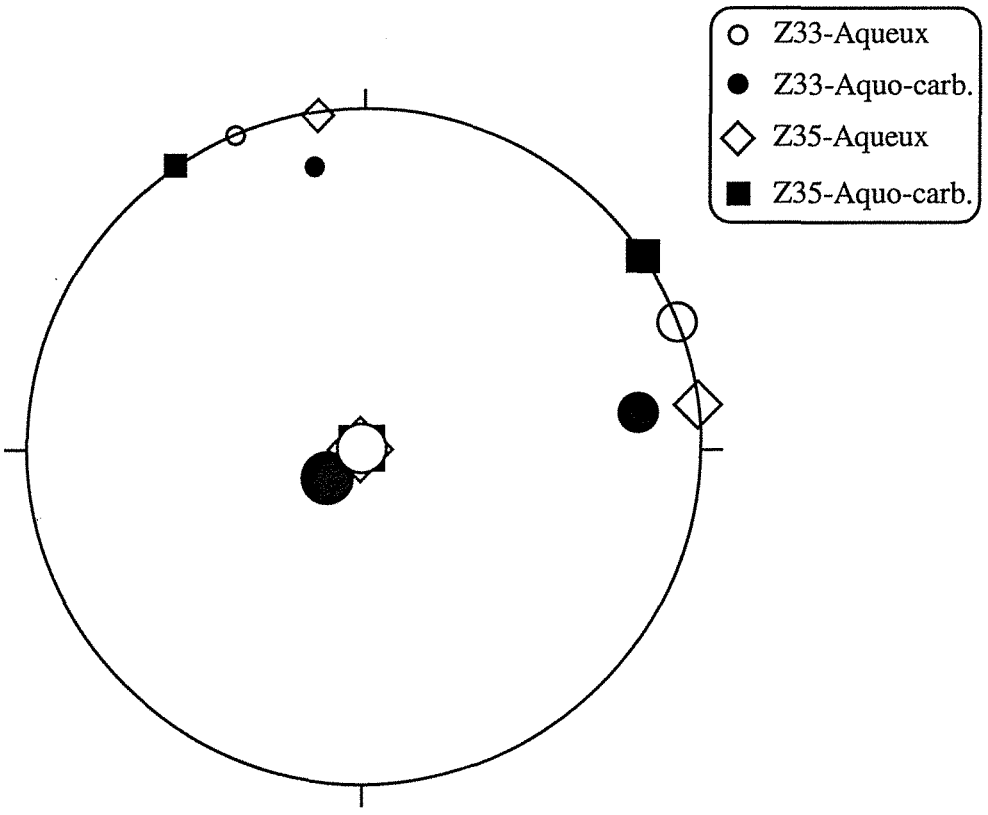


Fig. IV-20 : Stéréogramme représentatif des tenseurs de perméabilité.

Les valeurs des paramètres caractérisant les différentes familles, données dans le tableau IV-1, sont rentrées dans le logiciel "PERMEA" (Canals, CREGU) qui calcule les tenseurs de perméabilité. Les résultats, pour chaque échantillon et chaque type de fluide, sont obtenus sous forme de tenseurs de perméabilité caractérisés dans leur base propre par 3 composantes principales (Tableau IV-2). Ces trois composantes sont orientées dans un repère référentiel XYZ dont l'axe Y correspond au Nord, l'axe X à l'Est et l'axe Z à la verticale (direction ascendante) comme dans le système adopté par Priest (1985).

Echantillons	Perméabilité	K en µD	X	Y	Z
Z3-3-Aqueux	K1	0,5025	0,9181	0,3963	0
	K2	0,0681	-0,3963	0,9181	0
	K3	0,5706	0	0	1
Z3-3-Aquo-carb.	K1	3,0605	0,9651	-0,1638	-0,2043
	K2	0,3838	0,1024	0,9541	-0,2815
	K3	3,4408	0,2411	0,2508	0,9375
Z3-5-Aqueux	K1	0,4818	0,9848	0,1736	0
	K2	0,0436	-0,1736	0,9848	0
	K3	0,5254	0	0	1
Z3-3-Aquo-carb.	K1	5,6348	0,8302	0,5575	0
	K2	3,1455	-0,5575	0,8302	0
	K3	8,7803	0	0	1

Tableau IV-2 : Tableau représentant les tenseurs de perméabilité, calculés, dans leur base propre.

Les valeurs de perméabilité obtenues tombent dans les domaines de perméabilité définis par Brace (1984) pour les roches cristallines (Fig. IV-2), et témoignent de la forte fracturation des granites étudiés.

Les valeurs de perméabilité obtenues varient en fonction du type de fluide, de la direction et de l'échantillon. Les perméabilités les plus élevées sont calculées pour les fluides aquo-carboniques, et sont de l'ordre de 3 à 9 µD dans l'échantillon Z3-5 et de 0,3 et 3,5 µD dans l'échantillon Z3-3. Cette différence de perméabilité entre les deux échantillons est due au développement, dans l'échantillon Z3-5, de la famille de PIF de direction N-S. Pour les fluides aqueux qui sont moins abondants que les fluides aquo-

carboniques, les perméabilités sont faibles, et sont comprises entre 0,07 et 0,6 µD dans l'échantillon Z3-3 et de 0,04 et 0,52 µD dans l'échantillon Z3-5.

Pour projeter les tenseurs de perméabilité dans un stéréogramme (Fig. IV-20), on effectue une simple translation sachant que l'axe Y correspond au Nord, et on obtient (Tab. ci-dessus) :

$$\text{tang}(\alpha) = \frac{x}{y} \qquad \alpha : \text{Azimut}$$

$$\text{tang}(\theta) = \frac{z}{\sqrt{x2+y2}} \qquad \theta : \text{pendage}$$

Le stéréogramme montre que les principales directions d'écoulement sont orientées N70±10°E et secondairement selon la direction N-S. Ces directions d'écoulement de fluides ont un pendage subvertical.

1.2.4.1- Conclusions

La perméabilité est un paramètre physique qui dépend de l'ampleur de la fissuration et de la porosité des roches. Les granites de Tomino sont caractérisés par une fissuration importante à différentes échelles matérialisée par l'existence de réseaux denses de fentes de tension et de plans d'inclusions fluides dans tout le massif granitique. La perméabilité calculée pour ces granites fissurés est non négligeable, et montre que le massif granitique de Tomino a servi de drain dans sa masse par sa perméabilité à des fluides allochtones en équilibre avec les roches métamorphiques.

La succession paragénétique des veines de quartz (différents types de quartz, différentes paragenèses métalliques) indique qu'après le colmatage (formation) des fentes de tension, plusieurs stades de réouverture sous l'effet de contraintes se sont succédés. Chaque stade est caractérisé par une densité de fracturation et par une perméabilité microfissurale spécifique. Il était donc nécéssaire de dissocier les différents types de fractures liés à chaque stade de déformation. C'est pour cela qu'une étude statistique détaillée des directions de microfissures et des fluides a été réalisée pour permettre de calculer la perméabilité pour chaque stade.

Les perméabilités obtenues pour les fluides aquo-carboniques sont plus importantes que celles obtenues pour les fluides aqueux. Ceci peut s'expliquer par le changement de la compétence de la roche d'un stade à un autre. Le premier stade correspond à la fissuration des granites et donc à la formation des fentes de tension. Au second stade, la fracturation des granites devient faible à cause de la présence des zones déja fracturées (quartz des fentes de tension) qui probablment se rouvrent

facilement. Le même phénomène se répète lors des stades tardifs avec une augmentation de plus en plus forte de la fracturation des quartz des veines alors que celle du granite diminue. Ceci explique la diminution de la densité des PIF dans les granites de Tomino depuis les stades précoces (PIF aquo-carboniques) vers le stade tardif (PIF aqueuses), et explique la diminution de la perméabilité des granites lors de la percolation des fluides aqueux. Ceci confirme les hypothèses émises sur Laurieras (Massif Central français) qui postulent que seules les roches compétentes sont suffisament fracturées lors d'une déformation cassante, et deviennent ainsi plus perméables (Lespinasse et al., 1990). Le quartz des veines est plus compétent que le granite, et se fracture donc suffisament pour créer un drainage potentiel beaucoup plus efficace. C'est pour cela que le réseau de drainage et de piége de minéralisations se trouve plutôt dans les veines de quartz que dans les granites, et que les minéralisations bien que tardives n'affectent que les veines de quartz.

I.3- MOKRSKO

Le massif de Mokrsko a subi une déformation cassante importante matérialisée par des réseaux de micro- à macrostructures de direction E-W, et d'autres directions plus locales orientées NW-SE. Ces déformations sont représentées à l'échelle métrique par des fentes de tension remplies de quartz (Planche IV-1-5 et 6) et à l'échelle micrométrique par des plans d'inclusions fluides (Planche III-2-1 et 2).

Les fentes de tension forment un réseau très dense et parallèle affectant l'ensemble des granodiorites (Planche IV-1-5 et 6). L'étude pétrographique des quartz de ces fentes de tension montre qu'il s'agit d'un seul type mais polycristallin dont la taille diminue du centre vers les bordures. Ceci a été confirmé par leur étude en cathodoluminescence. La minéralisation principale portée par ces fentes de tension correspond à un assemblage de sulfures comprenant essentiellement de la pyrite, de la pyrrhotite et de l'arsénopyrite.

Ce réseau dense de veinules de quartz (parallèles) affectant la granodiorite représente la structure piège pour la minéralisation aurifère.

Une étude macroscopique et microscopique de la fracturation a été réalisée à différentes zones du massif granodioritique afin de caractériser la variation horizontale des directions des marqueurs micro et macrosructuraux.

1.3.1- Fracturation régionale : failles

A l'échelle régionale, l'analyse de la fracturation sur les cartes géologiques a permis de dégager trois types de fractures :

- des grandes fractures orientées NE-SW qui ont joué en cisaillement dextre. La zone faillée majeure varisque correspond à la zone de cisaillement du Massif Bohémien Central. Elle atteint 6 Km de large. C'est le long de cette faille, qui sépare le moldanubien et le barrandien, que se sont développés les granites du pluton bohémien central mais sans subir de déformation ;

- des fractures orientées NW-SE qui recoupent entièrement (transversalement) le pluton bohémien. Le déplacement le long de ces failles qui ont joué probablement en cisaillement dextre explique la courbure de la faille majeure du Massif Bohémien Central. Ces failles sont chronologiquement postérieures au type précédent ;

- d'autres failles de petites dimensions N90±15°E et NW-SE sont d'importance locale, et sont observées dans le district Celina-Mokrsko.

Dans la région de Mokrsko, se trouvent deux familles de fractures perpendiculaires et de dimensions plus réduites, orientées NNE et ESE.

1.3.2- Déformation ductile des granodiorites

La granodiorite porphyroïde étudiée ne présente pas de structures importantes de déformation plastique (ni foliation, ni plans de cisaillement (C)). Cependant, une déformation ductile très nette des quartz (extinctions roulantes et contours dentelés) et des plissements de phénocristaux de biotites ont été observés. Ces minéraux ainsi que les phénocristaux de feldspaths alcalins et potassiques et d'amphibole s'orientent selon une direction N170±10°E qui est plus ou moins perpendiculaire aux fentes de tension de quartz.

L'absence de plans C et S très nets peut s'expliquer soit par le fait que ces granodiorites se sont mises en place pendant une période de faible déformation ou sont postectoniques, soit par la disposition des granodiorites de ce secteur dans un point neutre loin de la zone de cisaillement.

1.3.3- Fracturation macroscopique : fentes de tension

L'analyse des caractéristiques (direction, pendage, épaisseur et espacement) de ces fentes de tension a été réalisée, à l'oeil nu, sur des sections sciées dans le plan horizontal et dans les différents sites d'échantillonnage. Les résultats sont représentés dans les figures IV-21. Cette étude a montré que :

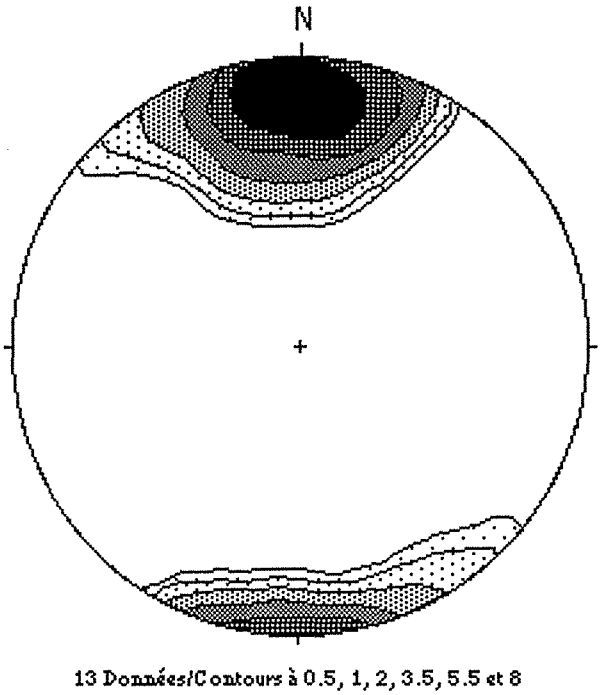


Fig. IV-21 : Stéréogramme représentant les orientations des fentes de tension intragranodioritiques.

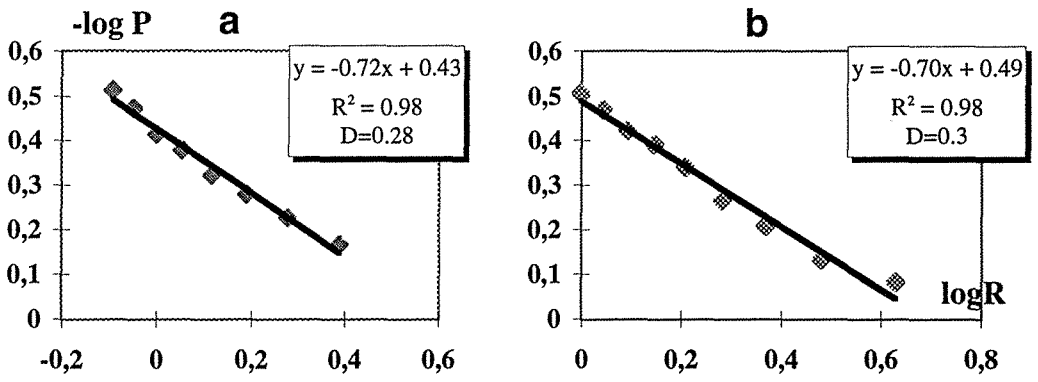


Fig. IV-22 : Diagramme -logP/logR représentatif des résultats de l'analyse fractale des fentes de tension dans la granodiorite (a) et dans les roches volcano-sédimentaires (b).

- les fentes de tension de quartz forment une famille homogène dont la direction principale et unique est N90±10°E ;

- les pendages de ces fentes de tension varient entre 57 et 90°E avec un mode qui se situe entre 80 et 90°E ;

- l'épaisseur est de 1±0,5 mm et les espacements varient entre 2 et 5 mm ;

- l'allongement est très important avec un rapport longueur/épaisseur supérieur à 100.

Les caractéristiques sont donc presque les mêmes dans tous les échantillons c.à.d à l'échelle de tout le massif granodioritique, ce qui prouve que ces fentes de tension résultent probablement de la même phase de fracturation et de remplissage et d'un événement majeur de déformation.

Une analyse statistique fractale de ces fentes de tension remplies de quartz a été réalisée sur des échantillons macroscopiques et sur des photos prises sur le terrain. Cette analyse montre que les veines de quartz suivent une distribution fractale dont la dimension fractale est de 0,11 pour les fentes de tension intragranodioritiques (Fig. IV-22a) et de 0,22 pour les fentes de tension intra-métamorphiques (Fig. IV-22b). Ces dimensions fractales sont assez similaires entre les fentes de tension intragranitiques et périgranitiques. Ces faibles dimensions indiquent une grande régularité (ordre) dans la distibution des fentes de tension.

1.3.4- Microfracturation : les plans d'inclusions fluides

La microfracturation est représentée par des plans d'inclusions fluides. L'étude a été réalisée sur des échantillons prélevés, le long d'un profil orienté NE-SW, dans trois zones différentes des travaux souterrains réalisés dans la granodiorite. Les orientations des plans d'inclusions fluides ont été mesurées systématiquement, grâce à l'analyseur d'image et des observations en cathodoluminescence, dans les trois types de quartz : le quartz de la granodiorite (Qg), le quartz des fentes de tension (Qft) et un échantillon de quartz filonien (QF) antérieur aux fentes de tension (Brakat et al., 1995). Les mesures obtenues ont été reportées sur des canevas de Schmidt et des rosaces. Les résultats sont les suivants :

- ***dans le filon de quartz antérieur aux fentes de tension***, les plans d'inclusions fluides présentent une direction majeure N30°E. La direction N90°E est observée mais n'est pas bien exprimée ;

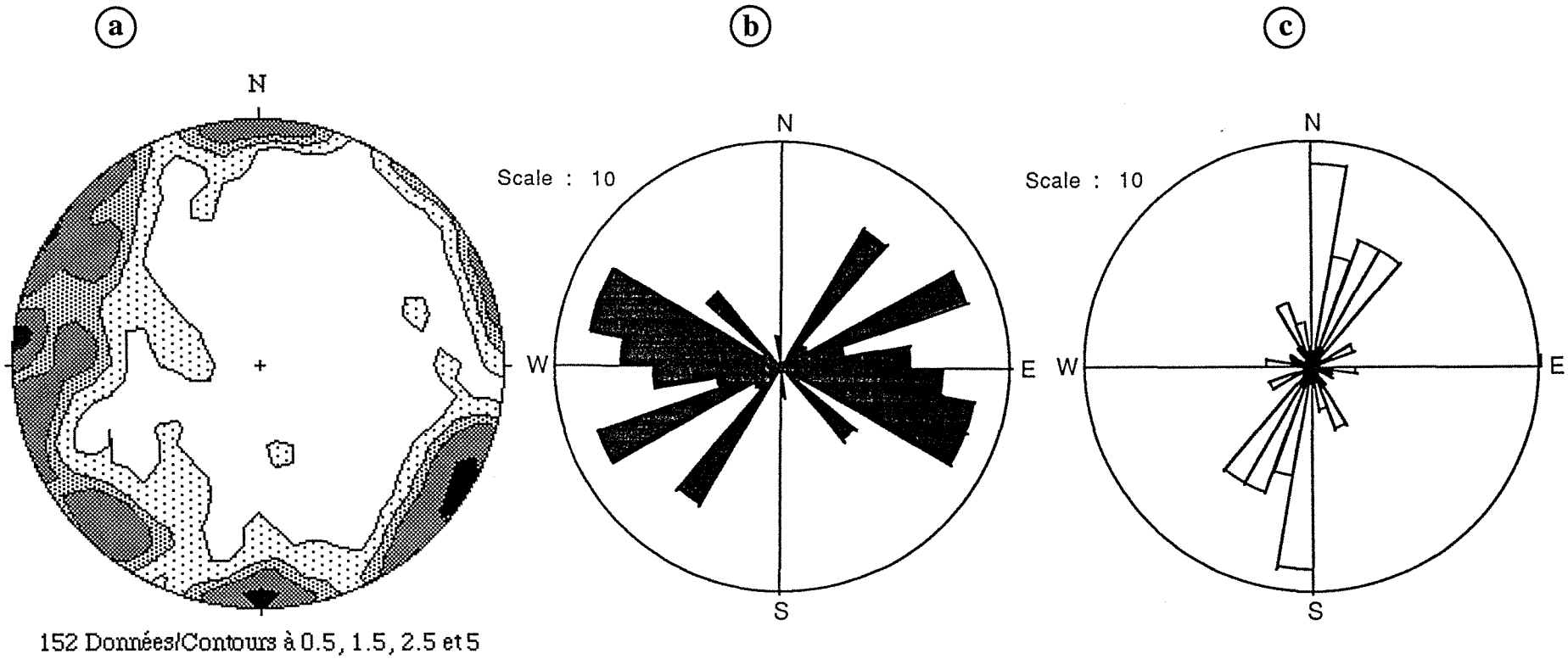


Fig. IV-23 : Orientations préférentielles du réseau de PIF dans le quartz des fentes de tension. (a) Stéréogramme des PIF aquo-carboniques et aqueux, (b) rosace des PIF aquo-carboniques et (c) rosace des PIF aqueuses.

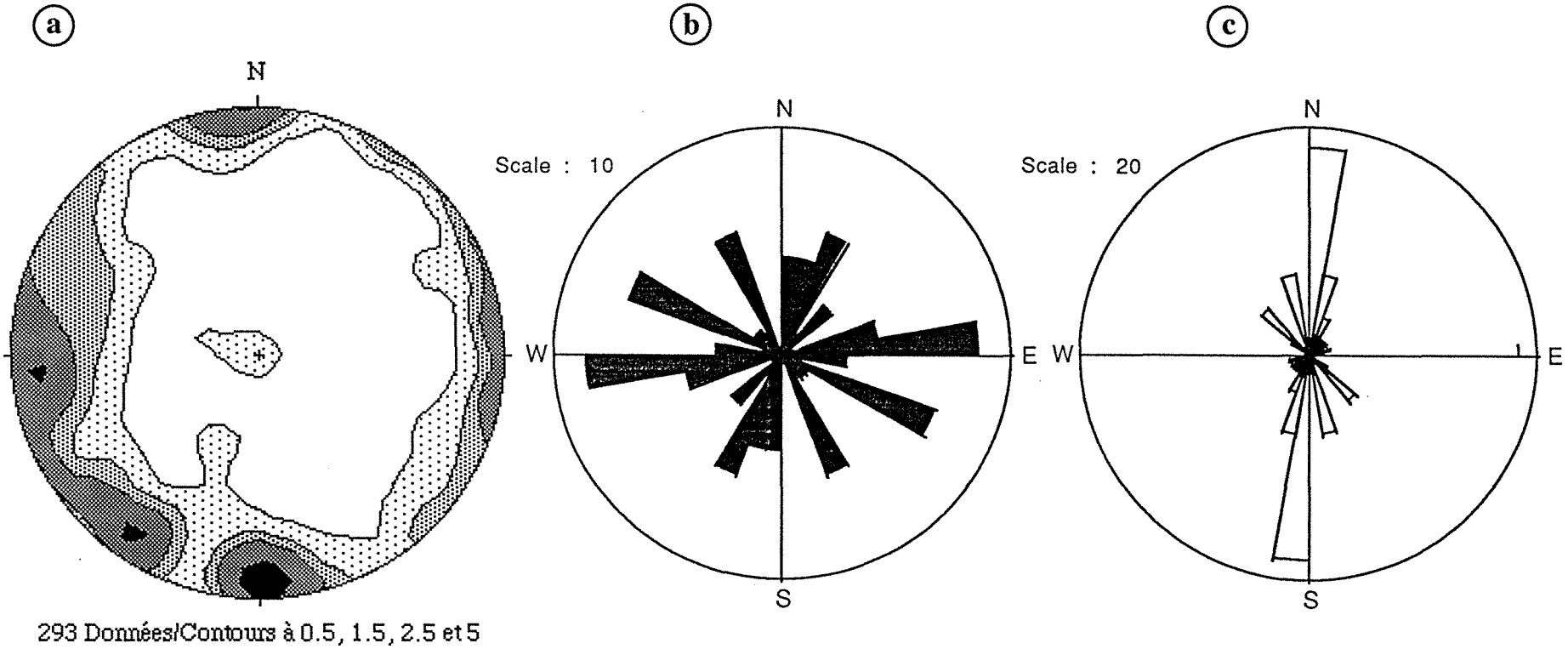


Fig. IV-24 : Orientations préférentielles du réseau de PIF dans le quartz de la granodiorite. (a) Stéréogramme des PIF aquo-carboniques et aqueux, (b) rosace des PIF aquo-carboniques et (c) rosace des PIF aqueuses.

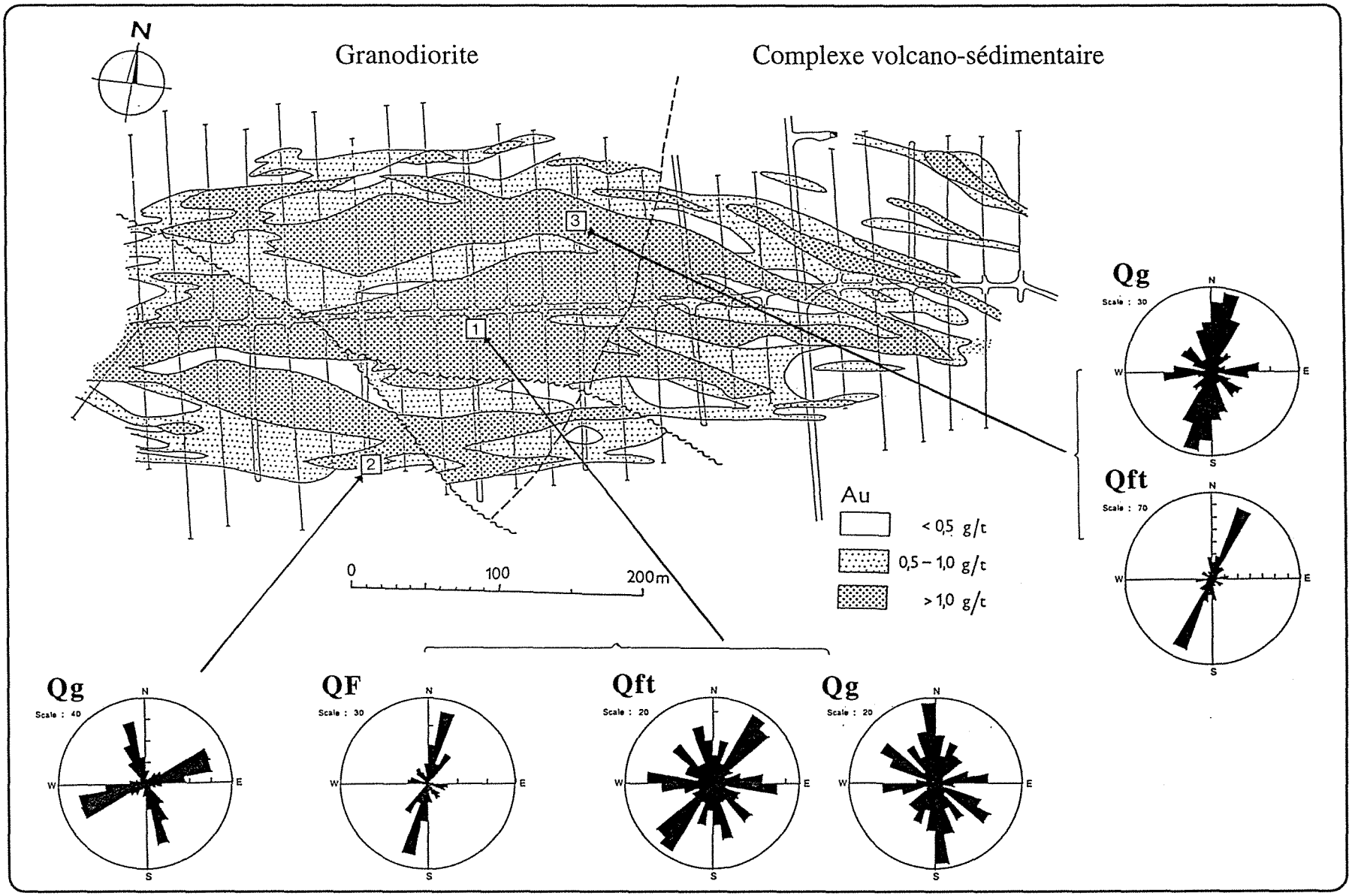


Fig. IV-25 : Evolution horizontale des directions des PIF à Mokrsko. QF, Qft et Qg : types de quartz.

- ***dans les fentes de tension***, le stéréogramme (Fig. IV-23a) montre deux directions principales N0-30°E et N90°E et une direction moins abondante N130°E. Le pendage des PIF est généralement compris entre 80 et 90°. Les PIF de directions N90°E et N130°E contiennent généralement des inclusions fluides aquo-carboniques (Fig. IV-23b) et les PIF N0-30°E sont principalement occupés par des inclusions fluides aqueuses (Fig. IV-23c).

- ***dans la granodiorite***, deux directions préférentielles des PIF N0±15°E et N90±10°E se distinguent (Fig. IV-24a). D'autres directions mineures s'observent : N130°E et 160°E. Les PIF de direction N0±15°E et N90±10°E correspondent respectivement aux PIF aquo-carboniques (Fig. IV-24b) et aux PIF aqueuses (Fig. IV-24c).

Le pendage des plans d'inclusions fluides est très semblable pour les différentes directions et les différents niveaux. Il varie entre 70 et 90°E.

A l'échelle du massif, les deux directions principales subE-W et subN-S s'observent dans les trois sites d'échanillonnage (Fig. IV-25). Pour la direction N-S, on note une légère variation du nord vers le sud du massif granodioritique : N20°E dans le site 3, N0°E dans le site 1 et N170°E dans le site 2. D'autres directions locales et moins abondantes s'individualisent : N130°E dans le site 3 et le site 1, N150°E dans le site 1.

En fonction du faciès, la granodiorite montre une prédominance des PIF subE-W tandis que dans les fentes de tension, les PIF subN-S prédominent. Cette prédominance des PIF subN-S, qui sont princialement occupés par des inclusions fluides aqueuses, dans les fentes de tension s'explique par la forte compétence du quartz des fentes qui se fracture facilement par rappoprt à la granodiorite lors des stades tatrdifs (§ conclusions de Tomino).

1.3.5- Conclusions

La granodiorite de Mokrsko est caractérisée par la superimposition de différents stades de déformation :

- des stades antérieurs à la formation des fentes de tension, sont à l'origine de la formation des filons puissants de quartz. Ces filons, comme la granodiorite, sont légèrement déformés ;

- le stade 1 précoce et principal, est caractérisé par la mise en place des fentes de tension orientées E-W (Planche IV-1-5 et 6) sous un régime compressif ;

- le second stade correspond à la formation du réseau dense de plans d'inclusions fluides orientés E-W, parallèle à la direction des fentes de tension, ce qui laisse penser que la formation de ces plans d'inclusions fluides se réalise sous le même régime tectonique que celui des fentes de tension ;

- le troisième stade est caractérisé par la formation des plans d'inclusions fluides orientés N30°E dans les quartz filonien (QF) et des fentes de tension (Qft) et N0±15°E dans le quartz granodioritique (Qg). La variation de direction entre les quartz des veines et le quartz granodioritique peut s'expliquer par la différence de compétence entre les deux matériaux et par des réorientations locales. Cet événement tardif est clairement postérieur aux plans d'inclusions fluides de direction E-W puisque les microstructures N-S recoupent les microstructures E-W. Il pourrait être un événement déconnecté et correspondant à une phase de compression N-S à NNE ou à une phase d'extension E-W.

I.4- CONCLUSIONS

L'étude structurale montre que les trois gisements étudiés ont subi des déformations aux caractéristiques similaires (Fig. IV-26). L'histoire tectonique est marquée par une succession de stades de déformation qui sont :

- un stade précoce correspondant à une déformation ductile des granites matérialisée par des plans de foliation (Fig. IV-26). Cette foliation est de direction moyenne N170°E dans les gisements de Tomino et de Mokrsko et N30°E dans les granites de Corcoesto ;

- un premier stade, caractérisé par la formation des veines de quartz dans les trois sites étudiés (Planche IV-1). Ces veines de quartz correspondent à des fentes de tension de direction N80±10°E et de pendage subvertical, formées sous une compression E-W avec $\sigma 1$ horizontal (Fig. IV-26) ;

- un deuxième stade correspondant à la superposition sur ces fentes de tension d'un réseau dense de plans d'inclusions fluides (PIF). Dans les trois sites, ce réseau de PIF montre en général deux directions principales qui correspondent à deux épisodes distincts de microfissuration. Les PIF sub E-W sont précoces, et contiennent principalement des fluides aquo-carboniques. Les fluides aqueux s'observent en général dans les PIF de direction sub N-S, sauf dans le granite de Tomino.

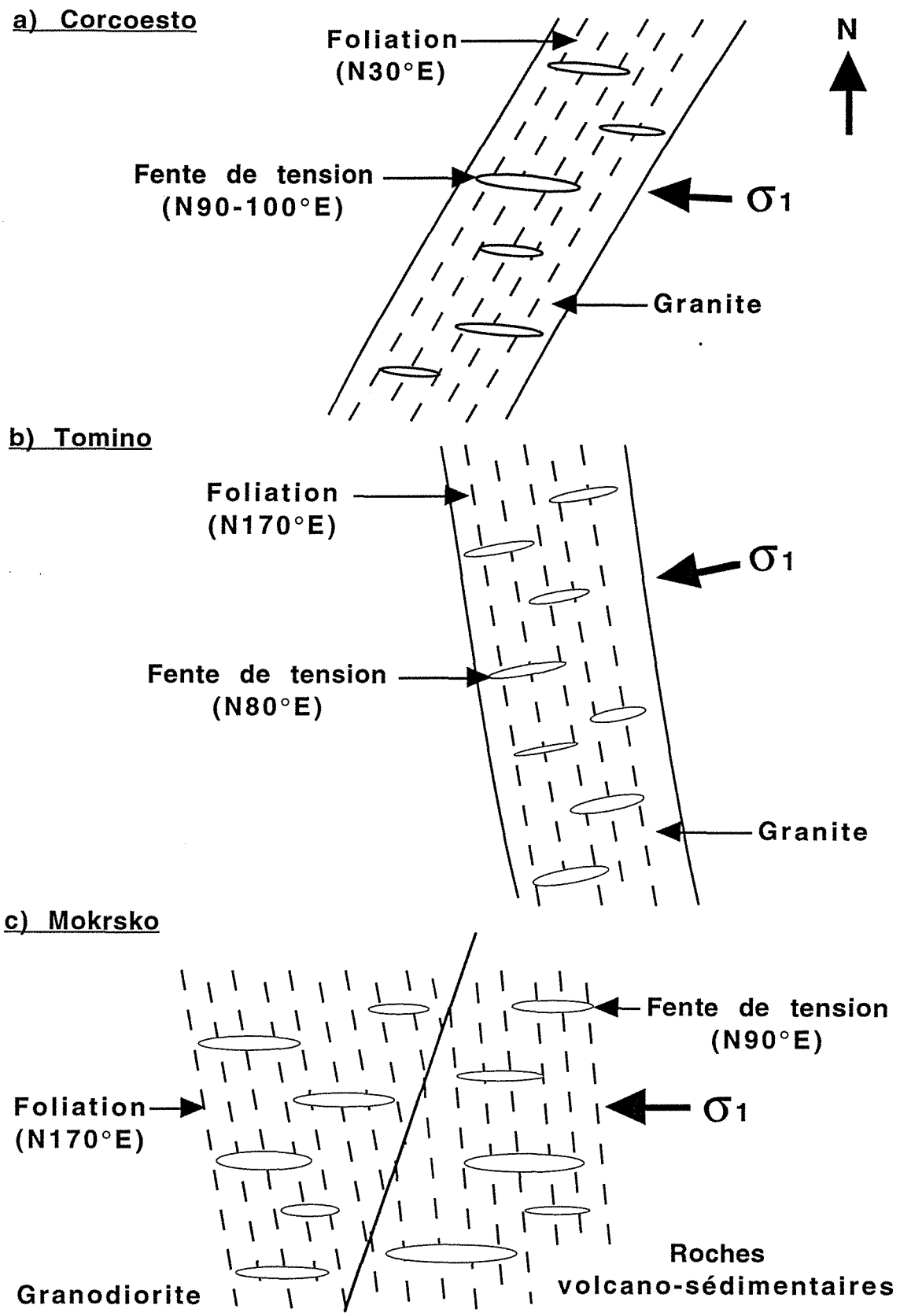


Fig. IV-26 : Représentation schématique des structures ductile (foliation) et cassantes (fentes de tension) observées dans les gisements étudiés.

Cette étude a permis aussi d'aboutir à un ensemble de conclusions :

- les quartz précoces (quartz Q1 à Corcoesto et Tomino) présentant des signes de déformation ductile, ainsi que les légers étirements des queues des fentes de tension suivant les plans de foliation indiquent que la formation de ces fentes est le résultat de déformation à la limite entre le régime de déformation cisaillante ductile et fragile. Les quartz tardifs remplissant les fentes de tension ne montrent pas de signe de déformation ductile ;

- la superposition de plusieurs réseaux de microstructures cassantes dont chacun contient un type de fluide indique qu'il existe une perméabilité de fracture et que la percolation des fluides s'est étendue à tout le massif. Ces réseaux de microfissures correspondent à des événements distincts, depuis les plus précoces jusqu'aux plus tardifs ;

- la réduction de la taille des structures est progressive depuis les failles (zones de cisaillement), en passant par les fentes de tension, puis les PIF aquo-carboniques synchrones au remplissage des veinules (dépôt du quartz Q2) jusqu'aux PIF aqueuses.

- les stades à sulfures et surtout les stades à or sont déconnectés des phases de cisaillement et de déformation des granites syntectoniques ;

- les différences de compétence (hétérogénéités rhéologiques) entre les matériaux fracturés ont une grande influence sur les modes de formation et de réouverture des fractures, car les événements enregistrés dans le granite n'ont pas été observés dans les schistes sauf dans la région de Mokrsko où les roches volcano-sédimentaires sont plus compétentes (Planche IV-1-4 ; Fig. IV-26). En effet , dans les schistes, les fluides précoces percolent à travers les plans de foliation, et entraînent le remplissage de ces plans par du quartz. Cependant, aucune minéralisation correspondant aux stades postérieurs n'est observée dans les schistes, ce qui peut s'expliquer par l'absence de chenalisation préférentielle (fractures, veines de quartz). Dans les granites de forte compétence, la compression et le cisaillement provoquent le développement des réseaux réguliers de fentes de tension, qui se forment avec un angle élevé de 70 à 90° par rapport à la foliation.

II- CONDITIONS P-T DANS LES DIFFÉRENTS SECTEURS

Introduction

- Fluides aquo-carboniques

Le calcul des isochores pour les différents types d'inclusions fluides aquo-carboniques a été réalisé à partir de leur propriétés V-X en utilisant les équations de Kerrick et Jacobs (1981) et Jacobs et Kerrick (1981) selon la méthodologie mise au point par J. Dubessy (Dubessy, 1984 ; Dubessy et al., 1987, 1989) pour le système C-H-O-S.

Des variations de la quantité d'eau dans les inclusions fluides ont été observées, ce qui entraîne de grandes variations dans la densité des fluides, et donc des isochores différents pour des inclusions de même génération. La même observation a été faite par Boiron et al. (1990a), Cathelineau et al. (1993b), Essarraj (1992) et Bastoul (1992) dans des veines aurifères hercyniennes. De telles variations dans la quantité d'eau des inclusions fluides aquo-carboniques peuvent avoir plusieurs causes (Cathelineau et al, 1993b) :

- un piégeage hétérogène d'inclusions carboniques et de liquides aqueux, lorsque les couples P-T sont ceux de la fenêtre d'immiscibilité pour le système H_2O-CO_2 ;

- un piégeage successif de fluides dont les caractéristiques V-X sont différentes (variations de la pression fluide, mélanges,...) ;

- une perturbation des inclusions fluides précoces par des phénomènes post-piégeage tels la contamination partielle d'inclusions fluides carboniques ($\pm H_2O$) par des fluides aqueux sous l'effet d'une intense microfissuration, et de l'intersection des réseaux de microfissures. Ceci serait une des causes probables de la variation des quantités d'eau, par réouverture et contamination d'inclusions fluides aquo-carboniques précoces ;

- une fuite d'eau le long de dislocations sous un régime de déformation ductile (Hollister, 1990; Bakker and Jansen, 1990). Cette hypothèse a été éloignée car les inclusions fluides étudiées se trouvent pour leur plus grande part dans des grains de quartz non déformés de façon ductile (à l'exception du stade Q1 à Corcoesto et Tomino), et en général les inclusions du même type ont un volume aqueux constant.

D'autres problèmes analytiques et des incertitudes peuvent intervenir dans le tracé des isochores et les estimations des pressions tels que :

- l'estimation de l'eau dans les inclusions à partir de la charte de Roedder (1972) qui n'est précise que pour les inclusions de forme simple, et dépend en effet de la forme de l'inclusion et de son orientation (Bodnar et al., 1989). C'est la principale cause d'erreur faite sur les compositions globales et les densités. L'effet des variations d'eau amène à des incertitudes de l'ordre de 10 MPa pour des erreurs d'environ 10 % sur le volume d'eau ;

- des erreurs moins importantes peuvent être commises lors des différentes étapes de calculs de la composition globale des inclusions et des couples P-T, principalement lors du calcul du volume molaire de la phase carbonique ;

- l'estimation de la salinité à partir des températures de fusion des clathrates ou à partir des températures de fusion de la glace présente également des imprécisions, dues en partie à la difficulté d'observation des fusions, ce qui peut jouer sur les estimations de densité. Une augmentation de la salinité entraîne une augmentation de la densité.

- Fuides aqueux

Les pressions minimales de piégeage et les isochores des inclusions fluides aqueuses ont été calculés à partir des données de Zhang et Frantz (1987) dans le système (H_2O-NaCl).

- Limites du champ P-T

La température d'homogénéisation globale (Th) définit les conditions P-T minimales de piégeage. Les Th n'ont pas toujours été faciles à mesurer en raison de la petitesse des inclusions fluides et de la décrépitation fréquente aux hautes températures.

En l'absence d'évidence d'ébullition, les estimations des couples pression-température de piégeage pour un fluide nécessite l'emploi de géothermomètres et/ou géobaromètres indépendants pour déterminer les conditions réelles de piégeage des fluides.

Les conditions P-T réelles de piégeage des fluides peuvent être contraintes par l'intersection des isochores d'inclusions fluides supposées synchrones, ou par l'utilisation de certains géothermomètres ou géobaromètres indépendants tels que

ceux utilisant la cristallochimie des phengites (Velde, 1965), des illites ou des chlorites (Cathelineau et Nieva, 1985 ; Cathelineau, 1988).

Des bornes supérieures ou inférieures des températures de piégeage des fluides peuvent être contraintes par certains assemblages minéraux : l'absence de la biotite qui est en général déstabilisée à une température inférieure à 450°C, l'absence d'andalousite, qui permet lorsque d'autres phases minérales sont présentes (quartz, muscovite, feldspaths) de considérer l'équilibre K-feldspath + andalusite + H2O <---> muscovite + quartz (Chatterjee et Joohannes, 1974).

II.1- CORCOESTO

2.1.1- Les fluides aquo-carboniques

Les isochores ont été calculés pour les différentes types d'inclusions fluides aquo-carboniques correspondant aux trois types de quartz (Q1, Q2, Q3) et pour les fluides aqueux tardifs.

- Stade à quartz Q1

Ce type de quartz est caractérisé par les inclusions fluides de type Lc-w, dont les isochores ont été reportés sur le diagramme P-T de la figure IV-27 Les Th correspondant à ces isochores varient entre 330 et 350°C. Ces Th impliquent pour ce type, des pressions minimales de piégeage de 170-280 MPa.

Les contraintes sur le domaine de température sont données par la stabilité de la biotite, dans les zones non affectées par les fluides tardifs, l'absence de déformation ductile des quartz, le caractère très postérieur à tout magmatisme même le plus tardif (aplites à grenat) et l'absence d'andalousite ou de sillimanite. Ceci confirme des températures élevées supérieures à 450°C correspondant à celle de la stabilité de la biotite, mais inférieures aux couples P-T favorisant des déformations ductiles, ainsi qu'aux températures typiques de la cristallisation des cortèges aplo-pegmatitiques (600-700°C). Pour une température minimale de 450°C, la pression de piégeage serait de l'ordre de 260 MPa.

La température maximale de piégeage peut être contrainte par la courbe P-T de stabilité de l'association micas-feldspaths-quartz-andalousite (Chatterjee et Joohannes, 1974). Cette température fournit une borne supérieure au domaine de piégeage, mais est probablement très au dessus des températures réelles de piégeage. Cette limite de stabilité donne des températures comprises entre 480 et 520 °C.

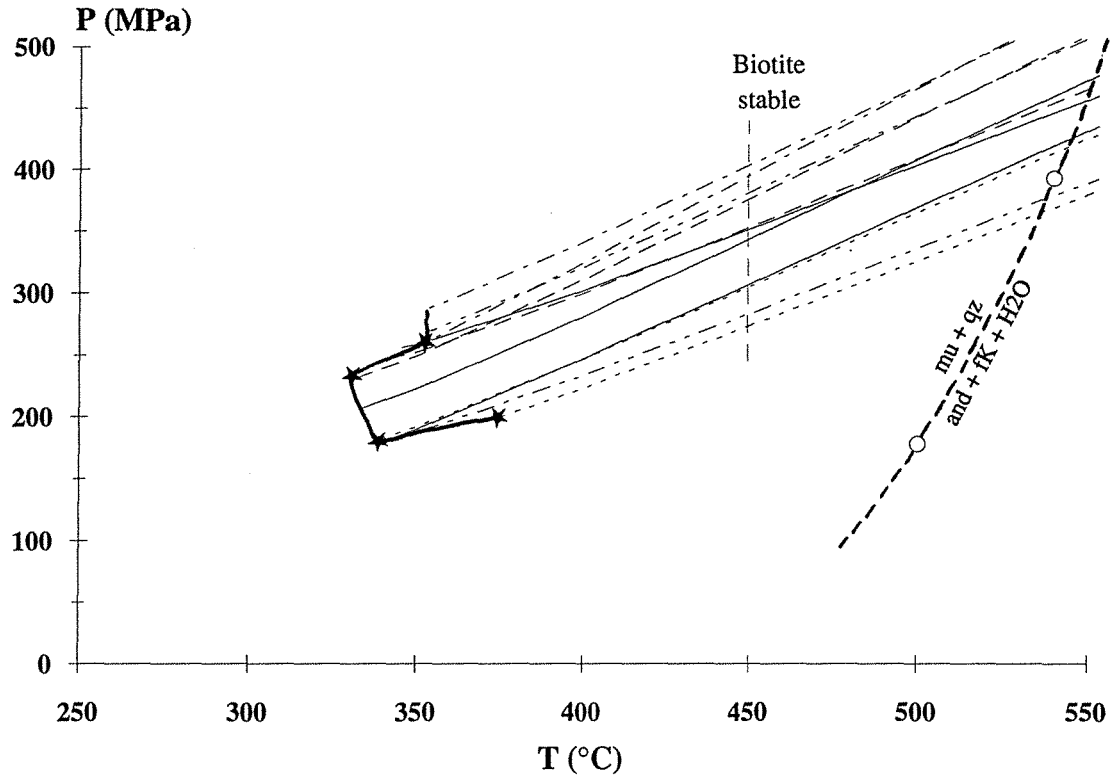


Fig. IV-27 : Isochores représentatifs des inclusions fluides aquo-carboniques (Lc-w) associées au quartz Q1. (* : Th).

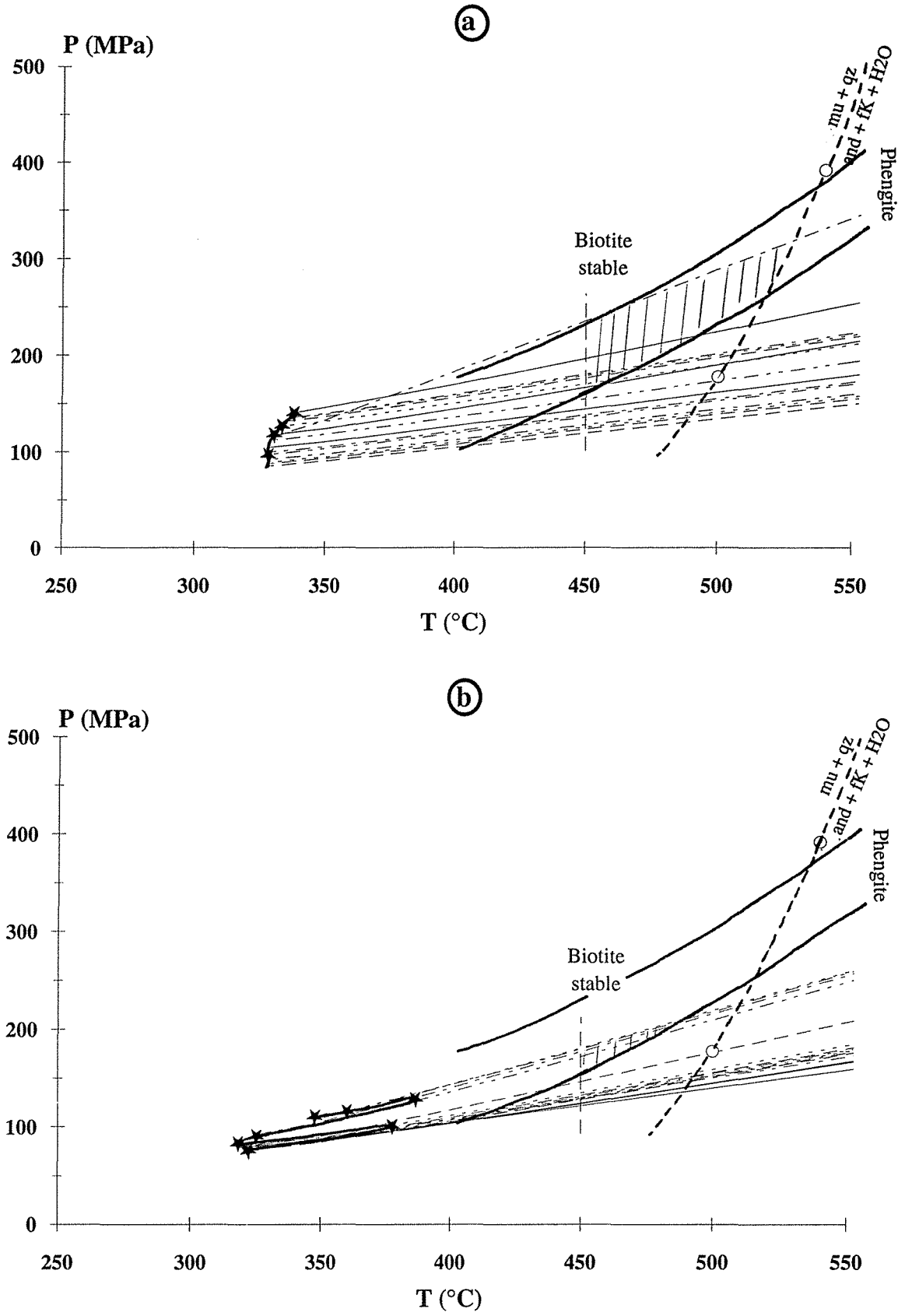


Fig. IV-28 : Isochores représentatifs des inclusions fluides aquo-carboniques associées au quartz Q2. (a) Vc-w(l) ; (b) Vc-w(v). (* : Th).

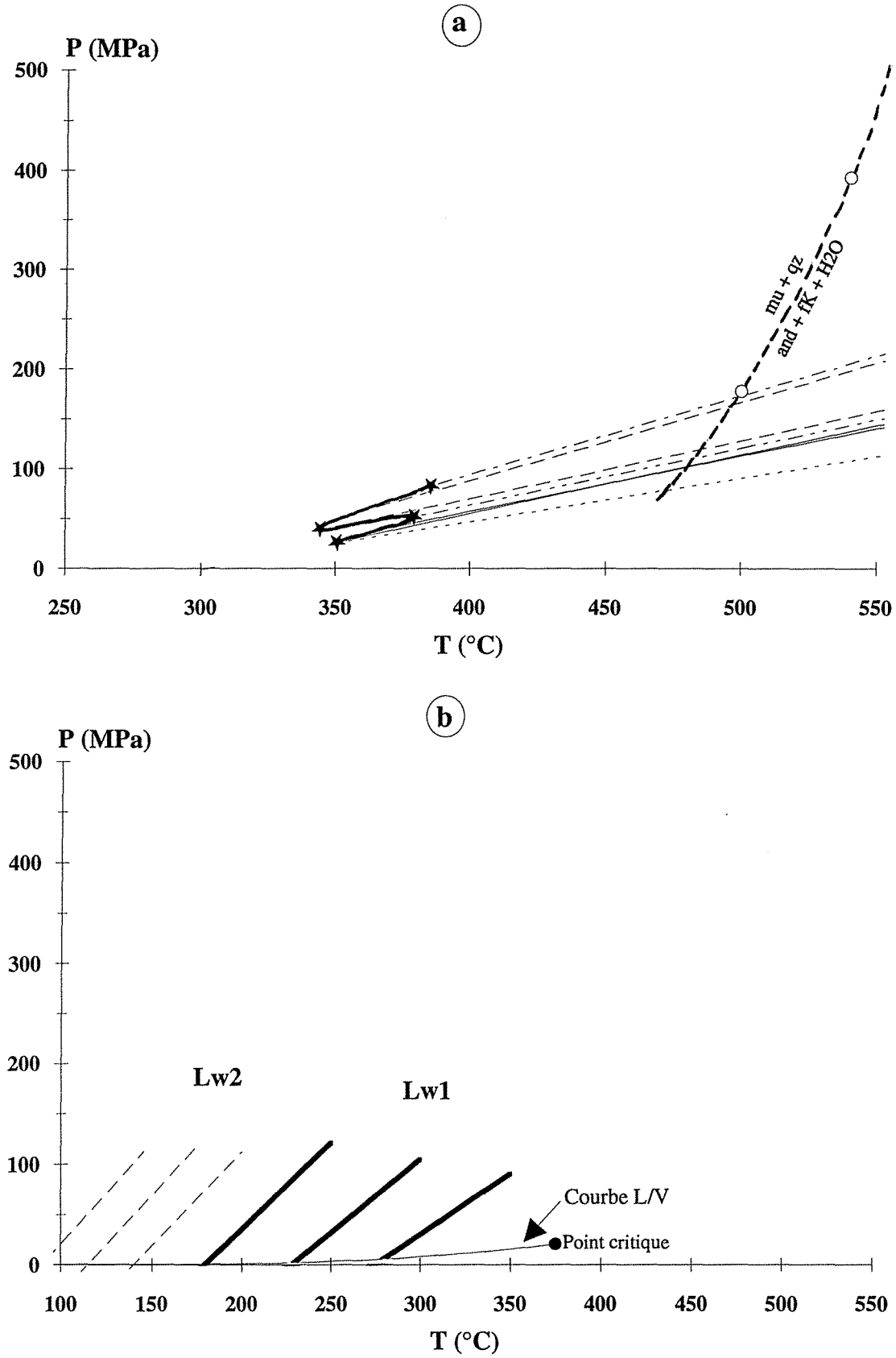


Fig. IV-29 : (a) Isochores représentatifs des inclusions fluides aquo-carboniques (Lw-c) associées au quartz Q3. (* : Th).
(b) Isochores représentatifs des inclusions fluides aqueuses (Lw1 et Lw2).

- Stade à quartz Q2

Le type de fluide correspondant à la cristallisation de Q2 est représenté par les inclusions fluides Vc-w. Le calcul des isochores a été réalisé pour les deux familles Vc-w(l) (Fig. II-28a) et Vc-w(v) (Fig. II-28b). Les Th de la famille Vc-w(l) varient entre 320 et 380°C avec un mode à 340°C, et pour la famille Vc-w(v) entre 300 et 420°C avec un mode à 350°C. Les Th des inclusions fluides analysées par spectroscopie Raman varient entre 320 et 380°C, ce qui donne une gamme de pressions minimales de piégeage de 80 à 125 MPa.

Les domaines P-T correspondant aux inclusions fluides Vc-w(l) et Vc-w(v) sont sont légèrement décalés entre eux. Ceci est dû à la différence de densité : les inclusions à $ThCO_2$ liquide sont plus denses que les inclusions fluides à $ThCO_2$ vapeur. Cependant, aucune chronologie claire n'a pu être dégagée des relations texturales entre les deux types.

Les contraintes sur le domaine de température de piégeage sont données par la présence de phengites dont les caractéristiques cristallochimiques sont connues, par l'absence de l'association micas-feldspaths-quartz-andalousite et par l'apparente stabilité de la biotite.

La courbe d'isochimisme des phengites associées aux sulfures (Si = 3.19±0.04) synchrones à la circulation du fluide Vc-w, intercepte l'isochore supérieur à des températures maximales de 500°C.

La considération de l'ensemble des données permet d'estimer les températures de piégeage entre 450 et 500°C. Ces températures correspondent à des pressions de 120 à 220 MPa.

- Stade à quartz Q3

Le fluide identifié dans ce quartz est représenté par des inclusions fluides Lw-c. Les Th de ces inclusions fluides sont comprises entre 300 et 400°C avec un mode à 350°C. Les Th correspondant aux différents isochores représentatifs de ce type de fluides varient entre 350 et 380°C, ce qui donne des pressions minimales de piégeage entre 35 et 80 MPa.

En l'absence de contraintes (géothermomètre et géobaromètre), il est difficile de déterminer les conditions réelles de piégeage des fluides du stade à quartz Q3. Les températures de piégeage des fluides du stade antérieur peuvent servir à contraindre les couples P-T minimaux en l'absence d'une recharge thermique. Les températures

réelles de piégeage des fluides du stade précédent (Q2 : 450-500°C) pourraient fournir la température maximale du piégeage des fluides Lw-c du stade à Q3.

Les températures de piégeage les plus probables pour les fluides de type Lc-w sont donc comprises entre 350 - 380 (Th) et 450°C. Les pressions correspondantes varient entre 50 et 130 MPa (Fig. IV-29a).

2.1.2- Les fluides aqueux

- Stade à or (fluides aqueux peu salés)

Les isochores des deux principaux types de liquides aqueux ont été reportés sur le même diagramme P-T (Fig. IV-29b).

Les fluides de type Lw1 sont associés à la mise en place des veinules remplies de chlorite, carbonate et phengite, et au dépôt de l'or natif. Ces fluides sont caractérisés par une salinité variant entre 1,74 et 11,7 % poids eq. NaCl et par des températures minimales de piégeage comprises entre 160 et 320°C avec un mode entre 220 et 240°C.

Les minéraux d'altération (chlorites) ont été utilisés pour contraindre l'estimation de température. La position des chlorites dans le diagramme Al^{IV}-Al^{VI} indique qu'elles sont de basse température inférieure à 300°C car elles sont éloignées de la droite de substitution de Tchermak (Cathelineau, com. pers.). Il parait difficile de concevoir pour ce stade des pressions de piègeage supérieures à celles définies pour le stade à quartz Q3. Ces pressions sont soit hydrostatiques, soit intermédiaires et probablement comprises entre 40 et 80 MPa. Pour de telles pressions, les températures de piègeage sont comprises entre 230 et 280°C.

Ce type de fluides est le dernier de l'évolution du cycle hydrothermal principal de Corcoesto décrit dans le paragraphe ci-dessus.

- Stade tardif (fluides aqueux très salés)

Les fluides Lw2 ont une salinité variable qui est généralement comprise entre 12 et 23,18 % poids eq. NaCl. Ces fluides sont associés la mise en place de la fluorine et de la kaolinite, et ont des Th basses variant entre 85 et 140°C. Ces fluides sont probablement piégés à des températures inférieures à celles du stade précédent (Fig. IV-29b), car ils sont typiques de stades deconnectés de l'évolution tardihercynienne, et généralement considérés comme mésozoïques.

2.1.3- Conclusions

Les différents types de fluides rencontrés décrivent différents stades de circulations fluides dans des microfissures formées lors de plusieurs stades de déformation. Une évolution générale, entre les différentes conditions de piégeage des fluides, est observée et correspond à une décompression accompagnée d'une diminution de la température. Cette décompression peut être le résultat d'une diminution de la charge lithostatique, par érosion des roches qui surmontaient les granites (soulèvement du socle), mais aussi une transition entre la pression lithostatique et des presssions intermédiaires à hydrostatiques.

i)- Le dépôt du quartz Q1 est lié à la migration des fluides de type Lc-w. Ces fluides aquo-carboniques précoces indiquent des conditions P-T élevées pour la formation des fentes de tension E-W. Pour des températures minimales de 450°C, les pressions seraient de 260 MPa. Si l'on considère que ces pressions de piégeage possible sont de type lithostatique, la profondeur minimale serait de 10 km. Des conditions de température plus élevées entraineraient des pressions plus fortes et donc des profondeurs plus grandes. Il parait très improbable que de telles profondeurs soient réalistes.

ii)- Les fluides de type Vc-w qui sont responsables du dépôt au dépôt du quartz Q2 et des paragenèses sulfurées avec de l'or combiné montrent des conditions P-T réelles de piégeage de 450 à 500°C et de 120 à 220 MPa. Ces pressions correspondent à des profondeurs de 4,5 à 9 km. Donc la transition du stade à Q1 au stade à Q2 implique une variation de la pression du domaine lithostatique à des pressions de type intermédiaire, corrélativement à un faible soulèvement du massif granitique.

iii)- Les derniers fluides aquo-carboniques de type Lw-c associés au dépôt du quartz Q3 sont piégés dans des conditions P-T plus basses que celles des types précédents. Les températures et les pressions sont estimées respectivement entre 350 et 450°C et entre 50 et 130 MPa. Les profondeurs correspondantes sont de 2 à 5 km en régime lithostatique et de 5 à 13 km en régime hydrostatique. Le passage du stade à Q2 vers le stade à Q3 correspond probablement à un changement de régime de pression lithostatique à hydrostatique, à une même profondeur

iv)- Les fluides aqueux associés aux dépôt de l'or natif sont piégés à des conditions P-T plus basses, de 220 à 260°C de températures et d'environ 40 à 80 MPa de pressions, soit des pressions assez similaires à celles du stade précédent. Les pressions de piégeage de ce type de fluides correspondraient à des profondeurs

variant entre 1,5 et 3 km en régime lithostatique, et entre 4 et 8 Km en régime hydrostatique.

II.2- TOMINO

2.2.1- Les fluides aquo-carboniques

La détermination des températures a été réalisée par Essarraj (1992), et est complétée par ce travail sur le plan des contraintes de température. Les isochores sont considérés pour chaque groupe d'inclusions fluides rencontrées dans la séquence paragénétique.

- Stade à quartz Q1

Les fluides primaires dans le quartz Q1 sont riches en méthane, et ont des températures d'homogénéisation comprises entre 300 et 410°C. Ces fluides observés aussi dans des roches riches en graphite (lydiennes) ont des Th supérieures à 510°C. Les Th correpondantes aux isochores inférieur et supérieur sont respectivement de 306 et 372°C. Ces températures délimitent un domaine de pression minimale de piégeage de 180 à 320 MPa.

Pendant ce stade, les biotites sont stables, et ont été utilisées pour contraindre le domaine de température réelle (> 450°C) de piégeage des fluides de ce stade à quartz Q1.

La contrainte sur la température maximale pourrait être estimée en utilisant les muscovites du greisen dont la composition a subi des perturbations lors de ce stade, et est devenue proche de celle des phengites. La courbe d'isochimisme des phengites associées aux sulfures, d'après le géothermomètre de Velde (1965) donne des pressions comprises entre 310 et 460 MPa pour des températures variant entre 450 et 500°C (Fig. IV-30).

- Stade à quartz Q2

Les inclusions fluides de ce stade sont pauvres en méthane, et ont des quantités en eau assez constantes. Les Th sont en général comprises entre 300 et 360°C. Les inclusions fluides de ce stade montrent une très grande variation dans la densité, et donc des isochores très espacés formant un domaine de pression très étendu. Pour les estimations du pression, les inclusions fluides de fortes densités (riches en eau) ont été

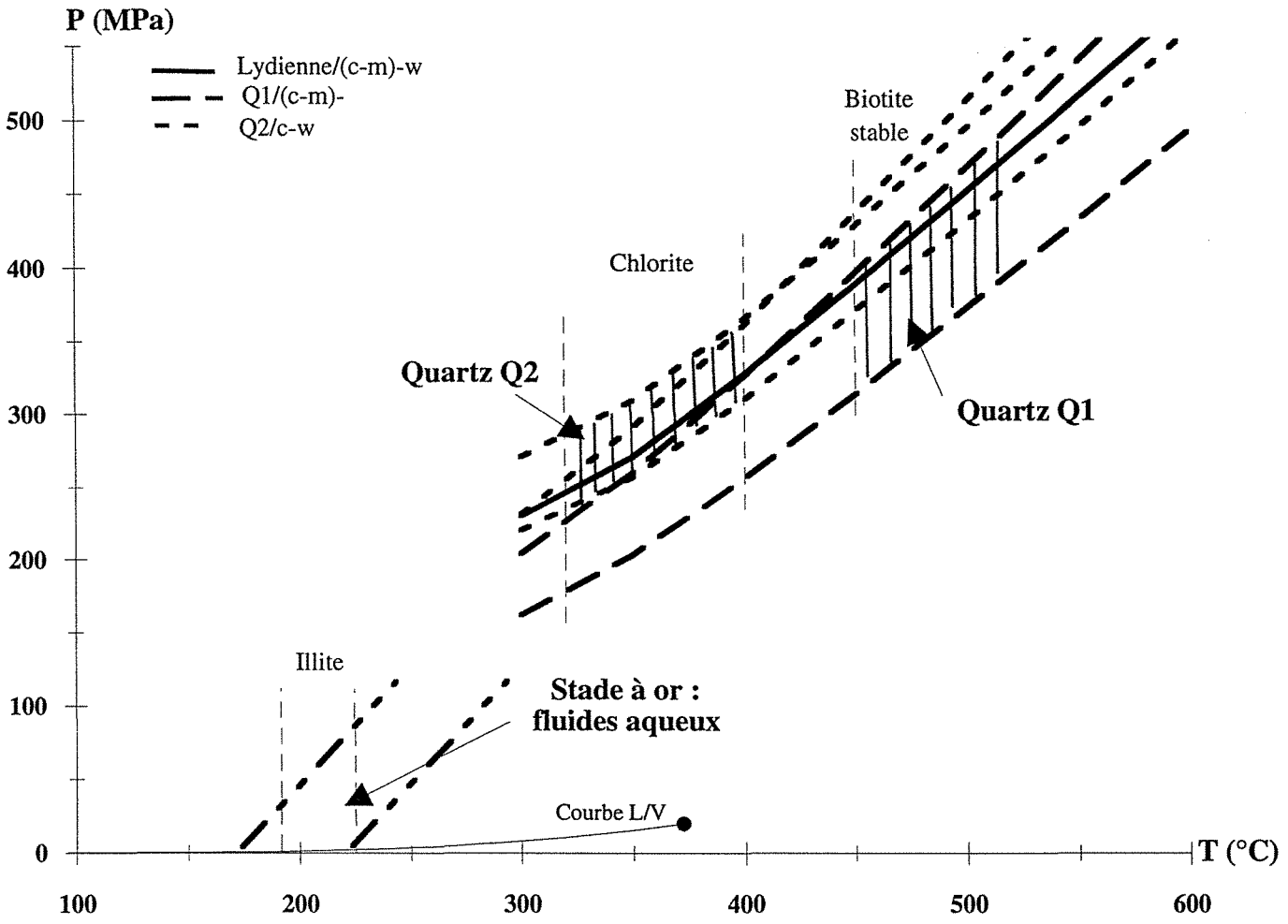


Fig. IV-30 : Conditions P-T des différents stades de percolation fluide dans le gisement de Tomino.

prises en compte, car les conditions P-T données par ces inclusions semblent plus proches de celles du fluide au moment du piégeage.

Pendant ce stade et aux épontes des microfissures, des chlorites rayonnantes se sont déposées dans ces microfissures et les biotites sont altérées en chlorites. Les températures de cristallisation de ces deux types de chlorites, déterminées en appliquant la relation Al^{IV}/T°C (Cathelineau, 1988), sont très peu différentes ; elles varient entre 315 et 400°C pour les chlorites des microfissures avec une moyenne à 350°C, et entre 335 et 375°C pour les chlorites issues des biotites avec une moyenne à 360°C (Fig. IV-30).

Ce géothermomètre indique que le quartz Q2 s'est déposé sous des conditions P-T probables de 310 à 400°C et de 220 à 360 MPa.

2.2.2- Les fluides aqueux

- Stade tardif à Au

Les températures d'homogénéisation des fluides aqueux tardifs sont comprises entre 140 et 237°C.

Les altérations associées à ce stade correpondent à une transformation des muscovites et des feldspaths en illites. Ces illites donnent des températures de l'ordre de 190 à 220°C (Cathelineau, 1988). Ces températures permettent d'estimer des pressions réelles de piégeage des fluides aqueux à 30-90 MPa (Fig. IV-30).

2.2.3- Conclusions

Une évolution générale des fluides dans Tomino depuis les fluides riches en CH_4 du quartz des lydiennes et du quartz Q1 des veines vers les fluides moins riches en CH_4 du quartz Q2 est nette, et correspond à une diminution de température et de pression dues à un refroidissement progressif des fluides avec chute de pression.

i)- Le dépôt du quartz Q1 et de l'assemblage à pyrite, arsénopyrite I et pyrrhotite, est associé à des fluides de températures comprises entre 450 et 500°C, et de pressions de 310 à 460 MPa. Si on considère que ces pressions sont lithostatiques, les profondeurs de formation des fentes de tension seraient de 11 à 17 km. Les lentilles de quartz des lydiennes se sont formées à $T > 510$°C, et $P > 450$ MPa.

ii)- Le quartz Q2 et la minéralisation à arsénopyrite tardive sont associés à des fluides aquo-carboniques pauvres en CH_4. Ces minéraux sont précipités à des

températures, déduites des températures de cristallisation de la chlorite, de l'ordre de 310 à 400°C, et de pressions de 220 à 360 MPa. Ces pressions correspondent à des profondeurs de 8 à 13 km en régime lithostatique. Ces profondeurs comparées à celles du stade précédent impliquent à la fois une transition vers des pressions infralithostatiques, et un soulèvement possible du socle à ce stade.

iii) Les fluides aqueux du stade tardif sont très peu salés. Les températures possibles de piégeage déteminées grâce au géothermomètre illite sont de l'ordre de 190 à 220°C. Les pressions correpondantes sont de 30 à 90 MPa, et indiquent un passage probable à un régime de pression de type intermédiaire à hydrostatique, sous un niveau structural plus superficiel.

II.3- MOKRSKO

Les isochores des inclusions fluides les plus représentatives de chaque stade de circulation fluide sont représentés sur la figure IV-31.

2.3.1- Les fluides aquo-carboniques

- Stade 1 précoce : fentes de tension

Les fluides de ce stade sont représentés par des inclusions fluides aquo-carboniques très denses (densité varie entre 0,7 et 0,88 g/cm^3). Les densités les plus élevées ont été rencontrées dans le quartz de l'encaissant granodioritique (PIF dans Qg). Les Th globales de ces fluides sont variables entre 280 et 380°C avec un mode entre 320 et 340°C.

Les Th correspondant aux différents isochores calculés dessinent un champ P-T minimum de piégeage de 325-385°C et 170-270 MPa.

Pendant cet épisode de percolation fluide, à l'intersection des veines de quartz, amphibole et biotite I, ces minéraux sont remplacées par la biotite II. Le microcline et des carbonates sont associés à cette biotite II.

L'estimation maximale de température de piégeage des fluides est déterminée à partir de l'assemblage amphibole-plagioclase. Les températures calculées à partir des teneurs de Al, Ca et Na dans les plagioclases et les amphiboles stables sont comprises entre 550 et 650°C. Comme l'amphibole n'est plus stable au contact des veines, ces températures sont des estimations maximales des températures de piégeage des fluides. Si l'on fixe la température maximale à 550°C, les pressions correspondantes

sur l'isochore inférieur et supérieur du groupe d'inclusions fluides analysées sont de l'ordre de 320 et 500 MPa.

La limite inférieure des températures réelles de piégeage peut être de l'ordre de 450°C, température minimale possible de stabilité de la biotite. Les pressions correspondantes à cette température sont de l'ordre de 240 à 360 MPa.

Ces données indiquent que les températures les plus probables pour la formation des fentes de tension sont de l'ordre de 450 à 550°C. Les pressions correspondantes varient de 240 à 500 MPa. Cependant, cette pression maximale de 500 MPa apparait irréaliste dans un tel contexte. Une légère augmentation des pressions de piégeage des inclusions fluides en PIF dans le quartz (Qg) des granodiorites, probablement antérieures aux inclusions fluides primaires du quartz des veines est observée.

- Stade 2 intermédiaire : formation du réseau de plans d'inclusions fluides orientés E-W

Les Th globales des inclusions fluides aquo-carboniques de ces stade sont comprises 280 et 420°C avec un mode entre 320 et 360°C. Les densités varient entre 0,61 et 0,78 g/cm3. Les fluctuations des Th, correspondant aux différents isochores, entre 320 et 370°C donnent des pressions minimales de piégeage correspondantes entre 90 et 150 MPa.

Les contraintes utilisées pour cerner le domaine de températures réelles de piégeage des fluides du quartz (QF) et (Qft) sont les suivantes :

- l'altération des amphiboles en chlorite et l'altération partielle des biotites en chlorite indiquent des températures probablement inférieures à 450°C ;

- les chlorites issues de l'altération de la biotite dont les caractéristiques cristallo-chimiques donnent des températures moyennes de l'ordre de 300°C en utilisant le géothermomètre de Cathelineau (1988).

Ces données fixent un domaine de températures de piégeage possible des fluides aquo-carboniques en PIF entre 300 et 420°C. Ces températures sont voisines des Th des inclusions fluides. Les pressions correspondantes sont de 75 à 220 MPa.

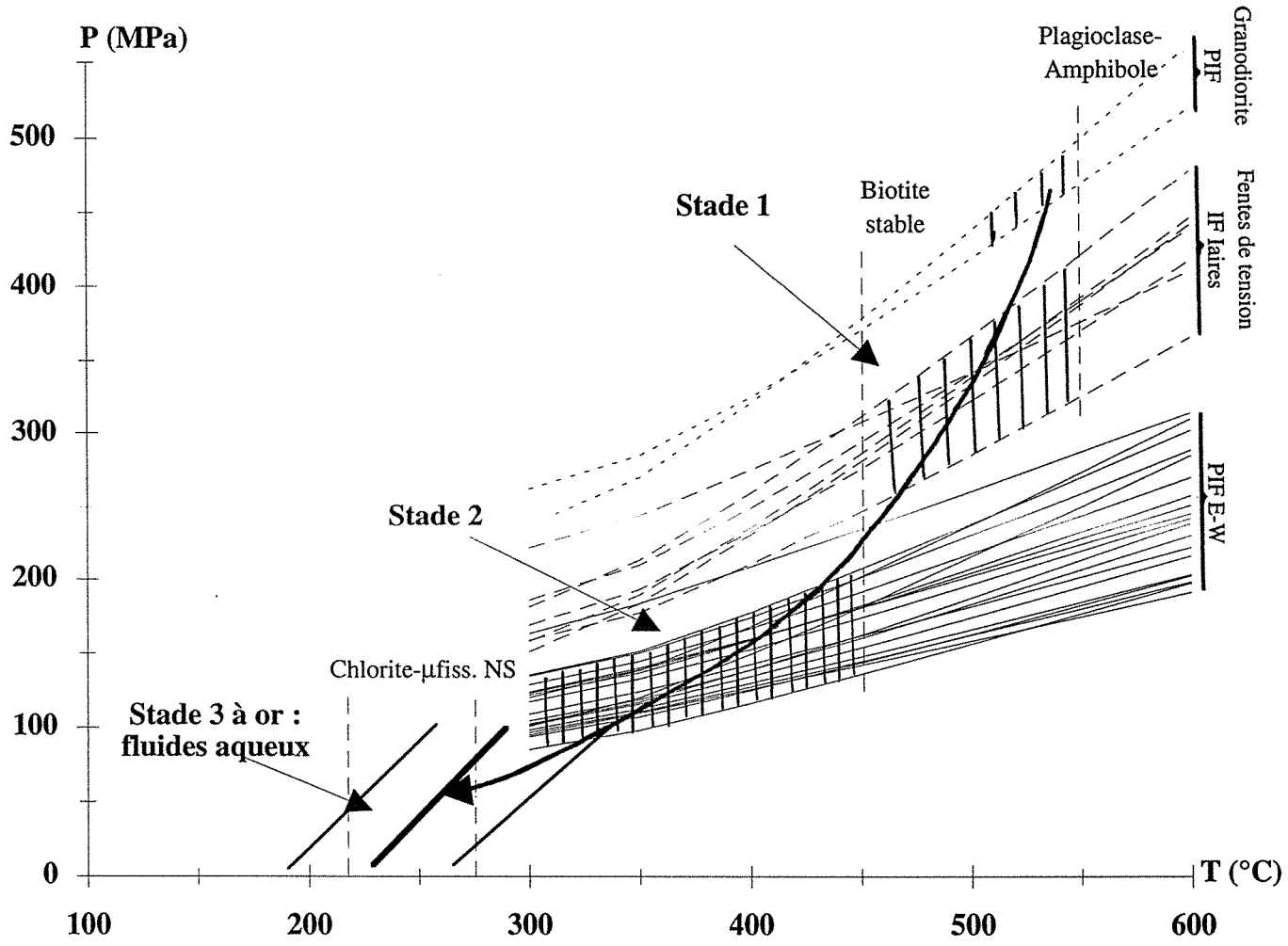


Fig. IV-31 : Conditions P-T des différents stades de percolation fluide dans le gisement de Mokrsko.

2.3.2- Les fluides aqueux

- Stade 3 tardif à Au : les fluides aqueux peu salés

Les fluides aqueux peu salés Lw sont responsables du dépôt de la dernière paragenèse métallique à or-bismuth. Ils sont caractérisés par des salinités et des Th (de 140 à 320°C) très variables en fonction du type de quartz. Les fluides du filon ont une salinité et des Th respectives de 0,71 à 5 % poids eq. NaCl et 100 à 160°C. La salinité des fluides du quartz (Qft) est de 0,71 à 7,86 % poids eq. NaCl et les températures minimales de piégeage varient ente 120 et 180°C avec un mode entre 140 et 160°C. Les fluides du quartz (Qg) sont caractérisés par des Tfg comprises entre -6 et -1°C avec deux modes à -4,5 et 2,5°C, et des Th de 180 à 360°C avec deux modes à 210 et 270°C,

Ces fluides sont aussi associés du dépôt des chlorites, des carbonates et des phengites dans des veinules orientées N-S, et à l'altération des feldspaths potassique et alcalin en phengite. Les températures de cristallisation des chlorites (Cathelineau, 1988) sont utilisées pour cerner le domaine des températures réelles de piégeage. Seules les chlorites des veinules N-S ont été utilisées. Les caractéristiques cristallo-chimiques de ces chlorites donnent des températures moyennes de 245±25°C. Ces températures recoupent les isochores moyens des fluides aqueux à des pressions de l'ordre de 20 à 70 MPa.

2.3.3- Conclusions

Une évolution dans les conditions P-T de formation des différents réseaux de microstructures est observée. Cette évolution consiste en une diminution simultanée des températures et des pressions depuis les fluides du stade 1 jusqu'aux fluides aqueux du stade tardif.

i)- Les fluides du stade 1, responsables du dépôt du quartz Q1 des veines et de la paragenèse arsénopyrite-pyrite-pyrrhotite I, sont piégés sous des conditions P-T élevées avec des pressions d'au moins 250 MPa et des températures de 450 à 550°C. La pression de 250 MPa donne une profondeur possible de piégeage des fluides supérieure à 10 km en régime lithostatique. Ces conditions P-T de piégeage des fluides diminuent légèrement depuis les fluides du quartz (Qg) vers les fluides du quartz (QF) et (Qft). Cette évolution retrograde des densités de piégeage des fluides, depuis les fluides précoces du quartz (Qg) vers les fluides précoces du quartz (QF) et (Qft), peut s'expliquer par un décalage dans la cicarisation des PIF dans la granodiorite et des fentes de tension.

ii)- Les fluides du stade 2 à pyrrhotite I-chalcopyrite-galène±quartz sont piégés sous des températures de 330 à 420°C et des pressions de 75 à 220 MPa. Ces conditions P-T sont assez similaires dans les trois types de quartz. En régime lithostatique, les profondeurs de piégeage des ces fluides sont de 3 à 9 km. Ces profondeurs comparées à celles du stade 1 précédent, plaident pour une transition entre les deux stades 1 et 2 marquée par un soulèvement notable du socle.

iii)- Les fluides aqueux minéralisateurs ont circulé sous des conditions P-T plus basses que celles des fluides aquo-carboniques. Les températures varient entre 220 à 280°C, et les pressions sont comprises entre 20 et 80 MPa. Si on suppose que la pression de piégeage des fluides aqueux (< 80 MPa) est lihostatique, alors les profondeurs de piégeage de ces fluides seraient inférieures à 3 km.

II.4- CONCLUSIONS

Dans les trois gisements, le processus de microfissuration et cicatrisation est identique. Les gammes de pression estimées dans les différents gisements montrent que les pressions les plus fortes (> 220 MPa), et les densités les plus élevées sont rencontrées dans les fluides synchrones à la formation des fentes de tension. Ces pressions et densités diminuent jusqu'aux fluides aqueux tardifs (< 100 MPa) où elles deviennent infralithostatiques. Ceci plaide pour une décompression, accompagnée d'une diminution de température.

La succession de plusieurs stades de (ré)ouverture et de remplissage, et la chute des pressions favorisant la cicarisation rapide des microfisssures rend probable des fluctuations de pression entre le régime lithostatique et hydrostatique comme le propose Sibson (1981), et montre le rôle de la pression fluide dans la déformation cassante des granites étudiés.

Sous un régime de contrainte (compression $\sigma 1$ horizontale et $\sigma 3$ verticale), les roches compétentes de fracturent. Les fluides peuvent jouer un rôle important dans la déformation. L'augmentation de la pression fluide (Pf) par apport des fluides, en supposant l'impossibilté d'un échappement de fluides surpressés, favorise la rupture des roches cristallines (granites), puis le dépôt de silcates. Le même phénomène se répete après cicatrisation des fractures, et engendre d'autres réseaux de microstructures.

III- CARACTÉRISTIQUES GEOCHIMIQUES DES FLUIDES

III.1- CONTENU IONIQUE

3.1.1- Introduction

Un des objectifs fondamentaux des études d'inclusions fluides est d'obtenir une analyse détaillée de la composition chimique des paléofluides. La détermination aussi précise que possible de la composition de la phase liquide de l'inclusion constitue un objectif analytique nouveau prioritaire. Une revue bibbliographique des techniques disponibles est donnée par Roedder (1990) et par Boiron et Dubessy (1994). Les techniques analytiques utilisées sont variées et sont actuellement en cours de developpement (analyse d'inclusions fluides individuelles notamment). Les techniques analytiques appliquées en routine concernent les analyses globales des solutions libérées par une ou plusieurs populations d'inclusions fluides après écrasement.

L'analyse des populations d'inclusions fluides aprés écrasement a été réalisée en collaboration avec D. Banks du département des Sciences de la Terre de l'Université de Leeds. Les analyses ont été effectuées sur les fragments de quartz provenant des trois gisements étudiés afin de déterminer les signatures géochimiques des fluides ayant accompagné la formation des minéralisations.

La procédure utilisée incluant la préparation des échantillons et l'analyse de la solution libérée est décrite par Bottrell et al. (1988) et modifiée par Yardley et al. (1993). Le poids de l'échantillon écrasé est compris entre 0,5 et 1 g. Cependant, des travaux récents (Banks et Yardley, 1992) ont montré qu'il était possible d'obtenir une analyse multiélémentaire sur des fractions de lame épaisse (environ 70 mg, 0,025 cm^3). Ceci permet de minimiser les effet de mélanges de populations d'inclusions fluides.

Les anions F, Cl, Br, I et SO_4 sont analysés par chromatographie ionique, Na et K par spectroscopie d'émission de flamme, et les autres cations Ca, Mg, Ba, B, Li, Cs, Rb, Sr, Fe, Mn, Pb, Zn, Cu et Bi par ICP-AES.

Les échantillons de Corcoesto ont fait l'objet d'une étude plus détaillée, les populations d'inclusions ayant été séparées et les analyses ont été réalisées sur des fractions de lames épaisses dominées par un type de fluide afin de déterminer les signatures géochimiques des différents types de fluides aquo-carboniques, aqueux peu salés (Lw1) et aqueux salés (Lw2).

En ce qui concerne Tomino, les données ont été obtenues sur des fragments de quartz des veines minéralisées.

A Moksrsko, les inclusions fluides des filons décimétriques et des fentes de tension ont été analysées. Cependant, dans le cas des fentes de tension de la granodiorite, seulement de faibles quantités de quartz suffisamment pur ont pu être séparées puis analysées. C'est pourquoi le contenu en I est souvent proche des limites de détection. De plus, des phénomènes de contamination sont également apparus. Les teneurs en Ca, Mg, Ba, Sr, et Fe sont surestimées (et ne sont pas présentées dans le tableau 3, annexe 4) du fait de la présence de veinules à carbonate et de sulfures qui recoupent les quartz des fentes de tension, qui n'ont pu être entièrement éliminées mécaniquement ou chimiquement.

3.1.2- Anions

L'anion dominant dans les échantillons analysés est Cl, tandis que des quantités significatives de SO_4 et BO_3 sont aussi détectées (Tableaux 1, 2 et 3, annexe 4). Si l'on considère la balance charge entre anions et cations, il est clair que la plupart des analyses présentent un déficit de charge. Ceci est dû à la présence de HCO_3 qui n'est pas analysé et qui est estimé à environ 20% du total des anions analysés.

Les halogènes Cl et Br et I sont utilisés comme des indicateurs de l'origine du fluides (Bohlke et Irwin, 1992). Ils sont considérés comme des éléments conservatifs. Cl et Br sont en effet relativement inaffectés par les interactions fluides-roches (Banks et Yardley., 1992), leurs concentrations dans les fluides étant très peu modifiées lors des réactions avec l'encaissant qu'ils traversent. Dans un fluide de faible salinité tel que l'eau de mer, les concentrations en Cl et Br (19 000 et 65 ppm) sont significativement plus élevées que celle des roches crustales (130 et 2,5 ppm). La concentration en I de l'eau de mer (0,06 ppm) est plus faible que celle des roches crustales (0,5 ppm).

a- Résultats

Bien que les minéralisations de Corcoesto et de Tomino soient éloignées entre elles d'environ 150 km, les fluides des veines à quartz-arsénopyrite présentent des rapports Br/Cl similaires (Fig. IV-32). Ils sont enrichis en Br, en comparaison avec l'eau de mer et la croûte terrestre, et ont un rapport I/Cl intermédiaire entre ces deux valeurs de référence. Les échantillons de Tomino présentent en général, un rapport Br/Cl plus élevé que ceux de Corcoesto. Les données obtenues sur les fentes de tension de Mokrsko sont très similaires à celles obtenues à Corcoesto sur du matériel identique (fentes de tension dominés par les fluides aquo-carboniques).

A Corcoesto, les échantillons ont des rapports Br/Cl qui varient de 0,0034, qui est la valeur de l'eau de mer, et 0,0068. Les rapports Br/Cl des fluides aquo-carboniques sont en général similaires à ceux des fluides de la croûte superficielle. Par contre, les échantillons dominés par des inclusions fluides aqueuses se caractérisent par des rapports inférieurs à celui de l'eau de mer. Les fluides Lw1 forment un type intermédiaire, avec un rapport Br/Cl proche de celui des fluides magmatiques bien que leurs basses températures excluent une origine magmatique. Les rapports I/Cl sont très variables, et ne présentent pas de différence notable entre les deux types de fluides : aquo-carbonique et aqueux.

L'échantillon de quartz Q4 de Corcoesto constitue une exception. Il contient des fluides de type Lw2 de forte salinité, et présente un rapport Br/Cl beaucoup plus bas que celui des autres échantillons de quartz, et un rapport Cl/SO_4 plus élevé (Fig. IV-33a), en raison de l'augentation de la teneur en Cl. Le rapport des halogènes pour ce type Lw2 est similaire à ceux de fluides ayant dissout de la halite (saumures de Salton Sea, par exemple). Le diagramme Br/Cl en fonction du $\%CO_2$ (Fig. IV-33b) montre une corrélation nette entre les deux paramètres, en raison de la contamination des différents types de fluides (fluides salés Lw2, fluides Lw1 et fluides aquo-carboniques) : les inclusions fluides aquo-carboniques de faible salinité sont enrichies en Br alors que les inclusions fluides aqueuses à salinité élevée présentent de faibles quantités de Br.

A Mokrsko, les teneurs en Br, B, F sont élevées comparées à celles des gisements de la province ibérique. Le contenu en I est compris entre 0,6 et 1,4 ppm dans le cas des fentes de tension de la granodiorite. La figure IV-32 montre que les rapports Br/Cl et I/Cl sont très comparables à ceux obtenus sur les quartz de la péninsule ibérique. Les rapports Cl/SO_4 sont également très comparables à ceux déterminés à Corcoesto pour les échantillons dominés par les fluides aquo-carboniques (Fig. IV-33a).

Les contenus en Br sont plus élevés dans les quartz des fentes de tension que dans le filon. La signature géochimique des fluides du filon est probablement due à la présence additionnelle de fluides aqueux salés, comme à Corcoesto (quartz Q4). Par contre, le contenu en I est relativement élevé (7,3 ppm) et le rapport I/Cl est supérieur à celui trouvé pour les fluides salés de Corcoesto.

b- Conclusions

Les rapports Br/Cl des fentes de tension qui contiennent des mélanges des fluides aqueux précoces (liés à l'or) et aquo-carboniques sont similaires à ceux observés dans les bassins pétroliers. Les fluides qui précipitent de la halite laissent en

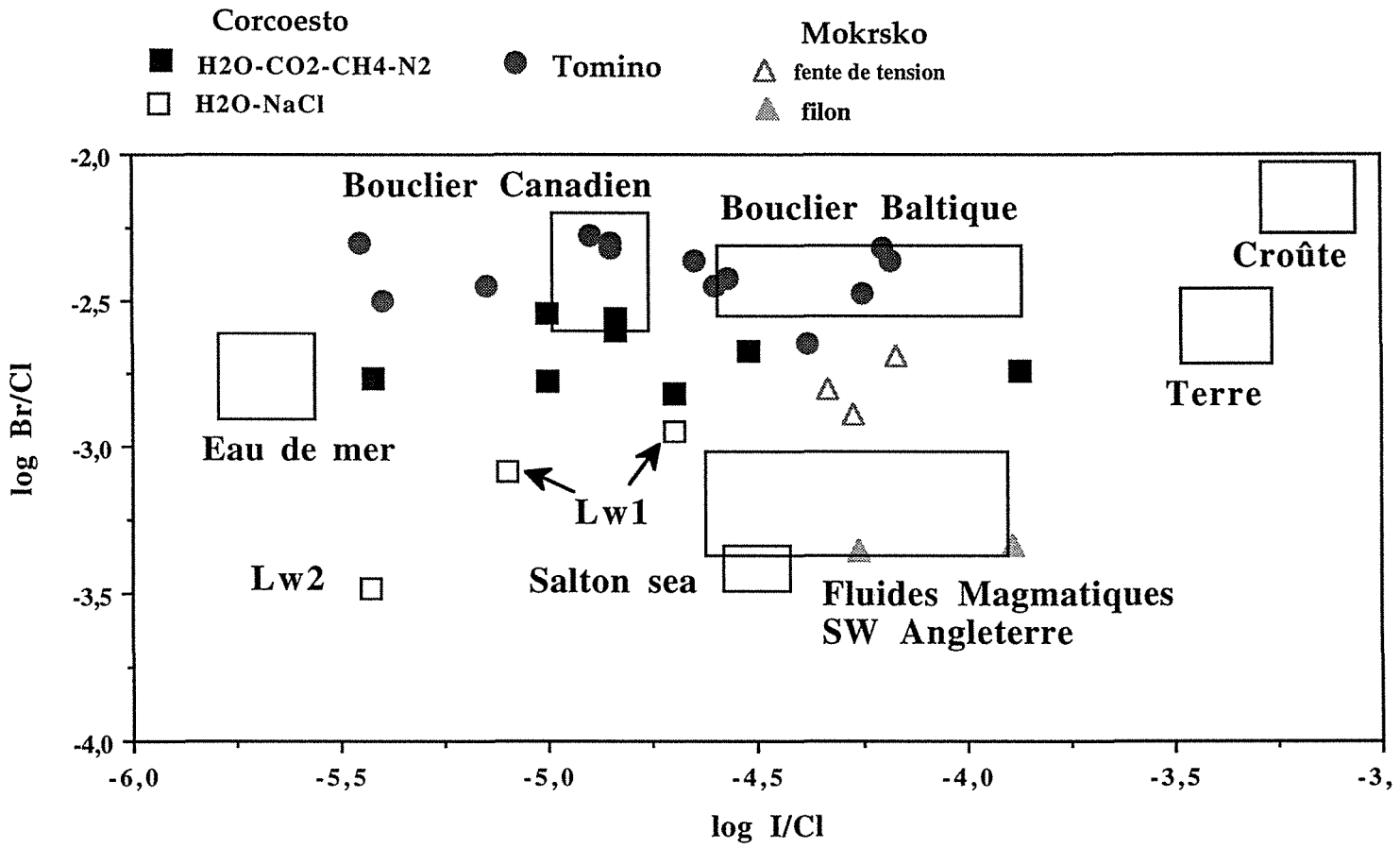


Fig. IV-32 : Diagramme bilogarithmique représentant les rapports des halogènes Br/Cl et I/Cl des inclusions fluides des trois gisements étudiés.

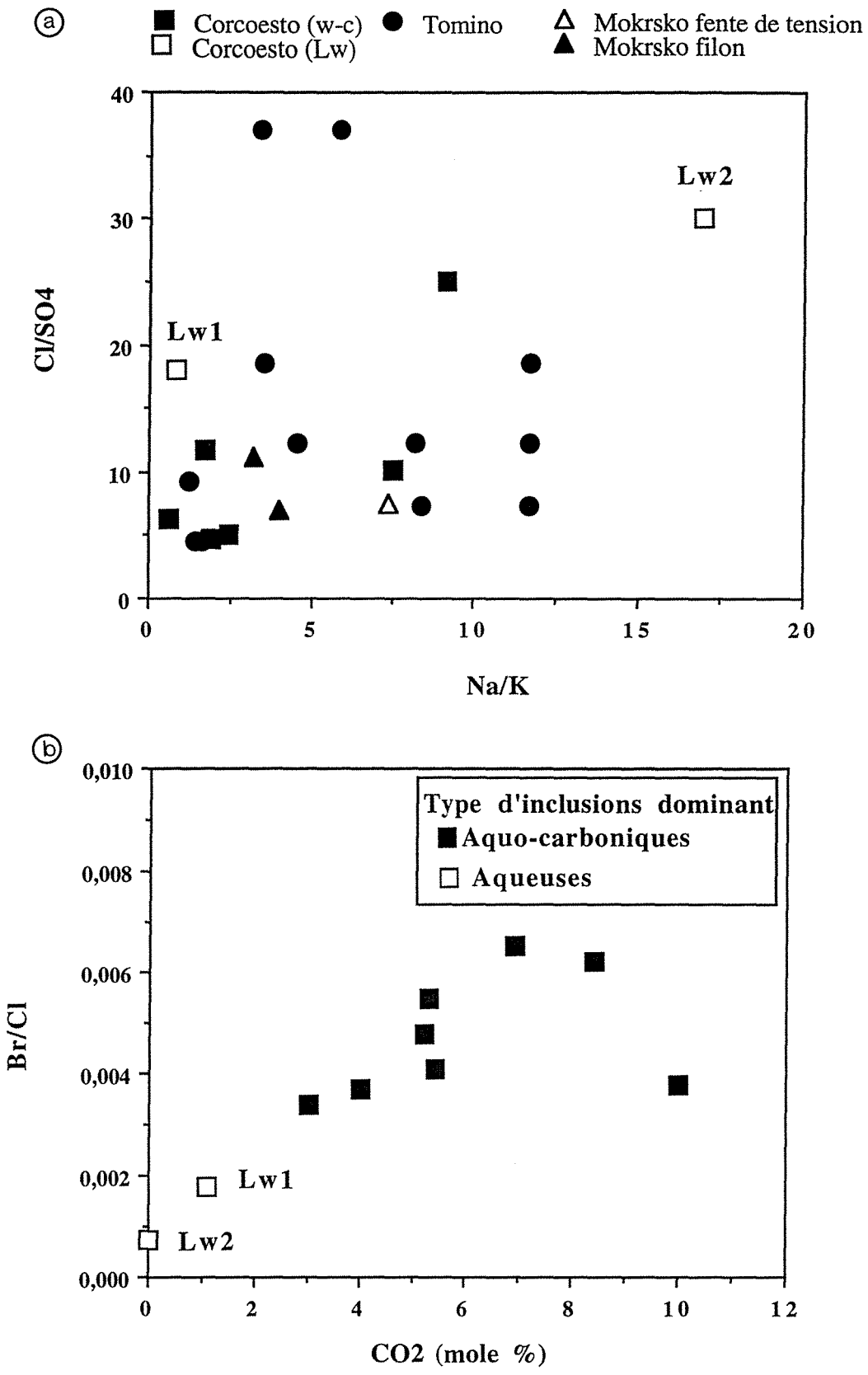


Fig. IV-33 : (a) Diagramme Cl/SO4-Na/K aux inclusions fluides des différents gisements étudiés.

(b) Diagramme Br/Cl-CO2 aux inclusions fluides de Corcoesto.

effet un fluide résiduel enrichi en Br, de contenu relativement similaire à celui déterminé dans les veines aurifères (Carpenter et al., 1974). Cependant, un processus de ce type (précipitation de la halite) est peu probable dans le contexte géologique de ces minéralisations pour expliquer les teneurs en Br. Les rapports Br/Cl déterminés sont intermédiaires entre ceux de l'eau de mer et ceux observés dans les eaux des vieux socles (bouclier canadien, par exemple).

En raison du mélange entre trois fluides (aquo-carboniques, Lw1, Lw2), il est difficile de conclure précisément sur la chimie du fluide le plus probablement lié à l'or. Le chimisme des fluides de type Lw2 (Corcoesto) est clairement différent de celui des deux premiers. On peut supposer que le chimisme des échantillons contenant seulement les deux premiers fluides est souvent dominé par les fluides aqueux qui contribuent plus fortement à la masse de solution aqueuse.

Les rapports des halogènes des fluides des veines de quartz aurifères sont plutôt interprétés comme le résultat de la percolation profonde d'eaux de surface (Boiron et al., 1995). La forte concentration en sulfates indique le caractère relativement oxydant d'un des composants des fluides (Lw1?) et une origine plutôt superficielle que profonde. La minéralisation résulterait donc de la circulation de fluides superficiels (eaux de surface ou issus de sédiments) migrant dans la croûte (Boiron et al., 1995).

Ces gisements aurifères sont encaissés par des granites hercyniens qui ont été jusqu'alors supposés génétiquement à l'origine des minéralisations. Cependant, la signature géochimique des fluides du nord ouest de l'Espagne ou de Mokrsko est très différente de celle des minéralisations typiquement liées aux granites telles que les minéralisation à Sn - W du sud -ouest de l'Angleterre (Bottrell et Yardley, 1988).

Bohlke et Iwin (1992) suggèrent qu'un rapport Br/Cl d'environ la moitié de celui de l'eau de mer, soit environ 0,0008, est une estimation correcte pour un fluide d'origine magmatique. Les fluides magmatiques de haute température associés aux minéralisations à Sn-W des granites hercyniens présentent ainsi des rapports Br/Cl compris entre 0,001 et 0,0004 (Banks et al., 1991) confirmant l'hypothèse d'une origine magmatique. Bien qu'ils présentent des rapport I/Cl similaires aux fluides magmatiques, les fluides associés aux minéralisations aurifères présentent des rapports Br/Cl qui les distinguent très nettement de ces derniers. Bien que les veines de quartz soient encaissées dans les granites, les fluides observées se différencient clairement par leur chimisme des fluides magmatiques. Ces derniers ne semblent donc pas avoir joué de rôle important dans les processus de minéralisation.

3.1.3- Cations

Les différents cations contenus dans les fluides reflètent les interactions eau-roche. Les cations dominants sont en général Na, K et Ca. Dans certains cas, le rapport Na/K du fluide est tamponné par la coexistence du felspath potassique et du plagioclase sodique et il peut être utilisé comme geothermomètre (Fournier et Trusdell, 1973 pour les basses températures (<300°C) ; Lagache et Weisbrod, 1977 ; Poty et al., 1974 pour le cas de l'équilibre albite-adulaire).

Les rapports Na/K et Na/Ca montrent une grande variation selon les échantillons au sein d'un même gisement. Il est à noter qu'à Mokrsko, il n'a pas été possible de s'affranchir totalement d'inclusions de calcite, et que les données sur Ca ne sont pas utilisables.

A Corcoesto, les échantillons dominés par des fluides aquo-carboniques ou aqueux précoces (Lw1) se caractérisent par un rapport Na/K relativement bas (entre 1 et 2, rapport poids). Les valeurs trouvées dans les fluides salés (Lw2, supposés mésozoïques) se caractérisent par une grande abondance en Na, due à la présence de NaCl, ce qui explique des rapports Na/K et Cl/SO_4 plus élevés (Fig. IV-33a).

A Tomino, le rapport Na/K est beaucoup plus variable (entre 1 et 11, rapport poids), ce qui peut témoigner de mélanges de populations d'inclusions fluides. Une tendance équivalente à celle de Corcoesto (entre un pôle à rapport Na/K, et Cl/SO_4 bas, et pôle dominé par NaCl) est retrouvée, alors qu'aucun indice microthermométrique de fluides salés n'a été trouvé.

Les rapports Na/K bas sont similaires à ceux mesurés dans les eaux sulfatées de type géothermal "acide" qui se caractérisent par des contenus elévés en K, en raison de la destruction du feldspath K de la roche encaissante. Les teneurs en K observées pourraient être mises en relation avec l'altération des felspaths potassiques en phengites, observée dans la plupart des gisements, et qui généralement se réalise avec une perte de potassium (Charoy, 1979 ; Cathelineau, 1987). Le déséquilibre probable des fluides avec leur encaissant ne permet pas d'utiliser les valeurs des rapports Na/ K comme indicateurs géothermométriques.

Les rapports Na/K (et Cl/SO_4) les plus élevés sont ceux des fluides tardifs, salés, ceci étant attribuable à l'apport en Na et Cl.

Elements en traces

Fe, Mn : le rapport Fe/Mn montre une grande variation (0,6 à 18) qui pourrait être due aux interactions avec les minéraux et/ou au degré d'oxydation des fluides. Cependant, à Corcoesto, les fluides se caractérisent par des rapports Fe/Mn variables, mais souvent faibles (autour de 2) notamment pour ceux dominés par la population Lw1. Bottrell et Yardley (1991) ont montré que les fluides des milieux oxydants sont appauvris en Fe et enrichis en Mn, en raison de la précipitation plus précoce du Fe. Ces données (rapport Fe/Mn faible, contenus en SO_4 importants) conduisent à envisager une source relativement superficielle pour les fluides minéralisateurs.

A Mokrsko, les teneurs en fer sont beaucoup plus élevées, et le rapport Fe/ Mn est 2 à 3 fois plus important qu'à Corcoesto. Ceci peut être dû à une plus forte contribution des fluides aquo-carboniques, et d'autre part au transport/dépôt du fer dans la granodiorite lors de la formation des veines de quartz (cristallisation de biotites moins riches en fer, reprécipitation sous forme de sulfures).

Bore : les fluides aquo-carboniques de Corcoesto et ceux de Mokrsko se distinguent par des contenus importants en bore. Cependant, la tourmaline est rare : dans certaines veines de quartz des niveaux superficiels, la tourmaline a été observée à Corcoesto, tandis qu'à Mokrsko, ce minéral n'a pas été observé.

Cu : à Corcoesto et à Mokrsko, des contenus non négligeables en Cu ont été détectés. Ils peuvent être mis en relation avec la présence de chalcopyrite (des pollutions par ce minéral sont toutefois écartées, car elles sont facilement identifiables comme dans le cas des autres cations par des teneurs anormales).

3.1.4- Conclusions

L'analyse des anions et cations après écrasement est une approche intéressante, mais, dans le cas particulier des veines aurifères, délicate d'interprétation en raison de la complexité des piégeages. Des tendances cependant ont pu être établies :

- les fluides n'ont pas de signature magmatique, mais des rapports Br/Cl, et I/Cl qui les rappochent plus d'eaux équilibrées avec des formations sédimentaires ou métamorphiques ;

- la composante aqueuse des fluides précoces (Lc-w à Lw1) est caractérisée par des rapports Na/K relativement bas, qui peuvent témoigner de transferts du potassium dans les altérations à K-micas ;

- les rapports Fe/Mn pourraient indiquer (notamment à Corcoesto) que les fluides aqueux (Lw1) étaient peu chargés en Fe, et pourraient avoir une origine superficielle (oxydante).

III.2- GAZ

3.2.1- Teneurs et mécanismes de production des espèces volatiles (stades Q1 à Q3)

Dans toutes les veines de tension intragranitiques étudiées, les fluides qui ont précipité le quartz étaient aquo-carboniques. Ils présentent des compositions typiques des fluides trouvés dans les séries métamorphiques contenant notamment du graphite et soumises à un métamorphisme rétrograde.

Des variations dans les quantités de CH_4 et N_2 sont observées, et sont attribuables (Tomino, par exemple) au mélange de fluides à CO_2 dominant (± CH_4, N_2) avec des fluides à CH_4-N_2 seuls qui sont typiquement produits dans les environnements très riches en graphite (réduction du CO_2, et production de fluides dominés par le CH_4, comme l'a montré Bastoul (1992) dans les skarns à graphite, par exemple).

Une présentation synthétique de l'ensemble des fluides aquo-carboniques rencontrés dans les trois gisements montrent les grandes similarités des compositions des fluides des quartz Q1-Q2 (Fig. IV-34).

La transition entre les fluides carboniques et aqueux se manifeste par la présence de fluides à faibles quantités de volatils, dominés par CH_4 (quartz Q3 de Corcoesto). Ces fluides présentent de grandes similarités avec ceux trouvés dans les gisements de tungstène, pour les phases tardives à sulfures (arsénopyrite, puis pyrite-chalcopyrite-sphalérite) (Portugal : Noronha et al., 1995 ; Système central espagnol : Vindel et al., 1995). Ils sont interprétés comme le résultat du refroidissement des fluides (rupture de l'équilibre avec le graphite à des températures inférieures à 370°C, Ramboz et al., 1985), et du mélange probable avec des fluides aqueux.

En conclusion, les fluides associés au dépôt de sufures précoces non aurifères sont souvent très riches en espèces volatiles. Dans les trois gisements, les compositions de la phase volatile indiquent qu'ils étaient, probablement lors des stades précoces (quartz Q1/Q2), à l'équilibre avec les roches métamorphiques qu'ils ont traversées. A Tomino notamment, certains de ces fluides précoces semblent

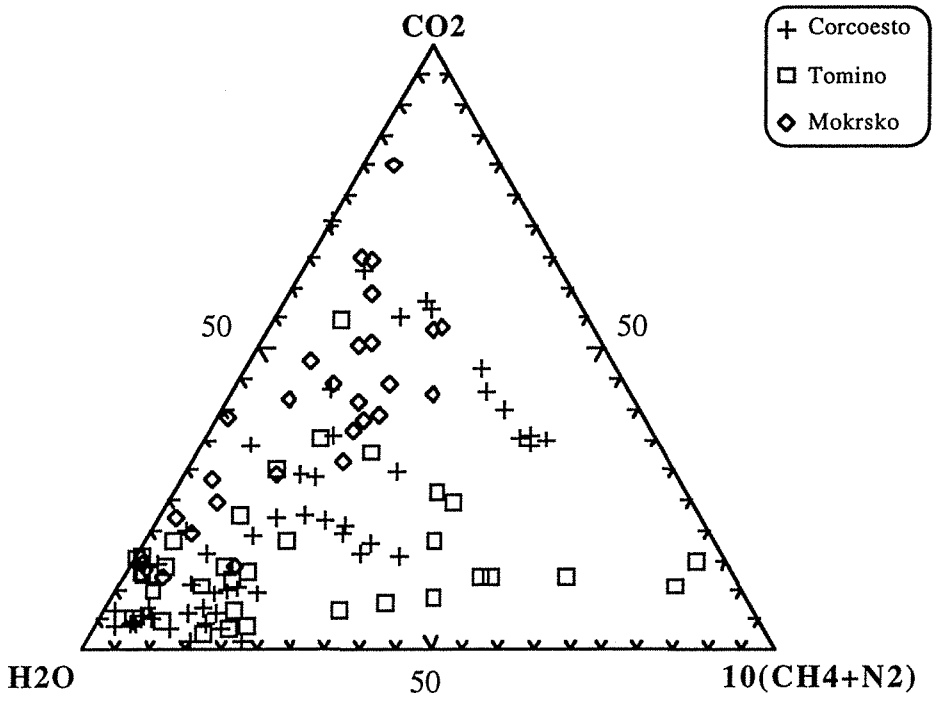


Fig. IV-34 : Diagramme triangulaire représentatif des compositions globales des inclusions fluides aquo-carboniques observées dans les trois gisements étudiés.

provenir d'équilibres locaux aux contacts de roches voisines riches en graphite (Lydiennes). La plupart des fluides aquo-carboniques rencontrés sont probablement des eaux équilibrées avec des roches métamorphiques, à P et T relativement hautes, et allochtones par rapport aux granites.

3.3.2.2- Conditions d'oxydo-réduction lors du dépôt de Q1-Q2 (asénopyrite)-Q3

- Estimation de la fugacité d'oxygène fO_2

Les équations d'état de Jacobs et Kerrick (1981) et Kerrick et Jacobs (1981) ont servi pour le calcul de la fO_2 à partir des données obtenues par analyse Raman, en considérant l'équilibre :

$$CH_4 + 2O_2 <=> 2H_2O + CO_2$$

Les données de la fO_2 obtenues pour les trois gisements sont représentées dans la figure IV-35.

Corcoesto : les fO_2 sont calculées, à des températures comprises entre 300 et 500°C, pour les différents types de fluides aquo-carboniques observés (Fig. IV-35a). Les fugacités sont similaires pour l'ensemble des types de fluides, et sont très basses variant entre 10^{-34} à 10^{-24}. Ces fugacités se localisent dans le domaine situé entre celles fixées par les tampons d'oxydo-réduction QFM et Ni-NiO, et sont plus proches des fO_2 fixées par Ni-NiO quand la température diminue. En fonction des températures possibles de piégeage, ces fugacités diminuent depuis des fluides de type Lc-w, 10^{-24} à 500°C, vers les fluides de type Vc-w (Q2), 10^{-26} à 450°C, jusqu'aux fluides de type Lw-c (Q3),10^{-31} à 350°C.

Tomino : les relations P-T-fO_2 calculées pour les différents fluides indiquent une fugacité située dans le même domaine que les fluides du gisement précédent (Fig. IV-35b). Elle varie entre 10^{-35} et 10^{-27} pour des températures de 300 à 400°C, respectivement.

Mokrsko : le calcul des fO_2 a été réalisé pour les deux types de fluides aquo-carboniques. Les fugacités occupent le champ entre entre les deux tampons d'oxydo-réduction QFM et Ni-NiO (Fig. IV-35c). En fonction des températures réelles de piégeage déterminées, cette fugacité diminue des fluides du stade 1 ($10^{-23,5}$ à 500°C) vers les fluides du stade 2 ($10^{-27,6}$ à 400°C).

Ces fugacités sont indicateur d'un milieu réducteur. Elles sont typiques des fluides métamorphiques rencontrés dans la plupart des veines de quartz aurifères Fig.

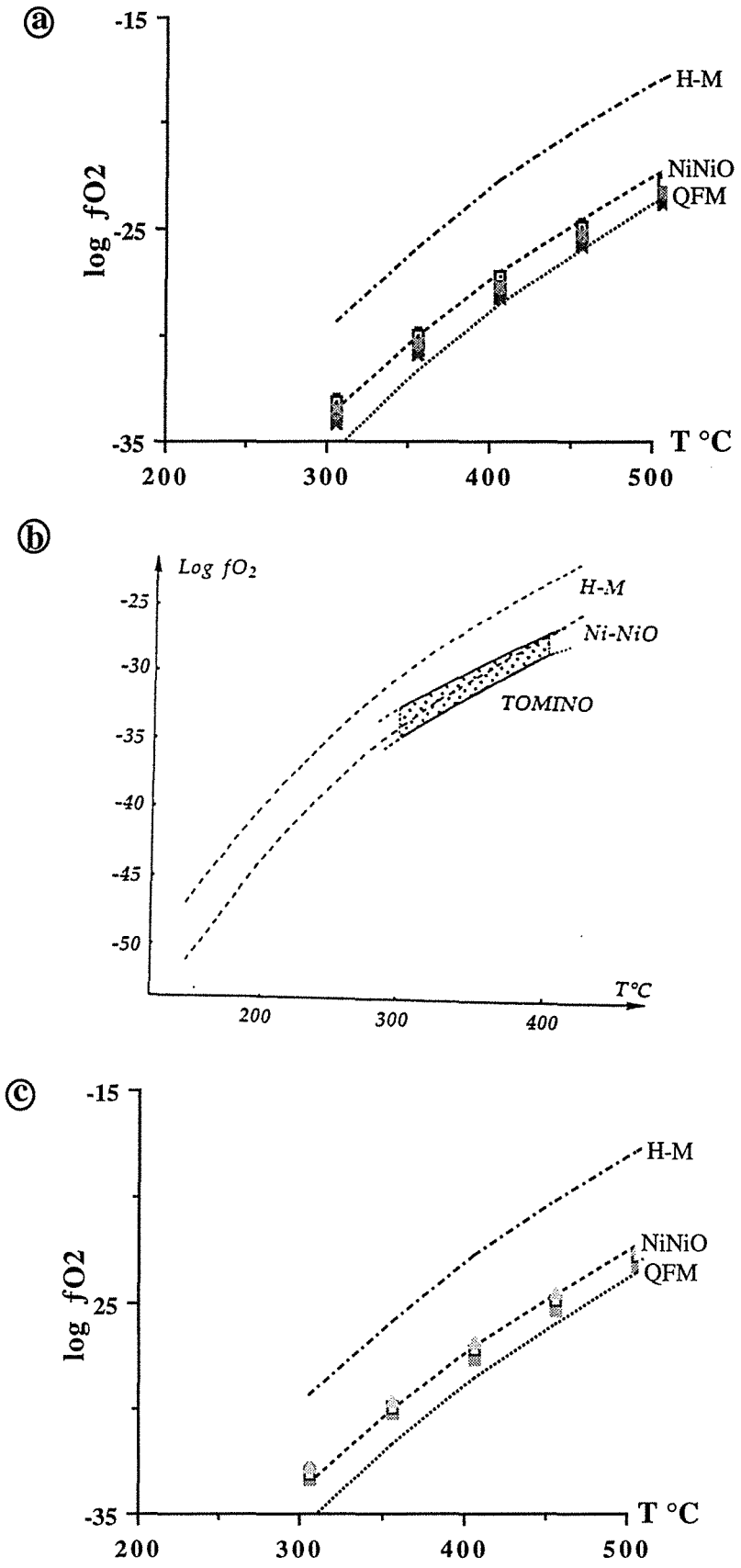


Fig. IV-35 : Diagrammes représentatifs de la fugacité d'oxygène indiquée par les inclusions fluides dans les gisements de Corcoesto (a), Tomino (b) et Mokrsko (c).

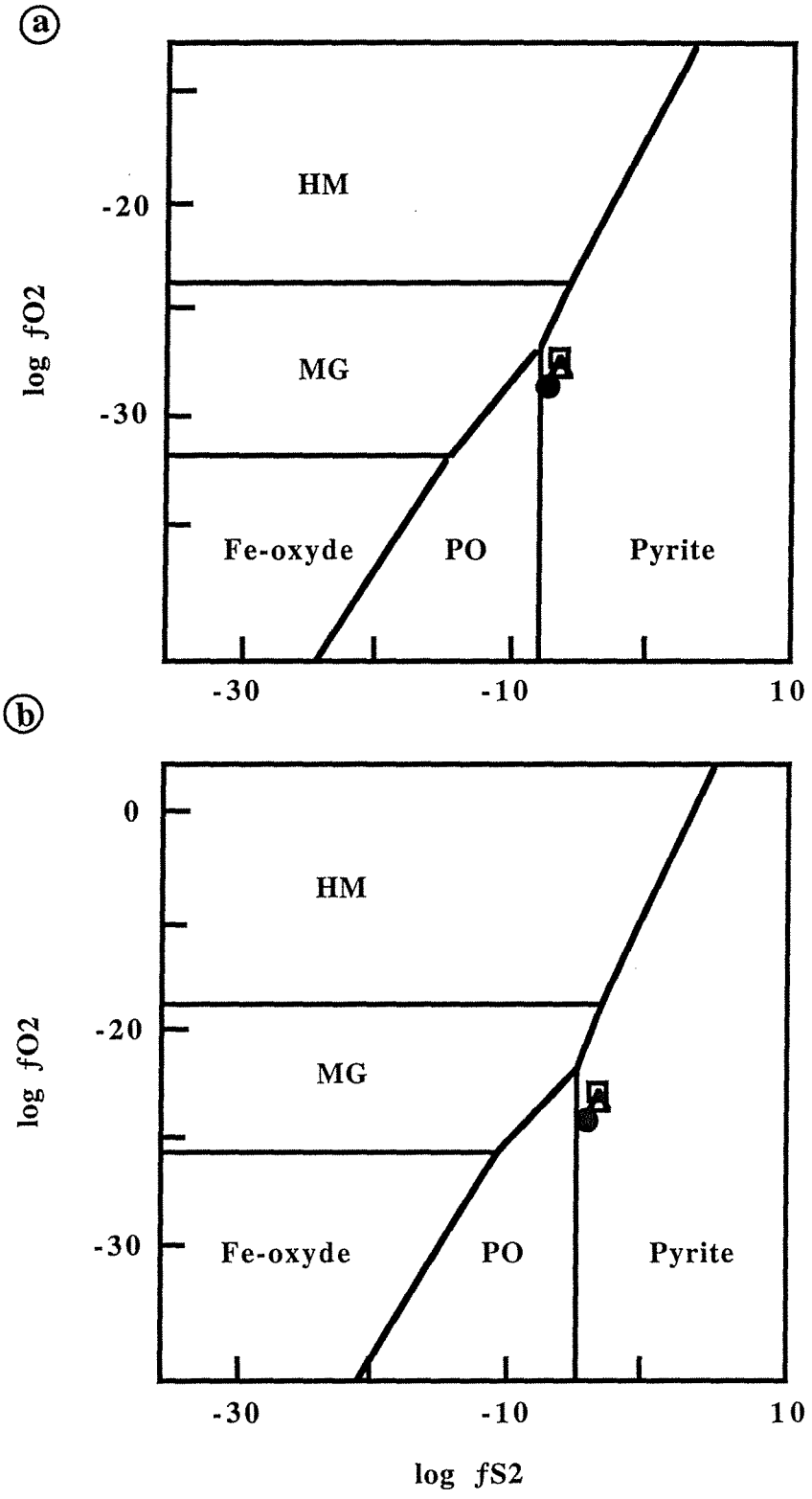


Fig. IV-36 : Diagrammes $fO2/fS2$ à des coditions P-T de 400°C et 100 MPa (a), et de 500°C et 300 MPa, et report des couples calculés à partir des données Raman.
Rond : Corcoesto, carré : Tomino, triangle : Mokrsko.

tardi-hercyniennes (Boiron et al., 1990a). Ce caractère réducteur des fluides aquo-carboniques conforte l'hypothèse que la signature "sulfatée" des fluides précoces est attribuable au fluide aurifère Lw1 à Corcoesto et pas aux fluides aquo-carboniques.

- Estimation de la fugacité de soufre fS_2

Le calcul de la fugacité du soufre se fait avec les mêmes équations d'état à partir l'équilibre :

$$2H_2 + S_2 <=> 2H_2S$$

Les fS_2 sont calculées, pour les différents types de fluides aquo-carboniques observés dans les trois gisements, aux températures fixées dans l'estimation P-T qui varient entre 300 et 500°C et des pressions de 100 et 300 MPa. Ces fS_2 sont relativement élevées, et varient entre $10^{-11,4}$ et $10^{-4,7}$ pour les fluides de Corcoesto, entre $10^{-11,3}$ et $10^{-4,5}$ pour les fluides de Mokrsko et entre 10^{-12} et 10^{-6} pour les fluides de Tomino.

Dans le diagramme fO_2/fS_2 (Fig. IV-36), les fluides des trois gisements se placent à la limite entre les domaines de stabilité de la pyrite et de la pyrrhotite, ce qui est en accord avec les paragenèses observées (notamment à Tomino et Mokrsko). A Corcoesto, la pyrrhotite n'a pas été observée.

- Origine du soufre des pyrites et arsénopyrites (stades Q1 à Q3)

Bien qu'il ait été démontré, dans cette étude, le caractère tardif du dépôt de l'or par rapport au sulfures plus précoces, il est cependant apparu intéressant de connaître la source potentielle du soufre afin de mieux comprendre l'histoire de la formation du gisement, les sulfures étant un élément nécessaire à la formation du piège pour le dépôt de l'or.

Les isotopes du soufre ont été analysés dans la pyrite et l'arsénopyrite de Corcoesto et de Tomino (données fournies par l'université de Leeds). Les données détaillées sont présentées en détail dans les travaux de Cathelineau et al., (1993a). A Corcoesto, $\delta^{34}S$ est compris entre -2,3 et -4,8 pour mille avec une moyenne à -3,6 pour mille (10 échantillons). Aucune différence notable n'a été observée avec la profondeur ou avec les teneurs en or. A Tomino, les $\delta^{34}S$ sont compris entre -0,3 et -5,5 pour mille.

Bien que ces deux minéralisations soient situées à environ 150 km l'une de l'autre, les sulfures présentent une composition isotopique très similaire, qui indique

une source pour le soufre semblable. Les données isotopiques très homogènes laissent supposer que la majorité du soufre provient des roches ignées présentes dans la région des gisements.

IV- RECONSTITUTION DES CONDITIONS PHYSICO-CHIMIQUES DU TRANSPORT ET DU DÉPÔT DE L'OR DANS LES SECTEURS ÉTUDIÉS

4.1- Origine des fluides minéralisateurs

L'ensemble des résultats des études pétro-géochimiques, structurales, des altérations et des inclusions fluides permet de confirmer que les fluides responsables du dépôt de l'or dans les trois gisements de Corcoesto, Tomino et Mokrsko sont principalement les fluides hydrothermaux aqueux, peu salés (< 10 % pds.eq. NaCl) et de températures relativement modérées (250±30°C).

A Corcoesto, l'étude de la composition des différents types de fluides (rapports des halogènes) a montré que les fluides aurifères Lw1 sont probablement des fluides issus de la percolation profonde des eaux de surface, et sont responsables de la dilution des fluides carboniques. Les fluides d'origine magmatique n'ont pas été observés dans les occurrences étudiées. Ceci indique que la mise en place de la minéralisation aurifère n'est pas génétiquement liée à l'intrusion de magmas. Les grandes quantités en sulfates indiquent un caractère relativement oxydant du fluide.

A Tomino, les fluides responsables de la minéralisation aurifère sont des fluides aqueux froids et très peu salés. Les signatures géochimiques données par les contenus en halogènes sont similaires à celles de Corcoesto, et indiquent des circulations de fluides de surface percolant le massif granitique.

A Mokrsko, les grains d'or natif sont observés dans les clivages des chlorites néoformées, et dans des structures percolées par des fluides aqueux.

Un certain nombre de données de la littérature montrent que les fluides identifiés dans des veines de quartz aurifères peuvent être des fluides d'origine météorique (Taylor, 1979; Radtke et al., 1980; Shelton et al., 1990), et pas nécessairement profonds ou mantélliques comme cela a souvent été invoqué pour les gisements archéeens (Groves et al., 1991). Dans la cordillère Canadienne qui porte de nombreux gisements d'or alpins dont celui d'Erickson, Nesbitt et al. (1986), Madu et al. (1990) et Nesbitt et Muehlenbachs (1989) ont montré sur des bases isotopiques que l'origine des fluides ayant circulé dans tous ces gisements est principalement météorique. Une origine météorique des fluides minéralisateurs a été démontrée en utilisant des données isotopiques par Boiron (1987) dans le cas des minéralisations de la zone Marche-Combrailles. Bastoul (1992) a supposé que l'origine des fluides minéralisateurs également dans des veines aurifères hercyniennes marocaines est

météorique en se basant sur la composition essentiellement aqueuse de ces fluides (fluides peu salés et absence ou pauvreté en espèces volatiles). De tels fluides, essentiellement aqueux ou contenant éventuellement de petites quantités de CH_4, ont également été trouvés dans les stades à Au (et Ag) des gisements tardihercyniens ibériques (Almeida et Noronha, 1988).

4.2- Introduction de l'or dans les gisements

L'étude pétrographique des paragenèses métalliques et leur analyse aux microsondes électronique et ionique ont montré que l'or existe principalement sous forme native dans les trois gisements et en très faibles quantités sous forme combinée. Ces deux types d'or correspondent à deux stades de dépôt ; le stade de dépôt d'arsénopyrite avec de l'or combiné (phase souvent tardive), et le stade II caractérisé par le dépôt de l'or dans les microfractures affectant l'arsépopyrite, et à un moindre degré la pyrite.

A Corcoesto et Tomino, l'introduction principale de l'or est donc un phénomène tardif. A Mokrsko, l'or est souvent associé à la paragenèse tardive (chlorite, bismuth, bismuthinite). Cependant, il y a un recouvrement strict entre les zones à fentes de tension à arsénopyrite et les zones à forte teneur en or, ce qui n'exclut pas la remobilisation d'un stock précoce d'or.

4.3- Mécanismes de transport et de précipitation de l'or

Le transport de l'or en solution peut se faire, en général, sous forme de deux complexes : sulfurés et chlorurés (Weissberg, 1970; Henley, 1973; Seward, 1973, 1984; Romberger, 1986; 1990). D'autres complexes, carbonatés, carbonyles, hydroxyde, ditelluride et d'ammonium, qui sont moins connus ont été proposés (Kerrich et Fyfe, 1981 ; Pearson, 1963 ; Skibsted et Bjerrumm, 1974 ; Seward, 1973 ; Baranova et al. 1977).

Les espèces dominantes dans les solutions sulfurées sont $Au(HS)^-_2$ à pH neutre, $Au_2(HS)S^{2-}$ à pH alcalin et $HAu(HS)^0_2$ à pH acide ≤ 5. Pour les complexes chlorurés, les espèces dominantes sont $AuCl^0$, $AuCl^-_2$ et $AuClOH^-$.

En général, l'or est transporté en solution soit sous forme de complexes chlorurés, $AuCl^-_2$, soit sous forme de complexes sulfurés, $Au(HS)^-_2$. L'importance relative de ces deux complexes dans une solution dépend de la température, de l'activité de H_2S, du pH, de la fugacité d'oxygène et de la salinité du fluide.

Les conditions physico-chimiques de stabilité relative des complexes chlorurés et bisulfurés (Wagman et al., 1969 ; Seward, 1973 ; Romberger, 1986) sont très grossièrement les suivantes :

Facteurs	Complexes chlorurés	Complexes sulfurés
Température	> 300°C	(150 à 300°C)
Salinité	forte	faible
pH	faible (< 4,5)	modéré à alcalin (> 4,5)
aH_2S	faible	forte
fO_2	modérée à forte (pyrite-hématite)	modéré

Dans les trois gisement étudiés, la composition des fluides associés au dépôt de l'or (fluides peu salés, de faible température) suggère que l'or est transporté sous forme de complexes sulfurés.

Plusieurs mécanismes peuvent entraîner la précipitation de l'or tels que le changement de pH, de fO_2 et la diminution de H_2S. Si l'on considère que l'or est transporté sous forme de complexes bisulfurés, la précipitation se fait sous l'effet (Romberger, 1986, Touray, 1987, Boiron et al., 1988) :

- d'une oxydation du milieu, liée à une diminution de l'activité du soufre en solution et du dépôt de sulfures,
- d'une diminution du pH,
- d'une chute de la fugacité d'oxygène.

Les travaux récents ont invoqué deux causes très plausibles pour expliquer les mécanismes de dépôt de l'or. Il s'agit de :

i) processus de sulfuration engendrant la modification de fS_2 et de fO_2 (Benchekroun, 1995). La modélisation des équilibres fluides-minéraux a permis de mieux de comprendre les mécanismes à l'origine des modifications des conditions physico-chimiques entrainant la précipation de l'or dans le cas du gisement de Salsigne (Benchekroun, 1995). La variation des fO_2 et de la concentration en soufre est à l'origine de la modification de la solubilté de l'or, ce qui entraine sa précipitation. Ces processus sont expliqués par la sulfuration du bismuth en bismuthinite accompagnée de la chloritisation de la biotite qui provoque une diminution de fS_2 et

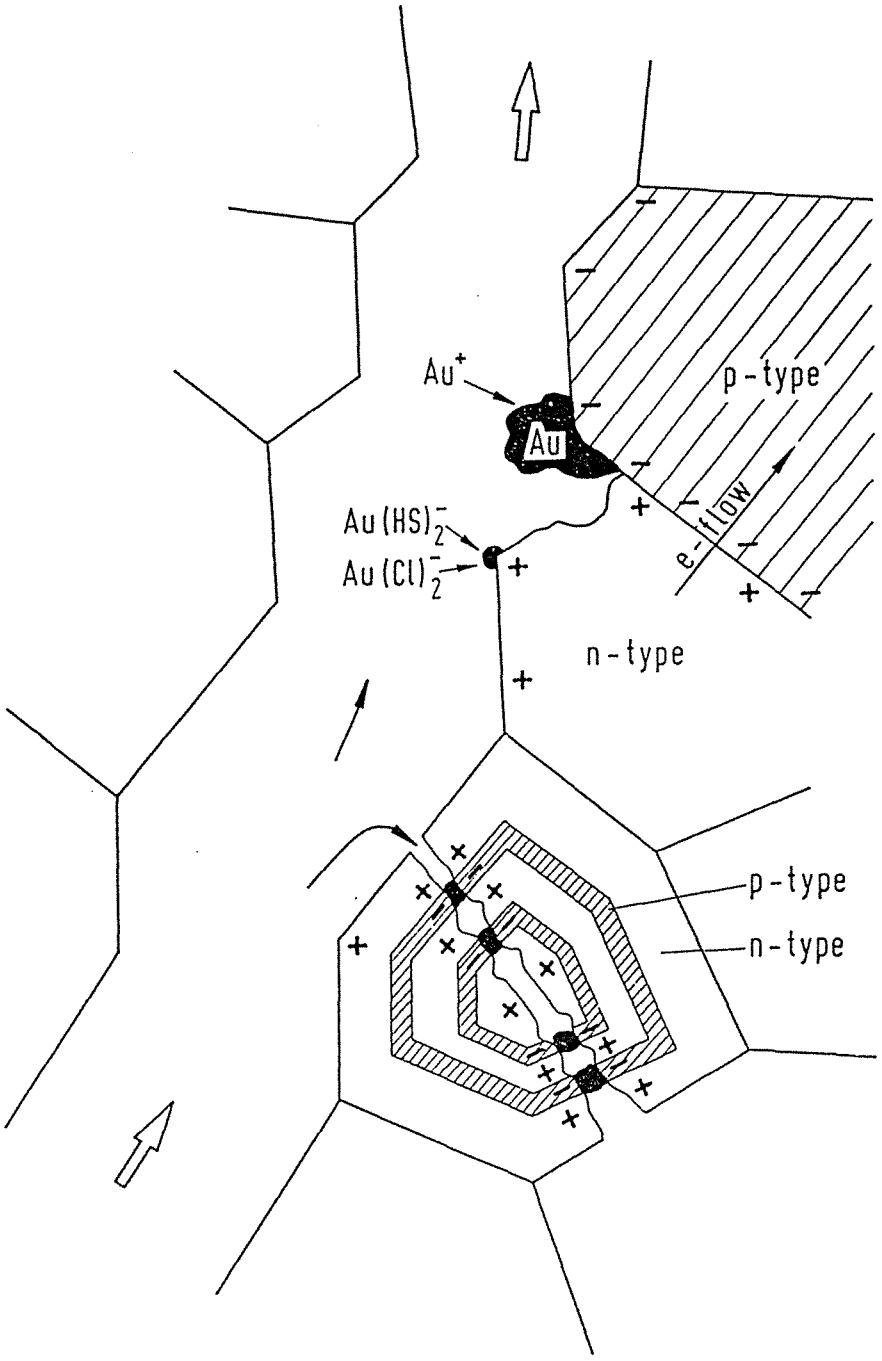


Fig. IV-37 : Réactions électrochimiques d'un fluide aurifère circulant à travers des pores et des fractures dans des sulfures présentant des bandes (zones) n et p (d'après Möller er Kerson, 1994).

de fO_2. Cependant cette modélisation ne prend pas en compte tous les sulfures présents dans le système.

Dans les trois occurrences étudiées (Corcoesto, Tomino et Mokrsko), la chloritisation des biotites et l'association Au-bismuthinite ont été observées. Les mécanismes de sulfuration entrainant la précipitation de l'or à température relativement basse, évoqués pour le gisement de Salsigne, pourraient donc être appliqués à ces occurences. Il est difficile de savoir, sans l'appui de modélisation, si la signature oxydante (sulfatée) invoquée à partir des données de "cruch-leach" est compatible ou non avec ce modèle.

ii) processus électrochimiques conduisant à la nucléation des particules d'or (Möller et Kersten, 1994). Les sulfures précoces, même en faible quantité, sont considérés comme support à la nucléation des particules d'or. Les premiers sulfures sont en effet fréquemment minéralisés quand ils sont affectés par une microfissuration tardive. Des processus électrochimiques à la surface des sulfures microfissurés sont probablement la cause de la précipitation de l'or comme l'ont montré les observations minéralogiques et les travaux expérimentaux (Starling et al, 1989, Knipe et al., 1991, Möller, 1993, Möller et Kersten, 1994).

Selon leur composition chimique, les sulfures, pyrite et arsénopyrite jouent un rôle de cathode et présentent deux types de conductivité (type n ou type p, Möller et Kersten, 1994). L'arsenic est un élément important quant à l'acquisition du caractère de conductivité de type p (arsenopyrite ou zone de croissance enrichie en As des pyrites).

L'or visible est principalement accumulé à la surface des sulfures dans des domaines qui réagissent comme cathodes, c'est à dire comme conducteur de type p ou dans des zones de contact n-p (Fig. IV-37). La précipitation de l'or résulte de processus d'adsorption (physisorption) suivis par des processus de réduction (chimisorption) à la surface des sulfures. Les meilleurs sites où s'observent de tels phénomènes sont les zones à plus forte densité de charge électronique et de meilleure conductivité qui sont localisées là où les liaisons chimiques de surface sont interrompues (surface des fractures par exemple).

Il est difficile, en l'absence de modélisation détaillée, basée sur la composition détaillée des fluides, et la considération des paragenèses de proposer un modèle de précipitation de l'or dans les trois gisements étudiés. Cependant, la grande similarité des processus (fluides, paragenèses) et des textures (microfissures à or) conduise à considérer ces deux modèles comme très plausibles, et peut être compatibles :

sursaturation suivant le modèle (i), et accélération du dépôt dans des sites de cristallisation spécifiques suivant le modèle (ii).

CHAPITRE V

CONCLUSION-DISCUSSION

LA GENÈSE DES CONCENTRATIONS AURIFÈRES FILONIENNES DANS LA CHAINE HERCYNIENNE D'EUROPE DE L'OUEST

I- Modèles proposés dans la littérature- rappels

Les principales époques métallogeniques à l'origine de filons de quartz aurifères sont surtout associées à des percolations de fluides dans des veines formées lors de phases de métamorphisme rétrograde (archéeen, panafricain, hercynien, alpin) ou associées à des flux de chaleur en relation avec des phases de volcanisme (gîtes épithermaux s.l.). Quelques cas seront cités ci-après à titre d'exemple de manière non exhaustive.

Les veines de quartz des socles métamorphisés les plus connues sont celles de l'archéen du Canada (district de Val d'Or, Boullier et Robert, 1992 , Noranda, Timmins, Yellowknife) et d'Australie (Kalgoorlie, Wiluna, Groves et al., 1991). Pour les stades panafricains, des travaux détaillés ont été réalisés sur la Tagragra d'Akka (Zouhair, 1992) mais les concentrations n'y sont pas économiques. Pour les stades tardi-hercyniens, il faut citer, en Europe de l'Ouest, les gisements suivants : Salsigne (Lescuyer et al., 1993), Le Châtelet-Villeranges (Boiron et al., 1989), Bourneix-Lauriéras (Essarraj, 1992 ; Touray et al., 1989), La Bellière en France, la province Ibérique (Cathelineau et al., 1993b) et le massif de Bohème (Moravek et al., 1989). Pour les stades alpins, quelques exemples peuvent être mentionnés : les filons de la Colombie Britannique (Erickson, Essarraj, 1992) et les filons des Alpes non économiques, mais étudiés sur le plan scientifique (Alpes, La Gardette, Poty, 1967 ; Bruson, Diamond, 1990).

1.1- Modèles de formation des veines aurifères

De Launay (1913) donne une synthèse détaillée de la connaissance des gites filoniens ouest-européens, mais surtout une réflexion sur la genèse des filons. Pour ce dernier, l'or a une relation spatiale et génétique avec les magmas ignés. La notion de zonalité des métaux autour des plutons (Sn, W, Bi, Cu, Sb, Pb, Ag, Hg par exemple selon les types de roches ignées) est émise, l'or se plaçant entre Sn, W et Cu. A Salsigne par exemple, deux phases de minéralisation, "d'abord W, As, Au, Bi ensuite S, Cu, Ag séparées par un déplacement du centre chaud vers l'ouest", sont évoquées par Routhier (1963) qui les associe comme de Launay au magmatisme tardi-hercynien.

Le gisement de Salsigne fournit un exemple remarquable de concentrations aurifères dans un contexte géologique et structural complexe, et pour lequel une série très importante d'hypothèses génétiques ont été émises (revue in Lescuyer et al., 1993, puis Benchekroun, 1995) : influence du granite et rôle éventuel soit du flux de

chaleur, soit des fluides magmatiques ; migration de fluides hydrothermaux autour d'une zone de faille principale (Fontaine de Santé) ; remobilisation d'un stock métal de type "sedex" ; minéralisation précoce liée à la déformation et aux conditions de haute température tardi-hercyniennes ; apport d'or tardif par des fluides aqueux déconnectés du stade de dépôt de l'arsénopyrite.

Les caractéristiques des gisements d'Europe de l'Ouest décrits et discutés dans la littérature sont très similaires à ceux décrits dans ce travail et les suivantes :

- la liaison spatiale avec des failles, fonctionnant en régime ductile puis fragile; cependant si les structures minéralisées affectent dans certains cas des roches déformées, la majorité des minéraux (après le quartz Q1) se forment dans des milieux où ils croissent librement (cristaux automorphes) et où ils ne subissent que des déformations ultérieures cassantes (microfissures) ;

- le caractére polyphasé de la cristallisation des quartz dans les structures, et des conditions physico-chimiques très constrastées permettant la cristallisation de paragenèses caractéristiques de températures décroissantes (biotite stable, chlorite-phengite, chlorite-illite, illite);

- une cristallisation à plusieurs stades de pyrite, et surtout d'arsénopyrite;

- la relation spatiale entre ces sulfures et l'or métallique;

- la présence d'or en inclusions, mais surtout en fissures dans ces sulfures;

- l'association de l'or avec une paragenèse spécifique : bismuth, bismuthinite (tellurures dans certains cas), et de faibles quantités de sulfures (chacopyrite, galène) et sulfosels (association Cu-Pb-Sb-Bi-Te).

Les problèmes abordés par les différents travaux sont les suivants :

- l'or est-il introduit de manière précoce dans les systèmes ?

- les fluides à l'origine du transport de l'or sont-ils des fluides métamorphiques, de haute densité, et susceptibles de déposer l'or sous l'effet de fluctuations de pression entrainant la séparation des phases volatiles et aqueuses ?

- inversement, l'or économique n'est-il introduit dans les veines que lors de stades postérieurs à la cristallisation de l'essentiel des sulfures et du quartz? Quels sont les mécanismes de dépôt de l'or (mécanismes électrochimiques (Knipe et al., 1991, Möller et Kersten, 1994), sulfuration de la pyrrhotite et du bismuth (Benchekroun,

1995), ébullition de fluides comme dans les systèmes géothermiques ou épithermaux, ...?

- les flux de chaleur responsables de la mise en mouvement des fluides sont ils liés à la fin du métamorphisme (métamorphisme rétrograde), à des flux plus localisés (granites portant les minéralisations, ou magmatisme postérieurs (à D3 par exemple en Galice) ?

Sur des bases d'observations pétrographiques, minéralogiques, géochimiques ou structurales, un certain nombre de modèles globaux ont été proposés. En général, ils n'intègrent pas de données factuelles sur les fluides, les chronologies relatives fluides/quartz/sulfures/déformation, ce qui est à l'origine de controverses.

D'une manière schématique, les principaux modèles qui ont été émis pour les veines tardi-hercyniennes, durant ces dix dernières années sont brièvement rappellés ci-après en se basant sur la synthèse récente de Boiron et Cathelineau (1995).

1.1.1- Le concept de "maturation des shear zone aurifère"

Bonnemaison et Marcoux (1987, 1989) présentent un modèle de maturation de shear zone aurifères caractérisés par plusieurs stades où l'or se manifeste sous différentes formes : un stade précoce à or invisible (1), un stade intermédiaire à or fin (2), et un stade tardif à or pépitique (3). Les concentrations économiques seraient associées aux deux derniers stades et en relation avec des processus de "maturation" de la préconcentration à or invisible.

Ce concept de maturation des shear zones aurifères est ainsi basé sur l'hypothèse d'une préconcentration d'or dans les sulfures précoces et la libération de cet or lors des phases plus tardives. Cependant, cette hypothèse de base ne semble pas être vérifiée. La seule occurrence connue de sulfures aurifères précoces (pyrrhotite aurifère) a eté signalée dans un indice aurifère peu significatif du Massif Central français (Picot et Marcoux, 1987), pour lequel il n'existe pas de données de spectroscopie Mössbauer démontrant que l'or est présent dans le réseau de la pyrrhotite.

Deux points essentiels sur lesquels est basé ce modèle peuvent être discutés :

i) Absence de préconcentration : les données acquises sur des pyrites, pyrrhotites ou arsénopyrites montrent qu' il n'y a pas de préconcentrations précoces d'or, ce qui est en désaccord avec le concept de maturation. Des fractions pures de minéraux séparés de pyrite précoce, pyrrhotite (chaque échantillon contenant environ 50 mg de matière) de la zone de Villeranges - Châtelet ont par exemple été

analysées par absorption atomique à four de graphite (Boiron et al., 1989). Les résultats indiquent que les pyrrhotites fraiches sans aucune altération ou remplacement présentent un contenu en or inférieur à 100 ppb. De tels minéraux sont fréquemment rencontrés dans de petits filonnets à proximité des gisements à une dizaine voire une centaine de mètres des minéralisations. Ils sont communs mais leur abondance est toujours faible. Ils sont antérieurs au stade à arsénopyrite et sont localement remplacés par l'assemblage pyrite-marcasite quand ils sont recoupés par un filonnet à arsénopyrite. De plus, la pyrrhotite est, d'un point de vue volumétrique, mineure comparée à l'arsénopyrite aurifère et il parait donc peu probable que les sulfures précoces puissent contribuer significativement aux concentrations des filons.

L'arsenopyrite aurifère, lorsqu'elle est présente n'apparait pas comme un précurseur des minéralisations aurifères, mais comme un dépôt, souvent peu significatif, et tardif par rapport au dépôt de l'essentiel de l'arsénopyrite. A Villeranges, le dépôt d'arsenopyrite aurifère qui est majoritaire, a lieu lors lors du dernier stade (stade 3) de l'évolution globale des zones aurifères et ne donne lieu à aucune libération d'or natif (or métallique absent) (Boiron et al., 1989). A Lauriéras, les arsénopyrites et boulangérites aurifères cristallisent lors du stade 2 et sont dépourvues de toute altération (Essarraj, 1992).

ii) Absence de remobilisation de l'or à partir des arsénopyrites aurifères **:** l'or peut être piégé relativement facilement dans les arsénopyrites et dans les pyrites à l'état combiné probablement dans le réseau cristallin (Wagner et al, 1986, Marion, 1988, Cathelineau et al, 1989) dans des conditions variables. Il existe deux exemples majeurs d'arsénopyrites aurifères dans le Massif Central : i) Lauriéras, (Wu, 1989, Essarraj, 1989, 1992), et ii) Le Châtelet-Villeranges, (Boiron, 1987, Boiron et al, 1989, 1990). Dans chacun des cas, l'or est incorporé dans les dernières zones de croissance et ne semble pas ensuite libéré du réseau.

1.1.2- la séparation de phases et le modèle de valve sismique

Ce modèle a été proposé par Sibson et al., (1988) et a été repris pour décrire les veines aurifères archéennes du Canada notamment sur l'exemple du district du Val d'Or (Robert et Brown, 1986, Boullier et Robert, 1992). Sibson et al., (1988) suppose que des surpressions fluides peuvent se développer sous des zones imperméables dans des niveaux crustaux relativement profonds (6-15 km). Dans le cas des gisements du Canada, la déformation provoque la formation de grandes discontinuités (failles inverses de plusieurs kilomètres de profondeur) qui peuvent constituer des drains pour les fluides profonds. Les surpressions de fluides engendrent différentes structures, et lorsqu'elles atteignent des maxima (pression

supérieures à la pression exercée par la colonne de roche (pression supralithostatique)), une fracturation supposée de type sismique se produit. Lors de la fracturation, la pression chute, ce qui engendre un colmatage de la faille , comme suite à la sursaturation des fluides vis à vis du quartz, jusqu'à l'épisode suivant. La chute de pression favorise des processus d'ébullition des fluides (séparation des phases volatiles (CO_2)), ce qui peut conduire au dépot de l'or. Si ce modèle est structuralement et thermodynamiquement plausible, il reste à valider dans la plupart des cas, et a probalement été trop souvent invoqué comme le modèle précédent sans vérification élémentaire notamment du synchronisme entre l'acquisition des structures (drains), la précipitation du quartz, la nature des fluides percolants, et le dépôt de l'or. Cependant les travaux en cours (Firdaous et al., 1995) constituent les premières calibrations de fluctuations de pression dans ces veines et tendent à confirmer l'existence de variations de plus de 100 MPa pour les différents types de veines du gisement de Sigma et Dumont Bras d'or et l'ébullition des fluides carboniques, comme cela a été montré dans certaines veines alpines (Diamond, 1990).

Dans le cas de la chaine varisque, la séparation de phases consécutives à une fracturation a été invoquée dans de nombreux cas : le Bourneix (Touray et al., 1989), les veines du Portugal (Shepherd et Santos Olivera, 1991). Plusieurs remarques sont à faire :

- la séparation de phases est parfois bien démontrée, mais la relation chronologique avec le dépôt de l'or est peu argumentée; au Chatelet, par exemple, il n'y aurait pas de relation temporelle, et donc génétique entre les fluides carboniques (visibles uniquement dans des roches du socle) et le dépôt des arsénopyrites aurifères, mais seulement une liaison spatiale (arsénopyrites cristallisées dans des roches métamorphiques contenant des fluides carboniques plus précoces que les arsénopyrites, Cathelineau, comm. pers.) ;

- la séparation de phases est insuffisamment prouvée (synchronisme des phases aqueuses et carboniques, compatibilité entre les domaines P-T compatibles avec le domaine ou peut avoir lieu une démixion).

II- Intégration des principales caractéristiques des gisements de Galice et de Mokrsko à un modèle général pour les gisements d'Europe de l'Ouest

La recherche systématique d'arguments pour relier dans l'espace et dans le temps, les stades de percolation de fluides, les stades de déformation et les stades de dépôt des métaux a conduit progressivement à remettre en question les modèles antérieurs (Cathelineau et al., 1991).

Les travaux récents réalisés sur les gisements d'Europe de l'Ouest (Limousin, Salsigne, Galice, Boiron et al, 1989, 1990, 1992, 1993b, Cathelineau et al, 1989, 1993 a et b, Essarraj, 1992) ont permis de proposer un modèle de formation des gisements à teneur économique qui résultent d'une superposition de plusieurs stades de percolation fluides dans les mêmes structures tectoniques (Cathelineau et al., 1991, Boiron et Cathelineau, 1995). Ce modèle s'applique en grande partie aux réseaux de veines intragranitiques étudiées en Galice et à Mokrsko.

Trois stades successifs ont été reconnus pour la formation des veines de quartz aurifères. Chacun des stades est caractérisé par ses propres conditions P-T, ses assemblages minéraux, la composition des fluides et l'état de déformation (en relation avec le régime de circulation fluide).

2.1- Stade précoce : formation des veines de quartz

Les fentes de tension à quartz se sont formées après la mise en place des granitoïdes datés entre 300 et 320 Ma (granites peralumineux en Galice, granodiorite à Mokrko) et donc bien après le pic du métamorphisme (340-370Ma). Ils sont également postérieurs aux altérations subsolidus affectant ces granites (greisenisation (Tomino) albitisation (Corcoesto).

Dans les granites étudiés, les fentes de tension se forment généralement à la transition entre le régime ductile et cassant. Lors du dépôt du premier quartz, il est possible que la déformation le long des zones de cisaillement soit encore effective et qu'il y ait synchronisme entre cisaillement et initiation des structures. C'est surtout visible à Tomino, où les fractures greisenisées présentent des terminaisons en crochon. Cependant le remplissage de l'essentiel de ces structures précoces se fait dans un régime de déformation purement cassant, avec dépôt sans déformation souple du matériel cristallisé.

Dans les granites, en Galice (Tomino, Corcoesto) ou dans le massif de Bohème (Mokrsko-Celina), le réseau de veines de quartz constitue le piège de la minéralisation aurifère.A ce stade, seules pyrite et arsénopyrite stériles sont observées. Dans les environnements métamorphiques, la chenalisation est plus évidente et amène à une superposition des percolations fluides en un même lieu : la discontinuité initiale qui a déjà servi de drain.

Des fluides précoces à C-H-O-(N) d'origine métamorphique ont été observés dans l'encaissant des veines de quartz et en reliques dans le quartz lui-même. Ce sont des fluides denses piégés sous forme d'inclusion fluide à des pressions fréquement dans la gamme 220-400 MPa et à des températures supérieures à 450°C. Ces

conditions sont très similaires à celles observées lors des derniers stades métamorphiques affectant les terrains varisques pendant ou juste après le stade d'hyper-collision. Il n'y a pas d'évidence de dépôt d'or à ce stade, même à des concentrations faibles dans les sulfures.

A titre de comparaison, en Limousin, les veines de quartz laiteux se sont formés postérieurement à la mise en place des granites peralumineux (probablement Westphalien). Certaines altérations précoces subsolidus affectant ces granites albitisation, dissolution du quartz ont été également observés. L'altération diffuse et la cristallisation de sulfures (pyrite non déformée puis arsénopyrite stérile) dans les roches encaissantes semblent précéder le dépôt massif du quartz laiteux dans les fractures ouvertes (Lauriéras, Essarraj, 1992). Au Bourneix, un évènement cisaillant conduisant à la formation des "mylonites noires" (Bouchot et al, 1989), est apparemment intercalé entre le dépôt des sulfures et celui du quartz. Cependant, aucune vraie mylonite ne se développe dans l'encaissant des veines de quartz.

A ce stade, l'essentiel de la masse quartzeuse, piège des minéralisations, est constitué par le quartz laiteux. Pyrite et arsénopyrite stériles sont les sulfures précoces qui accompagnent le quartz blanc laiteux. Dans ces veines, auncun apport d'or n'est démontré à ce stade. Des fluides aquo-carboniques d'origine métamorphique sont observés dans l'encaissant métamorphiques du quartz blanc laiteux, et sont piégés dans des conditions similaires à celles décrites dans les trois gisements étudiés.

En Limousin, les caractéristiques de ce stade précoce de mise en place de la matrice quartzeuze présente beaucoup de similarité avec l'épisode de formation des fentes de tension.

2.2- Stade intermédiaire : dépôt des sulfures (parfois légèrement aurifères à or combiné)

A ce stade, les fentes de tension subissent d'importantes modifications suite à des réactivations tectoniques successives.

Des épisodes d'intense fracturation se traduisent par le développement d'un réseau de plans d'inclusions fluides qui portent des fluides aquo-carboniques de plus faibles densité probablement piégées dans des conditions intermédiaires (P: 100-200 MPa et T : 350-450 °C) . Dans les stades terminaux (Q3), ils présentent un contenu en CH4 plus élevé. A ce stade, de l'or combiné a été reconnu dans les arsénopyrites II (Corcoesto et Tomino). Les teneurs sont toujours très basses et de l'ordre de quelques dizaines de ppm dans certaines bandes de croissance. La contribution de l'or combiné

à la teneur économique du gisement est certainement inférieur à 5 %, et dans beaucoup des cas très inférieure à cette valeur limite.

Dans le massif central français, de tels phénomènes ont été également observés, notamment des phases de bréchification qui engendrent la formation de quartz microcristallin à Lauriéras par exemple (Hubert, 1986, Bonnemaison, 1987). Le ciment des brèches conduisant à la formation de lentilles de quartz massif semblent caractéristique de filons de grande épaisseur des encaissants métamorphiques. Les pyrites et arsénopyrites précoces sont bréchifiées dans tous les gisement étudiés. A Lauriéras, les lentilles de quartz sont soumises à une intense fracturation, avec une alternance de formation de microfractures et cicatrisation par des surcroissances de quartz hyalin et mise en place d'une seconde génération de pyrite et d'arsénopyrite. A ce stade, l'or combiné est observé dans les sulfures notamment dans l'arsénopyrite ou dans la boulangérite (Lauriéras, Essarraj, 1992). Leur contenu est toujours relativement bas. L'or combiné est relativement rare et seulement connu à ce stade dans le gisement de Lauriéras. Il s'observe en surcroissance sur les coeurs stériles d'arsénopyrites précoces (dans l'encaissant et les lentilles de quartz massif).

Les fluides responsables de la formation des filonnets de quartz hyalin de Laurieras appartiennent au système C-H-O-(N) et sont très similaires à ceux du premier stade. Les compositions de ces fluides témoignent de processus de dilution qui s'accompagnent d'une rupture de l'équilibre fluide-graphite et engendent des modifications dans les conditions d'oxydo-réduction du système. Ces fluides sont piégés dans des conditions de pressions et températures intermédiaires ($P \approx 1$ -2 kbar et T : 250-400°C) selon les localités. Les alternances de variations de perméabilités des veines de quartz du fait des épisodes de fracturation reflètent d'importantes fluctuations de pressions qui s'observent d'une veine à l'autre ou au sein d'une même veine.

2.3- Stades tardifs à minéralisation économique

Une nouvelle réactivation tectonique (fréquemment sous un régime compressif associé à de nouvelles directions spécifiques des contraintes) sous des conditions différentes de pression et de température conduit au stade majeur de dépôt de l'or.

La réactivation des veines de quartz précoces (stades 1 et 2) génère des microfissures cicatrisées mais qui ne sont pas scellées par du quartz. L'or natif cristallise avec les sulfures et sulfosels (Pb, Ag et Bi dominant) le long de ces fissures, et plus particulièrement lorsqu'elles recoupent les premiers sulfures. Un réseau de microfissures à chlorite, carbonate et mica blanc accompagne cet épisode. Dans ce

cas, il est difficile de déterminer si l'or natif résulte entièrement d'un nouvel apport dans la structure, ou de remaniement partiel de concentrations précoces en de nouveaux assemblages minéraux. L'apport d'or semble cependant évident dans la majorité des cas. La précipitation de l'or dans en microfissures (Corcoesto) ou dans des cavités au sein des sulfures précoces (Mokrsko) est probablement activé par des processus électrochimiques à la surface des sulfures comme l'ont montré Möller et Kersten, (1994). Les fluides associés au dépôt de l'or économique sont aqueux, présentent de relativement faibles salinités et sont piégés dans un domaine de basse température (220-280°C), à des pressions de type hydrostatique (≈30-80 MPa). Les signatures géochimiques de ces fluides montrent qu'il s'agit d'eaux de surface s'équilibrant avec les socles cristallins.

En Limousin ou à Salsigne, cet épisode tardif de réactivation tectonique est également corrélé au dépôt de l'or natif constituant la minéralisation économique (Essarraj, 1992, Lescuyer et al., 1993, Benchekroun, 1995).

Ces événements tardifs de circulation de fluides d'origine météorique, aqueux peu salés et de relativement faible température sous un régime de pression hydrostatique ont été également décrits dans des systèmes faillés nouvellement formés sans aucune relation avec les veines de quartz précoces. C'est le cas de la zone faillée de Villeranges observée dans les tufs rhyodacitiques viséens. L'or est déposé à l'état combiné dans l'arsénopyrite (et la pyrite) pendant un unique évènement épithermal (Boiron, 1987, Boiron et al., 1989). Dans ce cas, l'assemblage minéralogique (quartz - ankérite - arsénopyrite aurifère - pyrite ± aurifère) cristallise rapidement, constituant un réseau de microfilonnets dans les tufs et est accompagné d'une importante altération à illite des tufs.

2.4- Principales évolutions caractérisant la formation des veines aurifères

L'apparente succession des trois stades décrits reflètent une série de changements majeurs qui peuvent être corréllés à l'évolution de la chaine varisque. Ce sont des modifications :

- de la composition chimique globale des fluides : depuis des fluides précoces (C-H-O-N) d'origine métamorphique jusqu'à des fluides tardifs, aqueux, probablement en relation avec la circulation générale de fluides météoriques affectant le substratum à la fin de l'orogène varisque ;

- des conditions de pression et température : depuis les premiers stades de dépôt des sulfures au sein des veines de quartz sous des pressions lithostatiques et des

températures relativement hautes (niveaux structuraux relativement profonds) jusqu'à des conditions hydrothermales typiques de système geothermal, avec des températures basses (150-300°C) et des pressions hydrostatiques (niveaux superficiels) ;

- des facteurs controllant les migrations fluides. La nature des migrations fluides et la géométrie des anomalies thermiques changent à chaque stade. Cependant, ces changements sont pour la plupart associés aux différences de niveau structural considéré. Ainsi, le stade tardif est caractérisé par des anomalies thermiques linéaires limitées aux structures crustales profondes (zone de cisaillement Marche-Combrailles) où à la proximité des granites post-tectoniques (Galice) alors que que les premiers stades concernent des zones plus étendues avec des flux de chaleur superficiels anormaux qui peuvent être mis en relation avec des évènements affectant les niveaux crustaux plus profonds (fin du métamorphisme et du magamtisme tardihercynien). Enfin, les évènements successifs enregistrés dans les zones minéralisées reflètent le soulèvement progressif d'un segment de la chaîne varisque à la fin de son stade d'hyper-collision, alors que les anomalies thermiques (315-285 Ma) persistent en profondeur.

2.5- Principaux facteurs controlant la formation de concentrations économiques

Deux facteurs à l'action complémentaire sont reconnus :

*i) **Facteur structural :*** des stades de microfracturation intenses des premières veines de quartz sont dus aux évènements tardifs de déformation cassante. Une telle microfracturation est extrèmement complexe dans le détail et résulte de la superposition de plusieurs stades de déformation cassante sur la matrice de quartz précoce (quartz laiteux cimenté par le quarz microcristallin en Limousin ou à Salsigne, fente de tension réouvertes ou microfissurées en Galice ou en Bohème).

Des hétérogéneités rhéologiques telles que celles produites par la présence de bandes étroites de granites (Tomino, Corcoesto) ou de lentilles de quartz métriques dans les micaschites. Une modélisation par éléments finis (Lespinasse, 1990) a montré que les intensités de contraintes sont plus élevées au centre des veines de quartz et à proximité des bordures. Ceci explique une plus intense fracturation de la veine comparée à l'encaissant et l'absence de minéralisation hors de la veine de quartz. La matrice de quartz précoce (quartz laiteux cimenté par le quartz microcristallin) ou les filons de granites acquièrent donc leur perméabilité à la faveur de réactivation des contraintes. Ceci conduit à des flux de fluides plus élevés au sein des veines que dans

l'encaissant. Ce processus explique que bien que l'introduction de l'or soit tardive comparée à la formation de la matrice quartzeuse, seules les veines de quartz sont minéralisées.

- L'étude structurale des trois sites étudiés a montré la superposition de plusieurs réseaux de microstructures cassantes dont chacun contient un type de fluide indique qu'il existe une perméabilité de fracture et que la percolation des fluides s'est étendue à tout le massif. Ces réseaux de microfissures correspondent à des événements distincts ;

- La succession paragénétique des veines de quartz (différents types de quartz, différentes paragenèses métalliques) indiquent qu'après le colmatage (formation) des fentes de tension, plusieurs stades de réouverture sous l'effet de contraintes se sont succédés. Chaque stade est caractérisé par une densité de fracturation et par une perméabilité microfissurale spécifique.

- La modélisation de la perméabilité dans le granite de Tomino a montré des perméabilités plus importantes pour les fluides aquo-carboniques précoces que pour les fluides aqueux tardifs. Le premier stade correspond à la fissuration des granites et donc à la formation des fentes de tension. Au second stade, la fracturation des granites devient faible à cause de la présence des zones déja fracturées (quartz des fentes de tension) qui se recassent facilement. Le même phénomène se répète lors des stades tardifs avec une augmentation de plus en plus forte de la fracturation des quartz des veines alors que celle du granite diminue. Ceci explique la diminution de la densité des PIF dans les granites de Tomino depuis les stades précoces (PIF aquo-carboniques) vers le stade tardif (PIF aqueux), et explique la diminution de la perméabilité aux fluides aqueux. C'est pour cela que le réseau de drainage et de piége de minéralisation se trouve plutôt dans les veines de quartz que dans les granites, et que les minéralisations bien que tardives n'affectent que les veines de quartz.

*ii) **Facteur minéralogique :*** les sulfures précoces, même en faible quantité sont considérés comme support de la nucléation des particules d'or. Les premiers sulfures sont fréquemment minéralisés quand ils sont affectés par une microfissuration tardive. Des processus électrochimiques à la surface des sulfures microfissurés sont probablement un catalyseur de la précipitation de l'or comme l'ont montré les travaux expérimentaux (Möller, 1993, Möller et Kersten, 1994). Les meilleurs sites où s'observent de tels phénomènes sont les zones à plus forte densité de charge électronique et de meilleure conductivité qui sont localisés où les liaisons chimiques de surface sont interrompues (surface des fractures par exemple).

III- CONCLUSIONS

L'ensemble des données au cours de ce travail ont permis de montrer les faits suivants :

1- Les zones aurifères intragranitiques étudiées de l'Europe de l'Ouest (Espagne, Portugal : Galice ; République Tchèque : Mokrsko) se caractérisent par l'importance du polyphasage des circulations de fluides dans des zones fracturées, entrainant des séries de dépôts : paragenèses à sulfures précoces (pyrite-arsénopyrite), puis à sulfures-sulfosels-or natif. Ces dépôts se réalisent au cours de différents stades de l'évolution pression-température affectant les socles hercyniens à la fin de l'orogenèse hercynienne (290-310 Ma) avec la participation de fluides du métamorphisme rétrograde (P≈70-300MPa , T ≈350-450°C) puis météorique de plus faible température (tous les gisements, 220-280°C, pressions hydrostatiques).

Ces caractéristiques sont similaires à celles d'autres gisements intramétamorphiques (Hubert, 1986 à Cros Gallet ; Essarraj, 1992 à Lauriéras ; Cathelineau et al., 1993b à Salsigne ; Boiron et al., 1990, 1993b).

Le stade à As présentent des caractéristiques géométriques et minéralogiques très semblables à celles de la plupart des minéralisations aurifères filoniennes à fort potentiel économique dont la genèse est interprétée comme liée aux percolations de fluides "métamorphiques" souvent riches en CO_2, lors de stades tardi-orogéniques (archéen (Australie, Canada), panafricain Afrique), alpin (Alpes, Colombie Britannique, Type "Mesothermal lode veins").

- stade du dépôt de l'or

Comme dans le cas des travaux récents sur Lauriéras (Essarraj, 1992) et Salsigne (Benchekroun, 1995), les conditions de dépôt de la minéralisation aurifère économique se rapprochent plus de celles de minéralisations disséminées associées de manière directe ou indirecte à des activités volcaniques (type "epithermal"s.l.) ou magmatiques qui constituent un autre type important de gisement dans le monde. Dans ces conditions, l'or est fréquemment déposé soit à l'état combiné, soit à l'état natif à partir de solutions aqueuses.

En Galice, l'or est transporté à partir de fluides aqueux, à caractère oxydant et d'origine superficielle, et l'or natif est déposé probablement favorisé, sinon provoqué, par des processus électrochimiques à la surface des sulfures microfissurés d'origine précoce, dans des conditions de moyenne température et basse pression .

2- Il n'y pas d'évidence claire de préconcentration de l'or en relation avec les stades précoce ou intermédiaire antérieurs ou contemporains de la formation polyphasée des veines de quartz (quartz blanc laiteux, quartz microcristallin). Le dépôt de l'or est dans la majorité des cas relativement tardif et associé aux stades de déformation cassante des veines de quartz précoces. Aucun précurseur n'a été rencontré. L'or peut être piégé à l'état combiné dans des conditions variées, mais de manière tardive et jamais libéré du réseau. Cependant, les sulfures précoces peuvent avoir un rôle de support pour la nucléation des particules d'or.

3- Les zones de cisaillement majeures sont stériles. Les déformations ductiles précoces dues au cisaillement affectent les granites, mais l'essentiel des structures minéralisées présentent une déformation ductile précoce et mineure, et résultent de la formation sous un régime de compression de champs de fentes de tension. Les minéralisations économiques sont dues à d'importantes hétérogénéités rhéologiques telles que celles produites par la présence de bandes de granites au sein des micaschistes et à l'importante microfracturation lors des stades tardifs de déformation cassante.

4- Le facteur majeur pour la préparation des zones faillées à la minéralisation est le polyphasage de la fracturation. Toutes les concentrations économiques se sont formées durant les stades tardifs de déformation cassante. Les stades ductiles semblent totalement indépendants des processus minéralisateurs (or). C'est pourquoi une "maturation structurale" du quartz est nécessaire pour obtenir la perméabilité souhaitée. Ce processus de maturation est valide en Europe de l'ouest (Lauriéras : Massif Central français, Tominio : Galice, Espagne) et en Amérique du nord (Erickson, Colombie Britannique) mais ne peut pas être étendu à toutes les veines de quartz où l'augmentation de la perméabilité peut résulter de processus différents (schistosité, Zouhair, 1992, valve sismique, Boullier et Robert, 1992), et où le dépôt de l'or se réalise suivant d'autres mécanismes (séparation de phases, par exemple).

Si une longue évolution des zones fracturées est nécessaire afin d'obtenir des concentrations économiques, la minéralisation économique ne semble pas résulter de la remobilisation de préconcentrations.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

BIBLIOGRAPHIE

ALMEIDA, A. et NORONHA, F. (1988). Fluid associated with W and Au-Ag deposits of the Mirandela area, NE Portugal : an example of perigranitic zoning. Bull. Minéral., 111, 331-342.

ANTONA J.F. (1991). Fluidos mineralisadores en los yacimientos de ore de Saucelle y El Cabaco (Salamanca); Thèse Ph D., Univ. Salamanca, 236 p.

ANTONA J.F., SADA C., GACIA SANCHEZ A. et GARCIA A. (1989). Caracteres geochimicos y mineralogicos de los granitos mineralizados (W, As, Au) de "El Cabaco", Sur de Salamanca. Cuad. Lab. Xeol. de Laxe (La Coruna, Spain), 14, 167-176.

ARENAS R., FARIAS P., GALLASTEGUI G., GIL IBARGUCHI J. I., ,GONZALES LODEIRO F., KLEIN E., MARQUINEZ J., MARTIN PARRA L.M., MARTINEZ CATALAN J. R., ORTEGA E., PABLO MARCIA J. G., PEINADO M. et RODRIGUEZ FERNANDEZ L.R. (1988). Caracteristicas geologicas y significado de los dominios que componen la zona de Galici-Tras-Os-Montes. II Co,gr. Geol. Esp. Simp., 75-84.

ARENAS R., GIL IBARGUCHI J. I., GONZALES LODEIRO F., KLEIN E., MARTINEZ CATALAN J. R., ORTEGA GIRONES E., PABLO MARCIA J. G. et PEINADO M. (1986). Tectonostratigraphic units in the complex with mafic and related rocks of the NW of the Iberian Massif. Hercynica, II, 87-110.

ARTHAUD F. et MATTE PH. (1975). Les décrochements tardi-hercyniens du Sud de l'Europe. Géométrie et essais de reconstitution des conditions de la déformation. Tectonophysics, 25, 139-171.

AVILES C. A., SCHOLZ C. H. et BOATWRIGHT J. (1987). Fractal analysis applied to characteristic segments of the San Andreas fault. J. Geophys. Res., 92, 331-334.

AYT OUGOUGDAL M. (1994). Contrôles magmatiques, structuraux et hydrothermaux de la formation des episyenites de la Marche Occidentale. Thèse de Doctorat de l'INPL, Nancy, 245 p.

BABIN C., CHAUVEL J. J., LARDEUX H., PARIS H. et BOBARDET M. (1976). Lexique des Formations de l'Ordovicien armoricain. Bull. Soc. Geol. Mineral. Bretagne, N° spécial, Rennes.

BAKKER R. J. (1995). The application of a computerised and optimised clathrate stability model to fluid inclusion studies. Boletin de la Sociedad Espanola de Mineralogia, XIII ECROFI, Barcelone, 15-19.

BAKKER R. J. et JANSEN J. B. H. (1991). Experimental post-entrapment water loss from synthetic CO_2-CH_4 inclusions in naturel quartz. Geochim. Cosmochim. Acta, 55, 2215-2230.

BAKKER R. J. et JANSEN J. B. H. (1994). A mechanism for preferential H2O leakage from fluid inclusions in quartz, based on TEM observations. Contrib. Mineral. Petrol., 116, 7-20.

BAKKER R. J. et THIERRY R. (1994). Application of clathrates to fluid inclusion studies. Short course of the working group (IMA) "Inclusions in minerals", Siena, september 1994.

BANKS D. et YARDLEY B.W.D. (1992). Crush-leach analysis of fluid inclusions in small natural and sy,nthetic samples. Geochim. Cosmochim. Acta, 56, 245-248.

BARAKAT A. (1992). Reconstruction des conditions physico-chimiques de mise en place des filonnets de quartz à arsénopyrite dans la lame de granite de Corcoesto (Galice). DEA, Univ. Nancy I, Juin 1992, 49 p.

BARAKAT A., BOIRON M. C., CATHELINEAU M., DURISOVA J. et MORAVEK P. (1995b). Microfissure permeability and fluid migration in gold bearing Mokrsko granodiorite (Bohemia). EUG 8, Strasbourg.

BARAKAT A., CATHELINEAU M., CANALS M., BOIRON M. C., DURISOVA J. et BANKS D. (1995a). 3D reconstruction and PVTX conditions of microfissural fluid migration end extensional vein formation : examples of Mokrsko (Bohemia) and Malpica-Tuy shear zone granites (Galicia). Boletin de la Sociedad Espanola de Mineralogia, XIII ECROFI, Barcelone, 22-23.

BARANOVA N. N., BARSUKOVA V. L., DAR'YINIA T. G. et BANNYKH L. N. (1977). Reactions of gold and aqueous alcaline solutions at 25°C and 250°C. Geochemistry internat., Vol. 14, 13-20.

BASTOUL A. (1992). Origine et évolution des fluides hydro-carbo-azotés dans les formations métamorphiques : relations avec les minéralisations associées, (U, Au, graphite). Thèse de Doctorat - ès Sciences Naturelles, Univ. Nancy I ; 311 p..

BAYER R. et MATTE P. (1979). Is the mafic/ultramafic massif of Cabo Ortegal (northwest Spain) a nappe emplaced during a variscan? A new gravity interpretation. Tectonophysics 57, T9-T18.

BENCHEKROUN F. (1995). Etude des inclusions fluides et modèle de dépôt de l'or dans le gisement de Salsigne (Montagne Noire). Thèse de Doctorat de l'Univ. de Toulouse III ; 263 p.

BERNARD Ch. (1988). Méthodologie d'étude des circulations fluides: approches microstructurale et microthermométrique.Application au site minier des Bondons, Lozère (Massif Central Français).D.E.A., Université de Nancy I.

BERTHE D., CHOUKROUNE P. et JEGOUZO P. (1979). Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. J. Struct. Geol. 1, 31-42.

BODNAR R. J. BINNS P. R. et HALL D. L. (1989). Synthetic fluid inclusion -IV. Quatitative evaluation of the decripitation behavior of fluide inclusions in quartz at one athmosphere confining pressue, Jour. of metamorphic geology, 7, 229-242.

BODNAR, R. J. (1993) : Revised equation and table for determining the freezing point depression of H2O-NaCl solutions. Geochim. Cosmochim. Acta, 57, 683-684.

BOHLKE J. K.et IRWIN J. J. (1992). Lase microprobe anaysis of Cl, Br, I and K in fluid inclusions : Implications for sources of salinity in some ancient hydrothermal fluids. Geochim. Cosmochim. Acta. 56, 203-226.

BOIRON M. C. (1987). Minéralisations à Au, As, Sb, altérations hydrothermales et fluides associés dans le bassin de Villeranges (Combrailles, Massif Central français). Geol. Geochim. Uranium, Mem. Nancy, 15, 310 p.

BOIRON M. C., CATHELINEAU M. et TRESCASES J. J. (1989). Conditions of gold-bearing arsenopyrite crystallization in the Villeranges basin, Marche-Combrailles shear zone, France. A mineralogical and fluid inclusion study. Econ. Geol. 84, 1340-1362.

BOIRON M.C., CATHELINEAU M., DUBESSY J., KIBONZY B., TOLLON F., NORMAND M. (1989). Physical and chemical conditions of gold deposition in quartz veins from the Salsigne and Montagne Noire (France) gold district. "Gold 89 in Europe", Terra Abstract, p 28.

BOIRON M. C., CATHELINEAU M., DUBESSY J. et BASTOUL A. M., (1990). Fluids in Hercynian Au-veins from the french variscan belt. Min. Mag., 54, 231-243.

BOIRON M. C., ESSARRAJ S., SELLIER E., CATHELINEAU M., LESPINASSE M. et POTY B. (1992). Identification of fluid inclusions in relation with their host microstructural domains in quartz by cathodoluminescence. Geochim. Cosmochim. Acta, 56, 175-185.

BOIRON M.C., ESSARRAJ S., BARAKAT A., CASTROVIEJO R., CATHELINEAU M., NORONHA F., NOGUEIRA P., YARDLEY B., BANKS D., MARIGNAC C., PEREIRA E., URBANO R., FLORIDO P. et GARCIA PALOMERO F. (1993) : P-V-T-X changes throughout the formation of intragranitic Au concentration in the northwestern iberian masssif (Spain- Portugal : an integrated fluid inclusion study. Proc. of the second biennal SGA meeting , Fenoll Hach-Ali, Torres Ruiz and Gervilla ed., 605-608.

BOIRON M. C. et DUBESSY J. (1994). Determination of fluid inclusion compositions : microanalytical techniques. Short course of the working group (IMA) "Inclusions in minerals", Siena, september 1994.

BOIRON M. C. et CATHELINEAU M. (1995). Les gisements aurifères : théories anciennes et nouvelles, or visible et invisible : Examples des gisements d'Europe de l'Ouest. Actes du Colloque "l'or dans l'antiquité, de la mine à l'objet", sous presse.

BOIRON M. C., CATHELINEAU M., BANKS D., YARDLEY B. et NORONHA F. (1995) : P-T-X conditions of fluid penetration in the basement during retrograde methamorphism and uplift : a multidisciplinary investigation of bulk and individual fluid inclusion chemistry from NW Iberian quartz veins. Geochim. Consmochim. Acta, in press.

BONNEMAISON M. (1987). Les concentrations aurifères dans les zones de cisaillement, métallogénie et prospection : Thèse de Doct. Univ. de Toulouse.

BONNEMAISON M. et MARCOUX E. (1987). Les zones de cisaillement aurifères du socle hercynien français. Chron. Rech. Min., 488, 29-42.

BONNEMAISON M. et MARCOUX E. (1989). Auriferous mineralization in some shear zones : A three stage model of metallogenesis. Mineral. Deposita, 25, 96-104.

BORISENKO A. S. (1977). Study of the salt composition of solutions in gaz-liquide inclusions in minérals by the cryometric method. Soviet. Geol. and Geophys. (18), 11-19.

BOTTRELL S. H., YARDLEY B. W. D. et BUCKLEY F. (1988). A modified cruch-leach method for analysis of fluid inclusion electrolytes. Bull. Mineral. V, 111; 279-290.

BOTTRELL S. H. et YARDLEY B. W. D. (1991). The distribution of Fe and Mn between chlorite and fluid : Evidence from fluid inclusions. Geochim. Cosmochim. Acta. 55, 241-244.

BOUCHOT V., GROS Y. et BONNEMAISON M. (1989). Structural controls on the auriferous shear zones of the Saint Yrieix district, Massif Central, France : Evidence from the Le Bourneix and Laurieras gold deposits. Econ. Geol., 84, 1315-1327.

BOULLIER A. M. et ROBERT F. (1992). Paleoseismic events recorded in archean gold-quartz vein networks, Val d'Or, Abitibi, Quebec, Canada. Journ. Struct. Geol. (14), N°2, 161-179.

BOWERS T. S. & HELGESON H. W. (1983). Calculation of the thermodynamic and geochimical consequences of nonidial mixing in the system H2O-CO2-NaCl on phase relations in geological systems: Equation of state for H2O-CO2-NaCl fluids at high pressures and temperatures. Geochim. Cosmochim. Acta, 47, 1247-1275.

BOZZO A. T., CHEN H. S., KASS J. R. et BARDUHN A. J. (1975). The properties of the hydrate of chlorides and carbon dioxide, 4th Inter. Symp. on Fresh Water from the Sea, Vol 3, 437-451.

BRACE W. F. (1980). Permeability of crystalline and argilaceous rocks. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. and Geomech. Abstr., 17, 241-251.

BRACE W. F. (1984). Permeability of crystalline rocks : new in situ measurements. J. Geophys. Res. 89, 4327-4330.

BRACE W. F et BOMBOKALIS E. G. (1963). A note on brittle crack growth in compression. Journal of Geophysical Reserch., 68, 3709-3713.

BRANTLEY S. (1992). The effect of fluid chemistry on microcrack lifetimes. Earth Planet. Sc. Let., 113, 145-156.

BURG J. P. et IGLESIAS PONCE DE LEON M. (1985). Pressure-solution structures in granite. J. Struct. Geol., 7, 431-436.

BURKHARD R. et GARCIA SANCHEZ A. (1985). Distribucion de Au y Ag en filones de cuarzo mineralizados (W, Sn, Sulfuros) del oeste de Espana. Cuad. Lab. Xeol. de Laxe (La Coruna, Spain), 10, 285-310.

BURKHARD R., GARCIA SANCHEZ A. et GARCIA PLAZA A. S. (1987). Mineralisaciones (Sn, W, Au) y control estructural en el oeste de Salamanca y Zamora. Cuad. Lab. Xeol. de Laxe (La Coruna, Spain), 12, 289-301.

CAPDEVILLA R. et FLOOR P. (1970). Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le Nord ouest de l'Espagne. Bul. Géol. Min., 81, 215-225.

CAPDEVILA R., CORRETGE G. et FLOOR P. (1973). Les granitoïdes varisques de la Meseta Iberique. Bul. Soc. Géol. de France, 15, 209-228.

CARLSON S. R. et WANG H. F. (1986). Microcrack porosity and in situ stress in Illinois Borehole VPH3. Journ. Geophys. Res.,91, N° B10, 10.421-10.428.

CARNECIRO GOMEZ RODULFO M. A. (1982). Granitoïdes del centro-Oeste de la provincia de Salamenca. Clasificacion y correlacion. IVe Reunion de Xeoloxia e Mineria do Noroeste Peninsular. Cuad. Trab. Lab. Laxe, 45-50.

CASTROVIEJO R. (1990). Gold ores related to shear zones, west Santa Comba-Fervenza Area (Galicia, NW Spain). A mineralogical study. Minaralium Deposita, 25, suppl, 42-52.

CASTROVIEJO R. (1994). Precious metals geolgy and exploration in Spain : Progress and questions. Chron. rech. min. 516, 3-24.

CATHELINEAU M. (1987). Les intéractions entre fluides et roches: thermométrie et modélisation. Exemple d'un système géothermique actif (Los Azufres, Mexique) et d'altérations fossiles dans la chaine varisque. Thèse Doc. Etat I.N.P.L. Nancy, 515 p..

CATHELINEAU M. (1988). Cations site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. Clay Minerals, 1988, 23, 471-485.

CATHELINEAU, M. et NIEVA, D. (1985). A chlorite solid solution geothermometer the Los Azufres (Mexico) geothermal system: Contrib. Mineral. Petrol.,V. 91, 235-244

CATHELINEAU M., BOIRON M. C., HOLLIGER Ph., MARION P. et DENIS M. (1989) Gold-rich arsenopyrite : crystal chemistry, gold location and state, physical chemical conditions of crystallization. Econ. Geol, Monograph 6,"The geology of gold deposits : The perspective in 1988", 328-341.

CATHELINEAU M., BOIRON M. C., BASTOUL M., BERNARD C. et POTY B. (1990). Fluid migration during contact metamorphism : the use of oriented fluid inclusion trails for a time/space reconstruction. Mineralogical Magazine, 54, 169-182.

CATHELINEAU M., MARIGNAC C., BOIRON M.C. et POTY B. (1991). Hercynian gold bearing quartz veins from western Europe : The "shear zone model" revisited. Proceedings of Gold 91, Brazil, A. A. Balkema Pub., 115-119.

CATHELINEAU M., BOIRON M. C., GARCIA PALOMERO F., URBANO R., FLORIDO P., PEREIRA E. S., NORONHA F., BARRIGA F., MATEUS A., YARDLEY B. et BANKS D. (1993a). Multidisciplinary studie of Au-vein formation: Application to the Wesern part of the Hesperian Massif (Spain-Portugal). Project N° MA2M-CT90-0033, Multinary R&D Programme (1990-1992) on "Primary raw materials and recycling of non-ferrous metals"-C.E.C.

CATHELINEAU M., BOIRON M. C., ESSARRAJ S., DUBESSY J., LESPINASSE M. et POTY B. (1993b). Fluid pressure variations in relation to multistage deformation and uplift : A fluid inclusion study of Au quertz veins. Eur. J. Mineral., 5, 107-721.

CHAMPENOIS M. (1989). Apport de l'analyse interactive d'images à l'étude de l'évolution structurale de zones déformées: application à une zone de cisaillement pan-africaine de l'Adrar des Iforas (Mali) et aux orthogneiss du massif du Grand Paradis (Alpes, Italie). Thèse INPL Nancy, 210 p.

CHAROY B. (1979). Définition et importance des phénomènes deutériques et des fluides associés dans les granites. Conséquences métallogéniques. Sci. de la Terre, Mem. N° 37. 364 p.

CHATTERJEE N. D. et JOHANNES W. (1974). Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic 2M1 muscovite. Contrib. Mineral. Petrol., 48, 157-168.

CHEN H. S. (1972). The thermodynamics and composition of carbon carbon dioxide hydrate: Unpub. M. S. thesis, Syracuse University, 67 p.

COLLINS P. L. F. (1979). Gas hydrates in CO2-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity. Econ. Geol., 74, 1435-1444.

COX S. F., ETHERIDGE M. A. et WALL V. J. (1986). The role of fluids in syntectonic mass transport and localization of metamorphic vein-type ore deposits. Ore Geology Reviews (2), 65-86.

CRAWFORD M. L. (1981). Phase equilibria in aqueous fluid inclusions. In L.S. Hollister and M.L. Crawford (Eds). Short Course in fluid inclusions. Application to petrology. Vol 6, Mineralogical association of Canada, 75-100.

CUNEY M., POTY B. et autres (1991). Granites, Metallogeny, Lineaments and rock-fluid interactions : A stydy of granites and associated rocks in the French Massif Central and Germain Hercybides and British Caledonides. Research Report SP/91/1. Applied Geochemistry Series. Keyworth, Nottingham British Geological Survey, 1991, 385 p..

DE ALVARENGA C. J. S., CATHELINEAU M. et DUBESSY J. (1990). Chronology and orientation of N2-CH4, CO2-H2O and H2O-rich fluid inclusion trails in intamétamorphic quartz veins from the Cuiba gold district, Brazil; Min. Mag., 54, 245-255.

DE LAUNAY L. (1913). Gîtes minéraux et métallifères. C. Bellager Ed., p. 934.

DEBON F. et LE FORT P. (1982). A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Trans. R. Soc. Edinsburgh Earth Sci., 73, 135-149.

DELHAYE M. & DHAMELINCOURT P. (1975). Raman microprobe and microscope laser excitation. J. Raman Spectrosc. 3, 33-43.

DHAMELINCOURT P. (1979). Etude et réalisation d'une microsonde moléculaire à effet Raman. Quelques domaines d'application. Thèse d'Etat, Université de Lille.

DIAMOND L. W. (1990). Fluid inclusion evidence for P-V-T-X evolution of hydrothermal solutions in late-Alpine gold-quartz veins at Brusson, Val d'Ayas, northwest Italia Alps. Am. J. Sci., 290, 912-958.

DIEZ BALDA M.A. (1990). Structure of autochtonous sequences of Central Iberian Zone. In Dallmeyer, R.D. and Martinez Garcia E. (Eds.) : Pre-Mesozoic Geology of Iberia : 172-188.

DORIA A., NOGUEIRA P., CATHELINEAU M. et NORONHA F. (1995). Fluid/deformation relationships in contrasted lithologies : An integrated fluid inclusion study of northern Portugal Au-quartz veins. Boletin de de Socoedad Espanola de Mineralogia , 18-1, 62-63.

DUBESSY J. (1984). Simulation des équilibres chimiques dans le système C-O-H. Conséquences méthodologiques pour les inclusions fluides. Bull. Mineral. 107, 157-168.

DUBESSY J., RAMBOZ C., NGUYEN TRUNG C., CATHELINEAU M., CHAROY B., CUNEY M., LEROY J., POTY B. et WEISBROD A. (1987). Physical and chemical controls (fO2, T, pH) of the opposite behaviour of U and Sn-W as exemplified by hydrothermal deposits in France and Great Britain, and solubility data. Bull. Mineral., 110,.261-281.

DUBESSY J., POTY B. et RAMBOZ C. (1989). Advances in the C-O-H-N-S fluid geochemistry based on micro-Raman spectroscopic analysis of fluid inclusions. Eur J. Mineral. 1, 517-534

DUBESSY J., BOIRON M. C., MOISSETTE A., MONIN C. et SRETENSKAYA N. (1992). Water, hydrates and pH determinations by micro-Raman spectrometry in fluid inclusions. Eur. J. Miner., 4, 885-894.

DUBOIS J. et CHEMINEE JL. (1988). Application d'une analyse fractale à l'étude des cycles éruptifs du Piton de la Fornaise (La Réunion) : modèle d'une poussière de Cantor. C. R. Acad. Sci., t. 307, série II, 1723-1729.

DURISOVA J., AICHLER J. et DUBESSY J. (1993). The role of metamorphic processes in the genesis of gold mineralization : Data from the fluid inclusion study in the Bohemian Massif. Arciwum Mineralogiczne XLIX, I, 63-64.

EL JARRAY A. (1993). Circulations fluides et altérations hydrothermales associées aux minéralisations à U (AS, F) dans la Massif de Saint Sylvestre (NW du Massif Central français). Thèse de doctorat de L'I.N.P.L. Nancy, 324 p.

ESSARRAJ S. 1989, Microfracturation et circulation fluide dans les filons de quartz aurifère: Exemple du gisement de Lauriéras (Massif Central). DEA, Univ. Nancy I, 71 p.

ESSARRAJ S. (1992). Migration des fluides, microfissuration et conditions de dépôt de l'or dans les veines de quartz aurifères. Thèse de Doctorat de l'I.N.P.L. Nancy, 399 p.

FARIAS P., GALLASTEGUI G., GONZALES LADEIRO F. MARQUINEZ J., MARTIN PARRA L. M., MARTINEZ CATALAN J. R., PABLO MARCIA J. G. et ROGRIGUEZ FERNANDEZ L. R. (1987). Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafia y estructura de Galicia Central. An. Fa. Cienc., Univ. Porto, 1, 411-431.

FIRDAOUS K., BOULLIER A. M., BOIRON M. C. et ROBERT F. (1995). Nature of fluid inclusions and evidence for P-V-T-X evolution of hydrothermal solutions in gold-quartz veins in the archaean Abitibi greenstone belt, Quebec. Boletin de la Sociedad Espanola de Mineralogia, XIII ECROFI, Barcelone, 78-80.

FISHER R. (1953). Dispersion on a sphere. Proceeding of the Royal Society of London, A217, 295-305.

FOSTER M. D (1962). Interprétation of the composition and a classification of the chlorites. US. Geol. Surv. Prof. Pap. 414A, p. 27.

FOURNIER R. O. et TRUSDELL A. H. (1973). An empirical K-Na-Ca chemical geothermometer for natural waters. Geoch. cosmochim. Acta, 37, 1255-1275.

FRIEDMAN M. et LOGAN J.M. (1970). Microscopic feature fractures. Geol. Soc. Am. Bull. 81., 3417-3420.

FRIEDRICH M. (1984). Le complexe granitique hyperalumineux de Saint-Sylvestre, NW du Massif Central Français. Geol. Geochim. Uranium, 5, 342 p.

GOUANVIC Y. (1983). Métallogénèse à tungstène étain et or dans le linéament granitique de Monteneme (NO Galicia, Espagne). These 3° cycle, Univ. Nancy I.

GRATIER J. P. et JENATTON L. (1984). Deformation by solution-deposition and reequilibration of fluid inclusions depending on temperature, internal pressure and stress. J. Struct. Geol. (6), p. 189-200.

GRIFFITH A. A.(1924). The theory of rupture. 1st internat. Cong. App. Mech., Delft, 55-63.

GROVES D. I., BRLEY M. E., CASSIDY K. C., HAGEMAN S. G., HO S. E., HRONSKY J. M. A., MIKUCKI E. J., MUELLER A. J., MCNAUGHTON N. J., PERRING C. S. et RIDLEY J. R. (1991). Archaean lode gold deposits : The products of crustal-scale hydothermal systems. Brazil Gold'91, 229-305.

GUEGUEN Y. et PALCIAUSKAS V. (1992). Introduction à la physique des roches. Ed. Herman 299 p.

HANG Y. G. et FRANTZ J. D. (1987) - Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl2-H2O using synthetic fluid inclusions. Chem. Geol., 64, 335-350.

HENLEY R.W. (1973). Solubility of gold in hydrothermal chloride solutions. Chem. Geol., 11, 73-87.

HODGSON C. J. (1989). The structure of shear-related, vein-type gold deposits : a review. Ore Geol. Rev., 4, 231-273.

HOLLISTER L. H. (1990). Enrichment of CO_2 in fluid inclusions in quartz by removal of H_2O during crystal plastic deformation. Journal of Struct. Geol., 12, 895-907.

HOLLISTER L. S. & CRAWFORD M. L. (1981). Short course in fluid inclusion application to petrology. Mineralogical association Canada, Calgary, may 1981.

HOWER J. et MOWATT T. C. (1966). The mineralogy of illites and mixed layer illite/montmorillonites. Am. Min., 51, 825-854.

HUBERT P. (1986). Textures et inclusions fluides des quartz aurifères. Application au gîte de cros Gallet (Haute Vienne, France) et au prospect de Sanoukou (district de Kinieba, Mali). Thèse 3ème cycle. Univ. Orléans.

IGLESIAS M. et CHOUKROUNE P. (1980). Shear zones in the Iberian Arc. Jour. Struct. Geol., vol.1, N° 2, 63-68.

IGLESIAS M. et RIBEIRO A.(1981a). Zones de cisaillement ductile dans l'arc ibéro-armoricain. Comm. Srv. Géol. Portugal, t. 67, fasc. 1, 85-87.

IGLESIAS M., MATTER Ph., RIBEIRO A. et RIBEIRO M. L.(1981b). Mise en place par obduction des nappes varisques du Nord-Ouest Ibérique. Terra Cognita, Srec. issue 1,p. 70.

IGLESIAS M., RIBEIRO M. L. et RIBEIRO A. (1983). La interpretacion aloctonista de la estructura del noroeste Peninsular. In: Geologia de Espana Int. Geol. Min. Espana, Madrid, p. 459-467.

JACOBS G. K. et KERRICK D. M. (1981). Methane: an equation of state with application to the ternary syqtem H_2O-CO_2-CH_4 system. Geochim. Cosmochim. Acta, 45, 607-614.

JOHAN Z., MARCOUX E. & BONNEMAISON M. (1989). Arsénopyrite aurifère : mode de substitution de Au dans la structure de FeAsS. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 308, Série II, 185-191.

JOHNSON I. D. (1992). Three-dimensional geometries of veins and their relationship to folds : examples from the Carboniferous of Eastern Ireland. Irish J. Earth Sc., 12, 47-63.

JULIVERT M., FONTEBOTE J. M., RIBEIRO A. et CONDE L. (1972). Mapa tectònico de la Penìnsula Ibérica y Baleares. E. 1/1000.000. I.G.M.E. Madrid.

KERRICK D. M. & JACOBS G. K. (1981). A remodified Redlich-Kwong equation for H_2O-CO_2 and H_2O-CO_2 mixtures at elevated pressures and temperatures. Amer. J. Sci. 281, 735-767.

KNIPE S. W., FOSTER R. P. et STANLEY C. J. (1991) Hydrothermal precipitation of precious metals on sulfide substrates. Proceedings of Gold 91, Brazil, A. A. Balkema Pub., 431-435.

KOWALLIS B. J., WANG H. F. et JANG B. (1987). Healed microcrack orientations in granite from Illinois borehole UPH-3 and their relationship to the rock's stress history. Tectonophysics, 135, 297-306.

KRANTZ R. L. (1979). Crack growth and development during creep of Barre granite. Int. J. Rock. Mech. Min. Sci., 16, 23-35.

KREUSER H., EBERHARD S., SCHUSSLER U., OKRUSCH M., LENZ K.L.et RASCHKA H. (1989). K-Ar geochronology of different tectonic units at the northwestern margin of the Bohemian Massif, Tecttonophysics, 157, 149-178.

LA ROCHE H. (1964). Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. Présentation d'un diagramme destiné à l'étude chimico-minéralogique des massifs granitiques ou granodioritiques. Sc. de la Terre, 9, 293-337.

LAGACHE M. et WEISBROD A. (1977). The system two alkali feldpars-KCl-NaCl-H2O at moderate to high temperatures and low pressures. Contrib. Min. Petr., 62, 77-101.

LAPIQUE F., CHAMPENOIS M. et CHEILLETTZ A. (1988). Un analyseur vidéographique interactif description et applications. Bull Mineral., 6, 258-263.

LARSON S. D. (1955). Phase studies of the two-component carbon dioxide-water system involving the carbon dioxide hydrate: Ph. D. dissert., Univ. of Michigan, Ann Arbor, Univ. Microfilms Pub. 15235, p. 84.

LAUNAY L. (1913). Gites minéraux et métallifères. C. Bellanger Ed., 934 p.

LEDESERT B., DUBOIS J., GENTER A. et MEUNIER A. (1993). Fractal analysis of fractures applied to Soultz-sous-Forets hot dry rock geothermal program. J. Volcan. Geother. Res., 57, 1-17.

LEROY J. (1979). Contribution à l'étalonnage de la pression interne des inclusions fluides lors de leur décrépitation. Bull Mineral, 102, 584-592.

LEROY J. et CATHELINEAU M. (1982). Les minéraux phylliteux dans les gisements hydrothermaux d'uranium. I : Cristallochimie des micas hérités et néoformés. Bull. Minéral., 105, 99-109.

LESCUYER J. L., BOUCHOT V., CASSARD D., FEYBESSE D., MARCOUX E., MOINE B., PIANTONE P., TEGYEY P. et TOLLON F. (1993). Le gisement aurifère de Salsigne (Aude, France). Chron. Rech. Min., 52, 3-73.

LESPINASSE M. (1984). Contexte structural des gisements d'uranium de la Marche Occidentale:.fracturation, circulations fluides, propagation de l'épisyénitisation Thèse 3ème cycle, INPL, 200 p.

LESPINASSE M. (1990). Les traînées dinclusions fluides : marqueur microstructural des paléocontraintes et des migrations fluides. Thèse d'Université de Nancy I, 251p.

LESPINASSE M. et CATHELINEAU M. (1990). Fluid percolations in a fault zone : a study of fluid inclusion planes in the St Sylvestre granite, north west Massif Central, France. Tectonophysics (184), 173-187.

LESPINASSE M., ESSARRAJ S. et CATHELINEAU M. (1991). Geometry and chronology of ore fluid migration in gold bearing quartz veins : a multidisciplinary approach. Plinius, 5, 129-130.

LOREDO PEREZ J. et GARCIA IGLESIAS J. (1987). Estudio mineralogico del yacimiento aurifero de Carles (Asturias). Bol. Soc. Esp. Mineral., 10-1, p. 21.

MADU B.E., NESBITT B. E. et MUEHLENBACHS K. (1990). A mesothermal gold-stibine quartz vein occurence in the Canadian Cordillera. Econ. Geol., 85, 1260-1268.

MALEC J., NOVAK F., BLÜML A. et LITOCHLEB J. (1985). Mineralogical exploration of postmagmatic gold deposits of the Bohemian massif : Kutna Hora, Ustav pro Vyzkum rud Kutna Hora, unpub. rept., 22 p. (in Czech).

MANDLEBROT B. (1982). The fractal geometry of Nature, W. H. Freeman and Co, 1982.

MANDLEBROT B. (1984). Les objets fractals, forme, hasard et dimension. Flammanrion, Nouvelle bibliothèque Scientifique, 203 p.

MARCOS A. et PULGAR J. A. (1982). An approach to the tectonostratigraphic evolution of the Cantabrian foreland thrust and fold belt, Hercynian Cordillera of NW Spain. NeuesJahrb. Geol. Palaeontol., Abh, 163 (2), 256-260.

MARION Ph. (1988). Caractérisation des minearis sulfurés aurifères : Mise en oeuvre de méthodes classiques et nouvelles : Thèse Doct. ès Sciences, INPL, Nancy.

MARION Ph., WAGNER F. E., JUMAS J. C. et REGNARD J. R. (1988). Apport de la spectroscopie Mössbauer à la connaissance de l'état de la liaison de l'or dans les sulfures; Doc. BRGM, 158, 509-525.

MARION P., HOLLIGER P., BOIRON M. C., CATHELINEAU M. et WAGNER F. E. (1991). New improvements in the characterization of the refractory gold in pyrites : an electron microprobe, Mössbauer spectrometry and ion microprobe study. Proceedings of Gold 91, Brazil, A. A. Balkema Pub.

MARQUINEZ J. L. (1982). Estudio geologico del area esquistosa de Galicia Central (Zona de Lalin Forcarei-Beariz). IVe Reunion de Xeoloxia e Mineria do Noroeste Peninsular. Cuad. Trab. Lab. Laxe, 135-154.

MARQUINEZ J. L. (1982). Esudio geologico del area esquistosa de Galicia Central (zona de Lalin Forcarei-Beariz). IVe Reunion de Xeloxia e Mineria do Noroeste Peninsular. Cuad. Trab. Lab. Laxe, 135-154.

MARTINEZ GARCIA E. (1973). Deformacion y metamorfismo en la zona de Sanabria (Provincia de Léon, Zamora y Orenes). Stud. Geol. V 7-106.

MATTE PH. (1968). La strusture de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). Géol. Alpine, 44, 1-128.

MATTE PH., MALUSKI H., RAJLICH P. et FRANKE W. (1990). Terrane boundaries in the Bohemian Massif : Result of large-scale Variscan Shearing. Tectonophysics 177, 155-170.

McCAFFREY K., JOHNSTON J. D. et FEELY M. (1993). Use of fractal statistics in the analysis of Mo-Cu mineralisation at Mace Head, County Galway. Irish J. Earth Sc., 12, 139-148.

MERCERON T. et VELDE B. (1991). Application of Cantor's method for fractal analysis of fractures in the Toyoha Mine, Hokkaido, Jappon. J. Geophys. Res., 96, 16,641-16,650.

MERCERON T., VELDE B., NAKASHIMA S., BADRI A. et TOUCHARD G. (1991). Fractal analysis of fractures and microstructures in rocks. Third Int. Symposium on Advanced Nuclear Energy Research - Global Environment and Nuclear Energy, 1-9.

MÖLLER P. (1993). Why is gold accumulated in pyrite- and arsenopyrite-rich mineralization ? An electrochemical approach. Proc. of the second biennal SGA meeting, Fenoll Hach-Ali, Torres Ruiz and Gervilla Ed., 503-508.

MÖLLER P. et KERSTEN G. (1994). Electrochemical acculmulation of visible gold on pyriteand arsenopyrite surfaces. Mineral. Deposita, 29, 404-413.

MONGAN C. E. (1985). Validity of Darcy's law under transient conditions, U. S. Geol. Surv., P1331, 16 p.

MORAVEK P. (1985). Evaluation of the gold potential in the Bohemian Massif, Czechoslovakia. MS Geofond Prahan 172 p. (Czech) 1985.

MORAVEK P. et POUBA Z. (1986). Prevariscan source of variscan gold deposits of the Bohemian Massif. International conf. on the Metallogeny of the Precambrien (IGCP Project 91), Geological Survey (UUG), Prague 1986.

MORAVEK P. et POUBA Z. (1987). Precambrien and phanezoic history of gold mineralization in the Bohemian Massif. Econ. Geol., 82, 2098-2114.

MORAVEK P. JANATKA J., PERTOLDOVA J., STRAKA E., DURISOVA J. et PUDILOVA M., (1989). The Mokrsko gold deposit - the largest gold deposit in the Bohemian Massif, Czechoslovakia. Econ. Geol., 6, 252-259.

MORAVEK P. et POUBA Z. (1990). L'or dans la métallogenie de Bohême. Minel. Deposita 25 {Suppl} S90-S98.

MULLIS J. (1975). Growth conditions of quartz cristals from Val d'Illiez, (Valais, Switzerland). Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., 55, 419-429.

MULLIS J. (1979). The system methane -water as a geologic thermometer and barometer from external part of the central Alpes. Bull. Mineral. (102), 526-536.

MULLIS J. (1988). Rapid subsidence and upthrusting in the Northern Apennines, deduced by fluid inclusion studies in quartz crystals from Porreta Terme. Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt, 68, 157-170.

NESBITT B. E., MUROWCHICK J. B. et MUEHLENBACHS K. (1986). Dual origin of lode gold deposits in the Canadian Cordillera. Geology, 14, 506-509.

NESBITT B. E. et MUEHLENBACHS K. (1989). Geology, geochemistry, and genesis of mesothermal lode gold deposits of the Canadian Cordillera : Evidence for ore formation from evolved meteoric water. Eco. Geol. Monograph 6: The geology of gold deposits. The perspective in 1988.

NICOLAS A. & JACKSON M. (1982). High temperature dikes in peridodites: origin by hydraulic fracturing. J. Petrology 23, p. 568-582.

NORONHA F., VINDEL E., LOPEZ J.A., DORIA A., BOIRON M.C. et CATHELINEAU M. (1995).Fluid avolution associated with W(Sn)-Sulfide-Quartz-Vein in the Iberian Peninsula. Boletin de de Socoedad Espanola de Mineralogia , 18-1, 1995, p.164-165.

NOUAILI L., DUBOIS J. et DEPLUS C. (1987). Analyse fractale de la séismicité de la zone de subduction des îles Tonga. C. R. Acad. Sci., t. 305, série II, 1357-1364.

OKUBO P. et AKI K. (1987). Fractal geometry in the San andreas fault system. J. Geophys. Res., 92, 345-355.

PANIGUA A., RODRIGUEZ PEVIDA S. et GUTIERREZ VILLARIAS J.L. (1987). Mineralizaciones As-Sb-Au asociadas a rocas igneas filonianas del N.E. de Léon. Las minas de Buron. Bol. Soc. Esp. Mineral., 101, 25-26.

PARGA PONDAL I. (1956). Nota explicativa del mapa geologico de la parte NW de la provincia de la coruna. Leidse Geol. Med., 21-2, 467-484.

PARGA PONDAL I. (1967). Datos geologicos, petrograficos de la provincia de la Coruna. Estudio agrobiologico de la provincia de la Coruna. Edit. C.S.I.C. Vigo, 46 p.

PARRY W. T. et BRUHN R. L. (1990). Fluid pressure transients on seismogenic normal faults. Tectonophisics, 179, 335-344.

PATERSON M. S. (1978). Experimental Rock Deformation-The Brittle Field. Springer, Berlin.

PEARSON R. G. (1963). Head and soft acid bases. Am. Chem. Soc.Journ., 85, 3533-3539.

PECHER A. (1978). Déformation et métamorphisme associés à une zone de cisaillement : exemple du grand chevauchament central Hymalayen (M.C.T.), transversale des Annapurnas et du Manaslu, Népal. Thèse d'état, Univ Grenoble, 354 p.

PECHER A. (1981). Experimental decrepitation and reequilibration of fluid inclusions in synthetic quartz. Tectonophysics, 78, 567-583.

PECHER A. et BOULLIER A. M. (1984). Evolution à pression et températures élevées d'inclusions fluides dans un quartz synthétique. Bull Mineral, 107, 139-153.

PECHER A., LESPINASSE M. et LEROY J. (1985). Relations between fluid inclusion trails and regional stress field: a tool for fluid chronology - An example of an intragranitic uranium ore deposit (northwest Massif Central, France). Lithos, 18, 229-237.

PENG S. et JOHNSON A. M. (1972). Crack growth and faulting in cylindrical specimens of Chelmsford granite. Int. J. Rock. Mech. Min. Sci., 9, 37-82.

PEREZ ESTAUN A., BASTIDA F., ALONSO J.L., MARQUINEZ J., ALLER J., ALVAREZ MARRON J., MARCOS A. et PULGAR J.A. (1988). A thin-skinned tectonics model for an accurate fold and thrust belt : The Cantabrian zone. Tectonics, 7, p. 517-538.

PERTOLDAVA J., FIALA J., PUDILOVA M., PUNCOCHAR M., SCHARMOVA.M. et SZTACHO P. (1993). Au-W mineralization of the Kasperske Hory ore district, SW Bohemia? Czechoslovakia. Proceedings of the 8th QUADRENNIAL I.A.G.O.D. Symposium, Ottawa 1990, Canada, p. 627-636.

PETFORD N., BRYON D., ATHERTON M. P. et HUNTER R. H. (1993). Fractal analysis in granitoid petrology : a means of quantifying irregular grain morphologies. Eur. J. Mineral., 5, 593-598.

PICOT P. et MARCOUX E. (1987). Nouvelles données sur la métallogénie de l'or. C.R. Acad. Sc., Paris, t. 304, 221-226.

POKORNY J. et JAKES P. (1985). Lithological units of the Bohemian massif, in Vacek J. ed. The evaluation of the potential of the Bohemian massif : Prague, Czechoslovia Geol. Survey Geofond unpub. rept., 204 p. (in Czech).

POLLARD D.D., SEGAL P. and DELANEY P. (1982). Formation and interprétation of dilatant echelon cracks. Geolog. Soc. Am. Bull., 93, 1291-1303.

POTTER R. W., CLIME M. A. et BROWN D. L. (1978). Freezing point deposition of aqueous sodium chloride solution. Econ. Geol., 73, 283-285.

POTY B. (1967). La croissance des cristaux de quartz dans les filons sur l'exemple du filon de la Gardette (Bourg d'Oisons) et des filons du massif du Mont Blanc. Sci. de la Terre, Mém., 1969, 17.

POTY B., LEROY J. et JACHIMOWICZ L. (1976). Un nouvel appareil pour la mesure des températures sous le microscope : l'installation de microthermométrie Chaixmeca. Bull. Soc. Fr. Mineral. Crist., 99, 182-186.

POTY B., STADLER H. A. et Weisbrod A. (1974). Fluid inclusions studies in quartz from fissures of western and central Alps, Schweitz. Mineral. Petrogr. Mitt., 54, 717-752.

POUBA Z. et KRIBEK B. (1986). Organic matter and concentration of metals in Precambrian stratiform deposits of the Bohemian massif. Precambrian Research, 33, 225-237.

PRIEST S. D. (1985). Hemispherical Projection Methods in Rock Mechanics, George Allen and Unwin, London.

QUENARDEL J. M. et ROLIN P. (1984). Paleozoic evolution of the plateau D'Aigurande (NW Massif Central, France). Geol. Soc. London spec. pub. n° 14, 63-70.

RADTKE A. S., RYE R.O. et DICKSON F. W. (1980). Geology and stable isotope studies of the Carlin gold deposit, Nevada. Eco. Geol., 75, N°5, 641-672.

RAJLICH P. (1987). Variszische duktile tektonik im Bohmische massif. Geol. Rundsch., 76 (3), 755-786.

RAMBOZ C. (1980). Géochimie et études des phases fluides de gisements et indices d'étain-tungstène du Sud du Massif Central (France). Thèse 3ème cycle, INPL, Nancy.

RAMBOZ C., SCHNAPPER D. et DUBESSY J. (1985). Reconstruction from fluid inclusion studiesof the P-V-T-X evolution of a carbonaceous hydrothermal event in the wolframitevein of Serrecourte (France). Geochim. Cosmochim. Acta, 49, 205-219.

RAMSAY J. G. (1980). Shear zone geometry: a review J. Struct. Geol., 2, 83-99.

RAMSAY J. G. et GRAHAM R. H. (1970). Srain variations in shear belts . Can. J. Earth. Sci. 7, 786-813.

REYNOLDS D. G. (1965). Geology and mineralization of the Salsigne gold mine, France, Econ. Geol., 60, 772-791.

ROBARDET M. (1980). Late Ordovician illites in the Iberian Peninsula. In : Hamberg, M.J. and Harland, W.B. (Eds.) : Earth's pre-Pleistocene glacial records. Cambridge Univ. Press.

ROBARDET M. et DORE F. (1988). The late ordovician diamictic formations from southestern Europe : north-Gondwana glaciomarine deposits. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 66, 19-31.

ROBERT F. et BROWN A. C. (1984). Progressive alteration associated with gold - quartz tourmaline veins at the Sigma Mine, Abitibi greenstone belt. Quebec. Econ. Geol., 79, 393-399.

ROEDDER E. (1962). Studies of fluid inclusions I: Low temperature application of a dual purpose freezing and heating stage. Econ. Geol., 57, 1045-1061.

ROEDDER E. (1972). The composition of fluid inclusions. Chapter II in Data of Geochemistry. U.S. Geol. Survey, Prof. Pap., 44033, 164 p.

ROEDDER E. (1984). Fluid inclusions. Reviews in mineralogy N°12, Mineralogical Soc. America: 644 p.

ROEDDER E. (1990). Fluid inclusion analysis - Prologue and Epilogue. Geochim. Cosmochim. Acta 54, p. 495-507.

ROEDDER E. et BODNAR R. J. (1980). Geologic pressure determination from fluid inclusion studies. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 8, 263-301.

ROMBERGER S. B. (1986). The solution chemistry of gold applied to the origin of hydrothermal deposits. in " Gold in the Western Shield", Special volume, the canadian institute of mining and metallurgy. Clark Ed., 168-186.

ROMBERGER S.B. (1990). Transport and deposition of gold in hydrothermal systems. Nuna Conference on Greenstone gold and crustal evolution, Val d'OR, May 1990, 61-66.

ROUTHIER P. (1963). Les gisements métallifères, Géologie et principe de recherches. Masson Ed., 1282 p..

RUA FIGUEROSA A., LLAVONA M., LOREDO J. et GARCIA IGLESIAS J. (1987). Fluid inclusions in quartz from a gold-minaralized granodioritic intrusion at Carlés, Asturias, Spain. Chemical Geology ,61, 217-224.

SEGGAL P. (1984). Formation and growth of extensional fractures set. J. Geophy. Res., 89, 4185-4195.

SEWARD T. M. (1973). Thiocomplexes of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solutions. Geochim. Cosmochim. Acta, 37, 379-399.

SHELTON K. L., SO C. S., HAEUSSLER G. T., CHI S. J. et LEE K. Y. (1990). Geochemical studies of the Tongyoung gold-silver deposits, Republic of Korea : Evidence of meteoric water dominance in a Te-bearing epithermal system. Eco. Geol., 85, 1114-1132.

SIBSON R. H. (1981). Controls on low-stress hydrofracture dilatancy in thrust, wrench and normal fault terranes. Nature, 182, 665-667.

SIBSON R. H. ROBERT F. et POULSEN K. H. (1988). High angle reverse fault, fluid-pressure cycling and mesothermal gold quartz deposits. Geology, 16, 551-555.

SIMMONS G. et RICHTER D. (1976). Microcracks in rocks. In : The physics and chemistry of minerals and rocks. (R.G.A. Strens ed.), New York. J. Wiley ed., 105-137.

SKIBSTED L. H. et BJERRUMM J. (1974). Studies on gold complexes, II : equilibrium between gold (I) and gold (III) in the ammonia system and the standard potentials of the couples involving golddiammine gold (I) and tetramminegold (III). Acta Cham. Scandinavia, 28, 764-770.

SOUSA B. (1982). Litostratigrafia e estructura do "Complexo Xistograuvaquio Ante-ordovocico"- Grupo do Douro (Nordeste de Portugal). Unpubl. Ph. D. Thesis Univ. Coimbra, 223 p..

STARLING A., GILLIGAN J. M., CARTER A. H. C., FOSTER R. P. et SAUNDERS R. A. (1989). High temperature hydrothermal precipitation of precious metals onhe surface of pyrite. Nature, 340 , 298-300.

STEPHERD T. J. et SANTOS OLIVERA J. M. (1991). Hdrothermal fluid anomalies : A new strategy for exploration in Portugal. Final report CEC Brite Euram project, 142 p.

SUK M. et al. (1984). Geological history of the Territory of the Csech Socialist Republic. Publ. Geol. Surv. Prague.

TAKENOUCHI S. et KENNEDY G. C. (1965). The solubilty of carbon dioxide in NaCl solutions at high temperatures and pressures. Am J. Sci., 263, 445-454.

TAPPONNIER P. et BRACE W. F. (1976). Development of stress induced microcracks in Westerly granite. Int. Journal. of Rock. Mech. Min. Sci., 13, 103-112.

TAYLOR H.P.Jr. (1979). Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits, in Barnes, H.L. ed.. Geochemistry of hydrothermal ore deposits : New York, John Wiley and Sons, 236-277.

THIERY R., VAN DEN KERKHOF A. M. et DUBESSY J. (1994a). vX properties of CH4-CO2 and CO2-N2 fluid inclusions : modelling for T<31°C and P<400 bars. Eur. J. Mineral., 6, p. 753-771.

THIERY R., VIDAL J. et DUBESSY J. (1994b) : Phase equilibria modelling applied to fluid inclusions liquid vapour equilibria and calculation of the molar volume in the CO_2-CH_4-N_2 system. Geochim. Cosmochim. Acta, 58, 1073-1082.

THOMAS A.V. et SPOONER E.T.C. (1992). The volatile geochemistry of magmatic H2O-CO2 fluid inclusions from the Tanco zoned granitic pegmatite, Southeastern Manitoba, Canada; Geoch. Cosmo. Acta, 56, 49-65.

TOLLMANN A. (1982). Grossraumiger Variszischer Deckenbauim Moldanubikum und neueGedanken zum Variszikum Europas. Geotektonische Forsch, 64, 1-61.

TOURAY J. C., MARCOUX E., HUBERT P. et PROUST D. (1989). Hydrothermal processes and ore-forming fluids in the Le Bourneix gold deposit, Central France. Econ. Geol., 84, 1328-1339.

TUTTLE O. F. (1949). Structural petrology of planes of liquid inclusions. J. Geology, 54, 4, 331-356.

URBANO R., TOYOS J.M. et ASENSIO V. (1991) Mineralizaciones auriferas filonianas intragraniticas en la area de Tominio (Pontevedra). Cuadernos de Laboratorio geologico de LAXE.

VALAKOVICH M. P. et ALTUNIN U. V. (1968). Thermophysical Properties of Carbon Dioxide. Collets, London.

VAN BREEMEN O., AFTALION M., BOWES D. R., DUDEK A., MIZAR Z., POVONDRA P. et VRANA S. (1982). Geochronological studies of the Bohemian Massif, Czechoslovakia, ans their significance in the evolution of Central Europe. Trans R. Soc. Edinburgh, Earth Sci, 73, 89-108.

VANKO D. A., BODNAR R. J. et STERNER S. M. (1988). Synthetic fluid inclusions VIII : vapor-saturated halite solubility in part of system NaCl-CaCl2-H2O, with applications ti fluid inclusions from oceanic hydrothermal systems. Geochim. Cosmochim. Acta, 52, 2451-2456.

VELDE B. (1977). Clays and clay minerals in natural and synthetic systems. Development in Sedimentology (21). Elsevier, Amsterdam.

VELDE B. (1985). Clay minerals. A physico-chemical explanation of their occurence. Development in Sedimentology (40). Elsevier Amsterdam.

VIALON P. (1959). Etude géologique de la partie centrale du massif granitique de Guéret (Creuse, Massif Central Francais). Bull Soc Géol de France, 7 eme série, Tome 1, 857-861.

VIGNES-ALDER M., LE PAGE A. et ADLER P. M. (1991). Fractal analysys of fracturing in two african regions, from satellite magery to ground scale. Tectonophysics, 196, 69-86.

VINDEL E., LOPEZ J. A., BOIRON M. C., CATHELINEAU, M. et PRIETO A. C. (1995). P-V-T-X-fO_2 evolution from wolframite to sulphide depositional stages in intragranitic W-veins. An example from the Spanish Central System. Eur. J. Mineral., 7, 675-688.

WAGMAN D. D., EVANS W. M., HALOW I., BAILEY S. M. et SCHUMM R. H. (1969). Selected values of chemical thermodynamic properties. Nat. Bur. Stand. Tech. Note 270-4, 39-42.

WAGNER F. E., MARION Ph. et REGNERD J. R. (1986). Mössbauer study of chemical state of gold in ores. Gold 100, Proceeding of international conference of ore gold, Vol.2, Extractive metallurgy of god. Johannesbourg. SAIM, 435-442.

WALDHAUSROVA J. (1985). Proterozoic volcanics and intrusive rocks of the Jilové zone in central Bohemia : Krystalinikum, 17, 77-97.

WEBER K. et VOLLBERCHT A. (1986). Ergebnisse der Vorerkunddungsarbeiten, Lokation Oberpfalz Kontinentales Tiefenbohrprogramm der Bubdesrepublik Deutschland. Seeheim, Odenwald, Kolloq. 2.

WEISBROD A. (1984). Utilisation des inclusions fluides en géothermobarométrie. In: "Thermométrie et barométrie géologiques", M. Lagache ed. Soc. Fr Minéral., 2, 413-459.

WEISBROD A. et POTY B. (1975). Thermodinamic and geochimistry of hydrothermal evolution of the Mayers Pegmatite. Petrologie, 1, part I (1-6) and II (89-102).

WEISBROD A., POTY B. et TOURET J. (1976). Les inclusions fluides en géochimie-petrologie: tendances actuelles. Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr., 99, 140-152.

WEISSBERG, B. C. (1970). Solubility of gold in hydrothermal alkaline sulfide solutions. Econ. Geol., 65, 551-556.

WHITE J. H., BURROWS S. E., CARRERAS J. SHAW N. D. et HUMPHREYS F. J. (1980). On mylonites in ductile shear-zones. J. Struct. Geol., 2, 175-187.

WU X. (1989). L'arsénopyrite aurifères composition, conditions de genèse : l'apport des synthèses minérales et de l'étude des gisements d'or (Le Chatelet, L'auriéras, France). Thèse de l'univ. d'Orléans, 207 p.

YARDLEY B. W. D. BANKS D. A., BOTTRELL S. H. et DIAMOND L. W. (1993). Post-metamorphic gold-quartz veins fom N.W. Italy: The composition and origin of the ore fluid. Min. Mag., 57, 1073-1082.

ZOUHAIR M. (1992). Les paleocirculations fluides dans la Tagragra d'Akka (Anti-Atlas, Maroc). Etude combinée des inclusions fluides et de la déformation des quartz aurifères : conséquences pour la métallogénie de l'or. Thèse de l'INPL 384 p

ZOUHAIR M., MARIGNAC C., MACAUDIERE J. et BOIRON M.C., (1991). Gold deposition in the gold bearing quartz veins of the Tagragra d'Akka (Western Anti-Altas, Morocco) : P-T-X conditions and place in the evolution of metamorphic fluids.Proc. 25 years SGA anniversary meeting, "Source, transport and deposition of metals" Pagel and Leroy Eds., A.A. Balkema Pub., 723-726.

ANNEXES

ANNEXE I

DESCRIPTION PÉTROLOGIQUE DES GRANITES DE CORCOESTO ET TOMINO

Prof. sup.	Prof. inf.	Descriptif
Sondage 5400		
220,75	220,95	Granite gros grain + filonnets de pegmatites
233,3		Granite gros grain non altéré
337,4		Schistes chloritisés + veines de quartz
Sondage 4927		
123,6		Granite non altéré
Sondage 4924		
184,27	184,87	Granite gros grain microfissuré
187,95	188,2	
Sondage 4933		
151,7	151,95	Granite gros grain sains
211,8	212,05	Schistes
229,65		Microfissures à arsénopyrite/pyrite quartz
263,8	264,2	Granite à biotite à grain fin
Sondage profond 6281		
35,5		Gneiss
45,5	45,55	Granite à biotite à grains fins
66,5	66,85	Schistes avec pegmatite/quartz/cassitérite (?)
67,85	68,3	Leucogranite avec quartz/tourmaline
70,85	71	Veine de quartz avec altération aux épontes à chlorite-phengite, dans un schiste à muscovite-biotite, présentant des altérations impotantes des biotites au contact de la veine
80	80,25	Schistes à grenat (+ chlorite)
104,5	104,75	Granite à biotite
109,4		Granite à biotite sain et non fissuré
111,4		Granite à grains fins , recoupé par des veines de quartz
113,6	113,7	Veinules à quartz-arsénopyrite
135,75	136,1	Leucogranite orienté
147	147,15	Veinule quartz/arsénopyrite
157,2	157,6	Granite gros grain à biotite
157,7	157,85	Gneiss à microfissures remplies de quartz et sulfures
158	158,2	Profil vers la zone altérée et microfissurée = Gneiss
189,45	189,75	Granite biotite microfissuré (quartz/arsénopyrite)
211	211,1	Granite/pegmatite + cassitérite (?)
236,1	236,25	Cassitérite (?)
256	256,7	Granite avec des veinules de quartz
257,3	257,6	Granite biotite sain
259	259,4	Eponte felsite
263,8	264	Eponte figée
280,55	280,95	Leucogranite
307	307,2	Schistes
343,05	343,45	granite gros grain
347	347,2	Granite gros grain + microfissuré
348,05		Granite microfissuré blanchi
348,6		Filon de Quartz
359,1		Granite gros grain frais
365,7	366	Granite gros grains avec des microfissures remplies de quartz
414,3	141,4	Zone à pyrite
414,55	414,75	Veine de quartz à sulfures (pyrite-arsénopyrite, recoupée avec des veinules à chalcopyrite-blende), avec des épontes bréchifiées très altérées
419,3	419,5	Granite/pegmatite + quartz/arsénopyrite
432,8	433	Granite biotite très sombre, kaolinisé
457,5	458	Granite gros grain sain
507,25	507,55	Granite sombre à gros grain
541,75	542	Quartz
547,1		Granite encaissant stérile
696,4	696,8	Granite à gros grain
729,4		Granite porphyroïde à feldpath potassique

Tableau 1 : Situation et description des échantillons étudiés de Corcoesto

	La Guardia	Pedrada	Urgal	Tabagon	Pinzas	Sondage 13
Relation avec l'encaissant	Concordant Contact intrusif net	Concordant Contact intrusif net	Concordant Contact intrusif net	Concordant Contact intrusif net	Concordant Contact intrusif net	
Structures mésoscopiques	Foliation	Foliation	Foliation	Orientation des minéraux	Orientation des minéraux	Foliation
Filons intergranitiques	Pegmatite/aplite	Pegmatites	Pegmatite/aplite	Pegmatites	Pegmatites	
Texture	Grain moyen Equigranulaire	Grain fin Equigranulaire	Grain fin Equigranulaire	Grain fin Equigranulaire	Grain fin Equigr./porphyr.	Grain fin Microphénocrist.
Classification pétrologique	Leucogranite Muscovite > biot.	Leucogranite Muscovite > biot.	Leucogranite Muscovite > biot.	Leucogranite Muscovite > biot.	Mésogranite Biotite > musc.	Tonalite à biotite
Minéraux éssentiels	Qz, Fk, Ab, Ms ±Bi	Qz, Fk, Ab, Ms ±Bi	Qz, Fk, Ab, Ms ±Bi	Qz, Fk, Ab, Ms ±Bi	Qz, Fk, Ab, Bi ±Ms	Qz, Plg, Bi
Minéraux accéssoires	Ap, Zr, ±Tourm.	Ap, Zr, ±Tourm.	Ap, Tourm., (Zr)	Ap, Tourm., Zr (Grenat)	Ap, Zr (Epid.+Ilménite)	Ap, Zr (Sphène)

Tableau 2 : Résumé des caractéristiques pétrologiques et géochimiques des granites de Tomino.

ANNEXE II

GÉOCHIMIE DES ÉLÉMENTS MAJEURS ET EN TRACES

	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	P.F.	Ba	Be	Co	Cr	Cu	Ga	Nb	Ni	Rb	Sc	Sr	Th	V	Y	Zn	Zr
Leucogranite	74,81	14,58	0,75	0	0,1	0,43	4,08	4,01	0,02	0,29	0,81	53	6,5	<5	<5	8	16	6	6	273	2,5	21	<5	<5	<5	30	18
	73,25	13,96	1,45	0	0,25	0,6	2,95	5,89	0,17	0,17	1,09	270	2,9	<5	<5	5	17	10	6	310	2,7	77	23	8	11	16	95
	73,87	14,13	1,66	0	0,28	0,64	3,12	4,69	0,19	0,29	0,92	54	3	<5	7	6	25	15	8	362	3	21	15	6	9	71	62
	74,15	14,41	1,25	0	0,27	0,59	3,59	4,44	0,15	0,19	0,87	242	8,8	<5	5	14	19	12	6	226	2,79	78	15	6	8	18	60
	74,39	14,66	0,8	0	0,1	0,58	4,12	4	0,06	0,26	0,9	47	5,8	<5	<5	<5	19	5	<5	283	2,7	17	<5	<5	6	17	29
	73,28	14,55	1,08	0,04	0,28	0,64	3,69	4,3	0,12	0,27	1,09	123	5,08	<5	5	5	19	6	<5	303	2,9	36	9	5	6	35	42
Granite à gros grain	73,3	14,1	1,54	0	0,3	0,77	3,27	5,5	0,17	0,17	0,68	266	2	<5	8	5	19	12	<5	316	3	70	20	5	12	49	83
	73,62	14,16	1,63	0	0,3	0,65	3	5,33	0,17	0,2	0,7	231	3	<5	8	<5	20	12	5	326	2,7	57	22	5	12	57	87
	74,31	13,53	1,91	0,02	0,4	0,68	3	4,44	0,26	0,27	0,97	110	5,8	<5	12	34	20	16	<5	274	2,9	38	24	12	7	94	94
	73,43	14,36	1,52	0	0,26	0,76	3,34	4,97	0,16	0,2	0,79	192	4,4	<5	6	<5	21	12	6	364	2,7	50	20	6	11	60	77
	73,7	13,88	1,77	0	0,35	0,68	2,77	5,19	0,25	0,26	0,91	167	4	<5	8	16	25	13	12	313	2,9	49	25	10	8	24	97
	74,21	13,35	2,07	0,02	0,45	0,71	2,83	4,48	0,3	0,22	1,15	143	4,5	<5	8	<5	23	14	<5	285	3,2	39	28	15	9	63	113
	72,7	14,07	2,16	0,02	0,45	0,83	3,25	4,83	0,3	0,32	0,84	243	4	<5	11	10	24	14	<5	347	3	60	29	12	14	93	122
	71,69	14,5	1,97	0	0,5	0,81	3,45	5,22	0,3	0,24	1,09	330	7,8	<5	9	<5	24	9	5	377	2,9	78	32	15	8	65	128
	71,59	14,71	1,86	0	0,45	0,81	3,62	5,19	0,28	0,26	0,98	308	8,3	<5	8	<5	21	13	10	370	2,5	74	30	13	9	47	112
	73,15	14,13	1,95	0,02	0,44	0,69	3,08	4,66	0,29	0,24	1,12	251	5,08	<5	9	<5	25	9	6	285	2,7	60	30	14	8	74	114
	69,31	15,36	3,04	0,04	0,79	1,67	3,4	4,47	0,48	0,27	0,92	474	6,08	<5	16	12	24	8	7	320	5,3	125	34	28	13	79	197
	73,81	13,53	1,97	0	0,45	0,63	2,81	4,73	0,29	0,27	1,31	181	6,4	<5	9	15	22	16	5	289	3	47	29	14	9	35	110
	74,37	13,18	2,08	0,02	0,45	0,64	2,79	4,69	0,3	0,27	0,99	120	11,1	<5	10	5	25	17	5	340	3	42	31	14	9	75	109
	71,02	14,58	2,37	0,05	0,83	1,45	3	4,94	0,27	0,17	0,98	671	9,8	6	23	7	22	7	14	293	5,58	223	26	27	16	49	132
Granite à grain fin	73,5	14,32	1,54	0	0,43	0,68	2,58	5,5	0,22	0,2	0,81	480	0,5	<5	8	15	19	11	11	184	3,2	129	24	7	12	38	105
	63,17	20,03	2,16	0	0,44	1,26	9,44	1,33	0,19	0,15	1,69	36	14	<5	12	<5	26	13	<5	89	2,9	69	25	9	14	9	116
Granite altéré	72,92	14,35	1,45	0,02	0,28	0,77	3,27	5,32	0,16	0,24	0,73	186	5,4	6	9	<5	24	13	7	283	2,9	49	17	5	10	45	70
	73,31	14,13	1,43	0,02	0,24	0,68	3,24	5,37	0,15	0,22	0,82	191	4,9	<5	6	<5	24	13	<5	355	2,58	53	16	<5	9	49	67
	71,68	12,85	4,39	0	0,34	0,45	2,33	4,87	0,26	0,28	2,37	127	3	<5	7	170	19	13	12	205	2,9	44	21	11	8	13	94
	72,75	14,43	1,63	0	0,4	0,79	3,65	4,22	0,25	0,22	1,42	253	7,08	<5	7	<5	21	15	8	290	2,7	72	25	13	7	30	101
	71,81	13,96	1,6	0	0,34	0,64	2,91	6,24	0,28	0,2	1,78	352	6,08	<5	8	12	20	9	<5	344	2,7	65	29	14	8	14	120
	68,74	15,33	3,37	0,03	0,88	1,75	3,37	4,58	0,54	0,26	0,91	531	3,2	6	17	11	25	9	12	266	5,58	136	39	35	14	62	231

Tableau 1 : Analyses chimiques des éléments majeurs et en traces des granites de Corcoesto

	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	P.F.	Ba	Be	Co	Cr	Cu	Ga	Nb	Ni	Rb	Sc	Sr	V	Y	Zn	Zr	Th
Pedrada	72,71	14,96	1,366	0,013	0,153	0,488	3,397	5,252	0,154	0,306	1,21	236								391		54					
	72,62	15,17	1,389	0,014	0,141	0,372	3,154	5,196	0,149	0,292	1,51	233								387		52					
	72,32	15,29	1,405	0,013	0,155	0,303	3,141	5,184	0,161	0,291	1,74	251								389		54					
	72,79	15,11	1,356	0,017	0,139	0,419	3,357	5,056	0,144	0,317	1,31	225								387		50					
	73,37	14,96	1,161	0,018	0,105	0,294	3,491	4,718	0,117	0,283	1,48	208								385		42					
Urgal	73,53	15,11	0,798	0,037	0,001	0,338	4,664	4,187	0,019	0,349	0,96	171								360		40					
	73,11	14,83	1,286	0,021	0,144	0,522	3,613	4,938	0,124	0,322	1,11	228								375		48					
	73,11	14,81	1,296	0,021	0,131	0,532	3,734	4,921	0,121	0,345	1,01	222								363		49					
	73,15	15,05	0,388	0,021	0,001	0,649	4,907	4,223	0,013	0,673	0,93	154								369		50					
	73,41	14,85	1,284	0,019	0,113	0,511	4,084	4,502	0,124	0,326	0,77	218								369		45					
	73,17	14,81	1,254	0,017	0,123	0,522	3,869	4,885	0,115	0,336	0,91	243								350		50					
	72,89	14,94	1,198	0,028	0,133	0,531	3,909	5,018	0,113	0,426	0,81	223								449		46					
	73,24	14,51	1,28	0	0,2	0,54	3,34	4,97	0,11	0,4	1,27	141	15,6	188	6	19	11	16	< 5	321	2	49	< 5	5	78	38	3,64
	73,21	14,41	1,33	0	0,17	0,52	3,44	5,08	0,1	0,38	1,17	142	13	235	6	17	< 5	< 5	< 5	318	1,7	47	< 5	< 5	70	37	3,98
	73,27	14,48	1,29	0	0,16	0,5	3,7	4,58	0,1	0,39	1,35	139	15,5	216	< 5	21	< 5	< 5	< 5	332	1,7	46	< 5	< 5	72	34	5,32
	73,37	14,42	1,29	0	0,2	0,51	3,44	4,58	0,1	0,4	1,48	141	18,2	181	6	13	< 5	15	< 5	426	1,7	45	< 5	< 5	79	31	4,02
	73,39	14,35	1,29	0	0,2	0,52	3,33	4,82	0,1	0,4	1,41	261	16,6	181	8	15	< 5	15	< 5	323	1,7	45	< 5	< 5	75	32	3,59
	73,67	14,73	0,35	0	0	0,85	4,33	4,01	0	0,81	1,02	37	99,8	184	< 5	18	< 5	18	< 5	465	< 1	79	< 5	< 5	81	7	1,35
	63,81	17,52	4,705	0,099	1,939	3,622	3,424	2,856	0,841	0,186	1,01	928								104		1149					
La Guardia	71,73	15,19	1,753	0,063	0,302	0,515	3,545	4,966	0,247	0,388	1,31	255								462		37					
	72,27	15,09	1,546	0,021	0,261	0,576	3,411	5,243	0,266	0,382	0,94																
	71,93	15,21	1,564	0,018	0,188	0,453	3,383	5,286	0,241	0,381	1,36	271								481		45					
Pinzas	68,91	16,24	2,092	0,025	0,981	1,439	4,031	4,144	0,391	0,108	1,65	945								148		631					
	69,41	15,94	2,672	0,038	0,987	2,176	4,219	3,258	0,371	0,129	0,81	719								104		714					
	69,41	16,02	2,716	0,038	0,943	2,031	4,192	3,087	0,381	0,132	1,05	705								101		682					
Tabagon	72,66	15,12	1,139	0,022	0,119	0,477	3,869	4,791	0,151	0,385	1,26	269								348		50					
	72,21	15,23	1,282	0,018	0,151	0,507	4,179	4,653	0,148	0,384	1,24	268								318		54					
	72,04	15,41	1,496	0,015	0,212	0,408	3,235	5,221	0,214	0,308	1,46	335								347		56					
Greisen d'Urgal	72,81	13,91	3,62	0	0,17	0,43	0,17	4,41	0,08	0,35	3,82	65	5,08	307	6	435	36	< 5	< 5	194	2	6	< 5	< 5	29	36	3,16
	74,24	13,63	3,74	0,03	0,24	0,48	0,14	4,33	0,11	0,39	2,49	105	5,9	136	6	349	22	6	< 5	194	1,7	14	< 5	< 5	41	33	3,79
	68,43	17,92	2,57	0	0,26	0,58	0,2	5,74	0,11	0,52	3,36	106	8,3	117	7	> 1000	35	20	< 5	301	1,79	15	< 5	< 5	39	32	3,08
	75,17	12,83	3,77	0	0,17	0,43	0,13	3,99	0,08	0,35	1,89	137	5,8	205	5	250	19	13	< 5	153	1,6	11	< 5	< 5	26	34	4,11

Tableau 2 : Analyses chimiques des éléments majeurs et en traces des granites de Tomino

N°	A%(S)	A%(Fe)	A%(As)	A%(Sb)	A%(Au)
1	0	0	0	0	0
2	33,27	32,85	33,87	0,01	0,01
3	33,18	32,72	34,09	0	0,01
4	32,73	32,81	34,45	0,01	0
5	33,25	32,85	33,9	0	0
6	33,09	32,78	34,13	0	0
7	32,66	32,71	34,63	0	0
8	33,11	32,72	34,17	0	0
9	33,01	32,82	34,16	0	0
10	32,95	32,91	34,11	0,01	0,01
11	33,01	32,84	34,15	0	0
12	32,92	32,72	34,34	0,01	0,01
13	32,79	32,93	34,27	0,01	0
14	32,93	32,73	34,33	0,01	0
15	33,21	32,9	33,88	0,01	0
16	33,24	32,49	34,26	0,01	0
17	33,19	32,7	34,1	0	0
18	33,22	32,79	33,98	0,01	0
19	33,19	32,63	34,18	0	0
20	33,37	33,01	33,62	0	0
21	33,56	32,69	33,74	0,01	0
22	33,37	32,69	33,93	0	0
23	33,56	32,55	33,87	0,02	0
24	33,19	32,55	34,25	0	0,01
25	33,17	32,73	34,1	0	0
26	33,38	32,83	33,77	0,01	0,02
27	33,36	32,65	33,97	0,01	0
28	33,57	32,8	33,63	0,01	0
29	33,37	32,72	33,92	0	0
30	30,18	33,95	35,83	0,02	0,02
31	33,67	32,64	33,68	0	0
32	33,4	32,75	33,83	0,02	0
33	33,29	32,82	33,88	0,01	0
34	33,02	32,9	34,07	0	0,01
35	33,25	32,57	34,18	0	0
36	33,2	32,75	34,03	0,01	0
37	16,78	64,02	19,18	0,02	0
38	33,63	32,5	33,86	0	0
39	33	32,84	34,15	0,01	0
40	33,93	32,35	33,72	0	0
41	33,13	32,86	34,01	0	0
42	33,07	32,91	34,02	0	0
43	33,42	32,6	33,98	0	0
44	34,46	32,17	33,37	0	0,01
45	32,95	32,8	34,25	0,01	0
46	33,51	32,63	33,86	0	0
47	33,01	33,07	33,91	0	0,01
48	33,48	32,7	33,81	0,01	0
49	33,59	32,71	33,7	0	0
50	33,48	32,68	33,83	0	0
51	34,02	32,57	33,41	0	0
52	35,6	32,85	31,44	0,1	0
53	36,07	32,97	30,87	0,08	0
54	35,74	32,87	31,23	0,15	0,01
55	36,25	32,97	30,72	0,06	0
56	36,38	32,7	30,86	0,06	0
57	36,06	32,88	30,99	0,07	0
58	36,16	33,05	30,72	0,08	0
59	36,1	33,29	30,53	0,07	0

Tableau 3 : Composition chimique des arsénopyrites de Corcoesto analysées à la microsonde électronique.

ANNEXE III

FORMULES STRUCTURALES DES MINÉRAUX D'ALTÉRATION

Les formules structurales sont calculées sur la base de :

- 11 oxygènes pour les K-micas et les biotites,
- 14 oxygènes pour les chlorites,
- 14 oxygènes pour la kaolinite,
- 23 oxygènes pour les amphiboles,
- 8 oxygènes pour les feldspaths.

Type/N°	Si	Al	Fe	Mg	Mn	Ca	Na	K	Ti	AlIV	AlVI	CI	2R3	MR3	3R2	∑oct
Mcs-sulf.																
101	3,18	2,61	0,09	0,16	0,00	0,00	0,02	0,88	0,01	0,82	1,79	0,91	0,85	0,91	0,08	2,04
104	3,17	2,64	0,08	0,15	0,00	0,00	0,02	0,88	0,01	0,83	1,81	0,90	0,87	0,90	0,08	2,04
109	3,27	2,47	0,10	0,22	0,00	0,00	0,02	0,89	0,00	0,73	1,73	0,91	0,78	0,91	0,10	2,04
119	3,16	2,54	0,17	0,18	0,00	0,01	0,03	0,91	0,02	0,84	1,70	0,95	0,79	0,95	0,12	2,05
121	3,19	2,52	0,17	0,17	0,00	0,00	0,02	0,92	0,01	0,81	1,71	0,94	0,79	0,94	0,12	2,06
122	3,21	2,58	0,12	0,14	0,00	0,00	0,01	0,90	0,00	0,79	1,78	0,91	0,83	0,91	0,09	2,05
123	3,20	2,54	0,17	0,16	0,01	0,00	0,01	0,91	0,00	0,80	1,74	0,91	0,82	0,91	0,11	2,08
124	3,18	2,56	0,12	0,18	0,00	0,00	0,03	0,90	0,02	0,82	1,74	0,93	0,81	0,93	0,10	2,04
125	3,19	2,54	0,09	0,21	0,00	0,00	0,03	0,90	0,02	0,81	1,73	0,93	0,81	0,93	0,10	2,03
126	3,11	2,64	0,15	0,15	0,01	0,00	0,03	0,92	0,02	0,89	1,75	0,95	0,85	0,95	0,10	2,06
128	3,22	2,57	0,10	0,14	0,00	0,00	0,02	0,89	0,00	0,78	1,79	0,91	0,83	0,91	0,08	2,03
moyenne	3,19	2,56	0,12	0,17	0,00	0,00	0,02	0,90	0,01	0,81	1,75	0,92	0,82	0,92	0,10	2,05
écart type	0,04	0,05	0,03	0,03	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,04	0,04	0,02	0,03	0,02	0,01	0,01
Mcs-fth.																
129	3,18	2,48	0,14	0,29	0,00	0,00	0,03	0,90	0,01	0,82	1,66	0,93	0,78	0,93	0,14	2,09
130	3,20	2,53	0,14	0,19	0,00	0,00	0,02	0,91	0,01	0,80	1,73	0,94	0,80	0,94	0,11	2,06
131	3,17	2,51	0,17	0,22	0,00	0,00	0,02	0,90	0,01	0,83	1,68	0,93	0,79	0,93	0,13	2,08
132	3,18	2,56	0,15	0,18	0,00	0,00	0,02	0,90	0,01	0,82	1,73	0,92	0,82	0,92	0,11	2,06
132	3,19	2,53	0,16	0,21	0,00	0,00	0,02	0,90	0,00	0,81	1,72	0,92	0,80	0,92	0,12	2,08
133	3,21	2,46	0,12	0,27	0,00	0,00	0,01	0,90	0,02	0,79	1,67	0,91	0,77	0,91	0,13	2,06
134	3,21	2,51	0,15	0,19	0,00	0,00	0,01	0,93	0,00	0,79	1,72	0,94	0,78	0,94	0,11	2,06
136	3,17	2,53	0,18	0,18	0,01	0,01	0,02	0,93	0,01	0,83	1,70	0,97	0,78	0,97	0,12	2,06
137	3,22	2,54	0,08	0,20	0,00	0,00	0,02	0,91	0,00	0,78	1,76	0,93	0,81	0,93	0,09	2,04
138	3,21	2,53	0,10	0,20	0,00	0,00	0,02	0,93	0,01	0,79	1,74	0,94	0,79	0,94	0,10	2,04
moyenne	3,19	2,52	0,14	0,21	0,00	0,00	0,02	0,91	0,01	0,81	1,71	0,93	0,79	0,93	0,12	2,06
écartype	0,02	0,03	0,03	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Mcs-µfiss.																
13	3,31	2,39	0,09	0,21	0,00	0,00	0,01	0,88	0,00	0,69	1,70	0,89	0,75	0,89	0,10	2,00
14	3,33	2,37	0,07	0,22	0,00	0,00	0,01	0,89	0,00	0,67	1,70	0,90	0,73	0,90	0,10	2,00
15	3,30	2,44	0,05	0,21	0,00	0,00	0,01	0,90	0,00	0,70	1,74	0,90	0,77	0,90	0,09	2,00
16	3,37	2,33	0,07	0,23	0,00	0,00	0,01	0,87	0,00	0,63	1,70	0,88	0,72	0,88	0,10	1,99
24	3,32	2,37	0,06	0,25	0,00	0,00	0,01	0,88	0,01	0,68	1,69	0,89	0,74	0,89	0,10	2,00
34	3,40	2,21	0,10	0,29	0,00	0,00	0,01	0,89	0,00	0,60	1,61	0,90	0,66	0,90	0,13	2,00
35	3,40	2,29	0,06	0,25	0,00	0,00	0,01	0,82	0,00	0,60	1,69	0,84	0,73	0,84	0,10	2,00
50	3,31	2,37	0,09	0,23	0,00	0,00	0,01	0,91	0,00	0,69	1,68	0,92	0,73	0,92	0,11	2,00
moyenne	3,34	2,35	0,07	0,24	0,00	0,00	0,01	0,88	0,00	0,66	1,69	0,89	0,73	0,89	0,10	2,00
écartype	0,04	0,07	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,04	0,04	0,02	0,03	0,02	0,01	0,00
Illite																
141	3,38	2,33	0,10	0,25	0,00	0,00	0,01	0,77	0,00	0,62	1,71	0,78	0,78	0,78	0,12	2,06
142	3,31	2,34	0,14	0,26	0,01	0,00	0,02	0,87	0,01	0,69	1,65	0,89	0,73	0,89	0,14	2,06
143	3,31	2,36	0,15	0,23	0,00	0,00	0,01	0,86	0,01	0,69	1,67	0,87	0,74	0,87	0,13	2,05
144	3,22	2,53	0,12	0,21	0,00	0,00	0,01	0,87	0,00	0,78	1,74	0,88	0,82	0,88	0,11	2,08
145	3,34	2,33	0,11	0,27	0,00	0,00	0,01	0,85	0,01	0,66	1,67	0,86	0,74	0,86	0,13	2,05
146	3,31	2,40	0,11	0,25	0,00	0,00	0,01	0,84	0,00	0,69	1,71	0,85	0,78	0,85	0,12	2,07
147	3,27	2,43	0,13	0,23	0,00	0,00	0,02	0,85	0,01	0,73	1,70	0,86	0,78	0,86	0,12	2,07
148	3,31	2,38	0,13	0,23	0,00	0,00	0,02	0,85	0,01	0,69	1,69	0,87	0,75	0,87	0,12	2,05
149	3,29	2,40	0,12	0,24	0,00	0,00	0,01	0,85	0,01	0,71	1,69	0,86	0,77	0,86	0,12	2,06
150	3,35	2,33	0,13	0,25	0,00	0,00	0,02	0,86	0,00	0,65	1,67	0,87	0,73	0,87	0,12	2,05
152	3,32	2,38	0,12	0,25	0,00	0,00	0,01	0,83	0,00	0,68	1,69	0,85	0,77	0,85	0,12	2,07
153	3,24	2,48	0,15	0,22	0,00	0,00	0,01	0,82	0,00	0,76	1,72	0,84	0,82	0,84	0,13	2,09
moyenne	3,30	2,39	0,13	0,24	0,00	0,00	0,01	0,84	0,01	0,70	1,69	0,86	0,77	0,86	0,12	2,06
écartype	0,04	0,06	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,01	0,01
Type/N°	Si	Al	Fe	Mg	Mn	Ca	Na	K	Ti	AlIV	AlVI	CI	2R3	MR3	3R2	∑oct

Tableau 1 : Formules structurales des K-micas d'altération observés à Corcoesto.

Type/N°	Si	Al	Fe	Mg	Mn	K	Ti	AlIV	AlVI	2R3	MR3	3R2
Chl-Bi												
48	2,75	2,65	3,35	1,16	0,01	0,00	0,00	1,25	1,40	1,32	0,00	1,50
49	2,69	2,67	3,36	1,23	0,01	0,00	0,01	1,31	1,36	1,33	0,00	1,53
50	2,76	2,52	3,40	1,25	0,02	0,01	0,00	1,24	1,28	1,25	0,01	1,56
6	2,78	2,54	3,32	1,24	0,02	0,03	0,01	1,22	1,31	1,25	0,04	1,53
7	2,72	2,63	3,34	1,21	0,03	0,01	0,01	1,28	1,35	1,31	0,01	1,53
11	2,70	2,63	3,24	1,35	0,03	0,00	0,01	1,30	1,33	1,31	0,00	1,54
12	2,74	2,58	3,40	1,22	0,02	0,00	0,00	1,26	1,32	1,29	0,01	1,55
13	2,74	2,53	3,47	1,21	0,03	0,00	0,00	1,26	1,27	1,26	0,01	1,57
14	2,74	2,53	3,43	1,24	0,02	0,01	0,01	1,26	1,27	1,25	0,02	1,56
17	2,70	2,59	3,39	1,26	0,03	0,02	0,01	1,30	1,29	1,28	0,02	1,56
21	2,67	2,68	3,41	1,19	0,03	0,00	0,00	1,33	1,35	1,34	0,00	1,55
moyenne	2,73	2,59	3,38	1,23	0,02	0,01	0,01	1,27	1,32	1,29	0,01	1,54
écartype	0,03	0,06	0,06	0,05	0,01	0,01	0,00	0,03	0,04	0,03	0,01	0,02
Chl-µfiss.												
23	2,71	2,58	3,75	0,89	0,01	0,07	0,00	1,29	1,30	1,25	0,09	1,55
24	2,71	2,68	3,59	0,96	0,01	0,01	0,00	1,29	1,39	1,33	0,02	1,52
25	2,72	2,55	3,63	1,06	0,04	0,01	0,00	1,28	1,27	1,27	0,01	1,57
26	2,74	2,63	3,64	0,90	0,01	0,04	0,00	1,26	1,37	1,29	0,05	1,52
27	2,68	2,63	3,63	1,01	0,04	0,01	0,00	1,32	1,31	1,31	0,02	1,56
28	2,67	2,70	3,65	0,93	0,03	0,00	0,00	1,33	1,37	1,35	0,00	1,54
29	2,70	2,63	3,67	0,93	0,04	0,00	0,00	1,30	1,33	1,31	0,01	1,54
30	2,82	2,50	3,51	1,04	0,03	0,02	0,01	1,18	1,32	1,24	0,02	1,53
31	2,84	2,49	3,47	1,04	0,03	0,08	0,00	1,16	1,33	1,20	0,08	1,51
moyenne	2,73	2,60	3,61	0,97	0,03	0,03	0,00	1,27	1,33	1,28	0,03	1,54
écartype	0,06	0,07	0,08	0,06	0,01	0,03	0,00	0,06	0,04	0,05	0,03	0,02
Chl-sulf.												
56	2,80	2,49	2,70	1,93	0,02	0,00	0,00	1,20	1,29	1,24	0,00	1,55
57	2,81	2,48	2,79	1,84	0,02	0,00	0,00	1,19	1,29	1,23	0,01	1,55
60	2,69	2,61	2,75	1,93	0,01	0,00	0,00	1,31	1,31	1,30	0,01	1,56
61	2,74	2,58	2,58	2,03	0,02	0,01	0,00	1,26	1,32	1,28	0,01	1,54
91	2,75	2,50	2,59	2,13	0,01	0,00	0,00	1,25	1,26	1,25	0,00	1,58
92	2,82	2,46	2,51	1,97	0,13	0,00	0,01	1,18	1,29	1,20	0,07	1,54
94	2,79	2,58	2,56	1,96	0,02	0,00	0,00	1,21	1,37	1,29	0,01	1,51
95	2,75	2,60	2,53	2,05	0,02	0,00	0,00	1,25	1,35	1,30	0,01	1,53
96	2,77	2,62	2,57	1,94	0,02	0,00	0,00	1,23	1,39	1,30	0,02	1,51
97	2,79	2,56	2,56	1,98	0,01	0,00	0,01	1,21	1,35	1,27	0,02	1,52
98	2,77	2,59	2,55	2,01	0,02	0,00	0,00	1,23	1,36	1,29	0,00	1,53
99	2,73	2,69	2,56	1,92	0,02	0,00	0,00	1,27	1,42	1,34	0,01	1,50
moyenne	2,77	2,56	2,60	1,98	0,03	0,00	0,00	1,23	1,33	1,27	0,01	1,54
écartype	0,04	0,07	0,09	0,07	0,03	0,00	0,00	0,04	0,05	0,04	0,02	0,02
Type/N°	Si	Al	Fe	Mg	Mn	K	Ti	AlIV	AlVI	2R3	MR3	3R2

Tableau 2 : Formules structurales des chlorites observées à Corcoesto.

Type	Si	Al	Fe	Mg	Mn	Ca	Na	K	Ti	AlIV	AlVI	CI	2R3	MR3	3R2	∑oct
Mcs-fth.																
	3,31	2,52	0,09	0,06	0,01	0,01	0,01	0,78	0,00	0,69	1,82	0,80	0,86	0,80	0,06	1,99
	3,31	2,51	0,09	0,08	0,00	0,01	0,00	0,74	0,00	0,69	1,83	0,77	0,87	0,77	0,06	2,00
	3,31	2,51	0,10	0,08	0,00	0,01	0,00	0,76	0,00	0,69	1,82	0,77	0,87	0,77	0,06	2,00
	3,27	2,61	0,07	0,05	0,00	0,01	0,00	0,75	0,00	0,73	1,88	0,77	0,92	0,77	0,04	2,01
	3,26	2,54	0,10	0,08	0,01	0,01	0,00	0,84	0,00	0,74	1,81	0,86	0,84	0,86	0,06	1,99
	3,30	2,53	0,09	0,07	0,00	0,02	0,01	0,75	0,00	0,70	1,83	0,79	0,87	0,79	0,05	2,00
	3,25	2,57	0,10	0,06	0,01	0,01	0,00	0,84	0,00	0,75	1,82	0,86	0,85	0,86	0,06	1,99
	3,29	2,53	0,10	0,06	0,00	0,01	0,00	0,78	0,00	0,71	1,83	0,81	0,86	0,81	0,05	1,99
	3,23	2,57	0,10	0,07	0,00	0,00	0,01	0,90	0,00	0,77	1,80	0,91	0,83	0,91	0,06	1,97
	3,26	2,58	0,08	0,04	0,00	0,00	0,00	0,85	0,00	0,74	1,84	0,86	0,86	0,86	0,04	1,97
	3,26	2,60	0,08	0,03	0,01	0,01	0,01	0,84	0,00	0,74	1,86	0,87	0,87	0,87	0,04	1,97
	3,23	2,60	0,10	0,05	0,01	0,01	0,00	0,86	0,00	0,77	1,83	0,88	0,86	0,88	0,05	1,98
	3,24	2,65	0,08	0,03	0,00	0,01	0,00	0,75	0,00	0,76	1,89	0,77	0,94	0,77	0,04	2,01
	3,26	2,61	0,08	0,04	0,00	0,00	0,00	0,82	0,00	0,74	1,86	0,82	0,89	0,82	0,04	1,99
moyenne	3,27	2,57	0,09	0,06	0,00	0,01	0,00	0,80	0,00	0,73	1,84	0,82	0,87	0,82	0,05	1,99
Σtype	0,03	0,04	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,03	0,03	0,05	0,03	0,05	0,01	0,01
Mcs-musc																
	3,30	2,49	0,12	0,07	0,01	0,00	0,01	0,82	0,00	0,70	1,79	0,83	0,83	0,83	0,06	1,98
	3,35	2,43	0,14	0,08	0,00	0,00	0,00	0,74	0,00	0,65	1,78	0,74	0,84	0,74	0,07	2,00
	3,36	2,43	0,13	0,10	0,00	0,00	0,00	0,67	0,00	0,64	1,79	0,68	0,88	0,68	0,08	2,02
	3,33	2,46	0,13	0,08	0,00	0,01	0,00	0,73	0,00	0,67	1,79	0,75	0,85	0,75	0,07	2,00
	3,31	2,50	0,10	0,08	0,01	0,01	0,00	0,76	0,00	0,69	1,81	0,78	0,86	0,78	0,06	2,00
	3,32	2,52	0,09	0,07	0,00	0,01	0,01	0,69	0,00	0,68	1,84	0,73	0,90	0,73	0,06	2,01
	3,23	2,64	0,07	0,07	0,00	0,00	0,00	0,81	0,00	0,77	1,87	0,82	0,91	0,82	0,04	2,00
	3,29	2,55	0,08	0,06	0,00	0,00	0,00	0,81	0,00	0,71	1,84	0,82	0,87	0,82	0,05	1,99
	3,32	2,54	0,09	0,06	0,00	0,00	0,00	0,72	0,00	0,68	1,85	0,72	0,91	0,72	0,05	2,01
	3,37	2,47	0,09	0,06	0,00	0,01	0,00	0,67	0,00	0,63	1,85	0,68	0,89	0,68	0,05	2,00
	3,35	2,47	0,12	0,07	0,00	0,01	0,01	0,67	0,00	0,65	1,82	0,69	0,89	0,69	0,06	2,01
	3,25	2,54	0,16	0,07	0,00	0,00	0,00	0,73	0,00	0,75	1,79	0,73	0,91	0,73	0,08	2,03
	3,30	2,48	0,13	0,08	0,00	0,01	0,01	0,76	0,00	0,70	1,79	0,78	0,85	0,78	0,07	2,00
moyenne	3,31	2,50	0,11	0,07	0,00	0,01	0,00	0,74	0,00	0,69	1,82	0,75	0,88	0,75	0,06	2,00
Σtype	0,04	0,06	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,04	0,03	0,05	0,03	0,05	0,01	0,01
Muscovite																
	3,09	2,78	0,08	0,03	0,00	0,00	0,05	0,88	0,02	0,91	1,87	0,93	0,92	0,93	0,04	1,98
	3,07	2,85	0,05	0,04	0,00	0,00	0,07	0,88	0,01	0,93	1,92	0,95	0,95	0,95	0,03	2,02
	3,06	2,88	0,04	0,05	0,01	0,00	0,06	0,86	0,00	0,94	1,94	0,91	0,98	0,91	0,03	2,04
	3,07	2,87	0,04	0,04	0,00	0,00	0,04	0,89	0,00	0,93	1,94	0,94	0,97	0,94	0,03	2,03
	3,07	2,87	0,05	0,05	0,00	0,00	0,07	0,87	0,00	0,93	1,94	0,93	0,97	0,93	0,03	2,03
	3,06	2,88	0,05	0,04	0,01	0,00	0,07	0,84	0,00	0,94	1,94	0,91	0,99	0,91	0,03	2,04
	3,08	2,85	0,05	0,06	0,00	0,00	0,04	0,87	0,00	0,92	1,93	0,91	0,97	0,91	0,04	2,03
	3,10	2,80	0,07	0,07	0,00	0,00	0,02	0,90	0,00	0,90	1,89	0,93	0,93	0,93	0,05	2,03
	3,09	2,82	0,04	0,08	0,00	0,00	0,03	0,88	0,01	0,91	1,91	0,91	0,95	0,91	0,04	2,02
	3,04	2,90	0,05	0,04	0,00	0,00	0,07	0,87	0,00	0,96	1,94	0,95	0,98	0,95	0,03	2,04
	3,07	2,86	0,04	0,04	0,00	0,00	0,05	0,91	0,01	0,93	1,92	0,96	0,95	0,96	0,03	2,01
	3,10	2,81	0,05	0,05	0,00	0,00	0,06	0,87	0,01	0,90	1,91	0,93	0,94	0,93	0,03	2,01
	3,07	2,87	0,05	0,04	0,00	0,00	0,07	0,85	0,00	0,93	1,94	0,92	0,98	0,92	0,03	2,03
	3,08	2,82	0,07	0,05	0,00	0,00	0,05	0,95	0,00	0,92	1,90	1,00	0,91	1,00	0,04	2,02
	3,07	2,84	0,05	0,04	0,00	0,00	0,06	0,94	0,01	0,93	1,91	1,00	0,92	1,00	0,03	2,00
	3,06	2,82	0,10	0,05	0,00	0,00	0,04	0,94	0,00	0,94	1,88	0,98	0,92	0,98	0,05	2,03
	3,07	2,82	0,08	0,04	0,01	0,00	0,05	0,94	0,00	0,93	1,89	0,99	0,92	0,99	0,04	2,02
	3,1	2,79	0,06	0,05	0,00	0,01	0,05	0,92	0,01	0,90	1,89	0,99	0,90	0,99	0,04	2,00
	3,1	2,82	0,05	0,04	0,01	0,00	0,06	0,92	0,00	0,91	1,91	0,98	0,92	0,98	0,03	2,01
	3,09	2,84	0,05	0,05	0,00	0,00	0,06	0,91	0,00	0,91	1,93	0,97	0,94	0,97	0,03	2,03
	3,10	2,80	0,05	0,04	0,00	0,00	0,05	0,92	0,00	0,90	1,90	0,97	0,92	0,97	0,03	1,99
	3,12	2,73	0,10	0,07	0,00	0,00	0,05	0,92	0,01	0,88	1,85	0,96	0,88	0,96	0,06	2,02
	3,10	2,80	0,07	0,04	0,00	0,01	0,06	0,87	0,00	0,90	1,91	0,94	0,93	0,94	0,04	2,02
	3,07	2,84	0,06	0,05	0,00	0,00	0,05	0,89	0,01	0,93	1,91	0,95	0,94	0,95	0,04	2,01
	3,08	2,83	0,05	0,05	0,00	0,00	0,06	0,87	0,01	0,92	1,91	0,93	0,95	0,93	0,03	2,01
	3,12	2,77	0,05	0,05	0,01	0,00	0,05	0,92	0,01	0,88	1,89	0,97	0,90	0,97	0,04	2,00
	3,10	2,78	0,05	0,05	0,00	0,00	0,06	0,93	0,01	0,90	1,89	0,99	0,90	0,99	0,03	1,99
	3,07	2,84	0,05	0,05	0,00	0,00	0,05	0,91	0,01	0,93	1,91	0,96	0,94	0,96	0,03	2,01
	3,07	2,83	0,05	0,06	0,00	0,00	0,06	0,91	0,01	0,93	1,90	0,96	0,93	0,96	0,04	2,01
	3,14	2,74	0,05	0,05	0,01	0,00	0,06	0,90	0,01	0,86	1,88	0,96	0,89	0,96	0,04	1,99

Type	Si	Al	Fe	Mg	Mn	Ca	Na	K	Ti	AlIV	AlVI	CI	2R3	MR3	3R2	∑oct
	3,14	2,74	0,06	0,05	0,00	0,00	0,05	0,92	0,01	0,86	1,88	0,97	0,89	0,97	0,04	1,99
	3,11	2,81	0,04	0,04	0,00	0,00	0,05	0,89	0,01	0,89	1,92	0,94	0,94	0,94	0,03	2,00
	3,08	2,81	0,06	0,04	0,00	0,00	0,07	0,93	0,01	0,92	1,90	0,99	0,91	0,99	0,03	2,00
	3,14	2,76	0,04	0,04	0,00	0,00	0,05	0,89	0,01	0,86	1,90	0,93	0,91	0,93	0,03	1,99
	3,11	2,79	0,06	0,04	0,00	0,00	0,05	0,89	0,01	0,89	1,90	0,94	0,93	0,94	0,03	2,01
	3,08	2,81	0,07	0,05	0,00	0,00	0,06	0,89	0,01	0,92	1,89	0,95	0,93	0,95	0,04	2,01
	3,11	2,78	0,08	0,04	0,00	0,00	0,05	0,88	0,00	0,89	1,90	0,93	0,93	0,93	0,04	2,02
	3,08	2,82	0,08	0,04	0,00	0,00	0,06	0,88	0,00	0,92	1,90	0,94	0,94	0,94	0,04	2,03
	3,09	2,82	0,07	0,04	0,00	0,00	0,05	0,87	0,00	0,91	1,92	0,93	0,95	0,93	0,04	2,03
	3,09	2,81	0,07	0,04	0,00	0,00	0,05	0,89	0,00	0,91	1,91	0,94	0,94	0,94	0,04	2,02
	3,11	2,83	0,06	0,04	0,00	0,00	0,05	0,85	0,00	0,89	1,93	0,90	0,96	0,90	0,03	2,03
	3,13	2,76	0,06	0,04	0,00	0,00	0,06	0,94	0,01	0,87	1,88	1,00	0,88	1,00	0,03	1,98
	3,09	2,82	0,07	0,04	0,00	0,00	0,06	0,88	0,00	0,91	1,92	0,93	0,94	0,93	0,04	2,03
	3,08	2,83	0,06	0,04	0,01	0,00	0,06	0,90	0,00	0,92	1,91	0,96	0,93	0,96	0,04	2,02
	3,12	2,78	0,06	0,05	0,00	0,00	0,06	0,92	0,00	0,88	1,90	0,98	0,90	0,98	0,03	2,00
	3,10	2,80	0,07	0,04	0,01	0,00	0,05	0,92	0,00	0,90	1,90	0,98	0,91	0,98	0,04	2,02
	3,12	2,79	0,04	0,05	0,01	0,00	0,04	0,90	0,00	0,88	1,91	0,94	0,92	0,94	0,03	2,01
	3,13	2,77	0,05	0,05	0,01	0,00	0,07	0,87	0,00	0,87	1,91	0,94	0,92	0,94	0,03	2,01
	3,10	2,78	0,08	0,04	0,00	0,00	0,05	0,93	0,00	0,90	1,88	0,98	0,90	0,98	0,04	2,01
	3,11	2,78	0,06	0,05	0,00	0,00	0,05	0,90	0,01	0,89	1,90	0,95	0,92	0,95	0,04	2,00
	3,12	2,76	0,06	0,04	0,01	0,00	0,05	0,89	0,01	0,88	1,88	0,95	0,90	0,95	0,04	1,99
	3,14	2,74	0,08	0,04	0,00	0,00	0,05	0,89	0,01	0,86	1,88	0,95	0,89	0,95	0,04	2,00
	3,09	2,82	0,06	0,05	0,00	0,00	0,06	0,87	0,00	0,91	1,91	0,93	0,95	0,93	0,04	2,03
	3,11	2,77	0,08	0,04	0,01	0,00	0,07	0,91	0,00	0,89	1,88	0,98	0,90	0,98	0,04	2,01
	3,11	2,75	0,08	0,05	0,00	0,00	0,04	0,89	0,02	0,89	1,86	0,94	0,91	0,94	0,05	2,00
	3,09	2,81	0,05	0,05	0,00	0,00	0,04	0,91	0,01	0,91	1,90	0,95	0,93	0,95	0,03	2,00
	3,15	2,73	0,05	0,04	0,00	0,00	0,05	0,92	0,01	0,85	1,88	0,97	0,88	0,97	0,03	1,98
	3,12	2,78	0,05	0,04	0,00	0,00	0,05	0,88	0,01	0,88	1,91	0,93	0,93	0,93	0,03	2,00
	3,06	2,87	0,04	0,04	0,00	0,00	0,06	0,89	0,01	0,94	1,93	0,96	0,96	0,96	0,03	2,01
	3,09	2,83	0,04	0,04	0,01	0,00	0,06	0,90	0,00	0,91	1,92	0,96	0,93	0,96	0,03	2,01
	3,14	2,77	0,05	0,04	0,00	0,00	0,05	0,90	0,01	0,86	1,90	0,95	0,91	0,95	0,03	1,99
	3,12	2,78	0,05	0,05	0,00	0,00	0,06	0,90	0,01	0,88	1,90	0,97	0,91	0,97	0,03	1,99
	3,08	2,84	0,04	0,04	0,00	0,00	0,06	0,93	0,01	0,92	1,91	0,99	0,93	0,99	0,03	2,00
	3,06	2,89	0,05	0,04	0,00	0,00	0,05	0,88	0,00	0,94	1,95	0,93	0,98	0,93	0,03	2,03
	3,12	2,80	0,04	0,04	0,00	0,00	0,07	0,89	0,00	0,88	1,91	0,96	0,92	0,96	0,03	2,00
	3,10	2,80	0,07	0,05	0,00	0,01	0,06	0,87	0,00	0,90	1,90	0,94	0,93	0,94	0,04	2,03
	3,11	2,79	0,07	0,05	0,00	0,00	0,06	0,89	0,00	0,89	1,90	0,95	0,92	0,95	0,04	2,01
	3,11	2,80	0,06	0,05	0,00	0,00	0,05	0,90	0,00	0,89	1,91	0,95	0,92	0,95	0,04	2,02
	3,09	2,78	0,09	0,05	0,00	0,00	0,06	0,91	0,00	0,91	1,88	0,97	0,90	0,97	0,05	2,03
	3,12	2,76	0,09	0,04	0,00	0,00	0,05	0,90	0,00	0,88	1,88	0,95	0,91	0,95	0,05	2,02
	3,16	2,69	0,09	0,06	0,00	0,00	0,05	0,88	0,01	0,84	1,85	0,93	0,88	0,93	0,05	2,00
	3,09	2,82	0,07	0,05	0,00	0,00	0,05	0,89	0,01	0,91	1,90	0,94	0,94	0,94	0,04	2,02
	3,09	2,83	0,06	0,04	0,00	0,00	0,05	0,89	0,00	0,91	1,92	0,94	0,95	0,94	0,03	2,02
	3,10	2,81	0,05	0,04	0,00	0,00	0,07	0,90	0,00	0,90	1,91	0,97	0,92	0,97	0,03	2,00
	3,14	2,74	0,07	0,05	0,00	0,00	0,04	0,91	0,00	0,86	1,89	0,95	0,90	0,95	0,04	2,01
	3,09	2,82	0,06	0,04	0,00	0,00	0,05	0,91	0,00	0,91	1,91	0,96	0,93	0,96	0,03	2,02
	3,13	2,78	0,05	0,03	0,00	0,00	0,06	0,92	0,00	0,87	1,90	0,98	0,90	0,98	0,03	1,99
	3,11	2,79	0,08	0,04	0,00	0,00	0,07	0,91	0,00	0,89	1,89	0,97	0,91	0,97	0,04	2,02
	3,12	2,78	0,05	0,05	0,00	0,00	0,05	0,90	0,00	0,88	1,91	0,95	0,92	0,95	0,03	2,01
	3,08	2,83	0,05	0,04	0,01	0,00	0,06	0,92	0,00	0,92	1,92	0,98	0,92	0,98	0,03	2,01
	3,15	2,72	0,09	0,05	0,00	0,00	0,05	0,89	0,01	0,85	1,87	0,94	0,89	0,94	0,05	2,01
	3,14	2,74	0,07	0,05	0,00	0,00	0,05	0,89	0,01	0,86	1,88	0,94	0,90	0,94	0,04	2,01
	3,10	2,79	0,05	0,04	0,00	0,00	0,07	0,93	0,01	0,90	1,89	1,00	0,90	1,00	0,03	1,99
	3,11	2,78	0,07	0,04	0,00	0,00	0,06	0,90	0,01	0,89	1,89	0,96	0,91	0,96	0,04	2,00
	3,10	2,78	0,07	0,05	0,00	0,00	0,06	0,90	0,01	0,90	1,89	0,96	0,91	0,96	0,04	2,01
	3,16	2,72	0,06	0,06	0,00	0,00	0,06	0,91	0,00	0,84	1,87	0,97	0,87	0,97	0,04	1,99
	3,12	2,77	0,06	0,06	0,00	0,00	0,06	0,88	0,01	0,88	1,89	0,95	0,91	0,95	0,04	2,01
	3,13	2,75	0,06	0,06	0,00	0,01	0,05	0,88	0,01	0,87	1,88	0,95	0,90	0,95	0,04	1,99
	3,12	2,76	0,07	0,05	0,00	0,00	0,05	0,91	0,01	0,88	1,88	0,97	0,89	0,97	0,04	2,00
	3,16	2,73	0,05	0,04	0,00	0,00	0,06	0,90	0,00	0,84	1,89	0,97	0,88	0,97	0,03	1,99
	3,15	2,74	0,07	0,05	0,00	0,00	0,05	0,88	0,01	0,85	1,89	0,93	0,90	0,93	0,04	2,00
	3,12	2,78	0,05	0,06	0,01	0,00	0,06	0,91	0,00	0,88	1,90	0,96	0,91	0,96	0,04	2,01
	3,14	2,76	0,05	0,04	0,00	0,00	0,06	0,92	0,00	0,86	1,89	0,98	0,89	0,98	0,03	1,99
	3,09	2,82	0,06	0,04	0,00	0,00	0,06	0,89	0,00	0,91	1,91	0,95	0,94	0,95	0,04	2,02
	3,17	2,71	0,05	0,05	0,00	0,00	0,05	0,94	0,00	0,83	1,88	1,00	0,86	1,00	0,03	1,98
	3,13	2,75	0,05	0,05	0,01	0,00	0,05	0,93	0,00	0,87	1,88	0,99	0,88	0,99	0,04	1,99
	3,13	2,77	0,05	0,04	0,00	0,00	0,06	0,91	0,00	0,87	1,90	0,98	0,89	0,98	0,03	1,99
	3,11	2,77	0,07	0,06	0,00	0,00	0,06	0,91	0,00	0,89	1,88	0,97	0,90	0,97	0,04	2,01

	3,19	2,67	0,06	0,07	0,01	0,00	0,04	0,93	0,01	0,81	1,85	0,97	0,85	0,97	0,04	1,98
	3,16	2,72	0,05	0,05	0,00	0,00	0,06	0,93	0,01	0,84	1,88	0,99	0,86	0,99	0,03	1,97
	3,14	2,77	0,05	0,05	0,00	0,00	0,05	0,87	0,00	0,86	1,91	0,92	0,92	0,92	0,03	2,01
	3,12	2,76	0,05	0,05	0,00	0,00	0,05	0,92	0,01	0,88	1,89	0,97	0,90	0,97	0,03	1,99
	3,09	2,81	0,05	0,05	0,00	0,00	0,05	0,93	0,01	0,91	1,90	0,98	0,92	0,98	0,04	2,01
	3,14	2,75	0,03	0,04	0,00	0,00	0,05	0,94	0,01	0,86	1,89	1,00	0,88	1,00	0,02	1,97
	3,12	2,78	0,04	0,04	0,00	0,00	0,06	0,93	0,01	0,88	1,90	0,99	0,90	0,99	0,02	1,98
	3,09	2,81	0,05	0,04	0,00	0,00	0,06	0,91	0,01	0,91	1,91	0,97	0,92	0,97	0,03	2,00
	3,14	2,75	0,05	0,04	0,01	0,00	0,07	0,91	0,00	0,86	1,89	0,99	0,88	0,99	0,03	1,99
	3,12	2,77	0,07	0,04	0,00	0,00	0,06	0,89	0,01	0,88	1,90	0,94	0,92	0,94	0,04	2,01
	3,08	2,83	0,06	0,05	0,00	0,00	0,04	0,89	0,00	0,92	1,91	0,94	0,94	0,94	0,04	2,03
	3,11	2,77	0,09	0,05	0,00	0,00	0,05	0,89	0,00	0,89	1,89	0,94	0,91	0,94	0,05	2,02
	3,11	2,77	0,10	0,05	0,00	0,00	0,04	0,86	0,01	0,89	1,88	0,90	0,93	0,90	0,05	2,03
	3,13	2,73	0,10	0,07	0,00	0,00	0,05	0,89	0,01	0,87	1,85	0,94	0,89	0,94	0,06	2,02
moyenne	3,11	2,79	0,06	0,05	0,00	0,00	0,05	0,90	0,00	0,89	1,90	0,96	0,92	0,96	0,04	2,01
Σtype	0,03	0,04	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02
Type	**Si**	**Al**	**Fe**	**Mg**	**Mn**	**Ca**	**Na**	**K**	**Ti**	**AlIV**	**AlVI**	**CI**	**2R3**	**MR3**	**3R2**	**Σoct**

Tableau 3 : Formules structurales des K-micas d'altération observés à Tomino (Urgal).

Type/N°	Si	Al	Fe	Mg	Mn	K	Ti	AlIV	AlVI	2R3	MR3	3R2
Chl-Bi												
52	2,68	2,71	3,64	0,81	0,05	0,00	0,01	1,32	1,40	1,36	0,00	1,50
54	2,76	2,75	3,46	0,83	0,04	0,01	0,00	1,24	1,52	1,37	0,02	1,44
60	2,71	2,78	3,49	0,84	0,04	0,01	0,01	1,29	1,49	1,37	0,04	1,46
61	2,69	2,79	3,52	0,80	0,06	0,00	0,01	1,31	1,49	1,38	0,03	1,46
63	2,68	2,80	3,58	0,77	0,07	0,00	0,00	1,32	1,49	1,40	0,00	1,47
64	2,66	2,85	3,50	0,80	0,07	0,00	0,01	1,34	1,51	1,42	0,00	1,46
65	2,64	2,86	3,54	0,80	0,05	0,00	0,01	1,36	1,50	1,42	0,01	1,47
68	2,71	2,79	3,52	0,82	0,04	0,01	0,00	1,29	1,49	1,39	0,01	1,46
69	2,73	2,75	3,48	0,88	0,05	0,00	0,00	1,27	1,48	1,38	0,00	1,47
moyenne	2,70	2,79	3,53	0,82	0,05	0,00	0,01	1,30	1,48	1,39	0,01	1,47
Σtype	0,04	0,05	0,06	0,03	0,01	0,00	0,00	0,04	0,04	0,02	0,01	0,02
Chl-styl.												
69	2,74	2,83	4,10	0,09	0,06	0,00	0,00	1,26	1,57	1,40	0,04	1,42
70	2,65	2,81	4,34	0,09	0,03	0,00	0,00	1,35	1,47	1,41	0,00	1,49
71	2,69	2,81	4,23	0,10	0,03	0,00	0,00	1,31	1,51	1,39	0,03	1,45
72	2,67	2,84	4,26	0,10	0,04	0,00	0,00	1,33	1,50	1,41	0,02	1,47
73	2,72	2,79	4,24	0,10	0,00	0,00	0,00	1,28	1,52	1,39	0,02	1,45
74	2,72	2,71	4,19	0,12	0,11	0,01	0,01	1,28	1,43	1,34	0,04	1,48
75	2,72	2,80	4,17	0,12	0,05	0,00	0,00	1,28	1,52	1,40	0,01	1,45
76	2,80	2,67	4,23	0,11	0,05	0,00	0,00	1,20	1,47	1,33	0,01	1,46
77	2,69	2,86	4,11	0,11	0,10	0,00	0,00	1,31	1,55	1,42	0,02	1,44
78	2,78	2,77	4,03	0,14	0,12	0,00	0,00	1,22	1,55	1,39	0,00	1,43
79	2,74	2,78	4,04	0,13	0,15	0,00	0,00	1,26	1,52	1,38	0,02	1,44
80	2,71	2,82	4,10	0,10	0,14	0,00	0,00	1,29	1,53	1,41	0,01	1,45
84	2,74	2,80	4,16	0,08	0,06	0,00	0,00	1,26	1,54	1,40	0,00	1,43
85	2,68	2,69	4,39	0,10	0,07	0,00	0,01	1,32	1,37	1,33	0,04	1,52
86	2,68	2,78	4,19	0,13	0,14	0,00	0,00	1,32	1,46	1,39	0,01	1,49
87	2,73	2,77	4,11	0,14	0,12	0,00	0,00	1,27	1,50	1,37	0,02	1,46
88	2,65	2,87	4,19	0,09	0,11	0,00	0,00	1,35	1,52	1,42	0,03	1,46
343	2,68	2,81	4,29	0,08	0,05	0,00	0,00	1,32	1,49	1,40	0,01	1,47
344	2,78	2,71	4,23	0,07	0,08	0,00	0,00	1,22	1,49	1,34	0,02	1,46
345	2,71	2,75	4,29	0,09	0,07	0,01	0,00	1,29	1,46	1,37	0,02	1,48
346	2,77	2,72	4,24	0,07	0,06	0,00	0,00	1,23	1,49	1,35	0,01	1,45
347	2,75	2,69	4,28	0,12	0,05	0,00	0,00	1,25	1,44	1,34	0,01	1,48
185	2,64	2,87	4,22	0,15	0,05	0,00	0,00	1,36	1,50	1,43	0,01	1,47
186	2,68	2,79	4,23	0,12	0,08	0,00	0,00	1,32	1,47	1,39	0,01	1,48
187	2,70	2,75	4,24	0,12	0,08	0,00	0,00	1,30	1,46	1,36	0,03	1,48
189	2,69	2,78	4,24	0,12	0,08	0,00	0,00	1,31	1,47	1,38	0,02	1,48
190	2,69	2,75	4,29	0,12	0,08	0,00	0,00	1,31	1,44	1,37	0,01	1,50
191	2,74	2,67	4,32	0,12	0,06	0,00	0,00	1,26	1,41	1,33	0,00	1,50
192	2,66	2,82	4,29	0,09	0,07	0,00	0,00	1,34	1,48	1,41	0,00	1,48
193	2,67	2,79	4,33	0,09	0,06	0,00	0,00	1,33	1,46	1,39	0,00	1,49
194	2,66	2,81	4,24	0,10	0,10	0,00	0,00	1,34	1,47	1,40	0,01	1,48
195	2,67	2,77	4,35	0,08	0,07	0,00	0,00	1,33	1,44	1,38	0,00	1,50
198	2,65	2,85	4,19	0,09	0,11	0,00	0,00	1,35	1,51	1,42	0,01	1,46
199	2,66	2,79	4,31	0,10	0,08	0,00	0,00	1,34	1,44	1,38	0,02	1,50
200	2,72	2,71	4,34	0,07	0,08	0,00	0,01	1,28	1,43	1,35	0,00	1,50
201	2,71	2,68	4,41	0,06	0,08	0,00	0,00	1,29	1,39	1,34	0,01	1,52
202	2,75	2,64	4,39	0,07	0,06	0,00	0,00	1,25	1,39	1,31	0,01	1,51
203	2,72	2,68	4,38	0,07	0,06	0,00	0,00	1,28	1,40	1,33	0,02	1,51
204	2,73	2,62	4,41	0,11	0,07	0,01	0,00	1,27	1,35	1,30	0,02	1,53
207	2,82	2,68	4,06	0,19	0,07	0,00	0,00	1,18	1,50	1,33	0,03	1,44

Type/N°	Si	Al	Fe	Mg	Mn	K	Ti	AlIV	AlVI	2R3	MR3	3R2
208	2,76	2,74	4,17	0,12	0,06	0,00	0,00	1,24	1,51	1,37	0,01	1,45
217	2,76	2,68	4,25	0,15	0,06	0,00	0,00	1,24	1,43	1,34	0,00	1,49
219	2,83	2,56	4,29	0,14	0,05	0,00	0,00	1,17	1,39	1,27	0,02	1,49
220	2,78	2,64	4,29	0,12	0,05	0,00	0,00	1,22	1,42	1,31	0,03	1,49
221	2,76	2,67	4,24	0,15	0,07	0,00	0,00	1,24	1,42	1,32	0,03	1,49
222	2,77	2,69	4,16	0,18	0,07	0,01	0,00	1,23	1,46	1,33	0,03	1,47
223	2,69	2,66	4,41	0,15	0,06	0,00	0,00	1,31	1,34	1,31	0,04	1,54
224	2,74	2,66	4,34	0,13	0,05	0,00	0,00	1,26	1,40	1,33	0,00	1,51
225	2,76	2,59	4,40	0,13	0,06	0,00	0,00	1,24	1,35	1,28	0,02	1,53
226	2,71	2,69	4,34	0,13	0,05	0,00	0,00	1,29	1,40	1,32	0,05	1,51
227	2,72	2,76	4,18	0,17	0,04	0,00	0,00	1,28	1,49	1,37	0,03	1,46
228	2,76	2,64	4,27	0,19	0,06	0,00	0,00	1,24	1,40	1,32	0,00	1,51
230	2,77	2,55	4,42	0,11	0,08	0,00	0,00	1,23	1,33	1,27	0,01	1,54
232	2,79	2,64	4,25	0,12	0,06	0,00	0,00	1,21	1,43	1,31	0,02	1,48
233	2,78	2,65	4,13	0,19	0,09	0,00	0,00	1,22	1,43	1,29	0,06	1,47
235	2,80	2,56	4,38	0,12	0,06	0,00	0,00	1,20	1,36	1,28	0,01	1,52
236	2,71	2,77	4,31	0,08	0,04	0,00	0,00	1,29	1,47	1,38	0,01	1,48
237	2,71	2,70	4,40	0,05	0,08	0,00	0,00	1,29	1,41	1,34	0,02	1,51
238	2,68	2,72	4,41	0,08	0,05	0,00	0,00	1,32	1,40	1,36	0,00	1,51
239	2,73	2,63	4,42	0,08	0,07	0,00	0,00	1,27	1,36	1,30	0,03	1,52
240	2,71	2,60	4,50	0,10	0,06	0,00	0,01	1,29	1,31	1,29	0,01	1,55
241	2,72	2,59	4,48	0,14	0,05	0,00	0,00	1,28	1,31	1,29	0,00	1,56
242	2,69	2,71	4,35	0,10	0,08	0,00	0,01	1,31	1,40	1,35	0,02	1,51
244	2,73	2,77	4,08	0,20	0,09	0,00	0,01	1,27	1,50	1,38	0,02	1,46
246	2,78	2,64	4,23	0,16	0,08	0,00	0,00	1,22	1,42	1,31	0,02	1,49
248	2,75	2,67	4,34	0,09	0,05	0,01	0,00	1,25	1,42	1,32	0,02	1,49
249	2,77	2,64	4,31	0,10	0,07	0,00	0,00	1,23	1,41	1,32	0,00	1,50
250	2,77	2,64	4,34	0,07	0,07	0,00	0,00	1,23	1,41	1,31	0,02	1,49
251	2,72	2,63	4,46	0,07	0,06	0,00	0,00	1,28	1,36	1,32	0,00	1,53
252	2,69	2,61	4,53	0,06	0,07	0,01	0,00	1,31	1,31	1,29	0,04	1,56
253	2,76	2,62	4,47	0,05	0,04	0,00	0,00	1,24	1,37	1,31	0,00	1,52
254	2,71	2,67	4,43	0,07	0,05	0,00	0,00	1,29	1,38	1,33	0,01	1,52
255	2,72	2,70	4,37	0,07	0,05	0,00	0,00	1,28	1,42	1,33	0,04	1,50
256	2,68	2,74	4,38	0,07	0,08	0,00	0,00	1,32	1,42	1,37	0,00	1,51
257	2,74	2,70	4,33	0,08	0,06	0,00	0,00	1,26	1,44	1,35	0,00	1,49
258	2,73	2,68	4,38	0,08	0,05	0,00	0,00	1,27	1,41	1,34	0,00	1,50
259	2,76	2,69	4,31	0,07	0,07	0,00	0,00	1,24	1,44	1,33	0,02	1,48
260	2,79	2,60	4,34	0,11	0,07	0,00	0,00	1,21	1,39	1,29	0,01	1,51
262	2,67	2,76	4,36	0,10	0,06	0,00	0,00	1,33	1,42	1,37	0,02	1,51
263	2,72	2,71	4,32	0,10	0,07	0,00	0,00	1,28	1,43	1,35	0,00	1,49
264	2,72	2,70	4,33	0,10	0,07	0,00	0,00	1,28	1,42	1,35	0,01	1,50
265	2,69	2,77	4,28	0,10	0,07	0,00	0,00	1,31	1,47	1,39	0,00	1,48
266	2,69	2,75	4,31	0,11	0,07	0,00	0,00	1,31	1,44	1,37	0,01	1,50
267	2,69	2,74	4,30	0,11	0,07	0,00	0,00	1,31	1,44	1,37	0,00	1,49
268	2,68	2,77	4,31	0,08	0,10	0,00	0,00	1,32	1,45	1,38	0,00	1,49
269	2,74	2,74	4,23	0,11	0,08	0,00	0,00	1,26	1,47	1,37	0,00	1,47
270	2,68	2,82	4,20	0,11	0,08	0,00	0,00	1,32	1,51	1,41	0,00	1,47
271	2,57	2,88	4,39	0,10	0,06	0,00	0,00	1,43	1,44	1,44	0,00	1,52
272	2,62	2,85	4,31	0,09	0,06	0,00	0,00	1,38	1,48	1,41	0,03	1,49
273	2,68	2,73	4,41	0,07	0,06	0,00	0,00	1,32	1,41	1,36	0,01	1,52
274	2,75	2,59	4,45	0,09	0,07	0,00	0,00	1,25	1,34	1,29	0,00	1,54
275	2,74	2,66	4,36	0,08	0,07	0,00	0,00	1,26	1,40	1,32	0,01	1,50
276	2,71	2,66	4,40	0,11	0,07	0,00	0,00	1,29	1,37	1,33	0,00	1,53
277	2,75	2,63	4,42	0,07	0,05	0,00	0,00	1,25	1,39	1,31	0,01	1,51

278	2,72	2,64	4,44	0,08	0,06	0,00	0,01	1,28	1,36	1,32	0,00	1,53
279	2,76	2,56	4,50	0,08	0,05	0,00	0,00	1,24	1,33	1,28	0,00	1,54
moyenne	2,72	2,71	4,30	0,11	0,07	0,00	0,00	1,28	1,44	1,35	0,01	1,49
Σtype	0,05	0,08	0,11	0,03	0,02	0,00	0,00	0,05	0,06	0,04	0,01	0,03
Chl-mcs												
283	2,68	2,82	4,00	0,37	0,00	0,00	0,01	1,32	1,50	1,40	0,03	1,46
284	2,73	2,70	4,23	0,22	0,04	0,00	0,00	1,27	1,42	1,34	0,01	1,50
285	2,69	2,71	4,31	0,19	0,03	0,00	0,00	1,31	1,40	1,34	0,02	1,51
286	2,69	2,75	4,29	0,16	0,03	0,00	0,00	1,31	1,44	1,37	0,00	1,49
287	2,77	2,58	4,33	0,21	0,03	0,00	0,00	1,23	1,35	1,28	0,01	1,52
288	2,73	2,63	4,30	0,25	0,03	0,00	0,00	1,27	1,37	1,31	0,01	1,53
289	2,70	2,72	4,28	0,21	0,02	0,00	0,00	1,30	1,41	1,35	0,02	1,50
290	2,66	2,76	4,23	0,25	0,02	0,00	0,01	1,34	1,43	1,38	0,01	1,50
291	2,78	2,59	4,29	0,22	0,02	0,00	0,00	1,22	1,37	1,29	0,01	1,51
292	2,77	2,66	4,24	0,21	0,01	0,01	0,00	1,23	1,43	1,32	0,02	1,48
293	2,74	2,62	4,30	0,24	0,03	0,00	0,00	1,26	1,36	1,30	0,03	1,52
307	2,71	2,70	4,28	0,21	0,03	0,01	0,00	1,29	1,41	1,33	0,03	1,51
308	2,68	2,73	4,31	0,21	0,01	0,01	0,00	1,32	1,41	1,35	0,02	1,51
314	2,59	2,82	4,31	0,22	0,04	0,01	0,00	1,41	1,41	1,40	0,03	1,52
316	2,62	2,81	4,29	0,21	0,04	0,00	0,00	1,38	1,42	1,40	0,00	1,51
321	2,68	2,71	4,30	0,18	0,08	0,01	0,00	1,32	1,39	1,35	0,01	1,52
323	2,69	2,77	4,16	0,17	0,12	0,00	0,00	1,31	1,46	1,38	0,01	1,48
326	2,68	2,80	4,12	0,18	0,14	0,01	0,00	1,32	1,48	1,39	0,02	1,48
332	2,71	2,66	4,34	0,17	0,05	0,01	0,00	1,29	1,37	1,32	0,01	1,52
334	2,70	2,73	4,26	0,17	0,07	0,00	0,00	1,30	1,43	1,36	0,01	1,50
335	2,71	2,72	4,25	0,18	0,05	0,02	0,00	1,29	1,43	1,35	0,03	1,49
336	2,71	2,70	4,24	0,21	0,08	0,00	0,00	1,29	1,41	1,34	0,01	1,51
337	2,70	2,74	4,09	0,19	0,20	0,00	0,01	1,30	1,44	1,36	0,01	1,49
338	2,68	2,79	4,20	0,16	0,10	0,00	0,00	1,32	1,46	1,39	0,00	1,49
339	2,73	2,71	4,24	0,19	0,02	0,00	0,00	1,27	1,44	1,35	0,01	1,48
340	2,77	2,70	4,23	0,15	0,04	0,00	0,00	1,23	1,47	1,35	0,00	1,47
341	2,74	2,74	4,27	0,10	0,04	0,00	0,00	1,26	1,48	1,37	0,00	1,47
59	2,75	2,74	4,11	0,22	0,03	0,04	0,01	1,25	1,48	1,34	0,06	1,45
60	2,72	2,75	4,17	0,22	0,04	0,02	0,00	1,28	1,46	1,36	0,02	1,48
61	2,72	2,78	4,12	0,18	0,07	0,03	0,00	1,28	1,50	1,37	0,04	1,46
348	2,75	2,68	4,22	0,16	0,07	0,00	0,00	1,25	1,44	1,33	0,02	1,48
60	2,69	2,70	4,24	0,24	0,07	0,00	0,00	1,31	1,39	1,34	0,02	1,52
61	2,67	2,74	4,03	0,42	0,08	0,00	0,00	1,33	1,41	1,36	0,03	1,51
63	2,64	2,70	4,17	0,38	0,07	0,01	0,00	1,36	1,34	1,33	0,04	1,54
64	2,63	2,77	4,21	0,29	0,07	0,00	0,00	1,37	1,39	1,37	0,04	1,52
65	2,70	2,66	4,12	0,41	0,05	0,01	0,00	1,30	1,37	1,32	0,03	1,53
66	2,64	2,68	4,11	0,49	0,07	0,02	0,00	1,36	1,32	1,32	0,05	1,55
67	2,69	2,78	4,14	0,27	0,06	0,00	0,00	1,31	1,46	1,39	0,00	1,49
68	2,66	2,76	4,13	0,29	0,07	0,00	0,00	1,34	1,43	1,36	0,05	1,49
moyenne	2,70	2,72	4,22	0,23	0,05	0,01	0,00	1,30	1,42	1,35	0,02	1,50
Σtype	0,04	0,06	0,09	0,08	0,04	0,01	0,00	0,04	0,04	0,03	0,01	0,02
Type/N°	**Si**	**Al**	**Fe**	**Mg**	**Mn**	**K**	**Ti**	**AlIV**	**AlVI**	**2R3**	**MR3**	**3R2**

Tableau 4 : Formules structurales des chlorites observées à Tomino (Urgal).

Type	Si	Al	Fe	Mg	Mn	Ca	Na	K	Ti
Plagioclase									
	2,67	1,31	0,00	0,00	0,00	0,37	0,61	0,01	0,00
	2,66	1,31	0,01	0,00	0,00	0,39	0,62	0,01	0,00
	2,68	1,29	0,00	0,00	0,00	0,38	0,62	0,01	0,00
	2,69	1,28	0,00	0,00	0,00	0,35	0,65	0,01	0,00
	2,68	1,29	0,01	0,00	0,00	0,34	0,65	0,01	0,00
	2,67	1,33	0,00	0,00	0,00	0,36	0,62	0,01	0,00
moyenne	2,68	1,30	0,00	0,00	0,00	0,37	0,63	0,01	0,00
écartype	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00
FK-μfiss. EW (Microcline)									
	3,05	0,94	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,98	0,00
	3,05	0,93	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,93	0,00
	3,06	0,93	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,90	0,00
	3,05	0,94	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,92	0,00
	3,05	0,94	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,89	0,00
	3,04	0,94	0,01	0,00	0,00	0,00	0,07	0,92	0,00
	3,06	0,92	0,01	0,00	0,00	0,00	0,06	0,92	0,00
moyenne	3,05	0,93	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,92	0,00
écartype	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00
FK styl. (Adulaire)									
	3,06	0,92	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,97	0,00
	3,04	0,93	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,99	0,00
	3,04	0,94	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,98	0,00
	3,06	0,92	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,97	0,00
	3,05	0,92	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	1,00	0,00
	3,07	0,90	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,98	0,00
	3,07	0,90	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00	0,00
	3,05	0,92	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	1,00	0,00
moyenne	3,06	0,92	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,99	0,00
écartype	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00

Tableau 5 : Formules structurales des plagioclases de la granodiorite et des feldspaths potassiques d'altération observés à Mokrsko.

Type	Si	Al	Fe2+	Mg	Mn	Ca	Na	K	Ti	AlIV	AlVI
Hornblende actinolitique											
	7,24	1,16	2,27	2,29	0,10	1,79	0,46	0,08	0,03	0,76	0,40
	7,31	1,05	2,19	2,45	0,09	1,82	0,29	0,08	0,04	0,69	0,37
	7,36	0,91	2,42	2,35	0,08	1,75	0,37	0,08	0,04	0,64	0,27
	7,23	1,02	2,47	2,25	0,07	1,93	0,36	0,07	0,04	0,77	0,25
	7,34	0,88	2,39	2,50	0,09	1,77	0,35	0,08	0,02	0,66	0,22
	7,36	0,81	2,44	2,41	0,08	1,81	0,35	0,05	0,06	0,64	0,17
moyenne	7,31	0,97	2,36	2,38	0,08	1,81	0,36	0,07	0,04	0,69	0,28
écartype	0,06	0,13	0,11	0,09	0,01	0,06	0,05	0,01	0,01	0,06	0,09

Tableau 6 : Formules structurales des amphiboles de la granodiorite de Mokrsko.

Type	Fe2+	Mg	Mn	Ca
	0,01	0,00	0,02	1,97
	0,02	0,00	0,00	1,98
	0,02	0,00	0,03	1,95
	0,01	0,00	0,01	1,97
	0,01	0,00	0,01	1,98
	0,01	0,00	0,01	1,97
	0,01	0,01	0,02	1,96
	0,00	0,00	0,01	1,99
	0,01	0,00	0,01	1,98
	0,02	0,00	0,03	1,94
	0,00	0,00	0,02	1,98
	0,00	0,00	0,00	1,99
	0,00	0,00	0,00	2,00
	0,02	0,01	0,02	1,95
	0,02	0,01	0,02	1,95
	0,00	0,00	0,00	2,00
	0,00	0,00	0,00	2,00
	0,01	0,00	0,00	1,99
	0,00	0,00	0,00	2,00
moyenne	0,01	0,00	0,01	1,97
écartype	0,01	0,00	0,01	0,02

Tableau 7 : Formules structurales des carbonates observés à Mokrsko.

Type	Si	Al	Fe2+	Mg	Mn	Na	K	Ti	AlIV	AlVI
Biotite I saine										
	2,82	1,33	1,53	1,07	0,02	0,00	0,92	0,15	1,18	0,14
	2,81	1,34	1,53	1,00	0,02	0,02	0,84	0,19	1,19	0,15
	2,84	1,29	1,57	0,99	0,02	0,01	0,96	0,16	1,16	0,13
	2,82	1,33	1,47	1,08	0,03	0,02	0,94	0,15	1,18	0,15
	2,79	1,33	1,50	1,07	0,03	0,00	0,95	0,17	1,21	0,13
	2,82	1,31	1,49	1,03	0,02	0,02	0,93	0,19	1,18	0,13
	2,79	1,29	1,54	1,05	0,03	0,00	0,96	0,19	1,21	0,08
	2,85	1,27	1,51	1,03	0,02	0,01	0,95	0,17	1,15	0,12
	2,82	1,20	1,62	1,06	0,01	0,01	0,95	0,19	1,18	0,03
	2,84	1,23	1,53	1,09	0,01	0,02	0,95	0,18	1,16	0,07
moyenne	2,82	1,29	1,53	1,05	0,02	0,01	0,93	0,18	1,18	0,11
écartype	0,02	0,05	0,04	0,03	0,01	0,01	0,04	0,02	0,02	0,04
Bi II <- amph										
	2,98	1,15	1,42	1,38	0,01	0,01	0,87	0,03	1,02	0,13
	2,98	1,10	1,45	1,39	0,03	0,01	0,81	0,05	1,02	0,08
	2,99	1,13	1,47	1,31	0,03	0,01	0,92	0,03	1,01	0,12
	2,92	1,18	1,60	1,26	0,03	0,01	0,84	0,04	1,08	0,10
	2,95	1,15	1,48	1,30	0,02	0,02	0,88	0,06	1,05	0,10
	2,81	1,27	1,57	1,50	0,01	0,01	0,61	0,03	1,19	0,08
	3,00	1,09	1,48	1,29	0,02	0,00	0,92	0,06	1,00	0,09
	2,80	1,32	1,64	1,24	0,03	0,00	0,75	0,07	1,20	0,12
moyenne	2,93	1,17	1,52	1,33	0,02	0,01	0,82	0,05	1,07	0,10
écatype	0,08	0,08	0,08	0,09	0,01	0,01	0,10	0,01	0,08	0,02
Bi II <- Bi I blanchie										
	3,04	1,04	1,25	1,53	0,02	0,00	0,91	0,05	0,96	0,09
	3,02	1,08	1,26	1,50	0,03	0,01	0,91	0,05	0,98	0,10
	2,98	1,11	1,24	1,64	0,03	0,01	0,77	0,04	1,02	0,08
	3,04	1,08	1,25	1,49	0,01	0,02	0,90	0,03	0,96	0,12
	3,04	1,04	1,27	1,53	0,01	0,00	0,90	0,04	0,96	0,09
moyenne	3,03	1,07	1,25	1,54	0,02	0,01	0,88	0,04	0,97	0,09
écartype	0,03	0,03	0,01	0,06	0,01	0,01	0,06	0,01	0,03	0,02

Tableau 8 : Formules structurales des biotites I saines et des biotites II issues de l'altération des amphiboles et des biotites I (Mokrsko).

Type/N°	Si	Al	Fe	Mg	Mn	Ca	Na	K	Ti	AlIV	AlVI	CI	2R3	MR3	3R2	∑OCT
Mcs-fth.																
33	3,21	2,35	0,21	0,26	0,01	0,00	0,04	0,85	0,02	0,79	1,55	0,89	0,73	0,89	0,16	2,047
34	3,19	2,34	0,21	0,29	0,00	0,00	0,02	0,90	0,03	0,81	1,53	0,91	0,71	0,91	0,17	2,053
35	3,23	2,33	0,19	0,25	0,00	0,00	0,03	0,92	0,01	0,77	1,57	0,95	0,69	0,95	0,15	2,02
36	3,17	2,38	0,22	0,25	0,02	0,00	0,02	0,93	0,02	0,83	1,54	0,95	0,71	0,95	0,16	2,045
37	3,21	2,44	0,16	0,17	0,00	0,00	0,02	0,91	0,02	0,79	1,66	0,93	0,76	0,93	0,11	2,004
38	3,16	2,40	0,22	0,27	0,01	0,00	0,03	0,92	0,01	0,84	1,56	0,95	0,72	0,95	0,16	2,052
39	3,21	2,43	0,15	0,22	0,00	0,00	0,03	0,92	0,00	0,79	1,64	0,95	0,74	0,95	0,12	2,017
42	3,21	2,37	0,18	0,26	0,00	0,01	0,03	0,89	0,01	0,79	1,58	0,94	0,72	0,94	0,15	2,034
59	3,24	2,39	0,14	0,22	0,00	0,00	0,02	0,92	0,00	0,76	1,64	0,95	0,72	0,95	0,12	2,01
60	3,20	2,32	0,22	0,29	0,00	0,00	0,03	0,94	0,00	0,80	1,52	0,97	0,68	0,97	0,17	2,041
61	3,25	2,38	0,17	0,20	0,01	0,00	0,02	0,88	0,00	0,75	1,64	0,91	0,74	0,91	0,13	2,016
70	3,24	2,40	0,17	0,20	0,00	0,00	0,02	0,93	0,00	0,76	1,64	0,95	0,73	0,95	0,12	2,005
106	3,25	2,49	0,11	0,13	0,00	0,00	0,02	0,89	0,01	0,75	1,74	0,91	0,79	0,91	0,08	1,986
107	3,18	2,48	0,16	0,18	0,00	0,00	0,03	0,91	0,01	0,82	1,66	0,94	0,77	0,94	0,12	2,016
108	3,17	2,72	0,04	0,05	0,00	0,01	0,03	0,90	0,00	0,83	1,89	0,95	0,89	0,95	0,03	1,977
110	3,07	2,56	0,26	0,20	0,00	0,00	0,02	0,85	0,00	0,93	1,62	0,87	0,84	0,87	0,15	2,087
112	3,12	2,78	0,06	0,05	0,00	0,00	0,01	0,90	0,00	0,88	1,90	0,91	0,93	0,91	0,03	2,004
113	3,13	2,76	0,07	0,04	0,00	0,00	0,01	0,88	0,00	0,87	1,89	0,89	0,93	0,89	0,04	2,005
115	3,23	2,54	0,08	0,12	0,00	0,00	0,01	0,97	0,00	0,77	1,77	0,98	0,78	0,98	0,07	1,97
62	3,28	2,38	0,13	0,21	0,00	0,00	0,02	0,87	0,01	0,72	1,66	0,90	0,74	0,90	0,11	2,007
63	3,25	2,39	0,14	0,20	0,00	0,00	0,02	0,92	0,02	0,75	1,63	0,94	0,72	0,94	0,11	1,994
moyenne	3,20	2,46	0,16	0,19	0,00	0,00	0,02	0,90	0,01	0,80	1,66	0,93	0,76	0,93	0,12	2,019
écartype	0,05	0,14	0,06	0,08	0,00	0,00	0,01	0,03	0,01	0,05	0,12	0,03	0,07	0,03	0,04	0,028
Mcs-µfiss.																
7	3,23	2,39	0,18	0,21	0,00	0,00	0,02	0,91	0,01	0,77	1,62	0,94	0,73	0,94	0,13	2,013
8	3,15	2,44	0,20	0,22	0,00	0,00	0,03	0,96	0,01	0,85	1,59	0,99	0,72	0,99	0,14	2,024
9	3,21	2,41	0,18	0,22	0,00	0,00	0,03	0,91	0,01	0,79	1,62	0,94	0,74	0,94	0,13	2,021
10	3,24	2,35	0,17	0,24	0,00	0,00	0,01	0,96	0,01	0,76	1,58	0,97	0,69	0,97	0,14	2,007
18	3,32	2,22	0,19	0,23	0,00	0,00	0,04	0,93	0,01	0,68	1,54	0,97	0,62	0,97	0,14	1,977
22	3,21	2,35	0,21	0,22	0,00	0,00	0,04	0,94	0,01	0,79	1,56	0,98	0,69	0,98	0,14	2,005
23	3,25	2,37	0,16	0,24	0,00	0,00	0,03	0,85	0,01	0,75	1,63	0,89	0,74	0,89	0,13	2,029
24	3,27	2,33	0,17	0,23	0,00	0,00	0,05	0,91	0,00	0,73	1,59	0,96	0,69	0,96	0,14	2,002
moyenne	3,24	2,36	0,18	0,23	0,00	0,00	0,03	0,92	0,01	0,76	1,59	0,95	0,70	0,95	0,14	2,01
écartype	0,05	0,06	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,05	0,03	0,03	0,04	0,03	0,01	0,016

Tableau 9 : Formules structurales des K-micas d'altération observés à Mokrsko.

Type/N°	Si	Al	Fe3+	Mg	Mn	Ca	Na	K	2R3	MR3	3R2	∑oct
47	4,06	3,72	0,13	0,06	0,00	0,03	0,01	0,01	1,83	0,07	0,07	3,91
50	4,01	3,58	0,29	0,12	0,01	0,03	0,01	0,01	1,75	0,09	0,14	4,00
52	4,14	3,72	0,03	0,06	0,00	0,02	0,00	0,02	1,83	0,07	0,03	3,81
53	4,10	3,82	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	1,91	0,01	0,02	3,87
64	4,11	3,75	0,06	0,03	0,00	0,01	0,01	0,01	1,85	0,05	0,03	3,84
65	4,18	3,65	0,04	0,07	0,00	0,02	0,01	0,02	1,79	0,07	0,04	3,76
67	4,15	3,71	0,04	0,05	0,00	0,02	0,01	0,01	1,82	0,07	0,03	3,80
68	4,13	3,70	0,04	0,07	0,00	0,04	0,02	0,03	1,79	0,12	0,04	3,81
69	4,13	3,70	0,04	0,07	0,00	0,04	0,02	0,03	1,79	0,12	0,04	3,81
	4,13	3,70	0,04	0,07	0,00	0,04	0,02	0,03	1,79	0,12	0,04	3,81
	4,11	3,71	0,07	0,06	0,00	0,03	0,01	0,02	1,81	0,08	0,05	3,84
	0,05	0,06	0,08	0,03	0,00	0,01	0,01	0,01	0,04	0,04	0,04	0,07

Tableau 10 : Formules structurales des kaolinites observées à Mokrsko.

Type/N°	Si	Al	Fe	Mg	Mn	Na	K	Ti	AlIV	AlVI	2R3	MR3	3R2
Chl-Bi													
33	2,93	2,20	2,75	2,02	0,05	0,02	0,00	0,00	1,07	1,13	1,08	0,04	1,61
34	2,78	2,49	2,88	1,72	0,05	0,00	0,00	0,01	1,22	1,27	1,24	0,02	1,55
35	2,80	2,48	2,81	1,78	0,06	0,00	0,02	0,01	1,20	1,27	1,23	0,02	1,55
36	2,82	2,51	2,95	1,55	0,07	0,00	0,01	0,01	1,18	1,33	1,25	0,02	1,53
37	2,80	2,46	2,92	1,68	0,06	0,01	0,01	0,01	1,20	1,26	1,21	0,03	1,56
98	2,92	2,33	2,54	2,04	0,05	0,02	0,00	0,00	1,08	1,25	1,16	0,02	1,54
99	2,95	2,26	2,61	2,02	0,06	0,00	0,00	0,01	1,05	1,21	1,13	0,00	1,56
142	2,95	2,28	2,35	2,26	0,04	0,00	0,00	0,00	1,05	1,23	1,12	0,03	1,55
moyenne	2,87	2,38	2,73	1,88	0,05	0,01	0,00	0,01	1,13	1,24	1,18	0,02	1,56
écartype	0,08	0,12	0,21	0,24	0,01	0,01	0,01	0,01	0,08	0,06	0,06	0,01	0,02
Chl-amph.													
93	3,21	1,98	2,37	1,86	0,04	0,00	0,24	0,11	0,79	1,18	0,86	0,26	1,43
94	3,18	2,09	2,42	1,96	0,03	0,02	0,02	0,00	0,82	1,27	0,96	0,18	1,47
95	3,18	2,10	2,47	1,87	0,03	0,01	0,00	0,00	0,82	1,28	0,97	0,17	1,46
96	3,09	2,22	2,48	1,91	0,05	0,00	0,00	0,00	0,91	1,31	1,06	0,09	1,48
141	3,19	2,03	2,25	2,09	0,02	0,01	0,21	0,04	0,81	1,22	0,89	0,26	1,45
moyenne	3,17	2,08	2,40	1,94	0,04	0,01	0,09	0,03	0,83	1,25	0,95	0,19	1,46
écartype	0,05	0,09	0,09	0,09	0,01	0,01	0,12	0,05	0,05	0,05	0,08	0,07	0,02
Chl-µfiss. EW													
24	2,96	2,29	2,53	2,03	0,04	0,00	0,00	0,01	1,04	1,25	1,13	0,02	1,53
25	2,96	2,25	2,49	2,10	0,05	0,00	0,00	0,01	1,04	1,22	1,11	0,04	1,55
26	3,00	2,17	2,52	2,13	0,04	0,00	0,00	0,01	1,00	1,18	1,07	0,03	1,56
moyenne	2,98	2,24	2,51	2,09	0,04	0,00	0,00	0,01	1,02	1,22	1,10	0,03	1,55
écartype	0,02	0,06	0,02	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,03	0,01	0,01
Chl-styl.													
1	3,15	2,18	2,60	1,75	0,03	0,00	0,00	0,00	0,85	1,33	1,04	0,09	1,46
2	3,12	2,10	2,69	1,83	0,04	0,00	0,00	0,00	0,88	1,22	1,01	0,08	1,52
3	3,04	2,19	2,73	1,84	0,03	0,00	0,00	0,00	0,96	1,22	1,05	0,09	1,53
20	3,16	2,04	2,69	1,85	0,04	0,01	0,00	0,00	0,84	1,20	0,98	0,09	1,53
84	3,08	2,20	2,56	1,89	0,04	0,02	0,01	0,00	0,92	1,27	1,03	0,13	1,50
85	3,07	2,20	2,51	1,89	0,05	0,01	0,00	0,00	0,93	1,27	1,05	0,11	1,48
88	3,06	2,19	2,58	1,93	0,04	0,00	0,00	0,00	0,94	1,25	1,06	0,08	1,52
90	3,15	2,23	2,39	1,83	0,03	0,05	0,00	0,00	0,85	1,38	1,02	0,19	1,42
moyenne	3,10	2,17	2,59	1,85	0,04	0,01	0,00	0,00	0,90	1,27	1,03	0,11	1,49
écartype	0,05	0,06	0,11	0,05	0,01	0,02	0,00	0,00	0,05	0,06	0,03	0,04	0,04
Chl-µfiss. NS													
1	3,12	2,58	2,87	0,95	0,02	0,00	0,06	0,00	0,88	1,70	1,24	0,10	1,28
3	3,00	2,62	3,00	0,98	0,01	0,00	0,04	0,01	1,00	1,63	1,27	0,08	1,33
4	2,94	2,61	3,38	0,78	0,01	0,00	0,04	0,00	1,06	1,54	1,25	0,10	1,39
5	3,03	2,66	2,90	0,98	0,00	0,01	0,05	0,00	0,97	1,69	1,27	0,11	1,29
15	3,10	2,64	2,75	1,03	0,00	0,04	0,06	0,00	0,90	1,74	1,27	0,11	1,26
16	3,12	2,69	2,88	0,73	0,00	0,10	0,07	0,00	0,88	1,81	1,25	0,20	1,20
17	3,02	2,59	3,00	1,02	0,01	0,04	0,06	0,00	0,98	1,61	1,24	0,12	1,34
21	3,03	2,61	2,91	1,04	0,00	0,06	0,04	0,00	0,97	1,64	1,24	0,14	1,32

moyenne	3,04	2,63	2,96	0,94	0,01	0,03	0,05	0,00	0,96	1,67	1,25	0,12	1,30
écartype	0,06	0,04	0,19	0,12	0,01	0,04	0,01	0,00	0,06	0,08	0,02	0,04	0,06
Type/N°	**Si**	**Al**	**Fe**	**Mg**	**Mn**	**Na**	**K**	**Ti**	**AlIV**	**AlVI**	**2R3**	**MR3**	**3R2**
Chl-sulf.													
144	3,28	2,02	2,81	1,48	0,03	0,02	0,00	0,00	0,72	1,30	0,92	0,19	1,44
146	3,25	2,06	2,93	1,34	0,03	0,03	0,02	0,00	0,75	1,31	0,91	0,23	1,43
1	3,29	1,85	2,67	1,70	0,04	0,01	0,14	0,04	0,71	1,14	0,78	0,29	1,47
6	3,31	1,89	2,33	1,91	0,05	0,01	0,23	0,05	0,69	1,20	0,80	0,29	1,43
8	3,35	1,99	2,81	1,36	0,02	0,01	0,02	0,00	0,65	1,35	0,88	0,23	1,40
9	3,38	1,99	2,65	1,44	0,02	0,02	0,02	0,00	0,62	1,38	0,86	0,26	1,37
11	3,27	2,06	2,61	1,52	0,04	0,01	0,31	0,00	0,73	1,33	0,84	0,37	1,39
12	3,34	1,88	2,38	1,80	0,04	0,01	0,30	0,04	0,66	1,22	0,75	0,37	1,41
13	3,25	2,08	2,60	1,54	0,04	0,00	0,32	0,00	0,75	1,33	0,85	0,37	1,39
14	3,19	2,08	2,85	1,54	0,03	0,01	0,01	0,00	0,81	1,27	0,96	0,15	1,47
moyenne	3,29	1,99	2,66	1,56	0,03	0,01	0,14	0,01	0,71	1,28	0,86	0,28	1,42
écartype	0,06	0,09	0,20	0,19	0,01	0,01	0,14	0,02	0,06	0,07	0,07	0,08	0,03
Chl-fth.													
57	3,27	2,72	2,73	0,54	0,01	0,01	0,03	0,00	0,73	2,00	1,28	0,16	1,09
72	3,38	2,86	2,43	0,32	0,01	0,25	0,00	0,00	0,62	2,24	1,25	0,36	0,92
74	3,40	2,75	2,54	0,46	0,00	0,02	0,01	0,00	0,60	2,15	1,30	0,16	1,00
49	3,38	3,14	1,91	0,57	0,01	0,01	0,00	0,00	0,62	2,52	1,53	0,08	0,83
moyenne	3,36	2,87	2,40	0,47	0,01	0,07	0,01	0,00	0,64	2,23	1,34	0,19	0,96
écartype	0,06	0,19	0,35	0,11	0,00	0,12	0,01	0,00	0,06	0,22	0,13	0,12	0,11
Type/N°	**Si**	**Al**	**Fe**	**Mg**	**Mn**	**Na**	**K**	**Ti**	**AlIV**	**AlVI**	**2R3**	**MR3**	**3R2**

Tableau 11 : Formules structurales des chlorites observées à Mokrsko.

ANNEXE IV

GÉOCHIMIE DES FLUIDES

	Fluides aquo-carboniques dominants						Lw1		Lw2
	Cor-10	181,8	323,3	348,6	419,7	464,3	527	527,6	541,75
Na	3909	5206	5987	6651	6756	4425	4240	4231	35748
K	6460	2166	3141	886	741	2615	5246	7139	2109
Ca	599	904	797	2622	600	996	500	508	11622
Mg	67	23	172	35	63	90	79	90	125
Ba	id	7	17	41	8	11	17	16	21
Li	52	24	13	98	50	15	10	121	id
Sr	37	49	72	45	46	57	50	42	286
Rb	91	23	13	na	5	28	34	na	na
Cs	13	15	13	na	11	13	6	na	na
Fe	408	88	484	231	125	73	75	153	500
Mn	183	103	111	13	69	111	35	85	583
Pb	id	id	id	na	id	id	id	na	na
Zn	id	id	id	51	id	id	id	16	id
Cu	13	7	41	45	69	28	40	63	id
B	78	120	229	605	238	35	236	232	300
F	id	id	id	id	id	id	id	id	id
Cl	7766	7485	7277	7715	8466	8324	8369	7028	71987
Br	29	36	28	48	55	28	21	13	54
I	0,3	0,8	0,1	0,4	0,3	0,6	0,6	0,2	0,6
SO4	1226	1460	1566	763	340	713	466	1828	2399
Σ+/-	1,32	1,2	1,35	1,13	1,12	1,21	1,12	1,34	1,02

Tableau 1 : Compositions des inclusions fluides de Corcoesto obtenues par analyse après écrasement et lessivage ("Cruch-leach").
na = non analysé.
id = inférieur à la limite de détection.
Lw1 = fluides aqueux peu salés.
Lw2 = fluides aqueux à salinité variable.

	Na/K	Na/Ca	Cl/Na	Br/Cl	Cl/SO4	I/Cl (10-5)
1	1,6	14,4	1,62	0,0070	4,6	1,4
2	3,5	8,2	1,32	0,0104	18,5	7,88
3	1,2	11,5	1,11	0,0083	9,2	9,66
4	1,8	11,5	1,77	0,0092	-	21,84
5	11,7	5,2	1,39	0,0095	12,3	4,65
7	4,5	8,2	1,2	0,0070	12,3	18,61
8	11,7	8,2	1,34	0,0115	7,4	4,65
9	8,4	8,2	1,74	0,0119	7,4	3,94
10	1,4	9,6	1,39	0,0050	4,6	14,68
12	5,8	4,1	1,59	0,0104	37	23,27
13	11,7	57,5	1	0,0083	18,5	23,98
14	8,2	14,4	1,09	0,0083	12,3	10,74
16	3,4	3,8	1,66	0,0108	37	1,18

Tableau 2 : Rapports entre éléments chimiques obtenus par analyse "Cruch-leach" des inclusions fluides de Tomino.

	Mok 5	Mok 6	Mok 30-33	Mok 34	Mok 36
Na	10000	10000	10000	10000	10000
K	1361	ct	ct	3139	2519
Ca	46903	ct	ct	199372	59206
Mg	243	ct	ct	908	443
Ba	221	ct	ct	986	4045
Li	376	ct	ct	112	76
Sr	166	ct	ct	695	198
Fe	2235	ct	ct	3969	2610
Mn	365	ct	ct	1423	580
Zn	265	ct	ct	nd	nd
Cu	22	ct	ct	34	nd
I	1,39	<0,89	< 0,65	<1,38	7,32
B	487			493	505
F	1687	2124	2140	910	1168
Cl	7382	4137	3308	8296	7434
Br	21,3	19,1	11,8	8,3	7,6
SO4	981	1788	14865	743	1063

Tableau 3 : Compositions des inclusions fluides de Mokrsko obtenues après écrasement et lessivage ("Cruch-leach").
- Les quantités (en ppm) sont normalisées à 10000 ppm Na.
- Mok 5, Mok 34 et Mok 36 : Filons.
- Mok 6 et Mok 30-33 : Fentes de tension.
- ct : contaminé ; nd : non détecté.

Service Commun de la Documentation
INPL
Nancy-Brabois

INSTITUT NATIONAL
POLYTECHNIQUE
DE LORRAINE

AUTORISATION DE SOUTENANCE DE THESE DU DOCTORAT DE L'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

o0o

VU LES RAPPORTS ETABLIS PAR :
Madame MOINE Bernard, Directeur de Recherche CNRS, Université P. Sabatier TOULOUSE III,
Monsieur NORONHA Fernando, Professeur, Museu e Laboratorio Mineralogico e Geologico da Faculdade de Ciencias PORTUGAL.

Le Président de l'Institut National Polytechnique de Lorraine, autorise :

NANCY BRABOIS
2, AVENUE DE LA
FORET-DE-HAYE
BOITE POSTALE 3
F - 5 4 5 0 1
VANDŒUVRE CEDEX

Monsieur BARAKAT Ahmed

à soutenir devant l'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE, une thèse intitulée :
"Percolations fluides et transferts de métaux : les gisements d'or intragranitiques d'europe de l'ouest (corcoesto, tomino (galice), mokrsko (république tchèque))".

en vue de l'obtention du titre de :

DOCTEUR DE L'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

Spécialité : **"GÉOSCIENCES"**

Fait à Vandoeuvre le, **31 Août 1995**
Le Président de l'I.N.P.L.,
M. LUCIUS

INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE NANCY

TEL. 33/83.59.59.59
FAX. 33/83.59.59.55