



HAL
open science

Géologie de la partie Nord de l'Ophiolite d'Oman : pétrologie et géochimie de la séquence plutonique du massif de Fizh (Oman)

Atman Madi

► **To cite this version:**

Atman Madi. Géologie de la partie Nord de l'Ophiolite d'Oman : pétrologie et géochimie de la séquence plutonique du massif de Fizh (Oman). Géochimie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1995. Français. NNT : . tel-00685700

HAL Id: tel-00685700

<https://theses.hal.science/tel-00685700>

Submitted on 5 Apr 2012

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

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

MADI (A)



THESE
PRESENTEE PAR

Atman MADI

POUR OBTENIR LE TITRE DE DOCTEUR
DE L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I
(ARRETES MINISTERIELS DU 5 JUILLET 1984 ET DU 23 NOVEMBRE 1988)

(SPECIALITE : SCIENCES DE LA TERRE)

**GEOLOGIE DE LA PARTIE NORD DE L'OPHIOLITE D'OMAN.
PETROLOGIE ET GEOCHIMIE DE LA SEQUENCE PLUTONIQUE
DU MASSIF DE FIZH.**

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
15, RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TÉL. (33) 76 63 59 66
FAX. (33) 76 87 82 43

9 - MARS 1999

Date de soutenance : 25 Mai 1995

Composition du jury

| | | |
|----------------|---------------------------------------|--------------------|
| MM. J. MARCOUX | Professeur, Université Paris VII | Président |
| M. PIBOULE | Professeur, UJF, Grenoble | Directeur de thèse |
| T. JUTEAU | Professeur, UBO, Brest | Rapporteur |
| H. WHITECHURCH | Professeur, Université La Rochelle | Rapporteur |
| M. BEURRIER | Ingénieur, BRGM, Orléans | Examinateur |
| J. AMOSSE | Directeur de recherche, UJF, Grenoble | Examinateur |

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
15, RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TÉL. (33) 76 63 59 66
FAX. (33) 76 87 82 43

THESE
PRESENTEE PAR

Atman MADI

POUR OBTENIR LE TITRE DE DOCTEUR
DE L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I
(ARRETES MINISTERIELS DU 5 JUILLET 1984 ET DU 23 NOVEMBRE 1988)

(SPECIALITE : SCIENCES DE LA TERRE)

**GEOLOGIE DE LA PARTIE NORD DE L'OPHIOLITE D'OMAN.
PETROLOGIE ET GEOCHIMIE DE LA SEQUENCE PLUTONIQUE
DU MASSIF DE FIZH.**

Date de soutenance : 25 Mai 1995

Composition du jury

| | | |
|----------------|---------------------------------------|--------------------|
| MM. J. MARCOUX | Professeur, Université Paris VII | Président |
| M. PIBOULE | Professeur, UJF, Grenoble | Directeur de thèse |
| T. JUTEAU | Professeur, UBO, Brest | Rapporteur |
| H. WHITECHURCH | Professeur, Université La Rochelle | Rapporteur |
| M. BEURRIER | Ingénieur, BRGM, Orléans | Examineur |
| J. AMOSSE | Directeur de recherche, UJF, Grenoble | Examineur |

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
15, RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TÉL. (33) 76 63 59 66
FAX. (33) 76 87 82 43

102 025 77

A LA MEMOIRE DE REUBER INGRID

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
15, RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TÉL. (33) 76 63 59 66
FAX. (33) 76 87 82 43

Remerciements

A la mémoire de Melle I. Reuber, mon directeur de thèse qui fût portée disparue au Nord du Pakistan. Elle m'a initié à la géologie des ophiolites omanaises pendant le peu de temps qu'on a travaillé ensemble.

A la fin de ce travail, je tiens à remercier toutes les personnes de mon entourage professionnel et amical qui, à Mascate comme à Grenoble ont su me prodiguer les appuis techniques et moraux nécessaires à sa réalisation.

Je pense tout d'abord à Monsieur M. Piboule mon directeur de thèse qui m'a rendu plus confiant de ce travail.

Ma reconnaissance va aussi à Monsieur G. Mascle, Directeur de la formation doctorale, qui m'a accueilli au sein du laboratoire de géologie alpine.

J'exprime ma gratitude à Monsieur T. Juteau qui a accepté de juger ce travail. De plus, l'intérêt qu'il a toujours manifesté pour mon travail fut pour moi une motivation supplémentaire.

Mes remerciements les plus sincères aux membres de jury qui ont accepté de juger ce travail:

Mr. H. Whitechurh, professeur à l'Université de la Rochelle

Mr. J. Marcoux, professeur à l'Université Paris VII

Mr. M. Beurrier, ingénieur BRGM à Orléans

Mr. J. Amossé, Directeur de recherche à l'Université de Grenoble I

Ma reconnaissance et mes remerciements au Ministère du Pétrole et des Minerais du Sultanat d'Oman, Mr. H. Al Azri Directeur de la division Géologie, au BRGM (Mascate) et surtout Mrs. M. Beurrier et J. Lemétour, qui nous ont aidé durant les deux missions.

J'exprime ma profonde reconnaissance envers Monsieur G. Poupeau, les membres du Laboratoire de Géophysique Nucléaire qui m'ont aidé à mener bien ce travail.

J'exprime mes remerciements à Mrs. F. Debon, J. Cochet, M. Bohn, Mme Uselle, Mme Keller, Mr. Audebau, Mme Revol, Mme Arnaud, Mme Labrin, François, Francis, Patrick...

Je tiens à remercier également Mme. Leproux et Mme Tournaire de leur aide morale et matérielle et la direction, le personnel du Lycée Horticole de Saint Ismier.

Ma sympathie va aussi à Isma ma collègue de travail surtout en Oman, Khalid, Ali, Olivier, Ludovic, Yves, Nathalie, Adil, Christophe...

Je n'oublie pas ma grande amitié envers N. Sabil dont le courage et la sympathie m'ont tellement aidé dans les moments les plus durs. De même, je remercie infiniment J. Steimer et Catherine pour leur aide dans les derniers souffles.

Table des matières

Table des matières

INTRODUCTION

| | |
|--|----|
| I- GEOLOGIE DE L'OPHIOLITE D'OMAN | 3 |
| I-1- Introduction | 3 |
| I-2- Cadre géologique | 9 |
| I-3- Travaux antérieurs | 11 |
| I-3-1- Aperçu général | 11 |
| I-3-2- Hypothèses et résultats | 12 |
| II- MODELISATION DES CHAMBRES MAGMATIQUES DANS L'OPHIOLITE D'OMAN | 15 |
| II-1- Les chambres magmatiques permanentes («steady state») | 15 |
| II-2- Les chambres magmatiques transitoires ou emboîtées | 19 |
| III- CRISTALLISATION FRACTIONNEE ET VARIATIONS CRYPTIQUES | 21 |
| IV- BLOC DE FIZH | 21 |
| IV-1- Introduction | 21 |

1ère PARTIE

ETUDE STRUCTURALE DU MASSIF DE FIZH (Partie Nord de l'ophiolite d'Oman)

PRESENTATION DU MASSIF ETUDIE

| | |
|--|----|
| I- INTRODUCTION | 27 |
| I-1- Travaux antérieurs | 27 |
| I-2- But et méthodes | 29 |
| II- ETUDE DES COUPES SYNTHETIQUES (FIG. 17C) | 32 |
| II-1- wadi Fizh | 32 |
| a- wadi Fizh - Nord (coupe 1) | 37 |
| b- wadi Fizh - Sud (coupe 2) | 37 |

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

| | |
|---|----|
| II-2- Wadi Khabiyat | 38 |
| a- wadi Khabiyat - Nord (coupe 3) | 38 |
| b- wadi Khabiyat - Sud (coupe 4) | 38 |
| II-3- Wadi Bani Umar | 39 |
| a- wadi Bani Umar - Nord (coupe 5) | 39 |
| b- wadi Bani Umar - Sud (coupe 6) | 39 |
| III- LES RELATIONS ENTRE LES DIFFERENTS CORPS MAGMATIQUES | 41 |
| III-1- La séquence mantellique | 41 |
| III-2- La zone de transition croûte-manteau | 44 |
| III-3- Les cumulats ultramafiques et mafiques | 45 |
| a- Les dunites | 45 |
| b- La série wehrlitique | 46 |
| c- Les pyroxénites | 49 |
| d- Les séries gabbroïques | 52 |
| III-4- Le réseau filonien | 58 |
| a- Les pyroxénites | 59 |
| b- Les gabbros à textures variées | 59 |
| c- les roches acides | 61 |
| d- les diabases | 61 |
| e- les anorthosites | 62 |
| IV- ANALYSE DES SEQUENCES STRATIGRAPHIQUES ET DES DONNEES STRUCTURALES | 62 |
| IV-1- Analyse des séquences stratigraphiques | 62 |
| IV-2- Analyse des données structurales (fig. 30) | 66 |
| V- RELATIONS ENTRE LES DIFFERENTS CORPS MAGMATIQUES | 74 |
| V-1- La série gabboïque litée | 74 |
| V-2- La série wehrlitique | 74 |
| V-3- Les pyroxénites | 75 |
| V-4- Les gabbronorites | 75 |
| VI- MODELES ET SYNTHESE | 76 |
| VI-1- Modèle de zone transformante | 76 |
| VI-2- Modèle d'un OSC | 76 |
| VI-3- Discussion et approche géodynamique | 77 |
| VI-4- Modèle synthétique | 79 |
| VII- CONCLUSION | 82 |

2ème PARTIE

CHAPITRE I

ETUDE PETROLOGIQUE DES ROCHES ACIDES ASSOCIEES AUX OPHIOLITES. GISEMENTS DES TERMES GRANITIQUES DE L'OPHIOLITE D'OMAN

| | |
|--|-----|
| I - LES PLAGIOGRANITES: SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE | 87 |
| I-1- Présentation | 87 |
| I-2- Définition et historique | 87 |
| I-3- Hypothèses concernant la genèse des plagiogranites | 88 |
| a- La cristallisation fractionnée | 88 |
| b- Immiscibilité | 90 |
| c- Fusion partielle | 90 |
| d- Modifications post-magmatiques | 91 |
| e- Conclusion | 91 |
| I-4- Caractéristiques minéralogiques | 91 |
| I-5- Textures | 92 |
| I-6- Composition chimique: généralités | 92 |
| I-7 - La composition en éléments traces des plagiogranites | 94 |
| II- TRAVAUX SUR LES PLAGIOGRANITES OMANAIS ET LES GRANITES ASSOCIES A L'OPHIOLITE; BUT DU TRAVAIL | 97 |
| II-1- Introduction | 97 |
| II-2- But du travail | 100 |
| II-3- Gisements des roches acides de l'unité de Fizh | 100 |

CHAPITRE II

ETUDE PETROGRAPHIQUE DES SERIES PLUTONIQUES ACIDES DE L'OPHIOLITE D'OMAN (Massifs de Fizh et des Emirats)

| | |
|---|-----|
| I- LES GRANITES A BIOTITE ET LES LEUCOGRANITES ASSOCIES | 103 |
| I-1- Les granites à biotite | 103 |
| a- Texture et structure | 103 |
| b- Associations minérales | 103 |
| c- Fabrication | 105 |
| I-2- Les leucogranites | 105 |
| a- Texture et structure | 105 |

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

| | |
|--|------------|
| b-Phases minérales | 105 |
| c- Fabrique | 106 |
| II- LES GRANODIORITES ET LES DIORITES QUARTZIQUES | 107 |
| II-1- Les diorites quartziques | 107 |
| a- Texture et structure | 107 |
| b- Associations minérales | 108 |
| II-2- Les granodiorites | 108 |
| a- Texture et structure | 108 |
| b- Paragénèses minérales | 109 |
| c- Fabrique | 109 |
| III- LES SERIES PLAGIOGRANITQUES | 110 |
| III-1- Les diorites et les diorites quartziques | 110 |
| a- Texture et structure | 110 |
| b- Associations minérales | 111 |
| c- Relations avec les trondhjémites (fig. 37) | 113 |
| d- Texture | 113 |
| III-2- Les trondhjémites | 113 |
| a- Texture et structure | 113 |
| b- Associations minérales | 115 |
| c- Fabrique | 115 |
| III-3- les plagiogranites s.s | 115 |
| a- Texture et structure | 116 |
| b- Paragénèses minérales | 117 |
| c- Fabrique | 117 |
| d- Altération | 117 |
| IV- CONCLUSIONS | 117 |

CHAPITRE III

ETUDE GEOCHIMIQUE DES DIFFERENTES SERIES ACIDES

| | |
|---|------------|
| I- LES SERIES GRANITQUES | 124 |
| I-1- Eléments majeurs | 124 |
| I-2- Les éléments traces | 132 |
| I-3- Les terres rares | 136 |
| I-4- Conclusion | 139 |
| II- TYPE GRANODIORITIQUE | 140 |
| II-1- Les granodiorites et les diorites quartziques | 140 |
| II-1-1- Eléments majeurs | 140 |
| II-1-2- Eléments traces | 145 |
| II-1-3- Les terres rares | 150 |
| II-1-4- Conclusions | 153 |

| | |
|---|------------|
| III- LES SERIES PLAGIOGRANITQUES | 154 |
| III-1- Eléments majeurs | 154 |
| III-2- Eléments traces | 161 |
| III-3- Les terres rares | 164 |
| III-4- Conclusion | 166 |

| | |
|--|------------|
| IV- DISCUSSION ET CARACTERISATION DES DIFFERENTS TYPES DE GRANITOIDES | 166 |
|--|------------|

| | |
|---|------------|
| V- PETROGENESE DES SERIES GRANITQUES | 174 |
|---|------------|

| | |
|------------------------------|------------|
| VI- CONCLUSIONS | 175 |
|------------------------------|------------|

3ème PARTIE

CHAPITRE I

GISEMENTS ET PETROGRAPHIE DES ROCHES ULTRABASIQUES ET BASIQUES DE LA SEQUENCE CRUSTALE DU MASSIF DE FIZH (Planche III)

| | |
|--|------------|
| I- INTRODUCTION | 179 |
| II - LES DUNITES | 179 |
| II-1- Introduction | 179 |
| II-2- Etude pétrographique des dunites du massif de Fizh | 180 |
| III- LES WEHLITES (PLANCHE IV) | 183 |
| III-1- Introduction | 183 |
| III-2- Les wehlites du massif de Fizh | 184 |
| a- gisements | 184 |
| b- Pétrographie | 185 |
| IV - LES TROCTOLITES | 187 |
| IV-1- Introduction | 187 |
| IV-2- Pétrographie | 187 |
| V - LES GABBROS MASSIFS A OLIVINE | 188 |
| V-1- Introduction | 188 |
| V-2- Pétrographie | 188 |
| VI - LES PYROXENITES (PLANCHE IV) | 189 |

| | |
|--|-----|
| VI-1- Introduction | 189 |
| VI-2- Pétrographie | 189 |
| VII - LES GABBRONORITES (PLANCHE IV) | 190 |
| VII-1- Introduction | 190 |
| VII-2- Pétrographie | 191 |
| VIII- CONCLUSIONS | 192 |

CHAPITRE II

ETUDE MINERALOGIQUE DES ROCHES BASIQUES ET ULTRABASIQUES DE LA SEQUENCE CRUSTALE DU BLOC DE FIZH

| | |
|---|-----|
| I- INTRODUCTION | 194 |
| II - CHIMIE DES PHASES MINERALES (CF. ANNEXE) | 194 |
| II-1- le spinelle chromifère | 198 |
| II-2- l'olivine | 201 |
| II-3- le clinopyroxène | 201 |
| II-4- L'orthopyroxène | 213 |
| II-5- le plagioclase | 214 |
| II-6- Les oxydes de fer et ferro-titanés | 215 |
| II-7- L'amphibole | 216 |
| II-8- Discussion et conclusions | 218 |

CHAPITRE III

GEOCHIMIE DES ROCHES BASIQUES ET ULTRABASIQUES

| | |
|---|-----|
| I- INTRODUCTION | 226 |
| II- Eléments majeurs (cf. Annexe) | 226 |
| II-1- Résultats analytiques | 226 |
| II-2- Conclusions | 236 |
| III- ELEMENTS TRACES | 236 |
| III-1- Résultats analytiques | 236 |
| III-2- Conclusions | 240 |
| IV- CONCLUSIONS | 241 |

CHAPITRE IV

PETROGENESE ET CONCLUSION

| | |
|--|-----|
| I- PETROGENESE | 242 |
| I-1- Diagramme plagioclase/clinopyroxène/olivine (fig. 105a) | 242 |
| I-2- Diagramme olivine/quartz/plagioclase (fig. 105b) | 243 |
| II- CONCLUSION | 244 |

4EME PARTIE

ETUDE METALLOGENIQUE

CHAPITRE I

LES GISEMENTS DE CHROMITE

| | |
|--|-----|
| I- INTRODUCTION | 246 |
| I-1- La chromite | 246 |
| I-2- Mode de gisement | 246 |
| II- GISEMENTS A CHROMITE DANS L'OPHIOLITE D'OMAN | 249 |
| II-1- Introduction | 249 |
| II-2- Etude des gisements de chromites du wadi Fizh | 250 |
| II-2-1- Mode de gisement et pétrographie (planche I) | 250 |
| II-2-2- Conclusions | 254 |

CHAPITRE II

CARACTERISATION GEOCHIMIQUE DES DIFFERENTS TYPES DE CHROMITE

| | |
|---|-----|
| I- GENERALITES | 257 |
| II- RESULTATS ET INTERPRETATIONS | 257 |
| II-1- Résultats analytiques | 257 |
| II-2- Estimation de la composition des liquides en équilibre avec les chromites | 265 |
| III- DISCUSSION ET INTERPRETATIONS | 270 |
| III-1- Les chromites podiformes et magmatiques | 270 |
| III-2- Les chromites résiduelles | 271 |
| IV- CONCLUSIONS | 271 |

CHAPITRE III

LES SULFURES DE LA SEQUENCE CRUSTALE DE FIZH

| | |
|--|-----|
| I- GENERALITES | 273 |
| I-1- Les sulfures d'origine magmatique | 273 |
| I-2- Les sulfures hydrothermaux | 274 |
| II- PETROGRAPHIE DES SULFURES | 274 |
| II-1- Les sulfures d'origine magmatique (planche II) | 274 |
| II-2- Les sulfures hydrothermaux | 275 |
| III- GEOCHIMIE DES SULFURES | 276 |
| III-1- Compositions des phases sulfurées | 276 |
| a- Les sulfures magmatiques | 276 |
| b- Les sulfures hydrothermaux | 284 |
| III-2- Caractéristiques chimiques des phases sulfurées | 284 |
| III-3- Caractérisation des sulfures primaires dans les roches ultrabasiqes et basiques | 288 |
| III-4- Quelques caractéristiques chimiques des phases sulfurées | 291 |
| III-5- Conclusions | 292 |

CHAPITRE VI

LES ELEMENTS DU GROUPE DE PLATINE (PGE)

| | |
|---|-----|
| I- INTRODUCTION | 293 |
| II- ETUDE DES ELEMENTS DU GROUPE DU PLATINE (MASSIF DE FIZH) | 294 |
| II-1- Les spectres des PGE | 297 |
| a- Les chromites podiformes | 297 |
| b- Les dunites | 299 |
| c- Les séries wehrlitiques | 300 |
| d- Les pyroxénites | 301 |
| e- Les gabbros lités | 302 |
| f- Les gabbros isotropes et les sulfures (stockwerk) | 303 |
| g- Les filons gabbroïques | 304 |
| II-2- Relations PGE, éléments majeurs et traces | 305 |
| II-3- Caractérisation géochimique des éléments du groupe du platine | 308 |
| III- DISCUSSION ET CONCLUSIONS | 320 |
| CONCLUSION GENERALE | 331 |
| REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES | 337 |

Table-Of-Contents (mirrored bleed-through from the reverse side)

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 | 28 | 29 | 30 | 31 | 32 | 33 | 34 | 35 | 36 | 37 | 38 | 39 | 40 | 41 | 42 | 43 | 44 | 45 | 46 | 47 | 48 | 49 | 50 | 51 | 52 | 53 | 54 | 55 | 56 | 57 | 58 | 59 | 60 | 61 | 62 | 63 | 64 | 65 | 66 | 67 | 68 | 69 | 70 | 71 | 72 | 73 | 74 | 75 | 76 | 77 | 78 | 79 | 80 | 81 | 82 | 83 | 84 | 85 | 86 | 87 | 88 | 89 | 90 | 91 | 92 | 93 | 94 | 95 | 96 | 97 | 98 | 99 | 100 | 101 | 102 | 103 | 104 | 105 | 106 | 107 | 108 | 109 | 110 | 111 | 112 | 113 | 114 | 115 | 116 | 117 | 118 | 119 | 120 | 121 | 122 | 123 | 124 | 125 | 126 | 127 | 128 | 129 | 130 | 131 | 132 | 133 | 134 | 135 | 136 | 137 | 138 | 139 | 140 | 141 | 142 | 143 | 144 | 145 | 146 | 147 | 148 | 149 | 150 | 151 | 152 | 153 | 154 | 155 | 156 | 157 | 158 | 159 | 160 | 161 | 162 | 163 | 164 | 165 | 166 | 167 | 168 | 169 | 170 | 171 | 172 | 173 | 174 | 175 | 176 | 177 | 178 | 179 | 180 | 181 | 182 | 183 | 184 | 185 | 186 | 187 | 188 | 189 | 190 | 191 | 192 | 193 | 194 | 195 | 196 | 197 | 198 | 199 | 200 | 201 | 202 | 203 | 204 | 205 | 206 | 207 | 208 | 209 | 210 | 211 | 212 | 213 | 214 | 215 | 216 | 217 | 218 | 219 | 220 | 221 | 222 | 223 | 224 | 225 | 226 | 227 | 228 | 229 | 230 | 231 | 232 | 233 | 234 | 235 | 236 | 237 | 238 | 239 | 240 | 241 | 242 | 243 | 244 | 245 | 246 | 247 | 248 | 249 | 250 | 251 | 252 | 253 | 254 | 255 | 256 | 257 | 258 | 259 | 260 | 261 | 262 | 263 | 264 | 265 | 266 | 267 | 268 | 269 | 270 | 271 | 272 | 273 | 274 | 275 | 276 | 277 | 278 | 279 | 280 | 281 | 282 | 283 | 284 | 285 | 286 | 287 | 288 | 289 | 290 | 291 | 292 | 293 | 294 | 295 | 296 | 297 | 298 | 299 | 300 | 301 | 302 | 303 | 304 | 305 | 306 | 307 | 308 | 309 | 310 | 311 | 312 | 313 | 314 | 315 | 316 | 317 | 318 | 319 | 320 | 321 | 322 | 323 | 324 | 325 | 326 | 327 | 328 | 329 | 330 | 331 | 332 | 333 | 334 | 335 | 336 | 337 | 338 | 339 | 340 | 341 | 342 | 343 | 344 | 345 | 346 | 347 | 348 | 349 | 350 | 351 | 352 | 353 | 354 | 355 | 356 | 357 | 358 | 359 | 360 | 361 | 362 | 363 | 364 | 365 | 366 | 367 | 368 | 369 | 370 | 371 | 372 | 373 | 374 | 375 | 376 | 377 | 378 | 379 | 380 | 381 | 382 | 383 | 384 | 385 | 386 | 387 | 388 | 389 | 390 | 391 | 392 | 393 | 394 | 395 | 396 | 397 | 398 | 399 | 400 | 401 | 402 | 403 | 404 | 405 | 406 | 407 | 408 | 409 | 410 | 411 | 412 | 413 | 414 | 415 | 416 | 417 | 418 | 419 | 420 | 421 | 422 | 423 | 424 | 425 | 426 | 427 | 428 | 429 | 430 | 431 | 432 | 433 | 434 | 435 | 436 | 437 | 438 | 439 | 440 | 441 | 442 | 443 | 444 | 445 | 446 | 447 | 448 | 449 | 450 | 451 | 452 | 453 | 454 | 455 | 456 | 457 | 458 | 459 | 460 | 461 | 462 | 463 | 464 | 465 | 466 | 467 | 468 | 469 | 470 | 471 | 472 | 473 | 474 | 475 | 476 | 477 | 478 | 479 | 480 | 481 | 482 | 483 | 484 | 485 | 486 | 487 | 488 | 489 | 490 | 491 | 492 | 493 | 494 | 495 | 496 | 497 | 498 | 499 | 500 | 501 | 502 | 503 | 504 | 505 | 506 | 507 | 508 | 509 | 510 | 511 | 512 | 513 | 514 | 515 | 516 | 517 | 518 | 519 | 520 | 521 | 522 | 523 | 524 | 525 | 526 | 527 | 528 | 529 | 530 | 531 | 532 | 533 | 534 | 535 | 536 | 537 | 538 | 539 | 540 | 541 | 542 | 543 | 544 | 545 | 546 | 547 | 548 | 549 | 550 | 551 | 552 | 553 | 554 | 555 | 556 | 557 | 558 | 559 | 560 | 561 | 562 | 563 | 564 | 565 | 566 | 567 | 568 | 569 | 570 | 571 | 572 | 573 | 574 | 575 | 576 | 577 | 578 | 579 | 580 | 581 | 582 | 583 | 584 | 585 | 586 | 587 | 588 | 589 | 590 | 591 | 592 | 593 | 594 | 595 | 596 | 597 | 598 | 599 | 600 | 601 | 602 | 603 | 604 | 605 | 606 | 607 | 608 | 609 | 610 | 611 | 612 | 613 | 614 | 615 | 616 | 617 | 618 | 619 | 620 | 621 | 622 | 623 | 624 | 625 | 626 | 627 | 628 | 629 | 630 | 631 | 632 | 633 | 634 | 635 | 636 | 637 | 638 | 639 | 640 | 641 | 642 | 643 | 644 | 645 | 646 | 647 | 648 | 649 | 650 | 651 | 652 | 653 | 654 | 655 | 656 | 657 | 658 | 659 | 660 | 661 | 662 | 663 | 664 | 665 | 666 | 667 | 668 | 669 | 670 | 671 | 672 | 673 | 674 | 675 | 676 | 677 | 678 | 679 | 680 | 681 | 682 | 683 | 684 | 685 | 686 | 687 | 688 | 689 | 690 | 691 | 692 | 693 | 694 | 695 | 696 | 697 | 698 | 699 | 700 | 701 | 702 | 703 | 704 | 705 | 706 | 707 | 708 | 709 | 710 | 711 | 712 | 713 | 714 | 715 | 716 | 717 | 718 | 719 | 720 | 721 | 722 | 723 | 724 | 725 | 726 | 727 | 728 | 729 | 730 | 731 | 732 | 733 | 734 | 735 | 736 | 737 | 738 | 739 | 740 | 741 | 742 | 743 | 744 | 745 | 746 | 747 | 748 | 749 | 750 | 751 | 752 | 753 | 754 | 755 | 756 | 757 | 758 | 759 | 760 | 761 | 762 | 763 | 764 | 765 | 766 | 767 | 768 | 769 | 770 | 771 | 772 | 773 | 774 | 775 | 776 | 777 | 778 | 779 | 780 | 781 | 782 | 783 | 784 | 785 | 786 | 787 | 788 | 789 | 790 | 791 | 792 | 793 | 794 | 795 | 796 | 797 | 798 | 799 | 800 | 801 | 802 | 803 | 804 | 805 | 806 | 807 | 808 | 809 | 810 | 811 | 812 | 813 | 814 | 815 | 816 | 817 | 818 | 819 | 820 | 821 | 822 | 823 | 824 | 825 | 826 | 827 | 828 | 829 | 830 | 831 | 832 | 833 | 834 | 835 | 836 | 837 | 838 | 839 | 840 | 841 | 842 | 843 | 844 | 845 | 846 | 847 | 848 | 849 | 850 | 851 | 852 | 853 | 854 | 855 | 856 | 857 | 858 | 859 | 860 | 861 | 862 | 863 | 864 | 865 | 866 | 867 | 868 | 869 | 870 | 871 | 872 | 873 | 874 | 875 | 876 | 877 | 878 | 879 | 880 | 881 | 882 | 883 | 884 | 885 | 886 | 887 | 888 | 889 | 890 | 891 | 892 | 893 | 894 | 895 | 896 | 897 | 898 | 899 | 900 | 901 | 902 | 903 | 904 | 905 | 906 | 907 | 908 | 909 | 910 | 911 | 912 | 913 | 914 | 915 | 916 | 917 | 918 | 919 | 920 | 921 | 922 | 923 | 924 | 925 | 926 | 927 | 928 | 929 | 930 | 931 | 932 | 933 | 934 | 935 | 936 | 937 | 938 | 939 | 940 | 941 | 942 | 943 | 944 | 945 | 946 | 947 | 948 | 949 | 950 | 951 | 952 | 953 | 954 | 955 | 956 | 957 | 958 | 959 | 960 | 961 | 962 | 963 | 964 | 965 | 966 | 967 | 968 | 969 | 970 | 971 | 972 | 973 | 974 | 975 | 976 | 977 | 978 | 979 | 980 | 981 | 982 | 983 | 984 | 985 | 986 | 987 | 988 | 989 | 990 | 991 | 992 | 993 | 994 | 995 | 996 | 997 | 998 | 999 | 1000 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|

INTRODUCTION ET GENERALITES

INTRODUCTION ET GENERALITES

I- GEOLOGIE DE L'OPHIOLITE D'OMAN

I-1- Introduction

Le Sultanat de l'Oman s'étend sur 300000 km² à l'extrémité orientale de l'Arabie. Le Golfe d'Oman est sa limite septentrionale et la mer d'Arabie en est sa limite orientale. Trois grandes unités géomorphologiques et géologiques se distinguent du Nord au sud (fig. 1A, 1B):

- les montagnes d'Oman: chaîne alpine qui s'étend sur environ 600 km de long, et qui borde la côte du Golfe d'Oman; cette chaîne est à dominante ophiolitique;
- les plaines désertiques: il s'agit de domaines sableux qui se trouvent au sud de l'ophiolite;
- le massif du Dhofar: c'est un massif cristallin qui fait la jonction avec la mer d'Arabie.

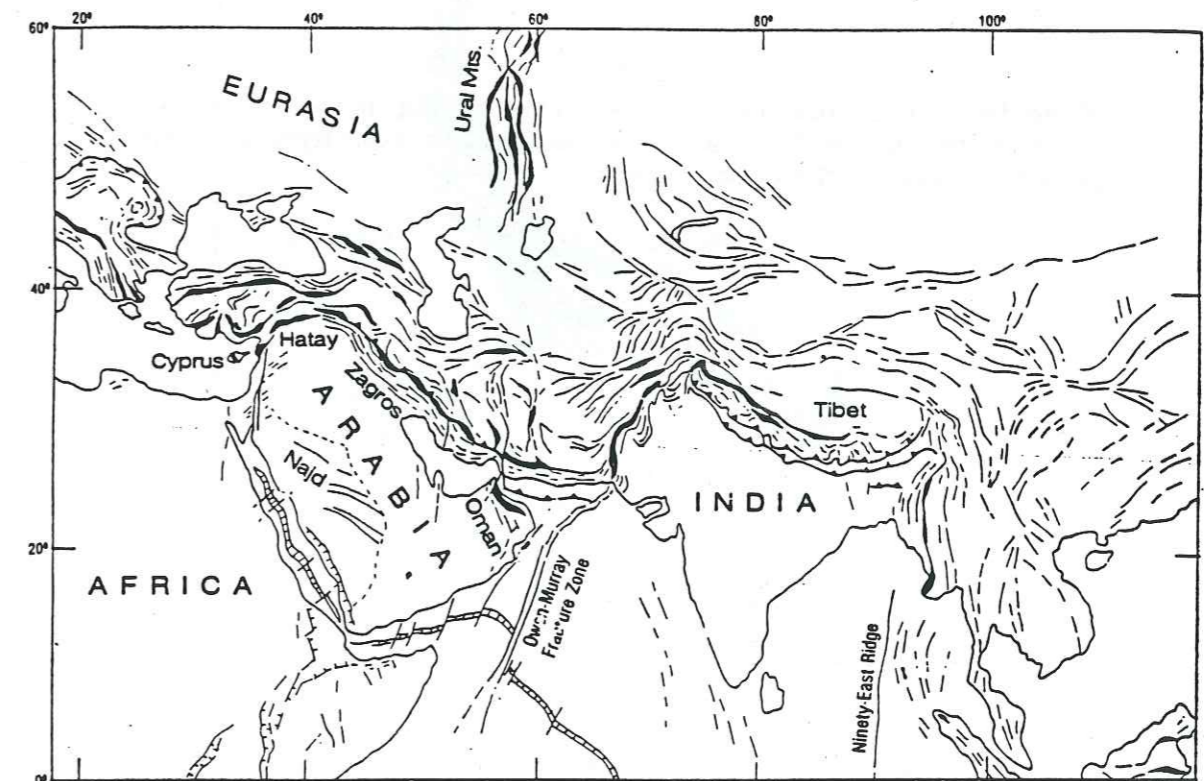


Figure 1A : Carte tectonique montrant la distribution des ophiolites le long de la suture tethysienne; en noir : ophiolites (modifiée d'après Gansser, 1966).

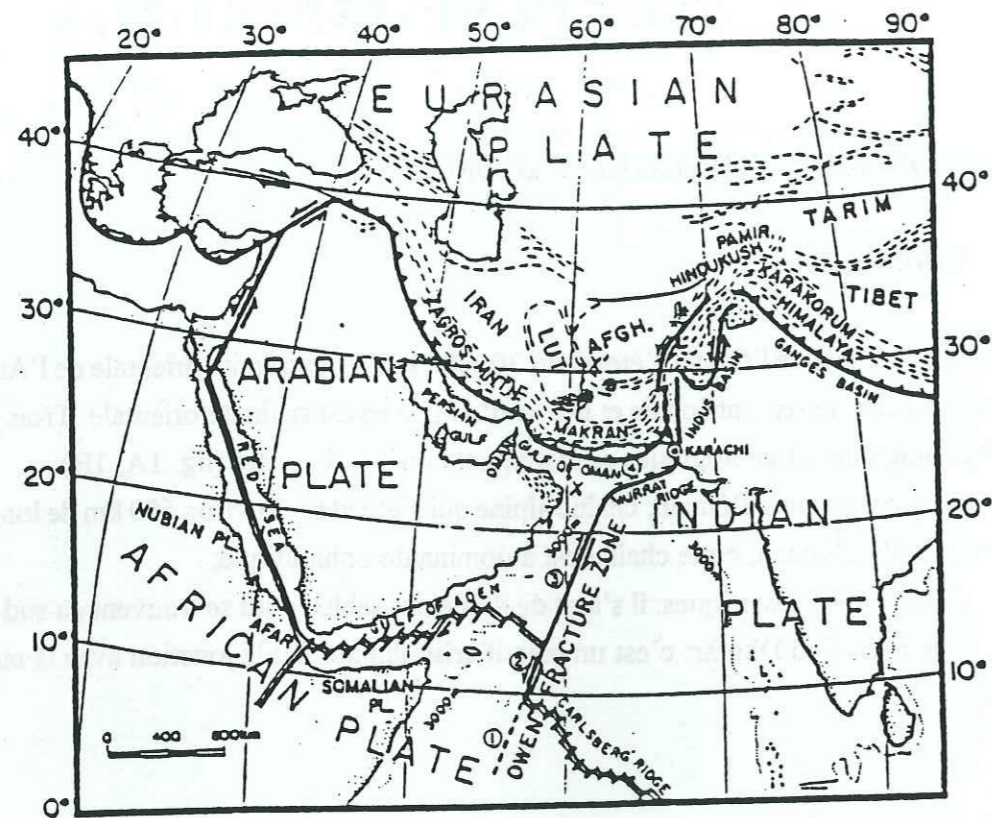


Figure 1B : Carte géodynamique et tectonique du Moyen-Orient, montrant la position des Monts d'Oman en marge du Golf d'Oman, siège d'une subduction active, et dans le prolongement de la chaîne de collision du Zagros, (d'après Jacob et Quittmeyer, 1979).

Les ophiolites omanaises, situées à l'est de la péninsule arabique, appartiennent à la ceinture ophiolitique qui s'étend des Alpes au Zagros et de l'Afganistan à la Birmanie (fig.2).

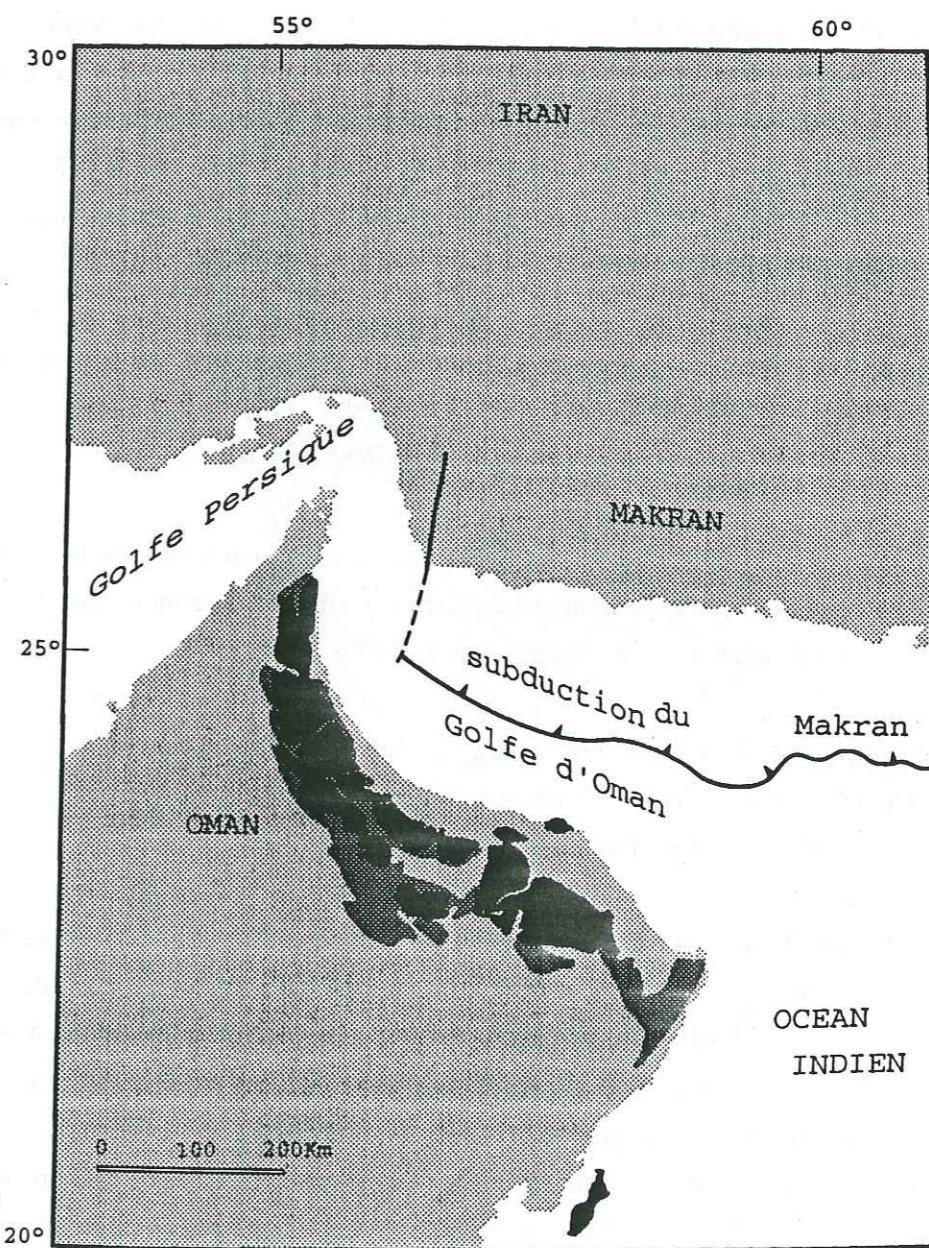


Figure 2 : Carte de position du croissant ophiolitique omanais (en noir) par rapport à la zone de subduction du Makran

Les différentes unités structurales de la chaîne omanaise

Trois types de formations se distinguent (Bechenec et al., 1987) :

- les formations autochtones: elles sont constituées d'un socle cristallin précambrien composé de granites et de gneiss (Glennie et al. 1973, 1974), une série quartzo-détritique et carbonatée ("Huqf group") d'âge précambrien à ordovicien (Loveleck et al. 1981), L'âge hercynien daté par les métamorphites prouve que cette série serait le seul témoin de l'orogénèse hercynienne sur la plaque arabo-africaine (Glennie et al. 1974; Michard, 1982; Rabu et Lemetour, 1987). Enfin, une série permienne à cénomanienne ("super groupe de Hajar"), formée essentiellement de dépôts de plateforme de marge passive.

- les unités allochtones: elles sont formées d'un empilement de nappes sédimentaires et ophiolitiques (Rheinardt, 1969; Glennie et al. 1974; Coleman, 1981; Hopson et al. 1981; Searle, 1980; Searle et Malpas, 1982). Trois nappes principales peuvent être distinguées:

- les nappes de Hawasina: c'est un ensemble d'écailles sédimentaires, formées de dépôts, de calcaires siliceux et de turbidites pélagiques, de bassins profonds. Ce sont les écailles supérieures qui présentent les sédiments les plus fins (Glennie et al. 1973, 1974);

- le complexe de Haybi: il constitue une écaille tectonique majeure reposant sur les sédiments de Hawasina par le contact d'Haybi. Il est séparé de la nappe ophiolitique par le contact de Semail (Rheinardt, 1969; Searle, 1980; Glennie et al. 1974);

- la nappe de Semail: (l'ophiolite d'Oman) qui est constituée d'une douzaine de blocs à la suite aux événements tectoniques syn ou post-obduction. L'ophiolite d'Oman est la plus vaste du monde, (500Km de long et ses 50 à 100Km de large), elle borde la côte de golfe d'Oman (fig.3).

Les affleurements sont d'une qualité exceptionnelle, les structures y sont bien préservées puisqu'ils ont échappé à l'altération et à la déformation syn ou post-collisionnelle. La structure de ces montagnes, recoupées par des wadis, offre des coupes spectaculaires dans l'ancienne lithosphère océanique formée il y a 100Ma. Ces coupes effectuées d'Est en Ouest à travers les wadis montrent une séquence ophiolitique complète (croûte-manteau) (fig. 4).

A la base, une séquence mantellique essentiellement harzburgitique constitue la plus grande proportion de la masse ophiolitique. L'étude de ces péridotites (déformation plastique, flux asthénosphérique,...) a permis de comprendre la dynamique du manteau, surtout les phénomènes de convection et de diapirisme, lesquels animent le manteau sous les dorsales.

La séquence «crustale» est formée de bas en haut par une série litée gabbroïque et ultramafique, une série de gabbros isotropes non lités surmontée d'un complexe filonien, une série de laves formée de laves en coussin et de laves massives, enfin des sédiments pélagiques viennent en

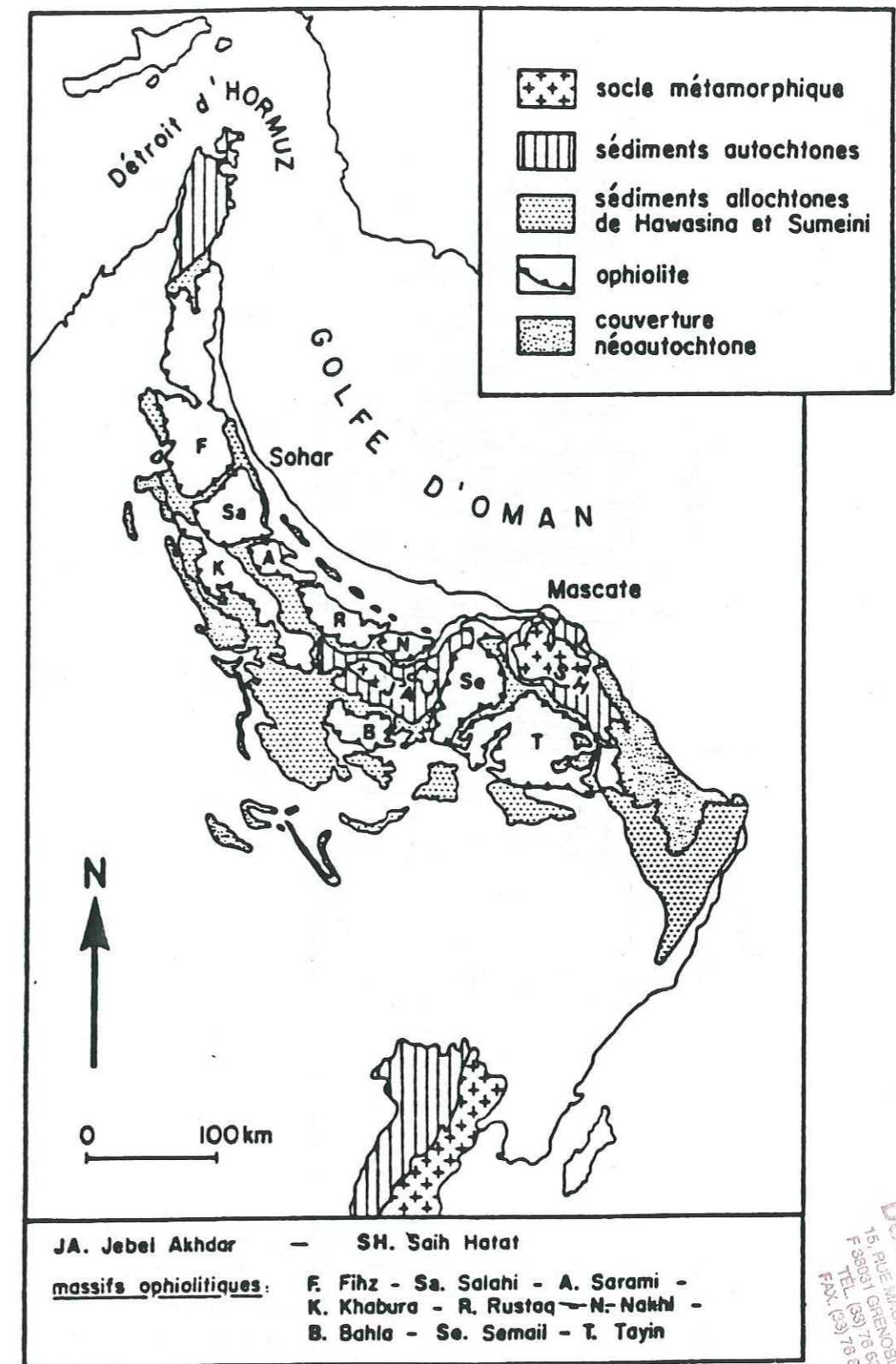


Figure 3 : Carte géologique générale des montagnes d'Oman, (d'après Glennie et al., 1973, 1974 et Colman, 1981).

UNIVERSITÉ DE BORDO
 INSTITUT DE GÉOLOGIE
 DOCUMENTATION
 15, RUE MARTELLE 63
 F 38031 GRENoble 63
 TEL. (03) 76 97 82 49
 FAX. (03) 76 97 82 49

couverture. La zone de transition «moho pétrologique» entre les séquences mantelliques et crustales peut s'exprimer par des dunites où, parfois, des pods de chromites peuvent y résider.

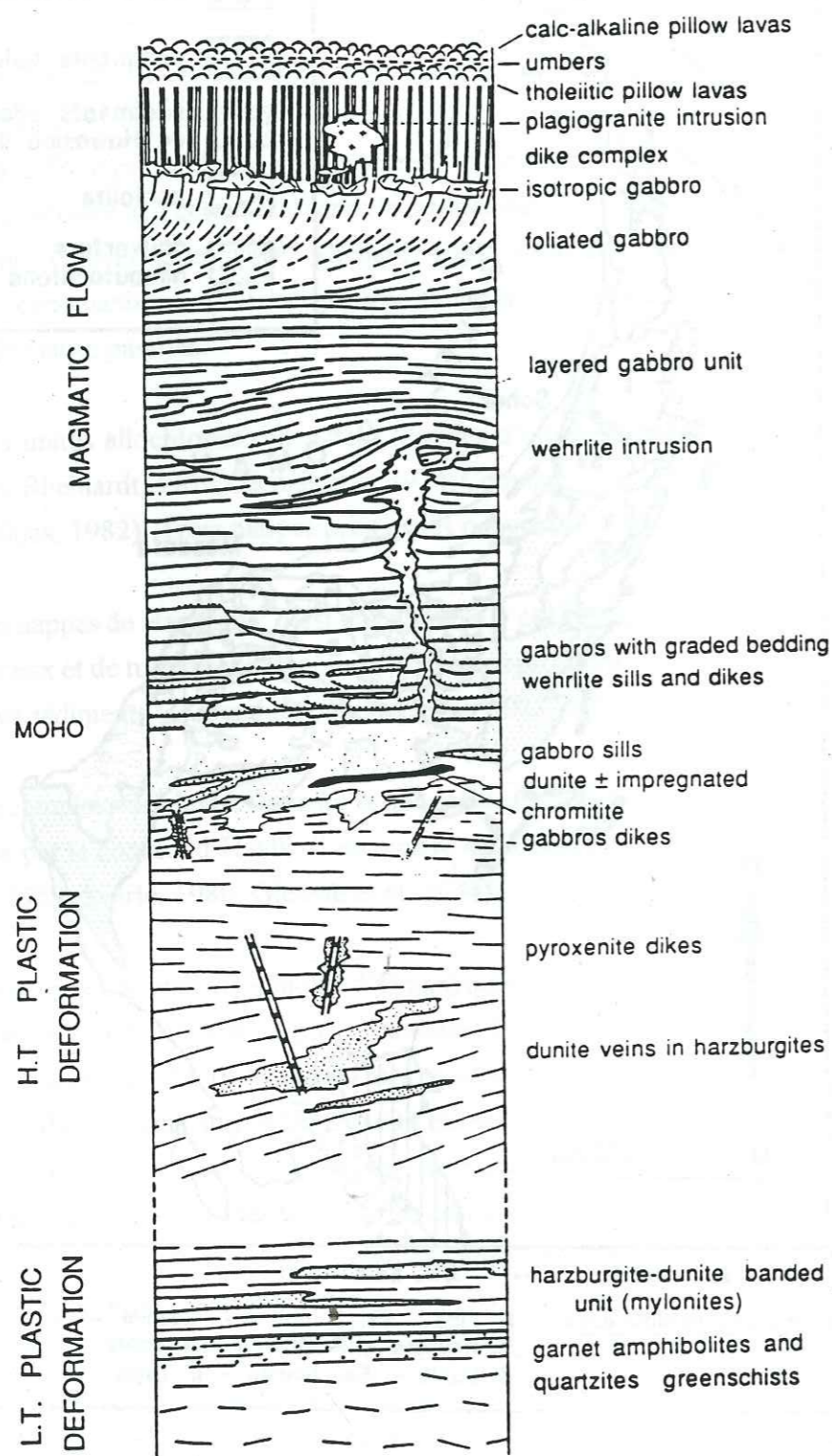


Figure 4 : Séquence synthétique de l'ophiolite d'Oman. Les orientations structurales sont respectées (modifiée d'après Nicolas et al., 1988b).

I-2- Cadre géologique

La mise en place de l'ophiolite d'Oman par obduction est conditionnée par la remontée du bloc africain vers le nord. Leur structuration actuelle est liée à une succession d'événements tectoniques (Beurrier, 1987) qui se résument en deux stades:

- phase éo-obductive synmagmatique qui est une phase de compression NE-SW, marquée par l'existence des plis et d'écaillages dans les cumulats lités de base.

- phase de charriage intra-océanique et l'obduction, pendant laquelle la nappe ophiolitique s'est déplacée vers le SE, conduisant à un événement tectono-métamorphique (création de semelles métamorphiques). Pendant cette phase, les ophiolites se sont bien individualisées avec apparition d'un contact tectonique chevauchant limitant une partie basale et une partie sommitale qui diffèrent par leur degré de métamorphisme attribué à la superposition des tectonites encore à haute température (900° - 1000°), (Glennie et al., 1974).

L'étude cinématique a montré un parallélisme entre les structures mylonitiques de la partie basale des tectonites et les métamorphites (Boudier et Coleman, 1981; Misseri, 1982 ou Boudier et al., 1985). Plusieurs modèles d'écaillage intra-océanique ont été émis:

- un écaillage au droit d'une zone de subduction; (Lippard et al., 1986)
- un écaillage à la dorsale; (Boudier et al., 1985), (fig. 5).

En résumé, la convergence de la marge iranienne vers la marge arabe se traduit par un détachement intra-océanique, suivi par un charriage de l'ophiolite sur la plate-forme arabe depuis le Cénomaniens au Campanien. Enfin, l'obduction a lieu au Maastrichtien.

I-3- Travaux antérieurs

I-3-1- Aperçu général

Les premières études sur les ophiolites omanaises remontent plus loin dans les années 1800, en découvrant les serpentinites et des roches exotiques et donnera naissance à la «formation de Semail», autochtone; Carter, 1850; Blandorf, 1872 et Pilgrim, 1908. Les études se sont intensifiées dans les années cinquante pour comprendre ces formations supposées liées aux «grands épanchements volcano-plutoniques sous marins», (Routhier, 1946; Brunn; 1954). Cette idée a été rejetée par plusieurs auteurs, (Morton, 1959; Wilson, 1969).

En effet, en 1969, à la lumière de la toute nouvelle théorie de la tectonique des plaques, les séries ignées de la nappe de Semail ont été interprétées comme un fragment de lithosphère océanique charriée sur le continent (Rheinhardt, 1969, 1970). Glennie et al. (1973, 1974) ont élaboré une cartographie de l'ophiolite (échelle: 1/500000) montrant les différentes unités majeures pétrologiques existantes.

Ensuite, deux écoles ont pris le relais, il s'agit, en premier lieu, de l'équipe anglaise de l'Open University dirigée par Gass. Cette équipe a montré que la formation de l'ophiolite omanaise est liée à un environnement d'arc ou de bassin arrière-arc lié à une zone de subduction. La mise en place s'effectuerait par la collision de cet arc avec la marge omanaise. Leurs études ont été focalisées sur l'évolution sédimentologique du bassin de Hawasina (Graham, 1980), les semelles métamorphiques (Searle, 1980; Searle et Malpas, 1980, 1982), et enfin la séquence ophiolitique formée de la section mantellique (Brown, 1980, 1982; Christensen et Smewing, 1981), de la section cumulative (Browning, 1982, 1984; Smewing, 1980-1981), finalement les séries volcaniques (Alabaster, 1982; Alabaster et al. 1982; Pearce et al. 1981).

Après, l'équipe américaine dirigée par Coleman, montre que la formation de cette ophiolite a eu lieu dans un océan ouvert. En effet, les études pétrographiques et géochimiques ont permis de caractériser la géométrie et l'environnement local du magma parental ainsi que la modélisation des mécanismes d'accrétion au niveau de la paléodorsale. Les études des relations pétrologiques entre les différentes formations crustales de l'ophiolite d'Oman, ont confirmé l'existence de chambres magmatiques permanentes fonctionnant en système ouvert en accord avec les données océanographiques au niveau des dorsales océaniques, (Pallister et Hopson, 1981; Pallister et Knight, 1981; Lanphere et al, 1981; Pallister, 1984). En plus, des études structurales ont montré que les nappes omanaises ont été mises en place par un charriage intra-océanique au droit de l'axe de la dorsale (Coleman, 1981; Boudier et Coleman, 1981).

A partir de 1981, l'équipe française commence à s'intéresser à l'étude de cette ophiolite, sous la direction de A. Nicolas et F. Boudier. Le programme a été d'étudier la partie mantellaire et la cinématique de mise en place de l'ophiolite (Boudier et Coleman, 1981, Misseri, 1982, Cannat, 1983, Boudier et al, 1983, 1985; Ceuleneer, 1986), les mécanismes de l'obduction (Boudier et Michard, 1981; Michard, 1983; Michard et al. 1981; Michard et al. 1984; Michard et al. 1985, la structure et

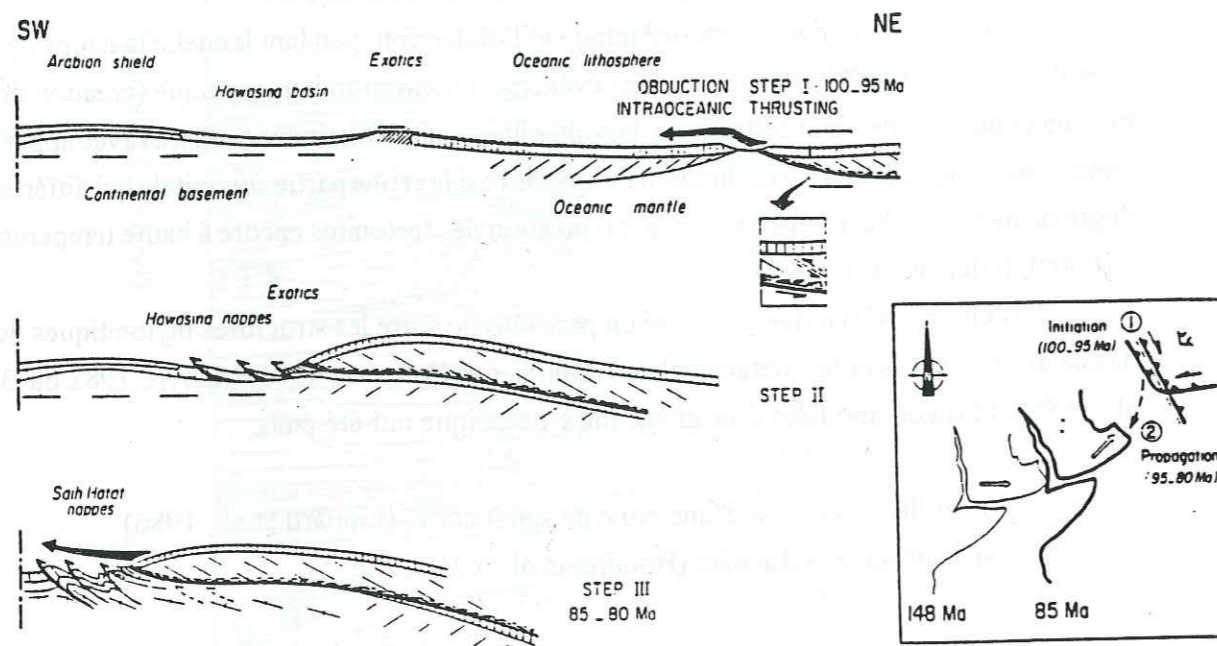


Figure 5 : Les trois stades de la mise en place de la nappe de Semail :

I- écaillage intraocéanique au niveau de la zone axiale d'accrétion, coupe transversale à travers la marge passive arabe (Graham, 1980 et Glennie et al., 1973); II- empilement des nappes de Hawasina;

III- chevauchement des nappes de Saih Hatat. A droite : le sens de cisaillement indique le flux asténosphérique (flèche en pointillé) et les écaillages océaniques (flèche en trait plein).

la pétrologie de la séquence crustale (Dahl et al. 1983; Dahl, 1984; Ernewein et Whitechurch, 1986; Ernewein, 1987; Pflumio, 1988; Reuber, 1988, 1990a et b), le métamorphisme océanique (Nehlig et Juteau, 1988; Pflumio, 1988). Les géologues du BRGM, depuis 1983, ont élaboré des cartes géologiques au 100/000 et au 50/000. Ces travaux ont fait l'objet de plusieurs thèses (Bechenec, 1987; Beurrier, 1987, Lemetour, 1987; Rabu, 1987), et ont permis de comprendre l'évolution géodynamique des montagnes omanaises.

I-3-2- Hypothèses et résultats

En résumé sur les travaux antérieurs, on peut en citer les plus importants:

- la séquence mantellique:

* mise en évidence de deux types de déformations plastiques liées respectivement au fluage asthénosphérique (Ceuleneer, 1986) et à l'écaillage intra-océanique (Nicolas et Le Pichon, 1980; Coleman, 1981; Boudier et al. 1988, 1989).

* mise en évidence des structures diapiriques (ascension asthénosphérique, et alimentation de la chambre magmatique), (Ceuleneer, 1986; Nicolas et al., 1988a).

- la séquence crustale:

* des masses ultramafiques (dunitico-whelritique) recourent l'ensemble de la séquence crustale, atteignant parfois même les laves supérieures, (Ernewein, 1987; Juteau et al., 1988a,b). Pour leur pétrogenèse, ces auteurs ont montré l'importance du mécanisme par filtre presse dans la mise en place à chaud de ces intrusions. Leurs liquides parentaux sont plus primitifs que ceux de la lignée gabbroïque litée antérieure. Ernewein et Whitechurch (1986), les ont interprétées comme les magmas ultimes extraits du manteau lors de l'arrêt du processus d'accrétion et le début de l'écaillage intra-océanique. Juteau et al., 1988a, Reuber, 1988; Reuber et al., 1991, ont confirmé la dualité des magmatismes gabbroïques et wherlitiques. Les deux séries sont liées à l'accrétion normale, respectivement au niveau de l'axe de la paléodorsale (gabbros lités) et hors-axe (wehrlites) (après l'occlusion

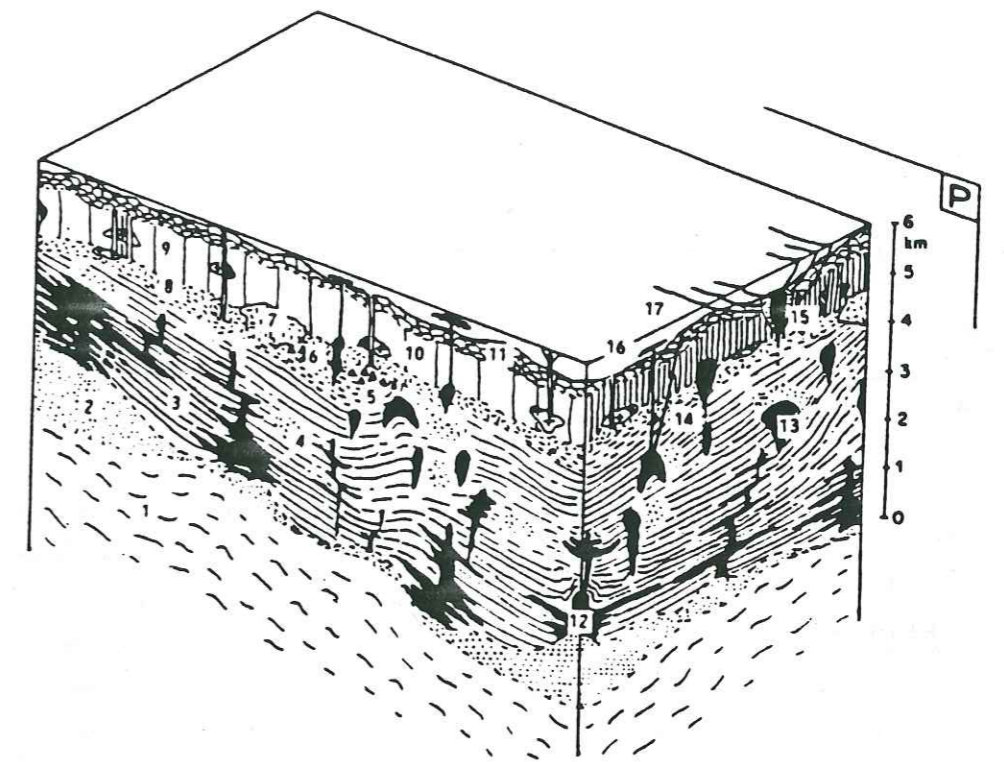


Figure 6 : Bloc diagramme synthétisant la structure crustale de l'ophiolite de Semail (bloc d'Haylayn) et les relations entre les différentes unités lithologiques. La croûte gabbroïque primaire est envahie à tous les niveaux par de nombreux corps wehrlitiques intrusifs, enracinés à la base dans une zone dunitique transitionnelle. P : plan axial de la zone d'accrétion (Juteau et al., 1988b).

(1, Harzburgites et Dunites; 2, Cumulus dunitique et Dunites mantellaires résiduelles; 3, Gabbros lités; 4, Gabbros isotropes recristallisés; 5, Gabbronorites laminées; 6, Brèches magmatiques; 7, Gabbros isotropes intrusifs; 8, Gabbros isotropes; 9, Complexe filonien; 10, Plagiogranites; 11, Série volcanique inférieure; 12, Sills et laccolotes dunito-whelritiques; 13, Corps wehrlitiques intrusifs; 14, Dykes picritiques; 15, Corps intrusifs différenciés; 16, Série volcanique supérieure et 17, Basaltes picritiques ou riches en clinopyroxène.

de la chambre permanente) témoignant d'une segmentation axiale (fig. 6).

* la série cumulative litée à dominante gabbroïque montre des variations cryptiques inverses ou en «zig-zag» prouvant qu'il y a des réalimentations de la chambre magmatique par des liquides plus primitifs (Pallister et Hopson, 1981; Juteau et Whitechurch, 1988, Juteau et al., 1988a, b).

* la stratigraphie volcanique établie par Alabaster et al., (1982) (fig. 7) montre quatre épisodes volcaniques. Le premier est lié à une phase d'accrétion océanique au niveau d'un bassin marginal (MORB). Le second est assimilé à un volcanisme hors axe de type «seamount» (laves transitionnelles). Le troisième épisode représente un magmatisme associé à un soulèvement et à un rifting en contexte d'arrière-arc. Le dernier épisode est lié à la collision continent-arc. Cette «stratigraphie» magmatique a été reprise par Beurrier (1987) qui en dégage deux épisodes volcaniques principaux: le premier (SVI) se serait mis en place au droit d'une zone de subduction à vergence SW, le second (SVIIA, SVIIB) appartiendrait à un contexte d'avant arc associé à une zone de subduction à vergence NE.

* les gabbronorites laminés sont considérés comme des marqueurs de la segmentation axiale.

Ils se rapportent à des liquides riches en fer-titane. Ils se mettent en place dans des petites chambres emboîtées intrusives les unes dans les autres, fonctionnant en système fermé, (Juteau et al., 1988; Reuber 1990; Madi 1990).

* la découverte des concentrations de sulfures magmatiques dans la séquence crustale

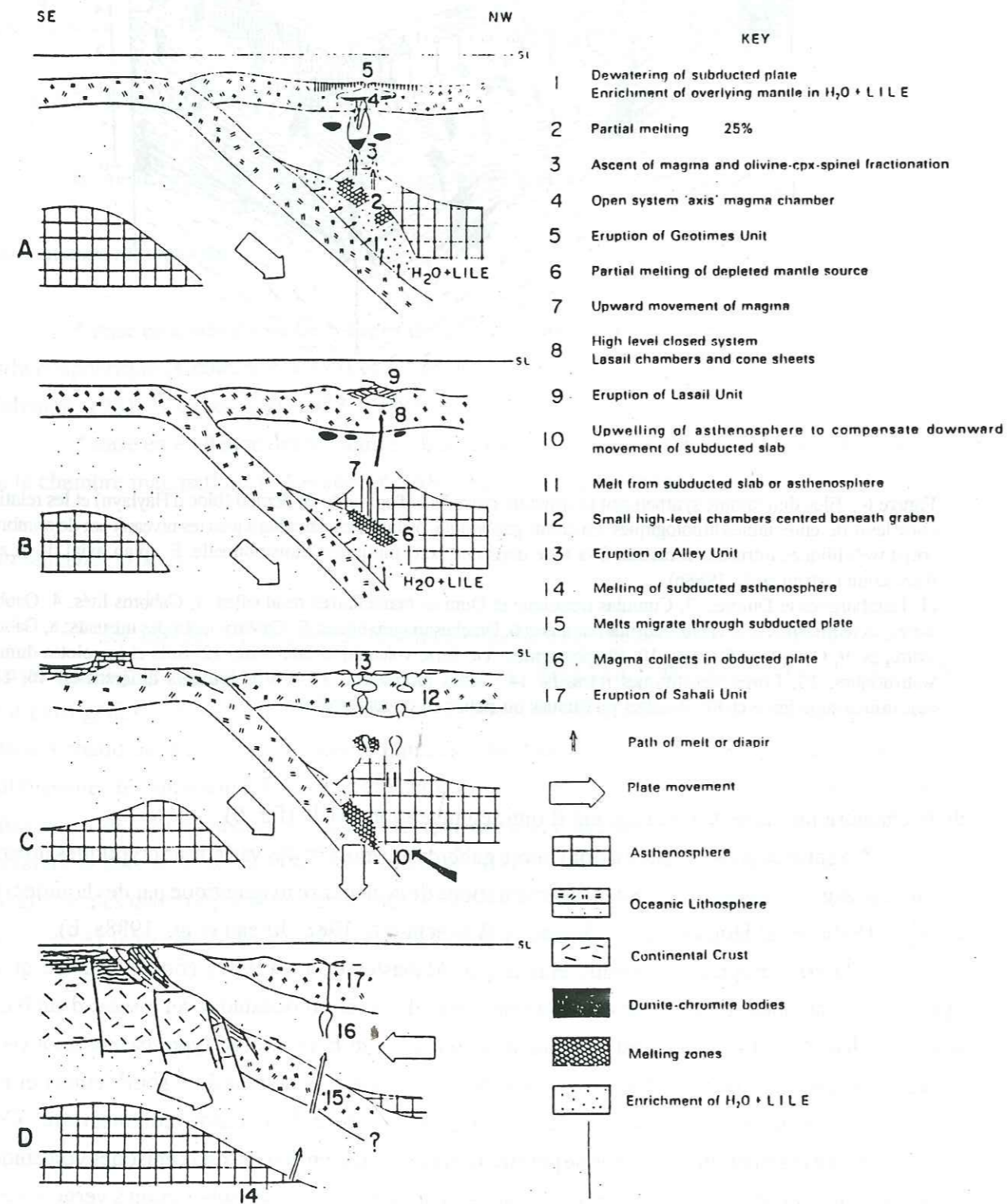


Figure 7 : Les stades d'évolution volcaniques de la nappe de Semail dans un environnement de zone supra-subduction. A- à l'axe d'accrétion : unité Géotimes; B- chambre magmatique en système fermé; C- unité Alley et D- unité Salahi (d'après Alabaster et al., 1982).

(Lachize et al., 1990).

- la ségmentation axiale:

* des modèles géodynamiques structuraux ont montré que les massifs de l'ophiolite d'Oman présentent une forte analogie avec les structures de la ride Est-Pacifique actuelle; (vitesse d'expansion rapide (nicolas et al., 1988), espacement de failles transformantes de 20 à 25 km dans les massifs d'Haylayn et Fizh (Smewing, 1981; Dahl, 1984), zones de recouvrement (overlapping spreading center ou OSC), dans le massif de Fizh (Reuber, 1988), zones de «propagating-rift» dans le massif d'Haylayn (Reuber et al., 1991).

II- MODELISATION DES CHAMBRES MAGMATIQUES DANS L'OPHIOLITE D'OMAN

Les modèles de chambres magmatiques d'accrétion sont basés soit sur des données ophiolitiques, soit sur les données océanographiques. Leurs géométries et leurs dimensions, voire même leur existence, ont donné lieu à de nombreux débats, encore ouverts aujourd'hui.

II-1- Les chambres magmatiques permanentes («steady state»)

Les premiers modèles de chambres magmatiques ont été élaborés par Cann (1970, 1974) suivis par Gass et Smewing, 1973, qui ont montré en comparant la lithologie du complexe ophiolitique de Chypre avec une croûte océanique en cours de fonctionnement. Greenbaum, a proposé un modèle de chambre basé sur l'étude du massif de Troodos. Ce modèle met en évidence l'existence d'un gradient géothermique dans la chambre ce qui induit une zonation lithologique en fonction de la

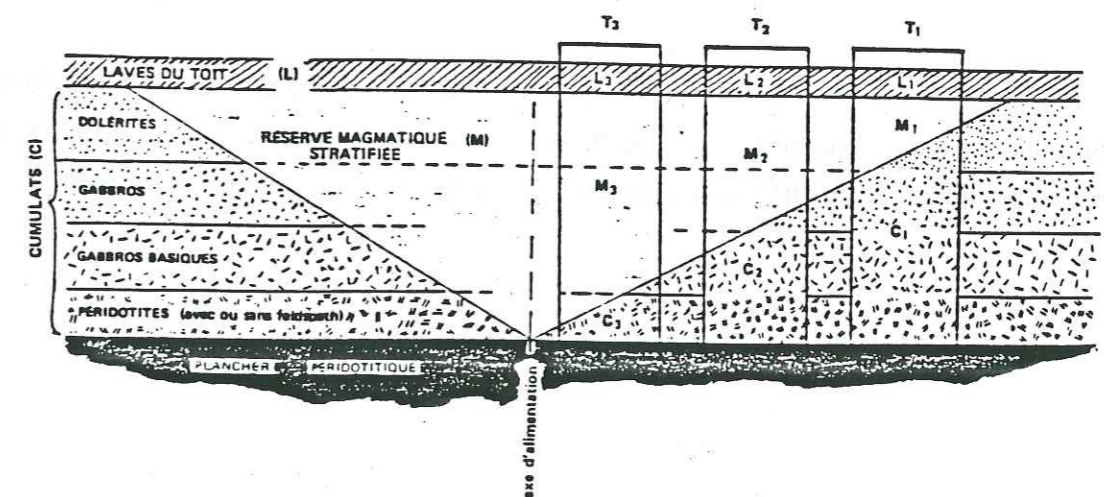


Figure 8 : Modèle de la chambre magmatique. D'après Parrot et Ricou, 1976.

distance à l'axe (Fig. 8).

En 1977, Dewey et Kidd ont établi un modèle complet et qui tient compte pour la première fois des données océanographiques, particulièrement de l'étroitesse de la zone volcanique axiale des dorsales (Fig. 9).

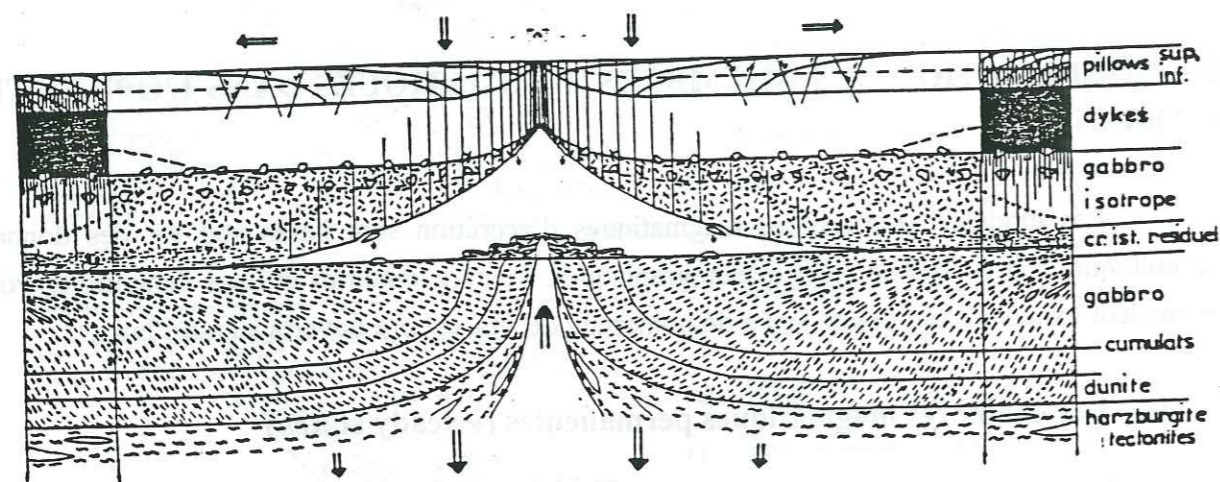


Figure 9 : Modèle de la chambre magmatique. D'après Dewey et Kidd, 1977.

En Oman, en 1981, Pallister et Hopson ont décrit, à partir des relations lithologiques et stratigraphiques dans le massif d'Ibra, une chambre magmatique large de 10 km à 20 km en forme d'entonnoir et qui présente un fond incliné vers l'axe. Elle est continuellement divergente et présente

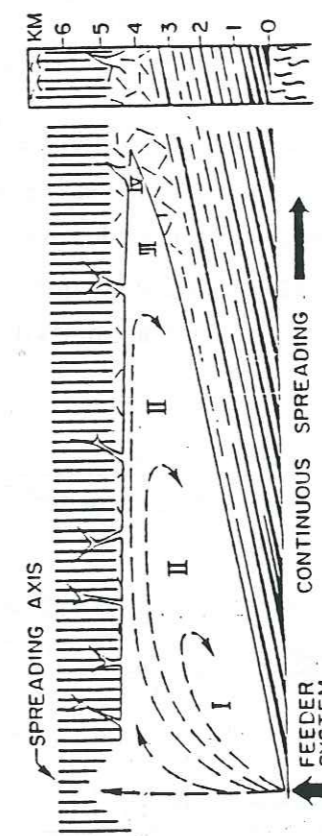
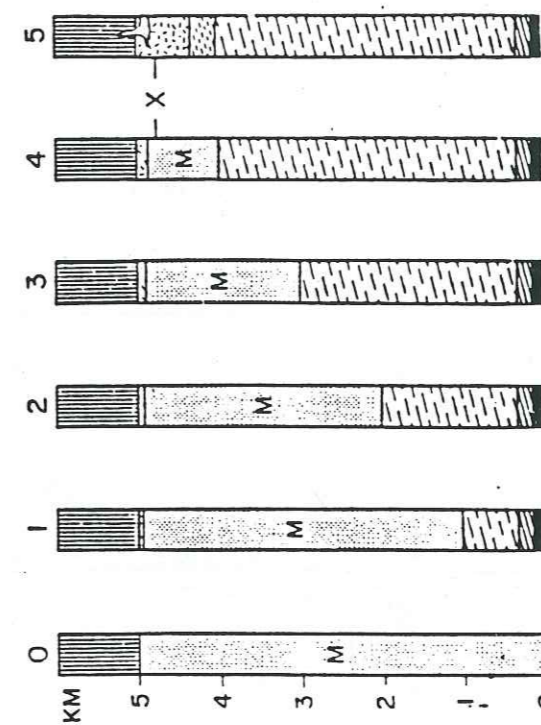


Figure 10 : Modèle de la chambre magmatique, mécanisme d'accrétion. D'après Pallister et Hopson, 1981.

un axe d'alimentation qui apparaît dans la zone de transition croûte-manteau (fig. 10).

Smewing (1981) a élaboré un modèle de chambre, dans le massif de Fizeh, dont la forme est concave vers le haut et large de 20 km. Les litages se développent de manière synchrone et forment le fond de la chambre. A la base de la chambre se situe une zone axiale d'alimentation, par ailleurs les réalimentations successives ont donné naissance à des brèches magmatiques (fig. 11).

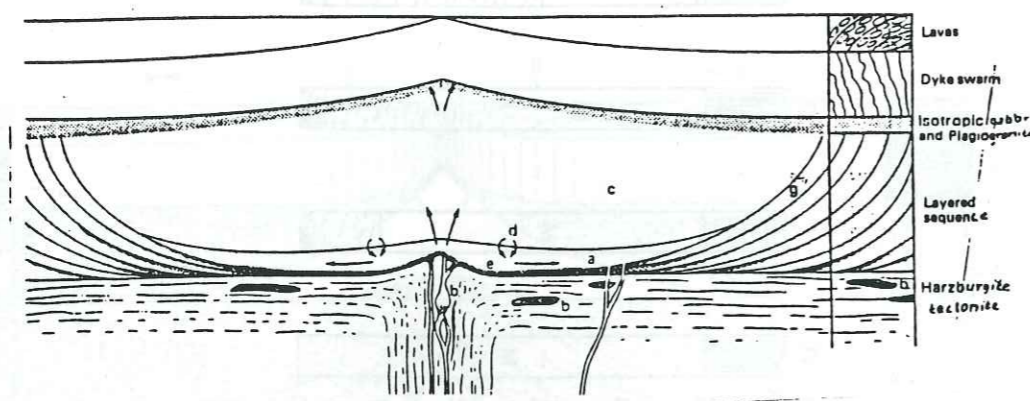


Figure 11 : Modèle de la chambre magmatique. D'après Smewing, 1981.

Nicolas et al. (1988); Ceuleneer et al. (1988) et Ceuleneer, 1990 ont établi un modèle de chambre basé sur l'étude structurale des linéations et des laminations magmatiques dans les gabbros lités. Ils ont montré que la linéation inclinée à la base des dykes est liée à un flux magmatique vers le haut alimentant le complexe filonien et le système lavique (Fig. 12). De plus les trajectoires non horizontales du flux magmatiques sont parallèles aux murs de la chambre, lesquels coïncident avec

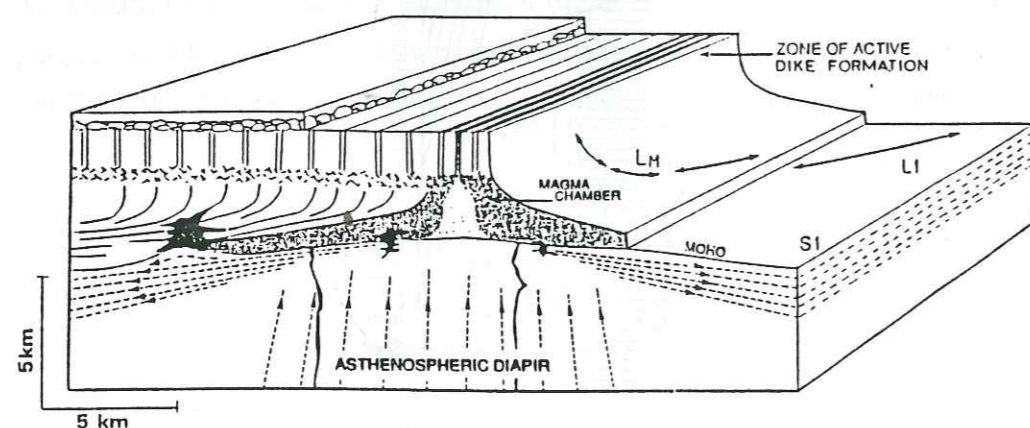


Figure 12 : Modèle de la chambre magmatique basé sur des études structurales dans l'ophiolites d'Oman et les données sismiques au niveau des dorsales océaniques. En noir : intrusions wehrlitiques; flèches en pointillé : flux asténosphérique. D'après Nicolas et al., 1988b.

l'isotherme de cristallisation du liquide basaltique (1185°C: température calculée par Morton et Sleep).

Ce modèle diffère des modèles déjà cités, lesquels considèrent qu'un litage reste dans son orientation originelle dans la séquence gabbroïque, avec des plans inclinés orientés vers le centre de la chambre magmatique (Pallister et Hopson, 1981). Ce modèle en «chapeau chinois» comme celui de Dewey et Kidd, montre une chambre plus large en profondeur qu'au niveau du toit. La largeur au niveau du Moho est attribuée à un diapir mantellique d'environ 10 km de diamètre (Ceuleneer, 1988) générant un liquide tholéitique basaltique.

Le couplage entre flux mantellique et flux magmatique dans la chambre magmatique conduit à une direction des lignes de flux indépendante de la direction des dykes et parallèle à celle de la paléodorsale. Enfin, la chambre magmatique proposée est large à la base, liée à un mécanisme de couplage entre les gabbros lités déformés à l'état liquide («subliquide») et les péridotites déformées à l'état solide, avec un toit moins large lié à la courbure des structures des gabbros.

II-2- Les chambres magmatiques transitoires ou emboîtées

Smewing (1975) a proposé le premier modèle de chambres magmatiques emboîtées dans le massif ophiolitique de Troodos, en considérant l'existence d'un ensemble de petites chambres magmatiques qui fonctionnent indépendamment l'une de l'autre, chacune développe son système de dykes et a sa propre zone d'alimentation. Ces chambres sont liées à un diapir mantellique au niveau de l'axe. Le nombre de ces chambres diminue en s'éloignant de l'axe.

Ernewein et Whitechurch (1986) ont montré à partir des études pétrographiques, géochimiques et les relations structurales entre la série gabbroïque litée et les corps wehrlitiques, que ces derniers ont été mis en place à chaud tardivement par rapport à leur encaissant, la composition de ces liquides wehrlitique étant primitive.

Juteau et al. (1988a, 1988b) et Benn et al. (1988), ont montré que les séries wehrlitiques sont enracinées dans la zone de transition dunitique et sont intrusives dans la séquence crustale encore chaude. L'ensemble de ces intrusions se comporte comme des petites chambres magmatiques fonctionnant en système fermé (Fig. 6).

Reuber et al. (1990) a proposé un modèle de chambres magmatiques dans le massif de Salahi, lequel montre des petites chambres qui s'emboîtent les unes par rapport aux autres.

Les dimensions et la géométrie des chambres magmatiques d'accrétion dépend de plusieurs facteurs, dont le plus important est sans aucune doute le taux d'expansion, qui contrôle le débit de la production magmatique. De plus le comportement physique de la lithosphère océanique peut-être parmi les facteurs qui régissent la distribution des chambres magmatiques:

- aucune chambre magmatique n'a pu être détectée par les méthodes géophysiques au niveau

des dorsales lentes, comme la dorsale Médio-Atlantique (MAR) par exemple. Au niveau de cette dorsale on a pu draguer des péridotites serpentinisées et une partie de la croûte inférieure, leur emplacement sur le fond océanique peut-être une caractéristique du centre d'expansion à vitesse lente, avec un apport de magma limité et donc une épaisseur de croûte limitée. Le cycle volcano-tectonique est irrégulier, alors que les phases d'expansion sont purement tectoniques, activées par l'étirement de la croûte le long des failles normales. L'absence de phases magmatiques fait que les mécanismes d'étirement et d'amincissement liés aux failles listriques peuvent conduire à la remontée diapirique du manteau supérieur et son affleurement ou son «extrusion» sur le fond océanique, loin des zones de fractures (ODP, 106/109; Juteau et al., 1990). Ceci montre l'hétérogénéité des dorsales lentes (MAR) par rapport aux dorsales rapides (EPR) où une grande activité magmatique continue dans le temps a permis de produire une croûte océanique uniforme et épaisse.

- les toits des chambres magmatiques ont pu être détectés par les méthodes sismiques et gravimétriques (Detrick et al., 1987, Detrick 1990) en plusieurs endroits le long de la dorsale Est-Pacifique (EPR) (Fig. 13), parfois même le long des dorsales de bassin arrière-arc comme le bassin de Lau.

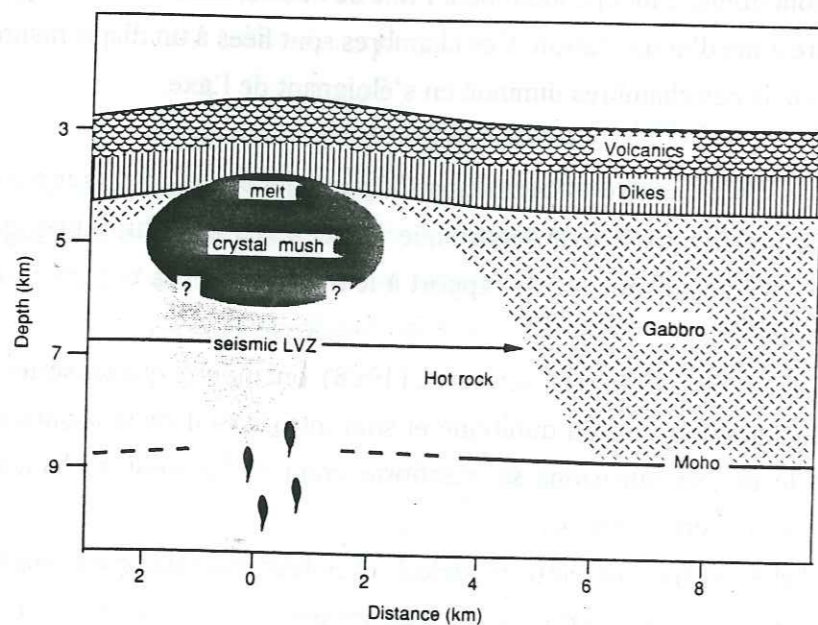


Figure 13 : Modèle de chambres magmatiques au niveau de la ride Est Pacifique (EPR) basé sur les résultats sismiques. Le corp magmatique moins large (sill) est situé de 1 à 2 km sous le fond océanique, la LVZ (Low Velocity Zone) peut être composée de roches cumulatives de la couche 3. D'après Detrick, 1990.

Les ophiolites montrent un éventail de modèles de chambres magmatiques, allant des multiples chambres individuelles emboîtées, aux grandes chambres permanentes.

III- CRISTALLISATION FRACTIONNÉE ET VARIATIONS CRYPTIQUES

La pile de cumulats magmatiques ayant cristallisé dans une chambre d'accrétion fossile doit refléter fidèlement le régime sous lequel s'est déroulée la cristallisation:

- une chambre magmatique permanente ayant fractionné en système ouvert, fréquemment réalimentée à la base et soutirée par le haut, doit montrer une composition moyenne de mélange et une évolution cryptique en «zig-zag», chaque retour vers des compositions plus primitives traduisant une injection de magma juvénile dans la chambre. Dans ce type d'évolution les compositions minéralogiques moyennes n'évoluent pas de la base au sommet des cumulats.

- une chambre transitoire, non ou peu réalimentée, fractionnera en système fermé et montrera une dérive systématique des compositions minéralogiques vers des termes très évolués (enrichissement en fer, titane, sodium...), au fur et à mesure de la consolidation de la chambre.

Plusieurs travaux ont montré l'existence de ces deux types d'évolution dans les cumulats magmatiques de la nappe de Semail (Pallister et Hopson (1981); Browning (1982); Dahl (1984); Juteau et al., (1988b). Il en est de même, dans d'autres massifs tels que Vourinou (Jackson et al., (1975) et Antalya (Juteau et Whitechurch (1980))

Les variations cryptiques en «zig-zag» caractérisent les chambres magmatiques permanentes évoluant en système ouvert. Ces variations, marquées par les compositions des phases minérales principales des unités lithologiques, sont liées à des réalimentations successives par des liquides mantelliques plus primitifs qui télescopent la chambre magmatique à l'aplomb de l'axe d'accrétion. Les variations cryptiques inverses sont surtout marquées par les variations des teneurs en chrome, nickel et de l'indice mafique dans les spinelles, la forstérite et en plus, celles du chrome, du titane, du magnésium dans les pyroxènes, et enfin celles de l'anorthite dans les plagioclases.

IV- BLOC DE FIZH

IV-1- Introduction

Il est situé dans la partie nord de l'ophiolite d'Oman, limité au sud par Wadi Al Jizi et continue, vers le nord jusqu'aux Emirats Arabes Unies.

Les premiers travaux ont été effectués dans ce bloc (Smewing, 1980), surtout des études structurales qui ont montrées que ce massif présente les caractéristiques d'une zone étroitement associée à une faille transformante océanique. Il s'agit d'une zone d'intersection ride - faille transformante (entre le Wadi Hatta au Nord et le wadi Fizh au Sud).

Reuber en 1984 commence à s'intéresser à l'ophiolite d'Oman, en cartographiant d'une façon détaillée cette partie nord à l'échelle de 1/75000. En 1988, elle publie la carte de ce massif (fig. 14).

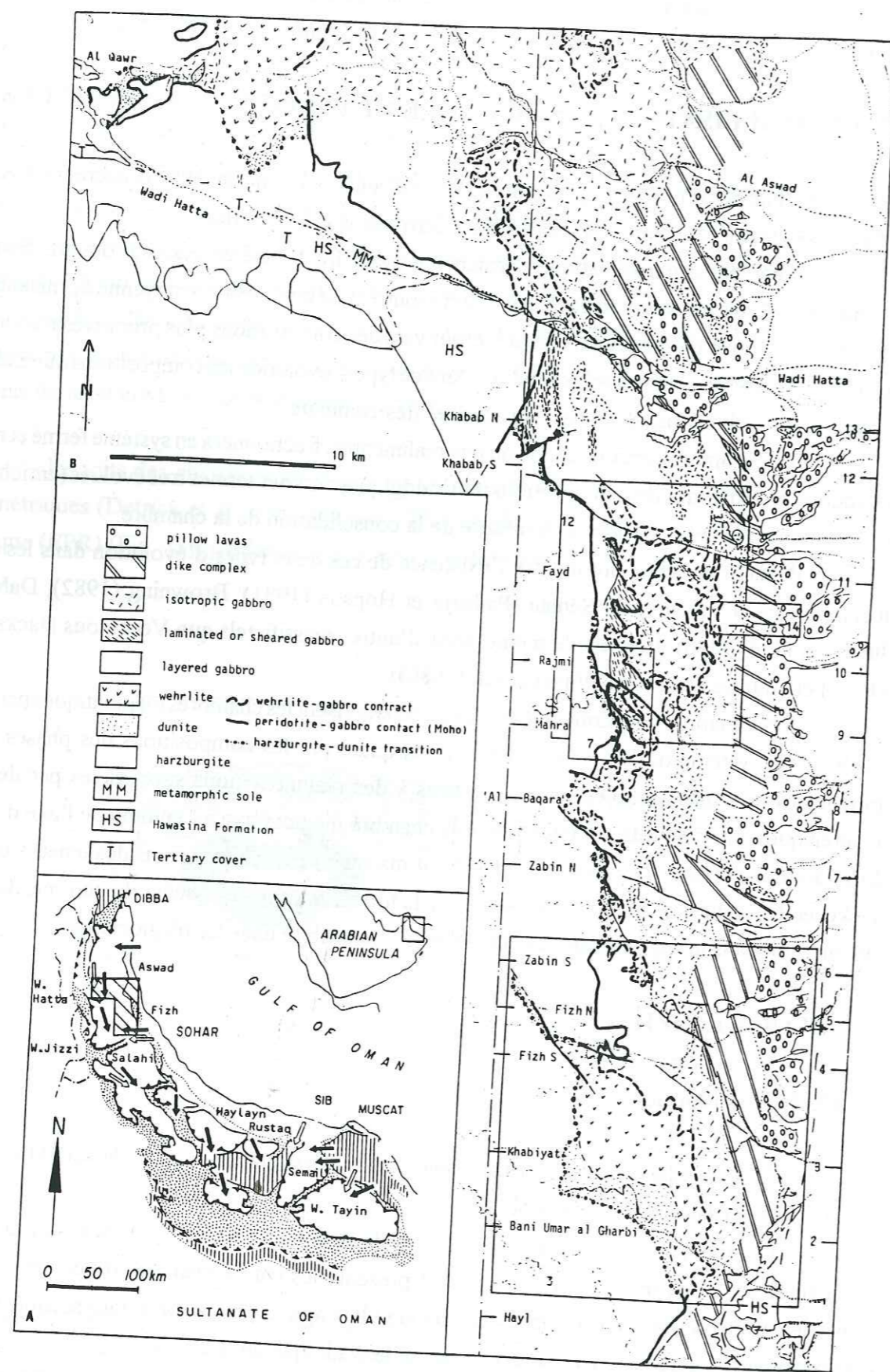


Figure 14 : A- Carte de localisation du massif de Fizh montrant les directions de l'écaillage intraocéanique (Boudier et al., 1985). B- Carte géologique détaillée de la partie nord de l'ophiolite d'Oman (bolc de Fizh) Reuber, 1988.

L'étude entreprise est principalement structurale, et elle montre que ce bloc s'avère complexe en raison du détachement intraocéanique précoce de la séquence crustale. En effet, deux zones sont bien définies dans ce massif:

- une partie nord caractérisée par l'abondance de zones de cisaillement et de corps gabbronoritiques laminés.

- une partie sud qualifiée de zone calme liée à la moindre fréquence des zones de cisaillements, mais à une grande abondance des corps wherlitiques et des filons. Reuber (1988) conclut que la géométrie de ce massif ne montre pas une structure de zone de fracture océanique, mais au contraire que sa géométrie est compatible avec une structure de recouvrement (overlapping spreading center). Ces données confirment le modèle primaire de ségmentation axiale, dans le cadre géodynamique de la dorsale, pendant le fonctionnement de la lithosphère océanique.

IV-2- Perspectives

On a entrepris les travaux sur ce massif, sous la direction de Reuber, depuis 1990, pour établir une carte plus détaillée à l'échelle: 1/10000. Mon travail a consisté à cartographier la zone sud du bloc de Fizh.

La zone étudiée est limitée au nord par le Wadi Fizh et au sud par le Wadi Bani Umar Algharbi. Cette zone montre des variations dans la séquence crustale: la plus frappante est la dominante gabbroïque au nord, et l'existence d'un corps wherlitique très épais (1100m). Les autres points marquant sont selon les coupes des Wadis:

-Wadi Fizh

- * une transition rapide des péridotites mantelliques aux gabbros lités;
- * l'abondance de gabbros lités par rapport aux ultramafites;
- * l'abondance de filons plagiogranitiques.

-Wadi Khabiyat (zone centrale)

- * une énorme masse wherlitico-pyroxénitique;
- * des poches de gabbronorites et abondance de plagiogranites;
- * une intense activité hydrothermale.

-Wadi Bani Umar Algharbi

- * le contact direct (graduel) des harzburgites aux wherlites;
- * une grande masse wherlitique.

Dans ce présent travail, il y aura une présentation cartographique de la zone étudiée, avec des résultats issus de l'étude structurale; une comparaison avec d'autres massifs omanais et même avec

d'autres ophiolites sera proposée.

Les problèmes à discuter dans ce travail, en s'appuyant sur les données structurales, pétrologiques et géochimiques sont:

- la géométrie des corps ultramafiques, leurs relations pétrogénétiques avec le magma gabbroïque;
- la formation des plagiogranites, leur typologie, leur relation avec l'encaissant (croûte ou manteau);

- Aspect métallogénique:

- a- concentrations de sulfures dans les séries wherlitiques et dans les gabbros, leur caractérisation et leur pétrogénèse;
- b- caractérisation des gisements de chromites (pods) et des minéraux de spinelles chromifères des roches basiques et ultrabasiqes.

1ère PARTIE

ETUDE STRUCTURALE DU MASSIF DE FIZH (Partie Nord de l'ophiolite d'Oman)

1ère PARTIE

ETUDE STRUCTURALE DU MASSIF DE FIZH (Partie Nord de l'ophiolite d'Oman)

PRESENTATION DU MASSIF ETUDIE

I- INTRODUCTION

Le massif ou bloc de Fizh est situé dans la partie Nord du Sultanat d'Oman, limité au Nord par l'accident du wadi Hatta et au Sud par celui du wadi Al Jizzi. Du Nord au Sud, il s'étend sur 60 km de longueur et sur 30 à 40 km de largeur.

Le terrain étudié est situé à une trentaine de kilomètres de la Batina (Golfe d'Oman), il constitue la partie Nord de l'ophiolite omanaise (fig. 15). La zone d'étude correspond à la partie Sud de ce massif à partir du wadi Fizh, sur une soixantaine de kilomètres carrés.

Une cartographie détaillée (1/10000) a été effectuée dans le massif de Fizh, celui-ci est traversé, du Nord au Sud, par trois grands "wadis": wadi Fizh, wadi Khabiyat et wadi Bani Umar Algharbi.

I-1- Travaux antérieurs

Les travaux ayant été effectués dans ce massif de l'ophiolite d'Oman ont montré que le bloc de Fizh est caractérisé par une complexité crustale qui justifie, par rapport aux autres blocs, les études plus poussées qui y ont été faites, en particulier au plan structural. Ces études avaient permis de comprendre la structure de la séquence ophiolitique, la géométrie et le fonctionnement des chambres magmatiques dans cette région.

Ce massif a été cartographié par Glennie et *al.* (1974), Lippard (1980), Smewing (1981), Ceuleneer (1986) et finalement Reuber (1988).

Voici un résumé des travaux antérieurs effectués dans le massif de Fizh:

- l'équipe de l'Open University a établi une cartographie de ce massif à l'échelle de 1/100000e. Smewing (1981) a mis en évidence une discontinuité axiale majeure, interprétée comme une

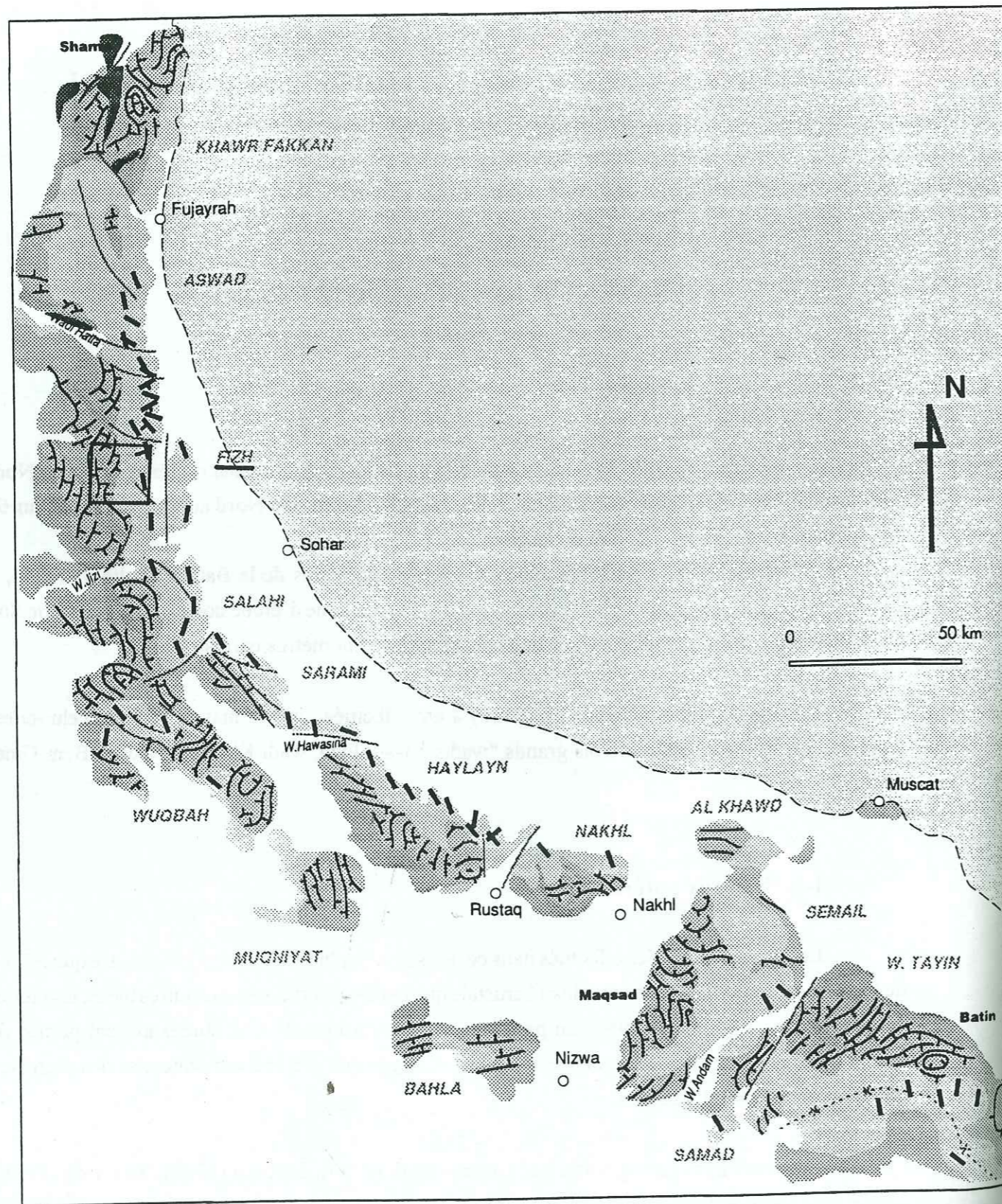


Figure 15 : Carte des différents blocs formant l'ophiolite d'Oman.

faille transformante en extension ("leaky transform"). En plus, il a étudié les variations cryptiques ("cryptic layering) dans les gabbros et a élaboré un modèle de chambre magmatique.

- les travaux de Ceuleneer (1986, 1988) ont permis d'établir une carte de foliations et de linéations dans les harzburgites.

- les travaux de Reuber, depuis 1988 à 1990, ont donné suite à une carte détaillée du massif (1/75000) (fig. 16). Ces travaux ont montré que la discontinuité axiale marquée dans ce massif ne peut être qu'une zone de recouvrement ou "overlapping spreading center". De plus, elle a mis en évidence l'existence d'une chambre wehrlito-pyroxénitique. Dans cette zone de l'ophiolite omanaise, il existe de nombreuses zones de cisaillement qui s'organisent en un système conjugué de bandes sénestres (NNE-SSE) et de bandes dextres (NE-SW) (Reuber, 1988).

A partir des travaux de Reuber (1988-1990), il en découle les grands traits structuraux de ce massif, du Nord (wadi Hatta) au Sud (wadi Bani Umar), qui sont commentés ci-dessous:

- wadi Hatta: les failles montrent une direction majeure E-W de Hatta à Fayd, et sont connectées à des failles directionnelles longitudinales NW-SE. Les zones de cisaillement se redressent et s'orientent N-S. Les dykes ont une direction WNW-ESE.

- wadi Ragmi - wadi Fayd: les wehrlites tendent à être concordantes avec la série litée. Les zones de cisaillement sont très abondantes. Les dykes ont une direction WNW-ESE.

- wadi Fizh: les gabbros lités sont directement au contact des tectonites. Des poches isolées de wehrlites sont rencontrées dans les gabbros lités. Les dykes ont une direction NNW-SSE.

- wadi Bani Umar Algharbi: un corps wehrlitique très épais présente un contact concordant avec les harzburgites.

I-2- But et méthodes

Le travail ici a consisté à cartographier de façon détaillée la partie Sud de ce massif (wadi Fizh - wadi Bani Umar) à une échelle de 1/10000 (fig. 17A, 17B).

La durée consacrée à ce travail a été de cinq mois sur le terrain. Dans le but de comparer et de corréliser les différentes zones de l'ophiolite d'Oman j'ai également travaillé dans la partie Nord du massif de Fizh (Bat, Ragmi), et dans les massifs de Wuqbah et Rustaq.

Les études effectuées sur le terrain ont consisté en:

- une cartographie des faciès et leurs relations mutuelles
- une cartographie du réseau filonien recoupant la séquence ophiolitique
- l'établissement des coupes transversales NE-SW dans le manteau et dans la croûte
- mesure des structures magmatiques, les plans (litage et foliation) et les linéations associées.
- un échantillonnage représentatif qui complète les coupes

Les photos aériennes au 1/20000 qui couvrent la totalité du massif étudié ont été utilisées comme fond topographique, lesquelles ont été agrandies à 200%. Les cartes topographiques en notre

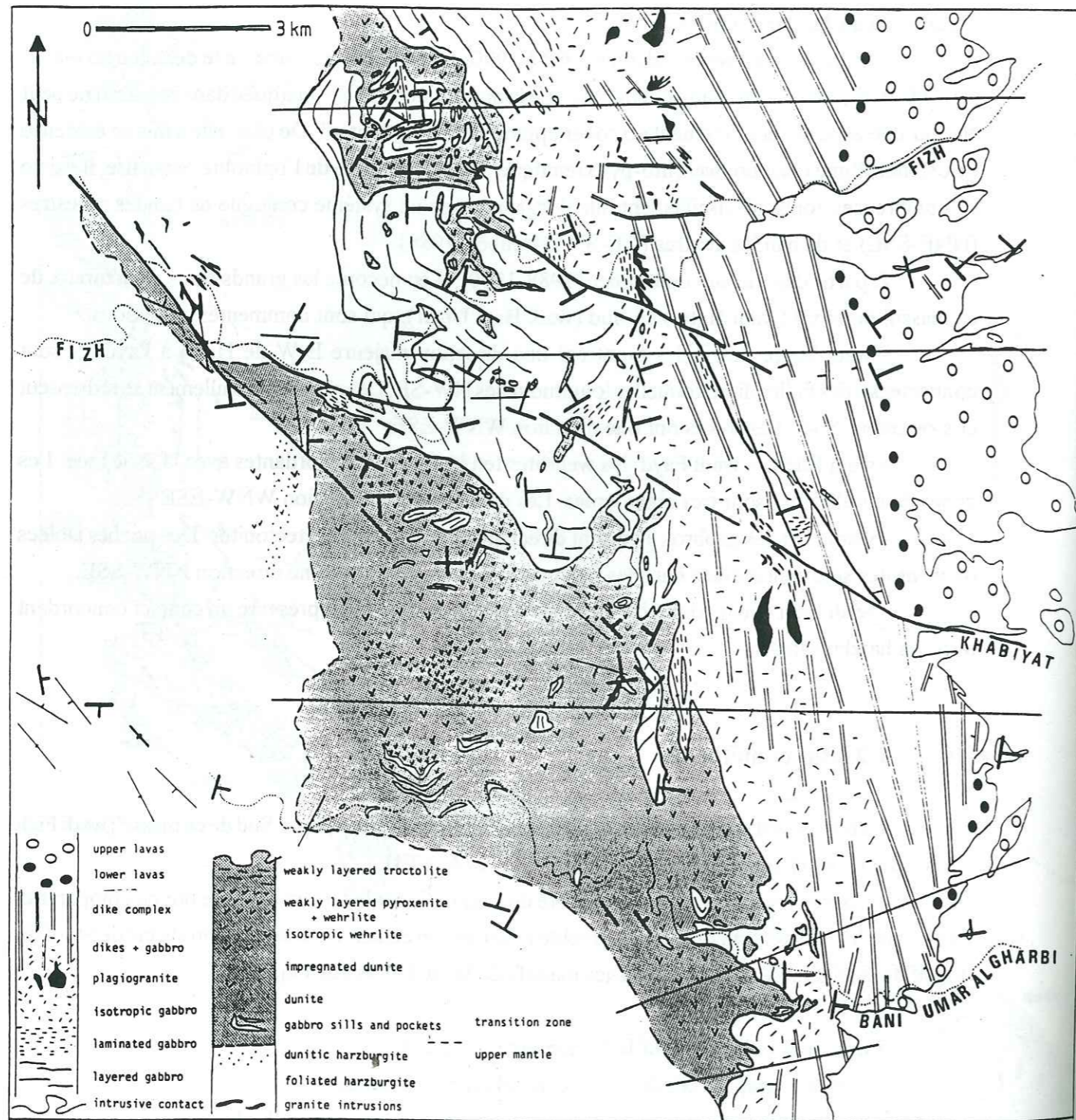


Figure 16 : Carte de la zone sud (W. FIZH), Reuber, 1988.

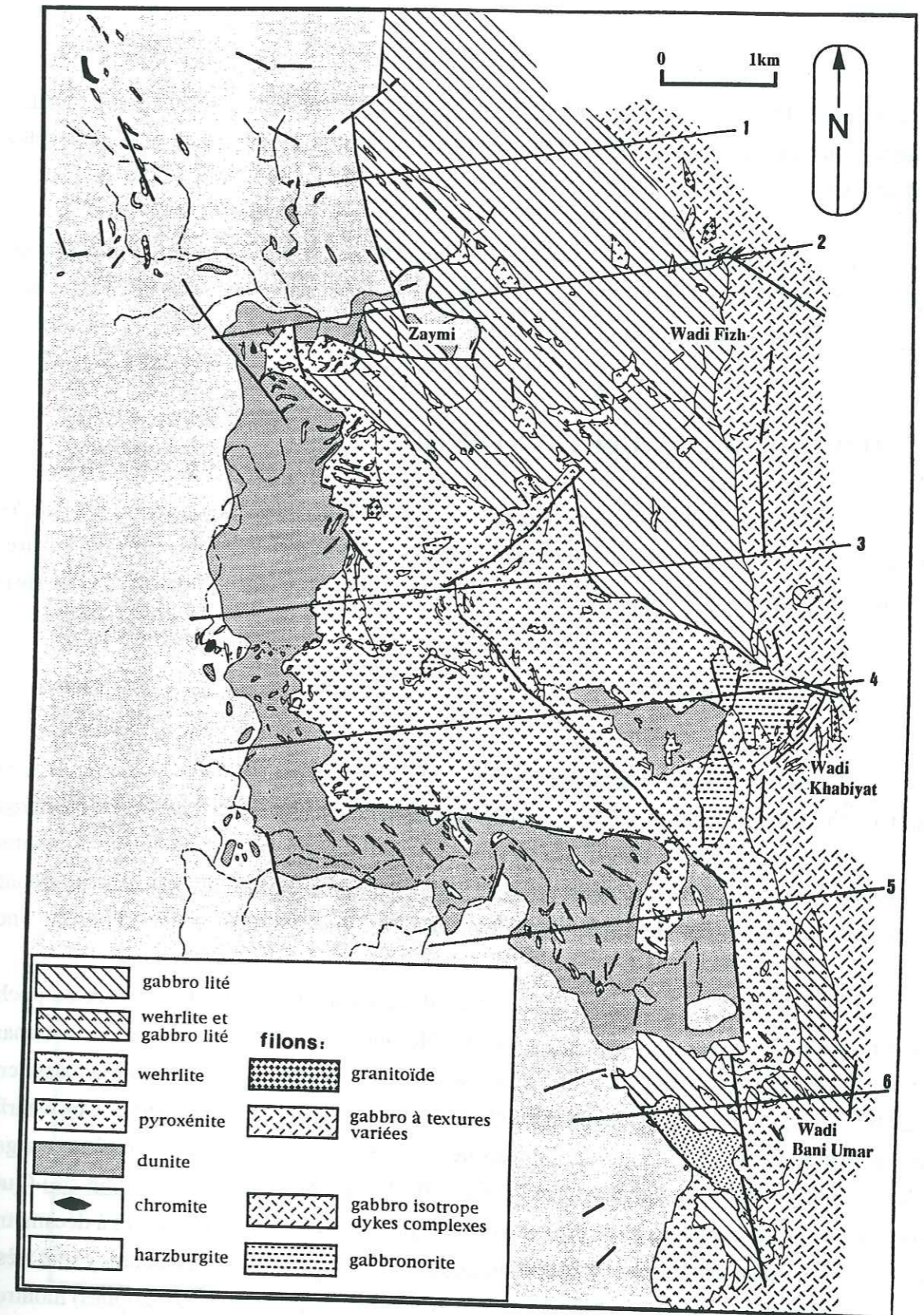


Figure 17A : Carte détaillée du Massif de FIZH (partie sud). Elle montre des différents corps magmatiques et le réseau filonien formant la séquence plutonique.

possession, par contre, n'étaient qu'au 1/100000.

Les caractéristiques structurales que présentent ce massif, permettent de le différencier des autres massifs omanais. Il offre une grande complexité crustale liée à la diversité des géométries des corps magmatiques associés à un réseau filonien très important et très varié. Les zones de cisaillement sont de plus abondantes.

On va essayer ici d'étudier et de caractériser la géométrie des différents corps magmatiques, le réseau filonien et toutes les structures magmatiques associées, afin de donner un modèle cohérent pour la séquence ophiolitique du massif de Fizh.

II- ETUDE DES COUPES SYNTHETIQUES (FIG. 17C)

Les coupes ont été établies tous les 2 à 4 Km. Elles sont orientées ENE-WSW, perpendiculairement aux contacts lithologiques majeurs. Elles sont de même perpendiculaires à la direction de l'axe d'accrétion matérialisé par l'orientation moyenne du complexe filonien (N160).

II-1- wadi Fizh

La zone de transition dunitique qui représente la limite entre le manteau et la croûte, est très limitée voire absente. En effet, les harzburgites sont directement en contact faillé avec les gabbros lités. Les dunites sont représentées par des poches isolées métriques à hectométriques. Les tectonites sont recoupées par un réseau de filons constitués de granites déformés, de gabbros à textures pegmatoïdes et/ou grenues, de pyroxénites et de filons de magnésite. Quelques pods de chromite sont à noter.

Les gabbros lités sont bien développés. Ils sont caractérisés par la présence de poches ou corps intrusifs de wehrlites isolés, de taille variable (métrique à hectométrique) et contenant des enclaves de gabbros lités (fig. 18). Les séries wehrlitiques constituent 10 à 20% de la masse crustale (gabbros lités) du wadi Fizh. Ces corps sont associés aux filons basiques et acides. Ces wehrlites se présentent aussi en sills et montrent parfois des différenciations locales en troctolites ou gabbros troctolitiques, pyroxénites et anorthosites (fig. 19). Il s'agit d'une différenciation in-situ (quelques mètres à quelques centaines de mètres). On note la présence de poches (métriques à décimétriques) de gabbroïtes laminées et des dunites intrusives dans ces gabbros lités, les dunites y sont très rares.

Au sommet de la série gabbroïque, les gabbros isotropes (moins développés) montrent des poches wehrlitiques et gabbroïtiques de taille métrique. En montant dans la série, le complexe filonien est orienté NNW-SSE, les dolérites ou métadolérites riches en sulfures disséminés sont recoupées par des filons de plagiogranites riches en épidoite (veines hydrothermales) associés parfois à des sulfures (de taille centimétrique).

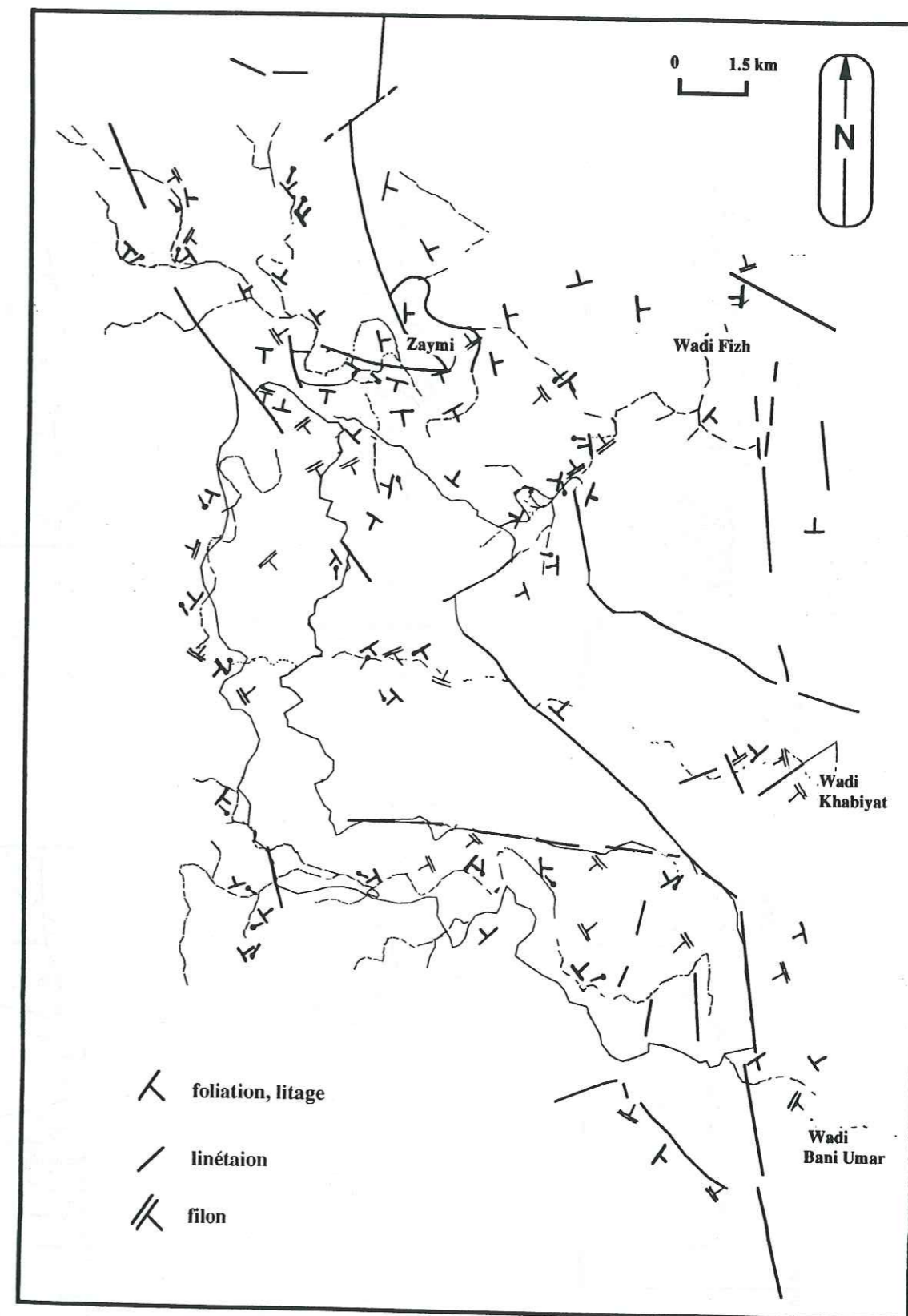


Figure 17B : Carte des structures (litage, foliation et linéation) et les directions des filons dans la séquence crustale et mantellique.

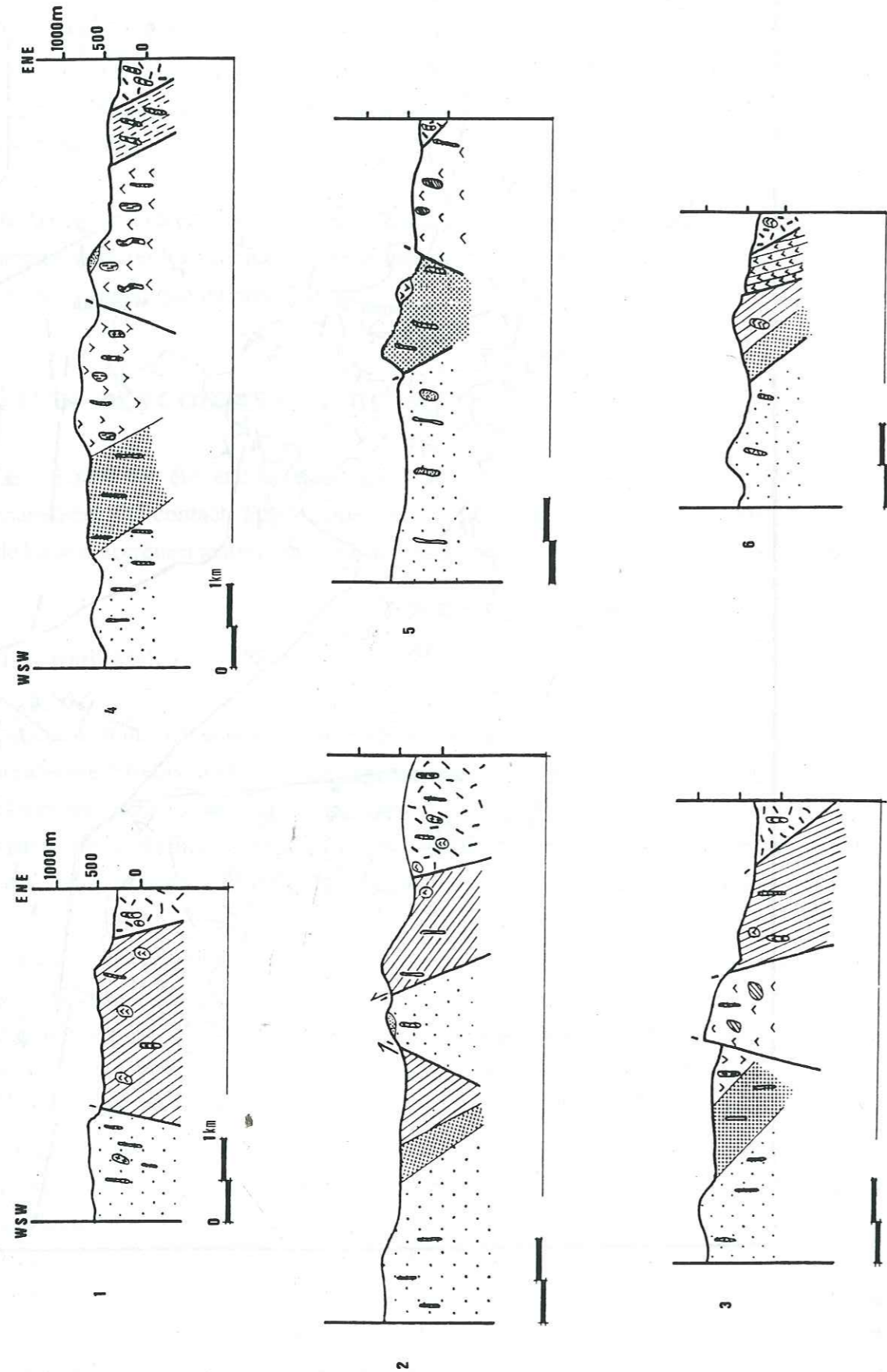


Figure 17C : Coupes synthétiques, au sein de la séquence crustale du massif de Fizh, établies tous les 2 à 4 km, perpendiculairement aux contacts lithologiques majeurs, orientées ENE-WSW. Coupes de 1 à 6 (du Nord au Sud).

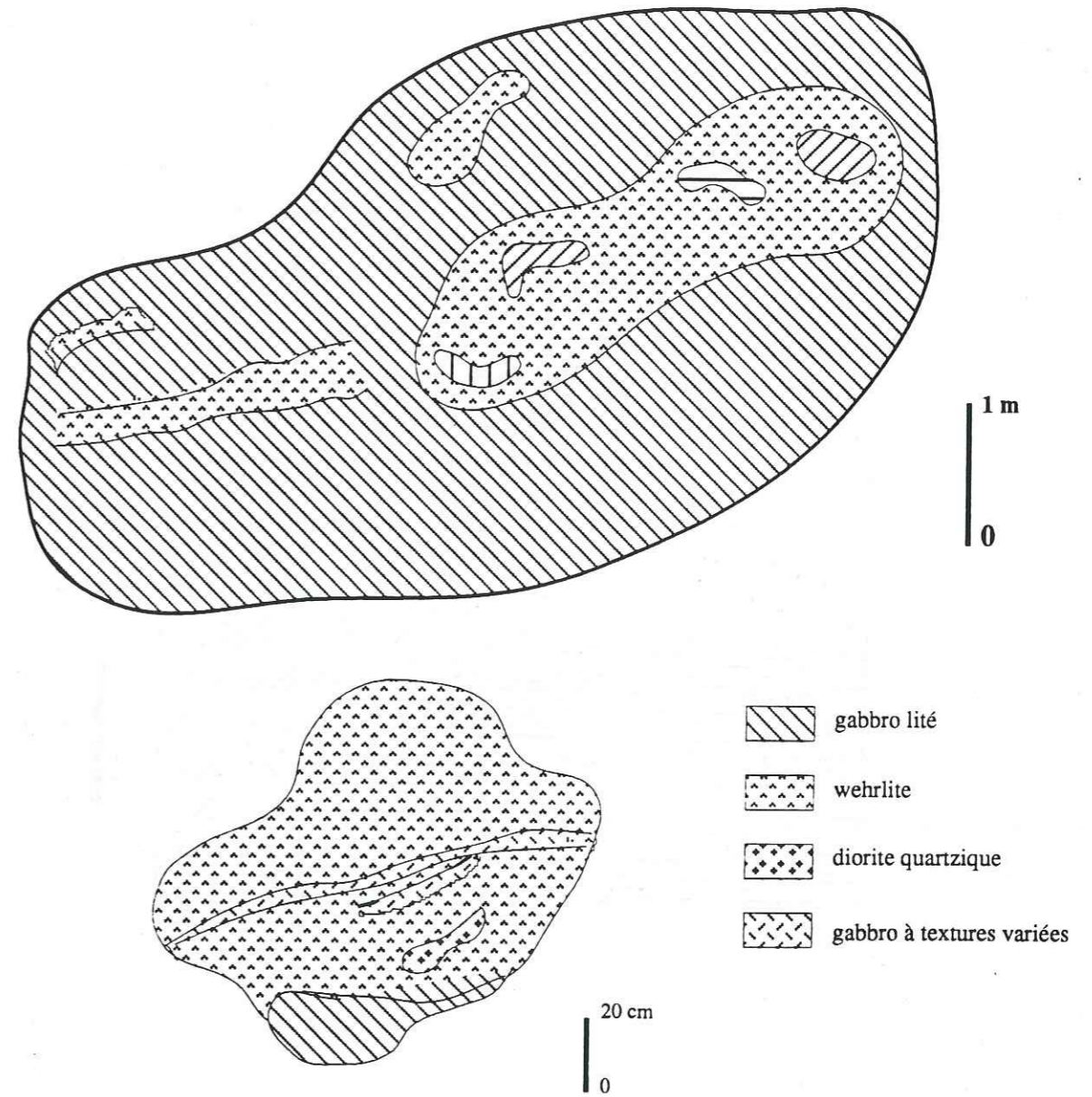


Figure 18 : Relations de terrain entre les séries gabbroïques et wehrlitiques (wadi Fizh). Les Wehrlites sont intrusives dans les gabbros lités. Dans les intrusions wehrlitiques, des poches granodioritiques et des filons de gabbros à textures variées y sont intrusifs. Ils sont associés au magmatisme wehrlitique.

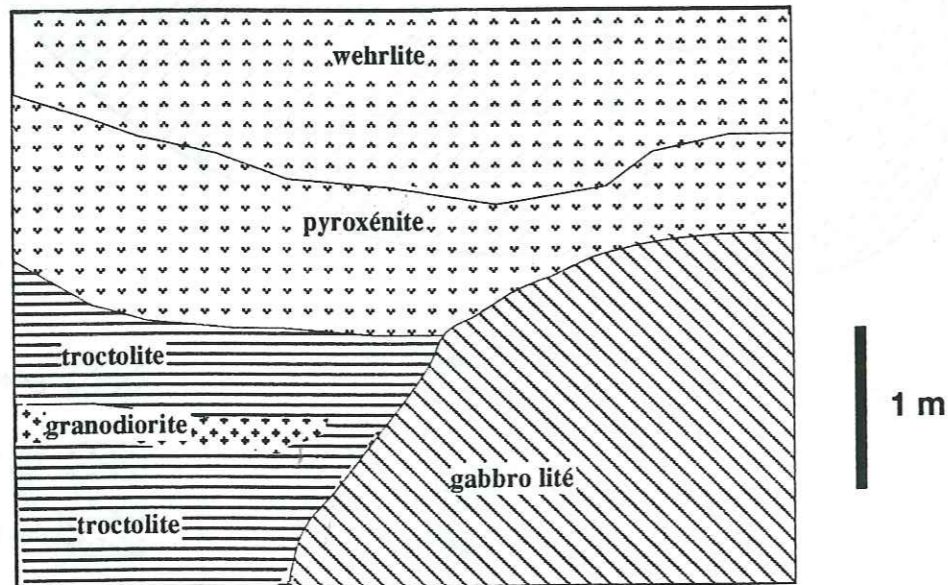


Figure 19 : Relations structurales entre les différents corps magmatiques gabbroïques et wehrlitiques (wadi Fizh). Les intrusions wehrlitiques montrent des différenciations internes (pyroxénites, troctolites...). Les poches ou les filons granodioritiques sont associés à ces intrusions. Les corps wehrlitiques sont intrusifs dans les gabbros lités, les litages magmatiques sont sécants.

a- wadi Fizh - Nord (coupe 1)

Les failles qui limitent les gabbros lités et les harzburgites sont pentées ($60-70^\circ$) vers le Sud et ont une direction NNW-SSE. Dans cette zone, le "Moho pétrologique" est représenté par ces failles; il est subvertical. Les harzburgites sont directement au contact des gabbros, et contiennent quelques poches dunitiques métriques à hectométriques, des filons de granites déformés et riches en biotite associés à des enclaves basiques, des filons de gabbros fins et grossiers et parfois des filons centimétriques à métriques de pyroxénites. Les gabbros lités constituent la majeure partie de la séquence crustale, avec des poches wehrlitiques métriques à décamétriques et des filons de gabbros métriques qui y sont intrusifs. Les gabbros isotropes et le complexe filonien qui matérialisent le toit de la séquence crustale, montrent des filons de plagiogranites qui sont bien développés à ce niveau.

b- wadi Fizh - Sud (coupe 2)

Cette zone est caractérisée par une complexité liée à la présence d'un système de failles de directions NNW-SSE et E-W. Ce système d'accidents limitent les tectonites et les gabbros lités.

Ces failles NNW-SSE jouent en décrochement senestre. Elles sont associées à des bandes de failles décrochantes conjuguées E-W dont le jeu est dextre. Ces jeux ont eu lieu pendant les phases d'écaillage intra-océanique ou lors des phases précoces de l'obduction.

A l'Ouest du massif, les tectonites et les gabbros lités sont pris dans un plissement NW-SE. Des failles transcurrentes synchrones (E-W, WNW-ESE) dont le jeu est dextre et font déplacer ainsi le plissement vers l'Est. Cette phase plicative serait liée à l'écaillage intra-océanique ou à la phase précoce de l'obduction (préobduction).

Dans cette zone, la série gabbroïque est encore plus épaisse alors que la zone de transition dunitique montre une épaisseur faible ne dépassant pas les 200m. On note toujours la présence de quelques poches wehrlitiques décamétriques. Cet ensemble est recoupé par des filons de gabbros fins et pegmatoïdes, des filons de plagiogranites ou même des brèches déformées, quelquefois des filons d'anorthosite sont localisés dans la zone de transition. Vers l'Est, les gabbros lités sont bien développés, intrudés par de nombreuses poches wehrlitiques métriques à hectométriques et des corps dunitiques et gabbronoritiques laminés décamétriques très rares. De plus, des filons mixtes de matériaux acides et basiques sont intrusifs dans les gabbros lités et montrent des figures de mélange visqueux ou bréchique. Au sommet de la série, les gabbros isotropes sont surmontés par des dolérites riches en sulfures et des dykes de diabase qui sont recoupés par un essaim de plagiogranites contenant des veines d'épidote. Dans le complexe filonien, on note parfois la présence de "screens" de taille métrique, formés de gabbros lités associés à des poches de wehrlites riches en sulfures.

II-2- Wadi Khabiyat

a- wadi Khabiyat - Nord (coupe 3)

Les gabbros lités présentent une épaisseur réduite que dans le wadi Fizh. Ils montrent toujours des poches de wehrlites métriques à hectométriques et quelques gabbronorites décamétriques. L'ensemble dunitite-pyroxénite est de plus en plus épais et plus développé. La wehrlite apparaît sous forme d'une "languette" et contient des enclaves de gabbros lités de tailles variables. Elle est en contact faillé avec la série gabbroïque litée vers l'Est et avec les pyroxénites vers l'Ouest, par contre vers le NW le contact avec les gabbros lités est intrusif (lobé). On note toujours la présence de nombreux filons de gabbros à textures variées et de roches acides dans ces formations. Les failles montrent une direction NW-SE et sont associées à des failles E-W, ce sont des systèmes conjugués qui jouent en régime décrochant. En montant dans la série, les gabbros isotropes et le complexe filonien sont intrudés par des poches de wehrlite décamétriques. Dans cette partie du massif, le complexe filonien est bien développé que dans le wadi Fizh. Ce dernier est recoupé par des filons de plagiogranite anastomosés dont l'épaisseur est très réduite (centimétrique).

b- wadi Khabiyat - Sud (coupe 4)

Dans cette zone, les gabbros lités sont absents et les wehrlites deviennent la formation la plus représentée et la plus épaisse et forme un corps continu et uniforme dans une direction NW-SE. Il contient des corps de gabbronorites structurés (gabbros laminés) plus ou moins allongés, métriques à hectométriques. En plus, des poches dunitiques de plusieurs mètres d'épaisseurs sont contenues dans le corps wehrlitique. Ces dunitites appartiennent à la série wehrlitique et qui donnerait naissance aux wehrlites par cristallisation fractionnée.

Les dunitites transitionnelles sont moins épaisses qu'au Nord. Les pyroxénites sont bien développées et contiennent des poches de wehrlite métriques à décamétriques, des corps gabbronoritiques de plusieurs mètres d'épaisseurs et parfois quelques poches des harzburgites métriques. De plus, elles sont recoupées par de nombreux filons dioritiques riches en sulfures et en épidote. Les brèches magmatiques y sont bien développées.

Dans la zone de transition dunitique, il existe un pod de chromite bien développé, formé de chromite massive et de nombreux filons de gabbros à textures variées qui recoupent l'ensemble dunitite-chromite.

Les harzburgites contiennent des poches de dunitites et des filons de gabbros pris dans une zone de cisaillement et montrent une déformation mylonitique.

Le toit de la séquence crustale est formé de gabbro isotropes et des protodykes (il s'agit du complexe filonien dont les limites entre les dykes n'apparaissent pas) qui contiennent des poches de

wehrlite métriques et des filons de plagiogranite. Des lentilles laminées de gabbronorite prennent place entre les gabbros isotropes et les roches ultrabasiqes.

II-3- Wadi Bani Umar

a- wadi Bani Umar - Nord (coupe 5)

Les gabbros lités apparaissent sous forme d'enclaves de dimensions réduites dans les wehrlites. Les wehrlites sont bien développées et forment un corps très épais. Elles sont en contact faillé (failles NNW-SSE) avec les dunitites au Sud du wadi et les pyroxénites à l'Ouest. Ces wehrlites sont recoupées par des filons métriques; acides déformés et des filons de gabbros. Vers l'Est, les wehrlites parviennent jusqu'aux gabbros isotropes et au complexe filonien. Dans cette zone les pyroxénites sont plus ou moins épaisses par rapport à la zone du wadi Khabiyat. Au contact entre ces dernières et les dunitites, on note de nombreux filons de gabbros à textures variées et de roches acides (diorites) sont concentrés dans cette zone. Ces pyroxénites sont litées et disparaissent sous les wehrlites par un contact faillé (NNW-SSE). Les dunitites transitionnelles forment une série épaisse et sont recoupées par des filons métriques de nature dioritique, gabbroïque et des brèches à matrice acide. Les dunitites à la limite manteau-croûte montrent une foliation et une abondance de grains de chromite. Ces dunitites sont recoupées par des filons centimétriques à métriques de pyroxénite, de gabbro et de serpentine.

b- wadi Bani Umar - Sud (coupe 6)

A l'Est du wadi Bani Umar (Est de la boucle de Elâakrabia), les gabbros lités apparaissent dans une zone de mélange complexe avec les wehrlites ou sous forme d'enclaves. Plus au Sud, les gabbros lités sont en contact faillé (NNW-SSE) avec les wehrlites. Mais, cette série est moins épaisse par rapport au corps wehrlitique du wadi Khabiyat. Vers l'Est, elles arrivent jusqu'au complexe filonien. Des poches gabbronoritiques métriques existent dans les gabbros lités et dans les wehrlites. En plus, les harzburgites se présentent sous forme de poches de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur au sein des dunitites et à la limite des gabbros lités-wehrlites. Ces poches harzburgitiques sont recoupées par des filons ou des poches centimétriques à métriques d'imprégnation gabbroïque riches en cristaux de pyroxène et de plagioclase. Vers l'Ouest, les dunitites transitionnelles deviennent moins épaisses mais riches en grains de chromite. La zone de transition disparaît vers le SW. Plus au Sud (limite Sud du wadi Bani Umar), cette série wehrlitique est directement au contact des harzburgites au Sud et est recoupée par des filons acides et basiques.

| | Fizh-Nord | Fizh-Sud | Khahiyat-Nord | Khahiyat-Sud | Bani Umar-Nord | Bani Umar-Sud |
|------------------------|----------------|-----------|----------------|-----------------|-----------------|---------------|
| granitoïdes océaniques | abondants | abondants | plus abondants | moins abondants | moins abondants | abondants |
| granites | plus abondants | abondants | abondants | abondants | abondants | rare |
| filons de gabbros | abondants | abondants | | | abondants | rare |
| filons de pyroxénites | abondants | rare | | | abondants | abondants |
| filons d'anorthosites | rare | | | | | |
| gabbronorites (m) | 100 | 100 | 200 | 350 | 800 | 300 |
| wehrlites (m) | 100 | 400 | 700 | 1500 | 400 | 200 |
| gabbros lités (m) | 1000 | 2500 | 150 | 1300 | 300 | 200 |
| pyroxénites (m) | 150 | 350 | 450 | 200 | 750 | 200 |
| dunites (m) | | 100 | 500 | 3000 | 1850 | 500 |
| Total Ultramafites(m) | 250 | 850 | 1650 | | | |

Figure 20 : - Abondances du réseau filonien dans la séquence ophiolitique
 - Epaisseurs des séries basiques et ultrabasiques (Les épaisseurs ont été calculées à l'horizontal, la limite tectoniques - gabbros lités ou encore le "Moho" pétrologique, les litages des gabbros et en rendant le complexe filonien à la verticale).

III- LES RELATIONS ENTRE LES DIFFERENTS CORPS MAGMATIQUES

Les coupes ci-dessus, montrent que la distribution et l'épaisseur des faciès magmatiques varient du Nord au Sud (fig. 20). On distingue des corps ultramafiques et mafiques, la série gabbroïque litée, les gabbros isotropes et le système filonien. Les relations de terrain entre les différents ensembles permettent de caractériser les différents liquides magmatiques, leur chronologie, leur mise en place par rapport à l'évolution de la paléodorsale dans le temps et dans l'espace. (Planche I)

III-1- La séquence mantellique

Cette séquence constitue la majeure partie de la séquence ophiolitique. Elle est formée essentiellement des harzburgites et parfois des dunites (dunites mantelliques). Elle est intrudée par des poches dunitiques et par un réseau filonien acido-basique. Des zones de cisaillement traversent les tectonites qui montrent parfois des zones ou des poches d'imprégnation plagioclasique et pyroxénitique.

Wadi Fizh

Quand les harzburgites sont directement au contact des gabbros lités, la zone de transition est alors rapide voire absente. Des poches dunitiques métriques à hectométriques et des filons de gabbros à textures variées et granitiques y sont intrusifs. Les harzburgites sont déformées plastiquement: elles montrent une foliation et une linéation associée définie par l'allongement des spinelles (et des pyroxènes). Au niveau de la boucle de Zaymi, vers l'Ouest, les harzburgites montrent une virgation de la foliation allant de N30, N130, N160 à N20; et respectivement un pendage fort qui devient faible. La linéation associée est pentée vers l'Est. Cette courbure de la foliation est due au plissement qui affecte les tectonites et les gabbros lités. Des zones de cisaillement affectent cette zone et montrent un jeu senestre dans une direction N140 - N170.

Toujours vers l'Ouest, dans le wadi Fizh, des poches et des filons de granite de quelques mètres d'épaisseur et des filons de gabbro sont intrusifs dans les harzburgites. Les filons de granite sont déformés. Les filons de gabbro montrent un vague litage (litage modal). Ils sont formés de matériaux recristallisés pegmatoïdes et des termes fins (fig. 21). Des gabbros mylonitiques sont associés à des enclaves des harzburgites et montrent un sens de cisaillement senestre.

Dans la zone Est de la boucle de Zaymi (palmerie), un plissement affecte les harzburgites et les gabbros lités. Il est synchrone du fonctionnement des failles E-W dont le jeu est dextre. Cet événement pourrait être lié aux phases de l'écaillage intra-océanique ou de l'obduction (phases précoces). La foliation subit une rotation du N30, N120-140, à N80, avec une linéation associée qui est moyennement pentée, horizontale et devient subverticale vers le Sud. Des zones de cisaillement marquées par le rubanement des pyroxénites montrent un sens de cisaillement dextre vers le Sud. Plus loin, vers l'Est de la même boucle, les harzburgites sont caractérisées par la présence de poches d'imprégnation centimétriques à métriques riches en cristaux de pyroxène et de plagioclase. Des

dunites sous forme de lentille dont l'épaisseur moyenne ne dépasse pas 100 m constituent la zone de transition entre les tectonites et les gabbros lités.

On note la présence, dans ces harzburgites de filons de gabbro structurés qui se présentent sous forme de microdykes orientés N160. Ces filons sont surtout présents dans un couloir de zone de déformation des péridotites. La foliation dans ces dernières montre la même direction que ces filons. Il s'agit d'une similitude avec le sommet de la croûte, où le complexe filonien montre la même orientation qui matérialise l'axe d'expansion. Les filons de gabbro structurés pourraient présenter une empreinte profonde rappelant le complexe filonien du toit de la chambre magmatique. Cette similitude est enregistrée localement dans la manteau à la base du Moho pétrologique.

Wadi Khabiyat

A l'Ouest, les harzburgites contiennent de nombreuses poches dunitiques métriques à décamétriques vers le Nord et vers le Sud. Dans l'une des poches, juste à la limite du Moho pétrologique, se trouve un gisement de chromite podiforme qui apparaît à la bordure d'une zone de cisaillement. Des filons de gabbro, parfois déformés, sont intrusifs dans l'ensemble de ces faciès. Dans cette zone les harzburgites sont altérées, la foliation varie de N80 à N120-150, avec une linéation associée qui est respectivement subverticale et devient légèrement horizontale vers le Sud. Certains filons de gabbro sont parfois mylonitisés et contiennent des enclaves de tectonites, avec un sens de cisaillement senestre.

Wadi Bani Umar

Les harzburgites sont toujours caractérisées par la présence à la fois de filons intrusifs variés et de poches dunitiques. Les pyroxénites filoniennes se présentent sous forme de rubanements ou de lentilles. De même, elles sont recoupées par des filons ou des poches centimétriques à métriques riches en cristaux de pyroxène et de plagioclase (fig. 22). La foliation dans les harzburgites est de N140-160, N-S à E-W, la linéation est subverticale et devient légèrement pentée voire horizontale vers le Sud. Les zones de cisaillement qui traversent les harzburgites se concentrent dans une grande zone épaisse d'environ 100 m. Il s'agit des effets d'une déformation mylonitique dans des filons de gabbro. Les filons de pyroxénite montrent un boudinage oblique avec un sens de cisaillement senestre et un pendage vers l'Est. La déformation est très hétérogène. On remarque une foliation S_2 superplastique, de haute température qui traverse les filons gabbroïques et pyroxénitiques; la linéation dans les harzburgites est fortement pentée. Des rubanements dunitiques et pyroxénitiques se distinguent bien dans ces niveaux. La rotation de la foliation est une conséquence de l'hétérogénéité de la déformation dans les harzburgites. Dans cette zone la proportion des filons est très importante par rapport au reste du massif où les zones de cisaillement sont moins abondantes (wadi Fizh et Khabiyat).

Plus au Sud du massif, les harzburgites forment un bombement vers le Nord, avec des

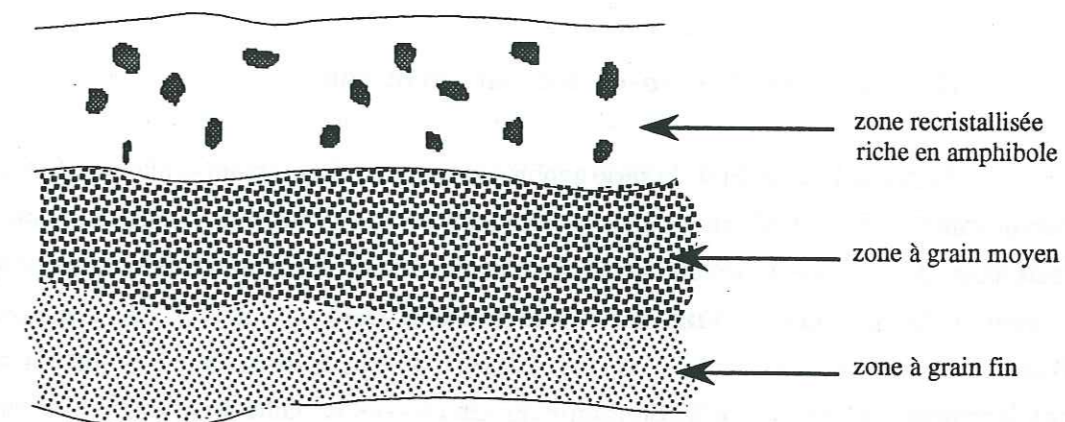


Figure 21 : Filon de gabbro intrusif dans les harzburgites montrant un litage modale de taille de grains (wadi Fizh).

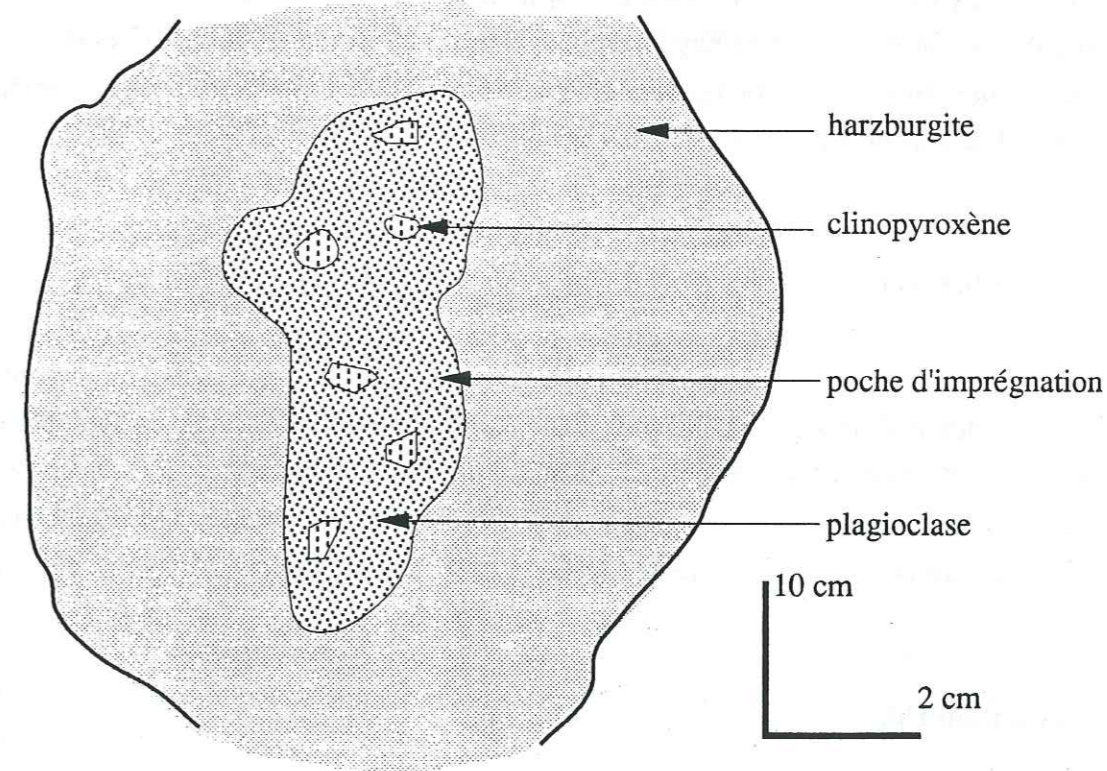


Figure 22 : Poche d'imprégnation dans les tectonites (wadi Bani Umar).

ondulations de la zone de transition. Vers le SE, les harzburgites sont en contact faillé avec les gabbros lités, les dunites et les wehrlites. Cette faille est orientée NW-SE, parallèlement aux autres failles qui traversent la croûte.

III-2- La zone de transition croûte-manteau

Au Nord du wadi Fizh, la série gabbroïque repose directement sur les péridotites mantelliques par un contact faillé. Quelques poches dunitiques métriques à hectométriques sont intrusives dans les tectonites. Au Sud de la boucle de Zaymi, une formation dunitique très mince marque la zone de transition. Au Sud du wadi Fizh, la zone de transition devient plus importante surtout dans le wadi Bani Umar-wadi Khabiyat. Au Sud du wadi Bani Umar, la zone de transition est absente. A son emplacement réside une lentille dunitique qui est en contact faillé avec les harzburgites.

Wadi Fizh

Les dunites transitionnelles se présentent sous forme de poches ou d'horizons intrusifs dans les harzburgites. Elles sont très serpentinisées, et possèdent de gros grains de chromite. La proportion de ces poches peut-être très importante et on note la présence de filons de gabbro à amphibole et des filons de pyroxénite. Dans la boucle de Zaymi, les dunites montrent également des lentilles formées des harzburgites. Au Sud de Zaymi, entre la zone de transition et les tectonites le contact est faillé, puis graduel avec les pyroxénites. A ce niveau on note une abondance de filons de gabbro pegmatoïdes. Un pod de chromite réside au sein de ces dunites.

Wadi Khabiyat

La zone de transition est plus épaisse par rapport au Nord, mais se réduit modérément et montre des ondulations. Les filons variés sont toujours abondants et sont parfois déformés ("schlieren" d'amphibole). On note l'existence d'un pod de chromite qui est aussi recoupé par les mêmes filons. Dans cette zone, quelques petites poches harzburgitiques se mettent en place dans les dunites transitionnelles. La zone de transition offre une virgation vers l'Est, en allant vers le Sud.

Wadi Bani Umar

Cette zone est caractérisée par une courbure de la zone de transition, par rapport au Nord, il s'agit d'une zone faillée (décrochement E-W) entre les dunites transitionnelles et les pyroxénites. Cette zone pourrait être la zone d'enracinement des corps pyroxénitiques et wehrlitiques.

La zone de transition dunitique est recoupé par un réseau filonien abondant de gabbro et de diabase qui bréchifient localement les dunites. Ces brèches de gabbros sont parfois foliées et sont abondantes dans cette zone. Elles peuvent correspondre au démantèlement dans la zone de compaction (base de la chambre). Ces diabases montrent des recristallisations de gabbros à amphibole et, de même, constituent les éléments de ces brèches associés à une matrice dioritique.

Les dunites montrent parfois des cristaux d'orthopyroxène et d'olivine recristallisés et des filons de gabbro déformés contenant des enclaves du matériel dunitique.

Les dunites mantelliques dont l'extention est très réduite offre une foliation qui est N165 à N110 portant une linéation presque horizontale. Au passage des dunites aux harzburgites foliées (Moho pétrologique), la linéation est faiblement pentée et devient subhorizontale, ceci est en accord avec un changement de rhéologie (croûte-manteau) ou à une différence de comportement marquée par la montée ("doming") des dunites.

La zone de transition est caractérisée par l'abondance de filons de gabbro dans les dunites. A la base ces filons sont irréguliers et forment des brèches. Vers le haut ils s'individualisent en sills. Parfois, des poches harzburgitiques métriques apparaissent dans la zone dunitique.

Plus vers l'Est et SE, la zone de transition devient très mince, voire même absente, avec quelques filons de gabbro.

III-3- Les cumulats ultramafiques et mafiques

La séquence crustale est formée en majeure partie par des cumulats mafiques et ultramafiques. Ils sont représentés par les dunites, les wehrlites les pyroxénites et les gabbros lités. Ces cumulats montrent des variations dans leur mode de gisement, leur relations mutuelles et leur extension latérale et verticale.

a- Les dunites

Elles constituent essentiellement la zone de transition (Moho pétrologique), dont l'épaisseur varie d'une zone à l'autre. Dans le massif de Fizh, on distingue des dunites mantelliques caractérisées par une déformation plastique et leur extension est faible (wadi Bani Umar, wadi Fizh), des dunites transitionnelles qui sont très altérées et qui constituent des petites collines entre les tectonites et la série cumulative. Celles-ci forment la zone de transition. Cette zone est très réduite voire absente au Nord (wadi Fizh), par contre elle est très importante vers le Sud (wadi Bani Umar). Les dunites qui font partie des ultramafites intrusives, sont caractérisées par leur mode de gisement qui est sous forme de poches de taille variable (métriques à hectométriques) et qui existent dans le manteau et dans la croûte. Elles sont souvent imprégnées par des liquides résiduels (plagioclasiques et/ou pyroxénitiques).

Les poches dunitiques situées dans le manteau sont différentes de celles qui sont intrusives dans la séquence crustale. En effet, les dunites intrusives dans le manteau sont les mêmes que celles

de la zone de transition: elles sont formées de cristaux d'olivine et de spinelle chromifère et parfois accessoirement de cristaux d'orthopyroxène et/ou de clinopyroxène. Par contre, celles qui se trouvent dans la croûte sont distinctes pétrographiquement; elles sont à la limite de la zone de transition et des pyroxénites. Elles se rencontrent dans les wehrlites et dans les gabbros lités. Elles montrent, en général un caractère cumulatif avec une imprégnation par un liquide plagioclasiq ou pyroxénitique. Les proportions des dunites intrusives sont faibles par rapport aux dunites transitionnelles.

b- La série wehrlitique

Il s'agit d'une série bien individualisée, qui se manifeste par un corps principal très épais dans la partie centrale du massif (wadi Khabiyat). Ce corps wehrlitique se propage du Sud (wadi Bani Umar) vers le Nord (wadi Fizh - Sud). Au delà de cette zone (wadi Fizh), les wehrlites se présentent sous forme de poches ou en sills métriques à hectométriques voire même kilométriques. Cette série est caractérisée par des structures, des types pétrographiques et des modes de gisement variables du Nord au Sud. Pétrographiquement, on distingue les dunites, les wehrlites, les troctolites, les gabbros troctolitiques et les gabbros massifs.

Wadi Fizh

Les massifs wehrlitiques sont souvent sous forme de poches ou en sills intrusifs dans les gabbros lités, dans les gabbros isotropes et même dans le complexe filonien. Dans les gabbros lités, les wehrlites (poches) sont litées. Ce litage est discordant sur celui des gabbros lités (fig. 19). Elles sont associées, en particulier, à des filons acides grenus structurés et parfois pegmatoïdes. A ces filons s'ajoutent des dykes basiques fins et grossiers.

Parfois les relations d'intrusion entre les gabbros lités et les wehrlites (contacts lobés) ne sont pas toujours évidentes suite au mélange visqueux des deux liquides wehrlitique et gabbroïque (fig. 23). Les wehrlites se présentent en sills intercalés entre les bancs des gabbros (fig. 23). Des passages des wehrlites à des troctolites, à des gabbros troctolitiques et aux anorthosites litées montrent des enclaves de gabbros lités. On note aussi que les wehrlites peuvent se présenter sous un aspect massif. Elles sont "imprégnées" de plagioclase. Ce type de roche est rencontré au SW et SE du wadi Fizh, au contact des pyroxénites et des gabbros lités. Les wehrlites se présentent dans les pyroxénites en sills ou en poches, elles contiennent des cristaux de clinopyroxène poécilitiques et des cristaux de plagioclase plus ou moins abondants. Les poches wehrlitiques intrusives dans les gabbros lités peuvent montrer une déformation mylonitique voire ultramylonitique, il s'agit de zone de cisaillement à basse température. Les séries wehrlitiques montrent un pseudolitage et sont associées à de nombreux filons de granitoïdes anastomosés. Ces filons acides contiennent des enclaves de wehrlites et sont omniprésents avec les dykes de diabases isolés. L'ensemble forme des brèches magmatiques dont la matrice est dioritique. On note, également dans la zone d'imprégnation, la présence de sulfures (sous

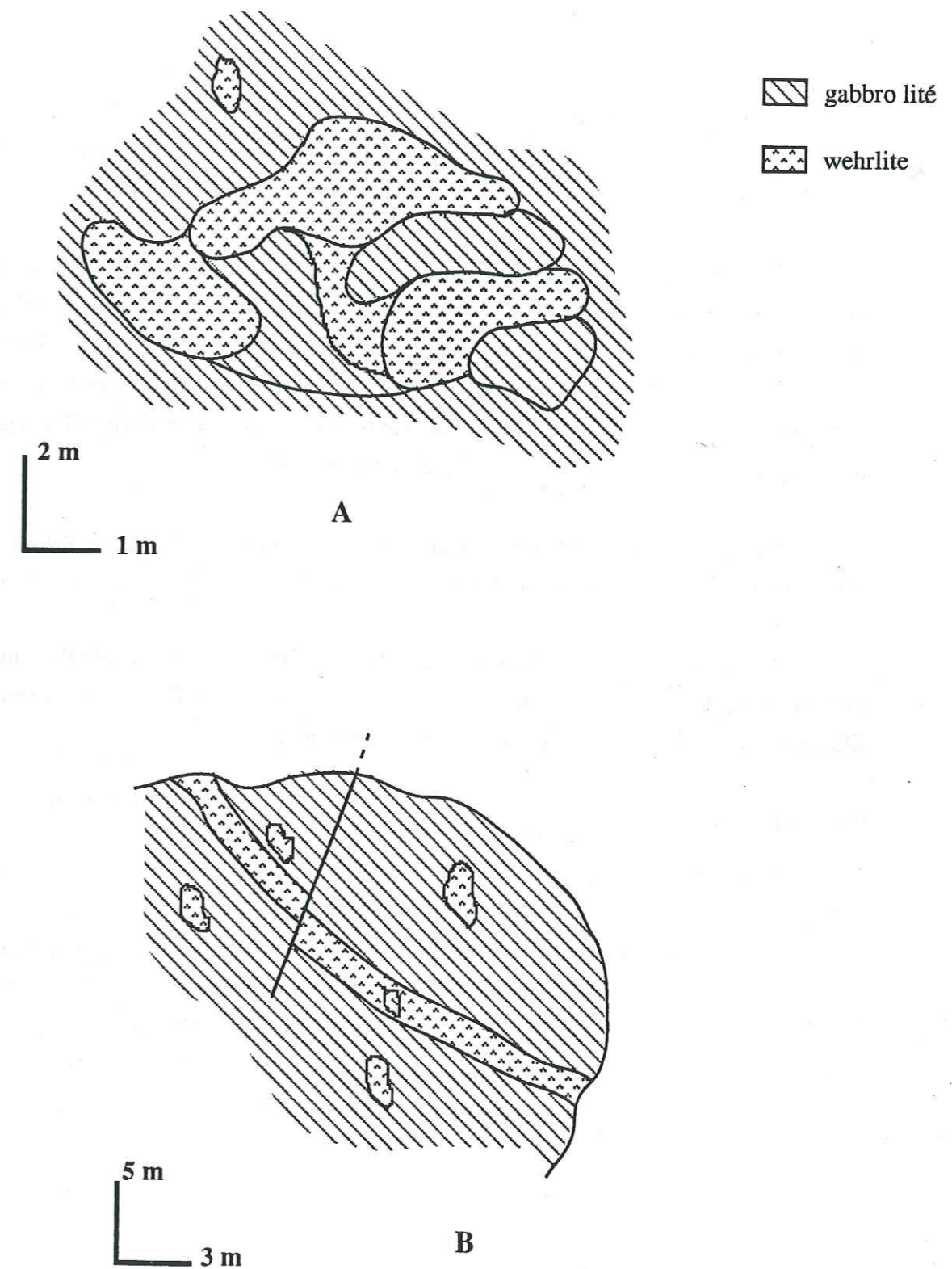


Figure 23 : Relations de terrain entre les gabbros lités et les wehrlites
 A- mélange des deux matériaux à l'état visqueux (Immiscibilité)
 B- wehrlite en sill et en poches intrusives.

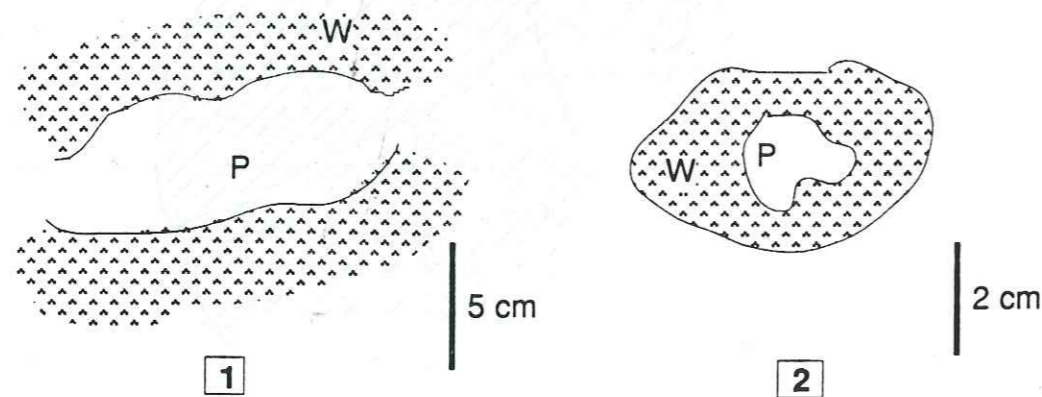
forme de taches). Les imprégnations plagioclasiques se présentent sous forme de gouttes, en filons ou en boule, elles se traduisent par des cristaux de plagioclase poéclitiques. Il s'agit de phénomène d'immiscibilité entre le matériel wehrlitique et le liquide gabbroïque (fig. 24). On assiste à un passage aux troctolites et aux gabbros troctolitiques. Dans cette zone, les wehrlites imprégnées et les troctolites sont très massives et sont associés à des gabbros riches en pyroxènes à texture saccharoïde.

Les gabbros massifs à olivine se présentent en poches intrusives dans les gabbros lités. Leur puissance est moins importante que celle des wehrlites. Ce sont des gabbros sombres peu ou pas lités. Ils peuvent représenter un faciès intermédiaire entre les gabbros et les wehrlites. Leur structure est variable (fine ou grossière), et peuvent montrer des déformations matérialisées par des schlierens plagioclasiques et des enclaves de gabbros microgrenus. Le passage des gabbros fins à grossiers paraît lié à la dynamique des liquides dans la chambre magmatique.

Les dunites intrusives dans la croûte sont souvent associées aux wehrlites. Parfois, il est difficile de les distinguer, en raison de leur couleur sombre et de leur caractère isotrope et massif.

L'ensemble de ces wehrlites, troctolites et gabbros massifs à olivine montrent parfois structuration (allongement des minéraux) liée à leur mise en place. Il s'agit d'une suite lithologique différenciée caractérisée par l'apparition progressive du plagioclase.

Wadi Khabiyat



W : wehrlite

P : liquide plagioclasique

1: liquide cristallisant sous forme de boule

2: liquide cristallisant sous forme de goutte

Figure 24 : Immiscibilité de deux liquides : liquide plagioclasique et matériel wehrlitique (wadi Khabiyat-Nord).

Dans cette zone, le massif wehrlitique est représenté par un corps épais de direction NW-SE. Ce corps est limité au Nord par les gabbros lités et au SW par les pyroxénites.

Les wehrlites se rencontrent dans les dykes de diabase qui forment des systèmes de protodykes (complexe filonien). Elles se présentent aussi sous forme d'enclaves dans les gabbronorites. Elles sont recoupées par des filons acides et gabbroïques. Ces filons sont déformés et montrent des figures de superposition ("overlap") dans ces wehrlites. Ces dernières sont parfois imprégnées de plagioclase et présentent des zones recristallisées. Elles montrent parfois des petites poches de pyroxénite.

Les dunites intrusives sont souvent imprégnées et contiennent des poches de pyroxénites. Ces dunites forment des poches métriques à hectométriques dans les wehrlites; ces poches sont plus ou moins allongées dans le sens de le prolongement du corps wehrlitique.

Wadi Bani Umar

Les séries wehrlitiques montrent des enclaves métriques à hectométriques de gabbros lités; ces derniers présentent également des lentilles de wehrlites. On note, parfois, une alternance entre les deux séries wehrlitique et gabbroïque. On note que le contact entre les gabbros lités et les wehrlites est réactionnel (présence de gabbros recristallisés). Il est parfois tranché. Les wehrlites intrusives se mettent en place dans les gabbros isotropes et dans le complexe filonien. Elles peuvent parfois arriver jusqu'aux laves. Il existe éventuellement une zone de mélange des deux séries gabbroïques et wehrlitiques, qui est caractérisée par des structures de flux matérialisant les écoulements magmatiques des deux liquides immiscibles (le même schéma observé dans le wadi Fizh, fig. 23). Ce mélange est affecté par une zone de cisaillement à jeu senestre.

Les wehrlites sont directement en contact avec les dunites transitionnelles et plus au Sud avec les harzburgites. Il s'agit là d'une zone d'enracinement de ces ultramafites. Elles passent progressivement à des troctolites qui s'intercalent dans les gabbros.

c- Les pyroxénites

Ce sont des matériaux qui surmontent la zone de transition dunitique. Dans le massif, leur géométrie et leur structure sont différentes du Nord au Sud. En effet, leur épaisseur atteint le maximum dans le wadi Khabiyat, de même que la série wehrlitique. Les pyroxénites sont recoupées par des filons acides et basiques et renferment des enclaves de gabbros lités. On note également la présence de poches de gabbronorite, de wehrlite et de dunite.

Relations de terrain

Wadi Fizh

Les pyroxénites sont moins développées dans le Nord du massif où elles sont représentées par des séries peu épaisses et plus ou moins litées entre les dunites et les gabbros lités. Plus au Sud, elles deviennent plus importantes au contact des wehrlites. Ce sont des pyroxénites assez grossières litées qui montrent des passages fins. Elles contiennent parfois des cristaux de plagioclase poécilitiques. Ces pyroxénites contiennent des enclaves de gabbros lités. Par endroits ces pyroxénites sont massives et riches en plagioclase (zone d'imprégnation). En plus, elles montrent aussi des sills ou des poches de wehrlites à plagioclase et à clinopyroxène poécilitiques. Elles montrent parfois des concentrations de chromite sous la forme de petites lentilles ou filonnets. On note en plus, la présence de pyroxénite à cristaux d'orthopyroxène poécilitiques et d'olivine en taches allongées au Sud du massif. Au niveau des poches wehrlitiques (décamétriques à hectométriques), on remarque des passages pyroxénitiques au contact des wehrlites et des troctolites. Le contact est graduel. Les pyroxénites sont souvent imprégnées de plagioclase. Elles sont recoupées comme les autres faciès ultramafites par des filons gabbroïques et dioritiques.

Wadi Khabiyat

Les pyroxénites vertes sont formées essentiellement de cristaux de clinopyroxène, ceux d'orthopyroxène restent poécilitiques et moins abondants. Le contact dunitico-pyroxénitique est sinueux, des poches de dunite métriques y sont présentes, et montrent des figures dynamiques d'avancement ou de propagation des pyroxénites dans les dunites, il s'agit de figures de mélange de liquides dans une zone de compaction (base de la chambre magmatique) où de tels phénomènes sont susceptibles de se produire. Il s'agit également de figures d'intrusion d'un liquide pyroxénitique chaud dans les dunites encore moins consolidées. Les pyroxénites montrent (fig. 25) des enclaves de gabbros lités décamétriques. On note également la présence de filons acides anastomosés associées à des diabases isolées et l'ensemble bréchifie les pyroxénites. En plus, des poches de wehrlite et des dykes de gabbro prennent place dans ces pyroxénites. En allant vers la limite inférieure de la séquence crustale, ces pyroxénites deviennent riches en cristaux d'orthopyroxène et montrent un litage parfait. Elles sont imprégnées de plagioclase et montrent des passages à des gabbronorites et/ou des norites qui montrent des cristaux d'orthopyroxène, de clinopyroxène et de plagioclase orientés. Ces passages sont graduels entre les pyroxénites et ces séries gabbroïques (gabbronorites et norites) qui se présentent sous forme de poches. Les poches de wehrlite rencontrées dans les pyroxénites sont litées. Les pyroxénites sont structurées et présentent une orientation des cristaux de pyroxène. Toujours plus au Sud (SW), la limite entre les dunites et les pyroxénites est riche en poches de gabbronorite à amphibole; Dans ces roches l'orthopyroxène cristallise tardivement dans les gabbros.

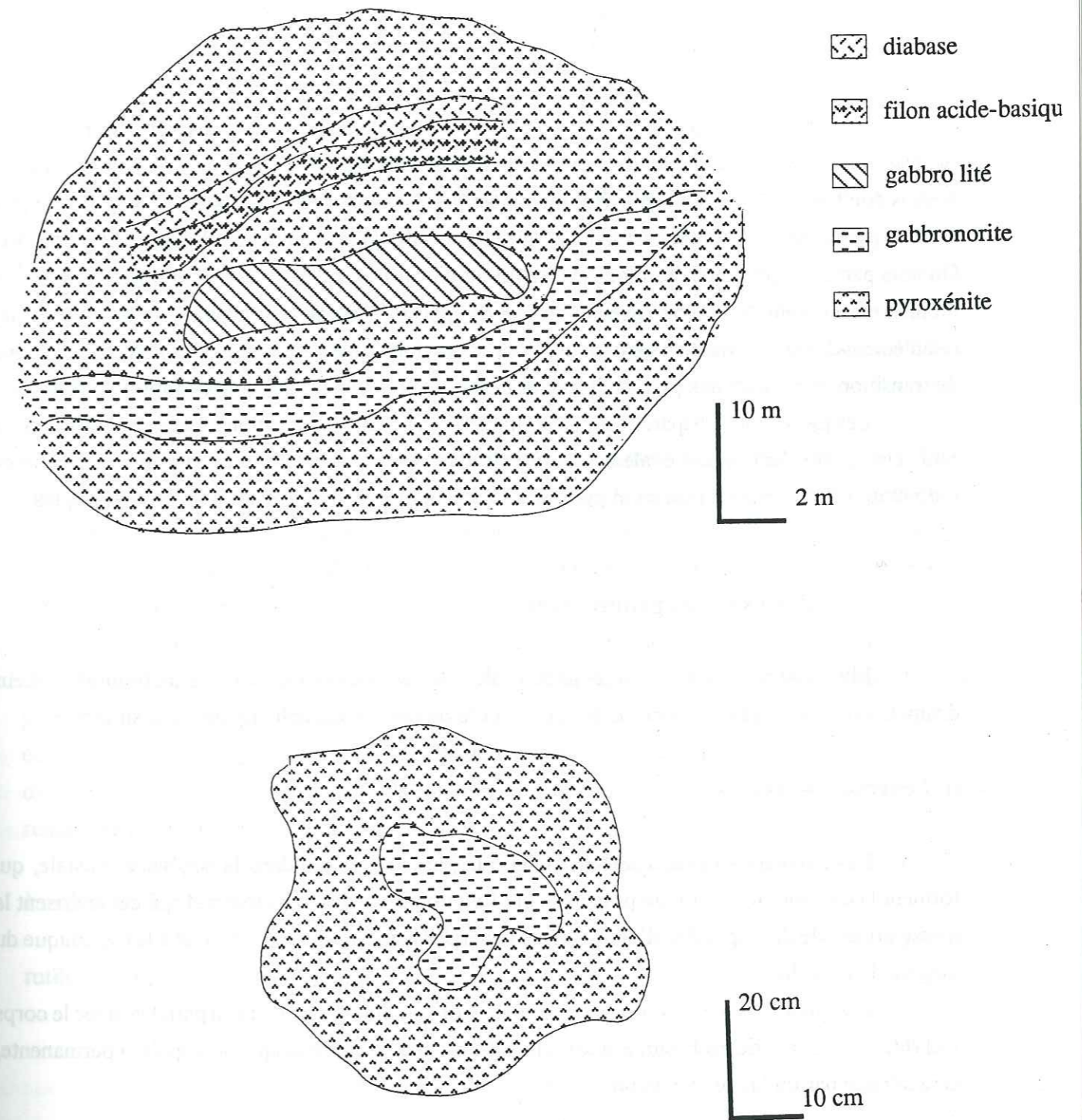


Figure 25 : Les relations de terrain entre les pyroxénites et les gabbronorites (wadi Khabiyat).

Wadi Bani Umar

Au contact et sur les dunites transitionnelles, les pyroxénites sont litées et à deux pyroxènes (webstérites). Leurs cristaux déterminent une linéation magmatique. Ces pyroxénites présentent des poches dunitiques. Elles sont également recoupées par des filons de gabbro pegmatoïdes. Le contact entre la pyroxénite et la dunite est faillé et montre une abondance de filons de gabbro et de diorite. On note parfois la présence des filons acides (granodiorite) avec des enclaves basiques. L'ensemble filonien est légèrement déformé avec étirement des phases minérales principales qui témoigne d'un cisaillement ductile d'origine magmatique. Les poches dunitiques représentent les dunites de la zone de transition au contact des pyroxénites. Ces dernières contiennent des concentrations de sulfures.

Les pyroxénites disparaissent au contact avec les dunites transitionnelles et les wehrilités au Sud. Une petite lentille est également présente dans les dunites. Dans cette zone, la remontée ("doming") de la zone de transition pourrait être liée à l'extraction des liquides pyroxénitiques.

d- Les séries gabbroïques

Elles sont représentées par les gabbros lités, les gabbros isotropes et les gabbronorites. Leur distinction est régie par la structure, la texture et le niveau stratigraphique où ils se situent.

i)- Les gabbros lités

Les gabbros lités représentent la série la plus importante dans la séquence crustale, qui forment la chambre magmatique principale qui fonctionne en système ouvert et qui caractérisent la masse principale de l'ophiolite d'Oman. Leur minéralogie est liée à la structure et à la dynamique du magma dans la chambre.

L'épaisseur de ces gabbros lités varie du Nord au Sud. Elle évolue en parallèle avec le corps wehrilitique. Cette série gabbroïque litée représente la chambre magmatique principale et permanente, caractérisée par un litage magmatique et des textures de cumulats.

Pétrographie et Minéralogie

Les gabbros lités sont caractérisés par un litage qui s'exprime par des variations de proportions de minéraux principaux ou par l'apparition ou la disparition d'une phase minérale, il s'agit d'un litage modal. Ils montrent parfois une structuration marquée par l'allongement des phases minéralogiques principales. Leur texture varie entre un adcumulat hétérogranulaire et un mésocumulat.

Les paragenèses minérales des gabbros lités sont formées de cristaux de plagioclase, de clinopyroxène, d'olivine, de hornblende, des minéraux opaques et plus rarement d'orthopyroxène.

Les plagioclases sont supérieurs à 50% en volume. Les gabbros lités sont formés par deux générations de plagioclase. La première montre des cristaux automorphes et corrodés sous forme de petites tablettes de taille inférieure au millimètre. Ils sont inclus dans des phénocristaux de plagioclase. Ces phénocristaux -parfois zonés- sont allongés, fracturés et leur pourcentage en anorthite varie de 70 à 50%. Ils incluent également le clinopyroxène. Ils montrent parfois une mosaïque à jonction triple. Les cristaux de plagioclase sont altérés en séricite.

Les cristaux de clinopyroxène sont allongés, fracturés et maclés. Ils montrent des exsolutions d'orthopyroxène et des inclusions de cristaux de plagioclase et de clinopyroxène. Ces derniers sont automorphes plus ou moins arrondis, de taille inframillimétrique et sont corrodés. Parfois, le clinopyroxène se présente sous forme de cristaux poécilitiques. Ils sont ouralitisés.

L'orthopyroxène est rare. Ses cristaux sont allongés et montrent des exsolutions de clinopyroxène. Ils sont fracturés et englobent les cristaux de plagioclase et de clinopyroxène. Ils sont souvent bastitisés.

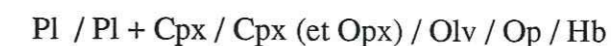
L'olivine est monogranulaire (1mm) ou plurigranulaire sous forme de cristaux inframillimétriques. Ces grains sont fracturés et présentent parfois une extinction roulante. Ils corrodent les plagioclases et montrent des inclusions de cristaux de plagioclase et de clinopyroxène. Leur mode ne dépasse pas les 10% dans les termes de gabbros lités à olivine. Parfois, il n'en reste que des reliques serpentinisées.

Les minéraux opaques sont moins abondants, de petite taille (<0.5mm) et sont soit disséminés dans les minéraux cumulus soit interstitiels. Ils sont subautomorphes plus ou moins allongés à globuleux. Ils sont représentés par l'ilménite, la magnétite et la titanomagnétite. Dans quelques échantillons on note la présence de sulfures de petite taille et de forme globuleuse quand ils sont disséminés et parfois allongés lorsqu'ils sont interstitiels. Les minéraux opaques sont altérés et sont remplacés par l'amphibole, le rutile et le sphène.

La hornblende brune est toujours interstitielle, tardimagmatique en phénocristaux maclés et à inclusions de plagioclase.

Les minéraux secondaires (actinote, serpentine, chlorite magnésienne, séricite, prehnite, rutile, sphène) sont liés à l'altération des phases minérales principales.

L'ordre de cristallisation est le suivant:



Les phases cumulus sont représentées par le plagioclase et le clinopyroxène qui peuvent cristalliser d'une façon synchrone. Parfois, le plagioclase peut-être précoce et suivi par le clinopyroxène (et l'orthopyroxène). L'olivine cristallise tardivement. La fin de cristallisation est marquée par l'apparition des phases opaques et de hornblende.

Relations de terrains

Wadi Fizh

Les gabbros lités constituent une série épaisse. Ils contiennent de nombreuses poches wehrlitiques, dunitiques, gabbronoritiques et des filons de gabbro à textures variées et plagiogranitiques. Ils sont directement au contact des harzburgites. Ils montrent des intercalations avec les wehrlites et ils se présentent, souvent sous forme d'enclaves. La zone de contact avec les wehrlites est parfois recristallisée ou bréchifiée. Les gabbros lités peuvent, parfois, montrer des litages de natures et de textures variées (fig. 26A). Ils montrent un litage de phase, avec des lits riches en cristaux d'olivine et des lits clairs plus riches en cristaux de plagioclase. Les lits peuvent être déformés, ceci est lié à la dynamique du magma dans la chambre magmatique. Des poches de gabbro à amphibole (centimétrique à métrique) sont présentes. Il s'agit de gabbros porphyroïdes associés à des gabbros plus fins. Ce mélange de gabbros (fin et grossier) est intrusif dans la série litée. Ces poches représentent peut-être des bouffées de gabbros porphyroïdes sous l'action des fluides tardifs (fig. 26B). Le contact intrusif des gabbros lités et des wehrlites est lobé et à ce niveau on note de nombreuses enclaves de gabbros lités dans les wehrlites.

Wadi Khabiyat

Les gabbros lités sont ici très réduits et sont présents sous forme d'enclaves métriques dans les wehrlites. Le contact entre les deux magmas est faillé à l'Est alors que vers le Nord le contact est intrusif est lobé. Dans cette zone, on note parfois la présence d'enclaves de gabbros lités dans les pyroxénites. Ces enclaves sont représentés par des bancs fins et grossiers.

Wadi Bani Umar

Les gabbros lités sont moins épais. Ils présentent les mêmes relations que dans le wadi Fizh. Le mélange formé de gabbros lités et de wehrlites apparait bien dans cette zone et montre une direction de fluage ou d'écoulement des liquides magmatiques. Cette zone de mélange est prise dans une zone de cisaillement.

L'ensemble est recoupé par des filons acides pegmatitiques. De plus, vers le Sud les gabbros lités sont en contact des harzburgites et contiennent souvent des poches de wehrlite, ce contact est faillé, alors qu'il est ondulé à la limite des dunites (zone de compaction). Ces gabbros forment les mêmes figures d'intrusions à contact franc, au Sud, avec les wehrlites. La zone de mélange de gabbros lités et les wehrlites est orientée NS, parallèlement au corps wehrlitique. Celui-ci subit une courbure vers le NW et montre des enclaves gabbroïques. Cette zone gabbro-wehrlitique à un contact faillé avec les gabbros isotropes.

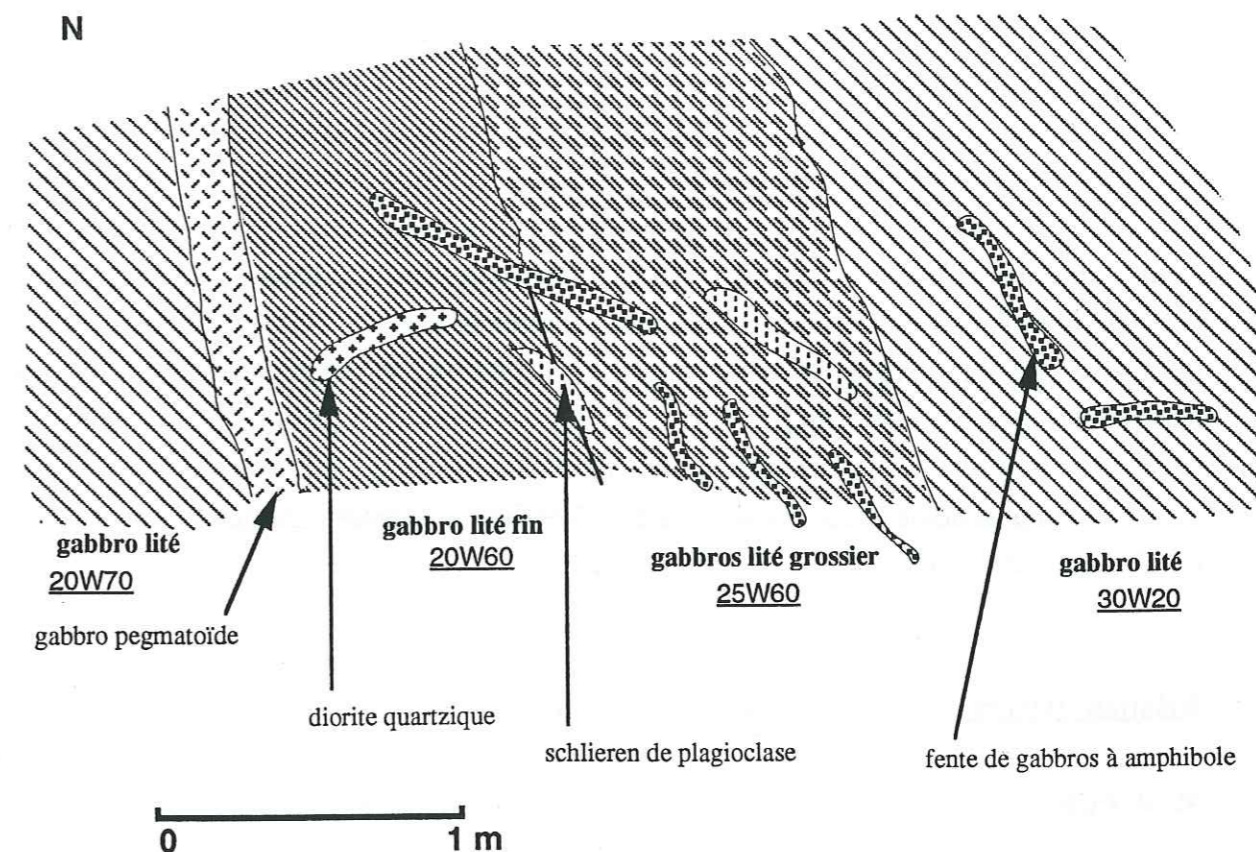


Figure 26A : Relations entre les filons intrusifs et les gabbros lités et les variations de structure et texture dans ces derniers (wadi Fizh).

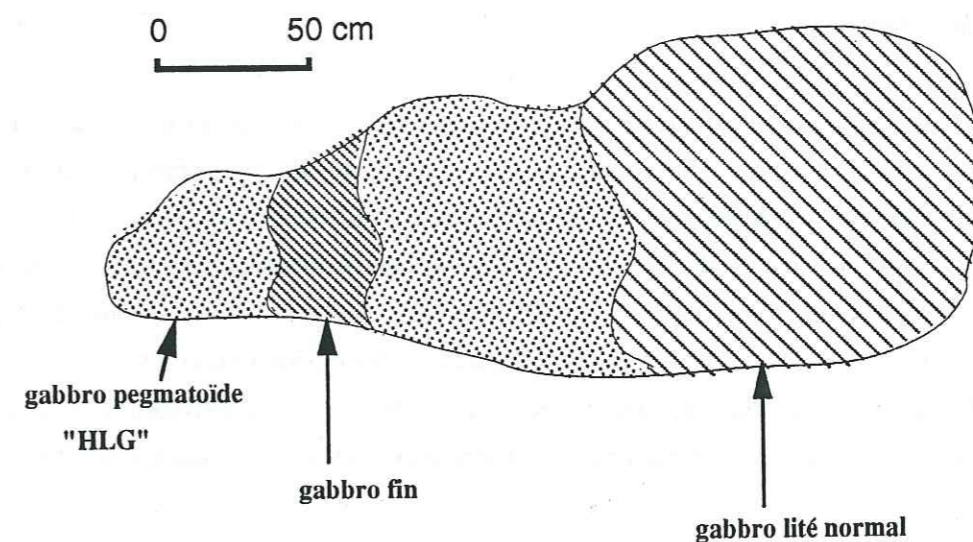


Figure 26B : Variations de faciès et de structure au sein des gabbros lités liées à la percolation des fluides dans les zones tectonisées et au contact des intrusions wehrlitiques (wadi Fizh).

ii)- Les gabbronorites

Ils se présentent par des poches ou des lentilles éparses dans les gabbros lités, dans les wehrlites et dans les pyroxénites. Ce sont des corps métriques à pluridécimétriques. La majeure partie de ces gabbronorites est concentrée dans les wehrlites et dans les pyroxénites. Ils sont toujours caractérisés par une lamination marquée par l'allongement des phases principales (plagioclase, clinopyroxène et orthopyroxène).

La minéralogie de ces faciès sera détaillée dans la troisième partie concernant les faciès ultrabasiques et basiques.

Relations de terrain

Wadi Fizh

Les gabbronorites sont essentiellement localisées dans les gabbros lités sous forme de poches métriques à décimétriques. Ils sont toujours structurés (lamination magmatique). Des zones de cisaillement sont souvent situées à la limite des deux gabbros, leur mise en place est alors tectonique. Dans ce massif, les poches gabbronoritiques sont plus importantes dans les zones où les poches wehrlitiques sont abondantes.

Wadi Khabiyat

Les corps gabbronoritiques offrent des "laminés" liées à un écoulement magmatique et montrent des enclaves de wehrlites contenant des cristaux de clinopyroxène poéclitiques. Les poches gabbronoritiques et la wehrlite sont affectées par une zone de cisaillement (N155) et montrent un sens de cisaillement senestre au sein du corps wehrlitique. Des filons de gabbro plus sombres sont intrusifs dans ces gabbronorites, ils sont fins et noritiques avec des cristaux de pyroxène orientés. Parfois, les passages de gabbronorites et pyroxénites sont graduels; ces dernières étant imprégnées de plagioclase. Les gabbronorites pourraient s'exprimer par filtre-pressé dans les pyroxénites (fig. 25). Ces corps gabbronoritiques sont de taille métrique à décimétrique et sont éparses dans la croûte (wehrlite et pyroxénite).

Wadi Bani Umar

Les gabbronorites sont moins abondantes dans cette zone, à part quelques petites poches

métriques qui sont intrusives dans les gabbros lités associées aux wehrlites. Parfois des petits filons gabbronoritiques centimétriques sont intrusifs dans les gabbros troctolitiques lités. Ils sont sécants sur le litage dans la zone de mélange gabbro lité-wehrlite.

iii)- Les gabbros isotropes

Ils représentent les faciès du toit de la chambre magmatique (d'où le nom de "high level gabbros" HLG). Ils sont caractérisés par leur texture non litée, ophitique ou doléritique et l'abondance de la hornblende magmatique. Ils sont souvent soumis à une altération hydrothermale très intense avec des veines et des fractures remplies de minéraux hydrothermaux (épidote, sulfures, amphibole...).

Minéralogie

Les gabbros isotropes sont caractérisés par une texture ophitique à intergranulaire ou doléritique et par une dominance modale des cristaux de plagioclase et de hornblende. Les cristaux de clinopyroxène sont rares (en fantômes) ou absents. L'altération et la fracturation sont très intenses mais la texture magmatique originelle reste préservée.

Le plagioclase (An 45 à 55%) est souvent zoné et fracturé. Ses cristaux montrent des inclusions de cristaux de plagioclase inframillimétriques. Ils sont automorphes en tablettes et sont souvent jointifs. Ils sont parfois déformés et très altérés.

Le clinopyroxène est très rare et englobe des cristaux de plagioclase. Ses cristaux sont allongés, maclés et transformés -partiellement ou totalement- en amphibole. On note parfois la présence de fantômes d'olivine remplacée par de la magnétite et des minéraux de serpentine.

L'amphibole est bien représentée; on distingue à la fois une hornblende brune et parfois l'hornblende verte. Les cristaux sont allongés, maclés et englobent les grains de plagioclase. L'amphibole montre des cristaux de petite taille et des phénocristaux qui forment des plages xénomorphes à automorphes parcourues par des fractures remplies de minéraux d'altération.

Les oxydes ferrotitanés sont bien développés, en grains automorphes de taille variable et sont disséminés. Ces minéraux sont aussi interstitiels et de forme allongée.

Les minéraux secondaires sont dominants, avec des amphiboles actinolitiques, la séricite et des associations albite, épidote et quartz concentrées dans les veines hydrothermales et les fractures. Les minéraux ferromagnésiens (clinopyroxène et olivine) sont altérés et accompagnés de magnétite secondaire. Les sulfures sont souvent présents dans les zones d'altération (sulfures hydrothermaux).

L'ordre de cristallisation est:

Op / Pl / Pl + Hb / Hb

Les phases principales sont le plagioclase et l'amphibole. Les oxydes ferrotitanés cristallisent précocement et sont bien développés dans ces faciès et traduisent un enrichissement en fer. Au sein de ces séries gabbroïques, des faciès intermédiaires comme les ferrogabbros, les ferrodiorites et les diorites sont présents. Ils sont liés directement à la différenciation par cristallisation fractionnée des gabbros.

Dans ces matériaux de la séquence crustale, l'altération hydrothermale est très intense et les minéraux secondaires sont plus abondants qu'ailleurs.

Relations de terrain

Les gabbros isotropes représentent le toit de la chambre magmatique, ils surmontent les gabbros lités.

Dans le wadi Fizh, ils sont très épais et recoupés par de nombreux filons de plagiogranite et les poches de wehrlite. En outre, des petites poches de gabbronorite peuvent être présentes dans les gabbros isotropes. Elles sont souvent riches en sulfures. Les matériaux gabbroïques sont également le siège d'une intense altération hydrothermale. Il s'agit de métadolérites ou de métagabbros.

Dans la zone du wadi Khabiyat, le complexe filonien est plus développé que les gabbros isotropes. Ces dykes se regroupent et forment des protodykes, qui ressemblent aux gabbros isotropes et sont plus sombres et plus fins. Ils sont également recoupés par des filons de plagiogranite, et des petites poches de wehrlite. Ils sont en plus riches en sulfures et parfois structurés. Des poches de gabbro à amphibole sont présentes au sein des gabbros isotropes atteints d'une intense altération hydrothermale.

Dans le wadi Bani Umar, les gabbros isotropes sont très réduits, ceci est lié à la présence des wehrlites qui se développent massivement jusqu'au niveau du complexe filonien et même jusqu'aux laves sommitales.

III-4- Le réseau filonien

La séquence ophiolitique montre un réseau filonien très dense et très varié par le mode de gisement et les différents types pétrographiques que constitue. On distingue les filons acides, les gabbros à texture variées, les diabases, les anorthosites et les pyroxénites. L'association des filons de gabbro, de diabase et de plagiogranite est toujours présente dans la séquence crustale et constitue un ensemble homogène, surtout localisée dans les wehrlites, dunités et pyroxénites ou au niveau des limites entre les unités ultramafiques.

a- Les pyroxénites

Ces filons se rencontrent essentiellement dans les harzburgites et les dunités. Ils se présentent sous forme de rubanements ou de lentilles centimétriques observés dans les tectonites. Parfois, il s'agit que de petites poches pyroxénitiques imprégnées de plagioclase. Dans les dunités transitionnelles, les filons pyroxénitiques se présentent au contraire sous forme de petites poches dépourvues de rubanement. Ces filons sont recoupés par des filonnets de serpentine qui sont parfois affectés par des zones de cisaillement.

b- Les gabbros à textures variées

Ce sont des gabbros intrusifs dans la croûte et dans le manteau. Leurs structures et leurs textures sont variées. Ils sont porphyroïdes, recristallisés et riches en amphiboles. Ils sont parfois déformés et pris dans des zones de cisaillement. Leur fréquence devient plus importante au niveau des contacts entre les différents corps magmatiques (surtout entre les gabbros lités et les unités ultramafiques).

Dans le wadi Fizh (au Sud), la proportion des filons de gabbro à textures variées est très importante (10 à 15% avec une direction comprise entre N10 à N45) (fig. 27).

Les filons de gabbro "porphyroïdes" à hornblende sont très abondants dans les dunités et les wehrlites. Ils sont peut-être liés à une imprégnation par des liquides tardifs en réaction avec les corps ultramafiques. Ces gabbros à amphibole peuvent être issus de la recristallisation des gabbros lités.

Dans les wehrlites, ces gabbros porphyroïdes montrent des poches concentriques à amphibole entourées de gros cristaux de plagioclase (wadi Fizh). Ces gabbros sont liés à la circulation des fluides tardifs qui affectent les séries wehrlitiques. On note la présence de poches de diabase et de gabbro à hornblende dans les roches acides associées aux wehrlites. Ces gabbros à amphibole sont issus des réactions entre les roches acides, les diabases et leur encaissant.

En montant dans la série, les gabbros formés de cristaux de clinopyroxène et d'amphibole montrent des passées fines à plagioclase et une linéation NS subverticale. Des mélanges complexes sont observés entre les gabbros porphyroïdes, gabbros fins et gabbros à amphiboles déformés dans un encaissant gabbroïque lité; il s'agit soit de mélange de liquides tardifs, ou de figures issues de la recristallisation des gabbros lités.

Des gabbros "pegmatoïdes" sont présents dans les dunités et dans les harzburgites (wadi Khabiyat). Ils sont déformés et montrent une zone de cisaillement avec des enclaves du matériel mantellique.

Les directions de ces filons sont variables. Ils sont très abondants dans ce secteur. A la limite dunite, pyroxénite et wehrlite (fig. 28). Ce sont des filons de gabbro horizontaux et verticaux, dits synchrones.

Dans la zone du wadi Bani Umar, les gabbros à amphibole sont présents en grande proportion dans les dunites. Ces gabbros forment des poches ou des filons et montrent parfois un litage courbe; ceci pourrait être lié à une double diffusion chimique et thermique. Ce litage montre des passages fins et grossiers, clair et sombre qui pourrait être lié à la percolation des fluides. Dans la zone de transition,

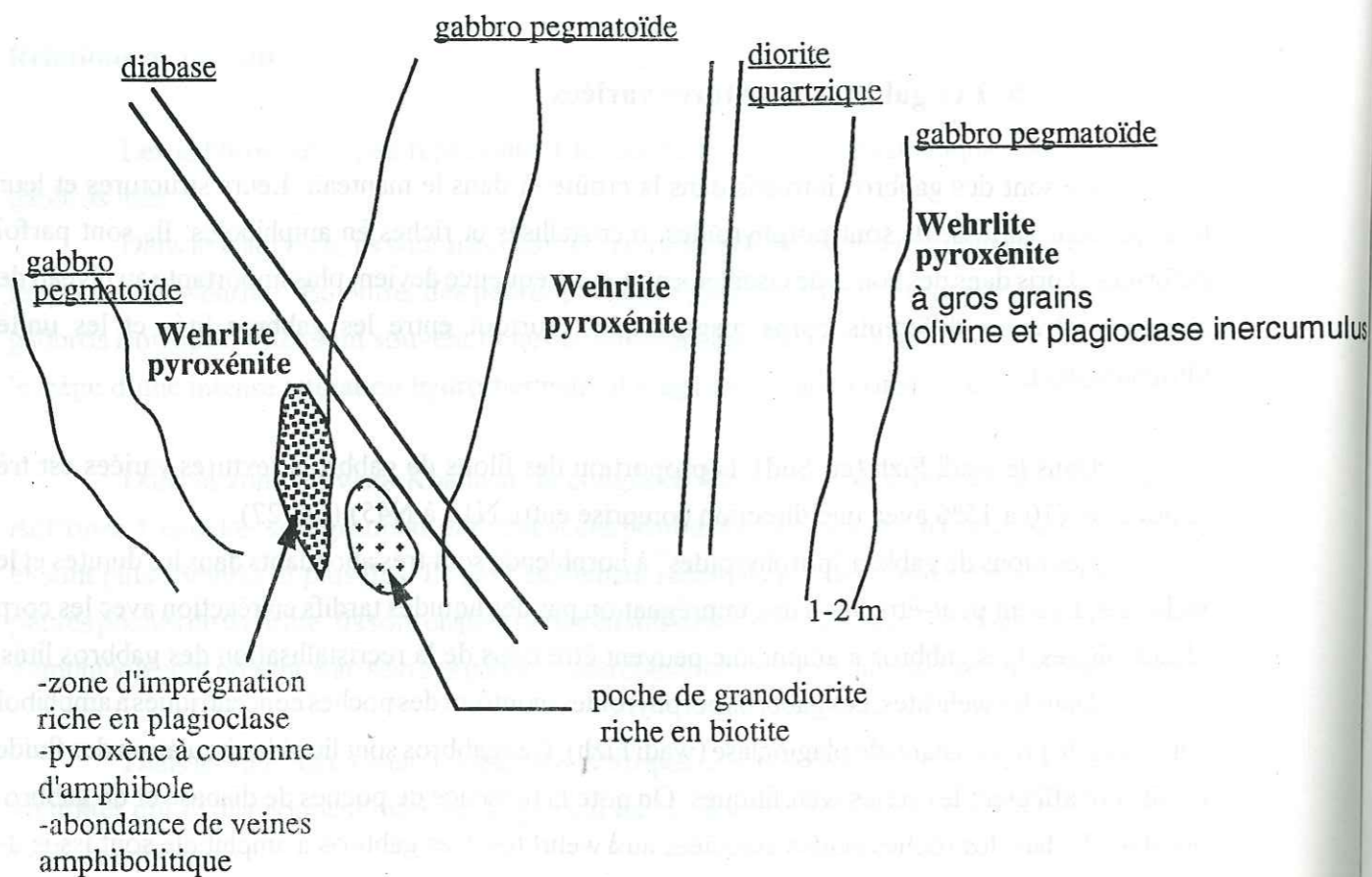


Figure 27 : Distribution des filons variés et les zones d'imprégnation dans les corps wehrlitico-pyroxénitiques du wadi Fizh. Les dykes de diabase, les filons de diorites quartziques et les poches granodioritiques sont associées aux intrusions wehrlitico-pyroxénitiques. Les gabbros pegmatoïdes viennent recouper l'ensemble et sont accompagnés de poches d'imprégnations et de recristallisation. Ces gabbros sont alors tradifs.

des filons de gabbro à amphibole sont déformés et sont affectés par une zone de cisaillement.

c- les roches acides

Les roches acides se rencontrent dans toute la séquence ophiolitique, on distingue (voir 2ème Partie):

- les granites et les leucogranites
- les granodiorites et les diorites quartziques
- les plagiogranites.

Les granites sont intrusifs dans les harzburgites, ils sont déformés et sont riches en biotite, et parfois en tourmaline, ils montrent de fréquentes enclaves basiques. Ils sont sécants sur la foliation des tectonites. Leur mode de gisement est soit filonien, soit en poches. Dans le wadi Fizh, les filons et les poches granitiques sont recoupés par les failles NW-SE.

Les granodiorites et les diorites quartziques sont liées aux séries ultramafiques (dunite, wehrlite, pyroxénite). Ces roches sont riches en mica noir et sont sous forme de filons ou de petites poches intrusifs dans et/ou au contact entre les faciès basiques et ultrabasiques. Les granodiorites sont souvent déformées, alors que les diorites quartziques sont pegmatitiques.

Cette série plagiogranitique est représentée par des trondhjémites, des tonalites et des diorites. Ces types sont présents au sommet de la séquence crustale (gabbro lité, gabbro isotrope, complexe filonien). Ils sont très abondants à la limite du complexe filonien et des gabbros isotropes. On les rencontre même dans les laves. Les plagiogranites se présentent souvent sous forme de filons anastomosés associés aux dykes de diabase (protodykes) (complexe filonien, wadi Khabiyat). Leurs bordures peuvent être graduelles avec les gabbros isotropes. Ils montrent des zones sombres (poches "réactionnelles"). Ces poches sont recoupées par les liquides acides dioritiques ou gabbroïques. Les plagiogranites sont souvent le siège d'intenses altérations hydrothermales et sont riches en sulfures et épidote.

d- les diabases

Les diabases constituent le faciès le plus fréquent du complexe filonien. Dans notre étude on s'intéressera aux dykes de diabase intrusifs dans la séquence crustale. Ils se présentent sous forme de filons isolés et souvent associés aux granitoïdes et aux gabbros pegmatoïdes à amphibole.

Dans les wehrlites ces diabases recoupent les gabbros à amphibole et montrent quelques brèches à matrice acide.

Dans les pyroxénites (wadi Khabiyat), des dykes de diabase qui n'offrent pas de bordure figée. Deux générations peuvent être définies: la première est recoupée par des filons de diorites quartziques, la seconde génération recoupe les pyroxénites. Cette dernière est associée aux roches

acides et participe à de fréquentes brèches magmatiques dans les pyroxénites. Ces zones sont le siège d'une altération hydrothermale très intense. Les diabases noritiques de plus montrent des poches à quartz, à épidote et/ou à amphibole.

Dans les dunites (wadi Bani Umar) des brèches équivalentes sont constituées d'éléments de diabase englobés dans une matrice acide. Les éléments basiques sont affectés par des recristallisations mimant des gabbros à amphibole. Ces brèches sont parfois foliées et marquent un phénomène de démantèlement de la zone de compaction (zone de transition). Les dunites sont parfois imprégnées au contact des diabases.

e- les anorthosites

Ces anorthosites sont des cumulats haloplagioclasiques à texture porphyrique. Elles peuvent contenir quelques grains de clinopyroxène, de rares cristaux interstitiels de hornblende. Ce sont des corps ou sills métriques rencontrés essentiellement dans la zone de transition dunitico-pyroxénitique et dans la série wehrlitique. Leur orientation est variable.

Les corps anorthositiques se rencontrent dans les wehrlites, ils sont associés à des lentilles de gabbros à amphibole structurés.

IV- ANALYSE DES SEQUENCES STRATIGRAPHIQUES ET DES DONNEES STRUCTURALES

IV-1- Analyse des séquences stratigraphiques

Les séquences stratigraphiques ont été établies à partir du double référentiel suivant:

- vertical avec le complexe filonien qui matérialise la direction moyenne de l'axe d'accrétion,
- horizontal avec le "Moho" pétrologique et la limite manteau-croûte.

Six sections ont été choisies pour établir les séquences stratigraphiques. Les épaisseurs ont été calculées en rendant à l'horizontale la limite tectonites-gabbros lités ou encore le "Moho" pétrologique, les litages des gabbros et en rendant le complexe filonien à la verticale. Ces éléments structuraux présentent tous un pendage moyen voire faible vers l'Est ou NE, perpendiculairement à la direction des sections (pendage moyen de 30°).

Les séquences stratigraphiques sont latéralement espacées de 2 à 4 km, le long de la direction moyenne du complexe filonien, parallèlement à l'axe de la paléodorsale.

Les variations latérales sont importantes (Dahl (1984), Juteau et al. (1988a)). En effet du Nord au Sud, les épaisseurs des séries magmatiques majeures montrent des variations tout au long du massif. Le Nord est caractérisé par l'abondance des gabbros lités, alors que le Sud montre la dominance des wehrlites et des pyroxénites. La zone de transition est d'épaisseur très faible, voire absente dans les limites Nord et Sud du massif, alors qu'elle est bien développée dans la partie centrale (fig. 29).

Les variations verticales (fig. 29) sont plus importantes. Les différentes sections ne montrent pas d'identité ou de similarité dans la distribution des faciès magmatiques. Dans ce massif, on ne peut pas reconstituer de "section stratigraphique". Les variations se présentent d'une section à l'autre sur 2 à 4 km, même s'il y a un continuum latéral.

De plus, l'épaisseur de la section crustale montre de fortes variations du Nord au Sud, surtout aux limites N et S où les sections sont très réduites.

La zone de transition entre la séquence mantellique et la séquence crustale montre une grande variation du Nord au Sud. En effet, elle est absente et très réduite au Nord (wadi Fizh), alors qu'au Sud elle est de plus en plus importante. Dans la zone du wadi Bani Umar, la zone de transition subit une courbure ou un "doming", qui pourrait s'expliquer comme zone d'enracinement des wehrlites et des pyroxénites intrusives. A la limite Sud du wadi Bani Umar, la zone de transition devient très réduite voire absente.

La zone de transition dans le wadi Bani Umar offre une zone bréchique, formée d'un mélange de matériel acide (matrice) et basique. Cette zone est une zone de compaction et de démantèlement crustal, limite entre le manteau et la croûte de rhéologie différente. L'imprégnation des séries ultramafiques est liée à une percolation de liquide magmatique basique immiscible (wadi Bani Umar, wadi Fizh).

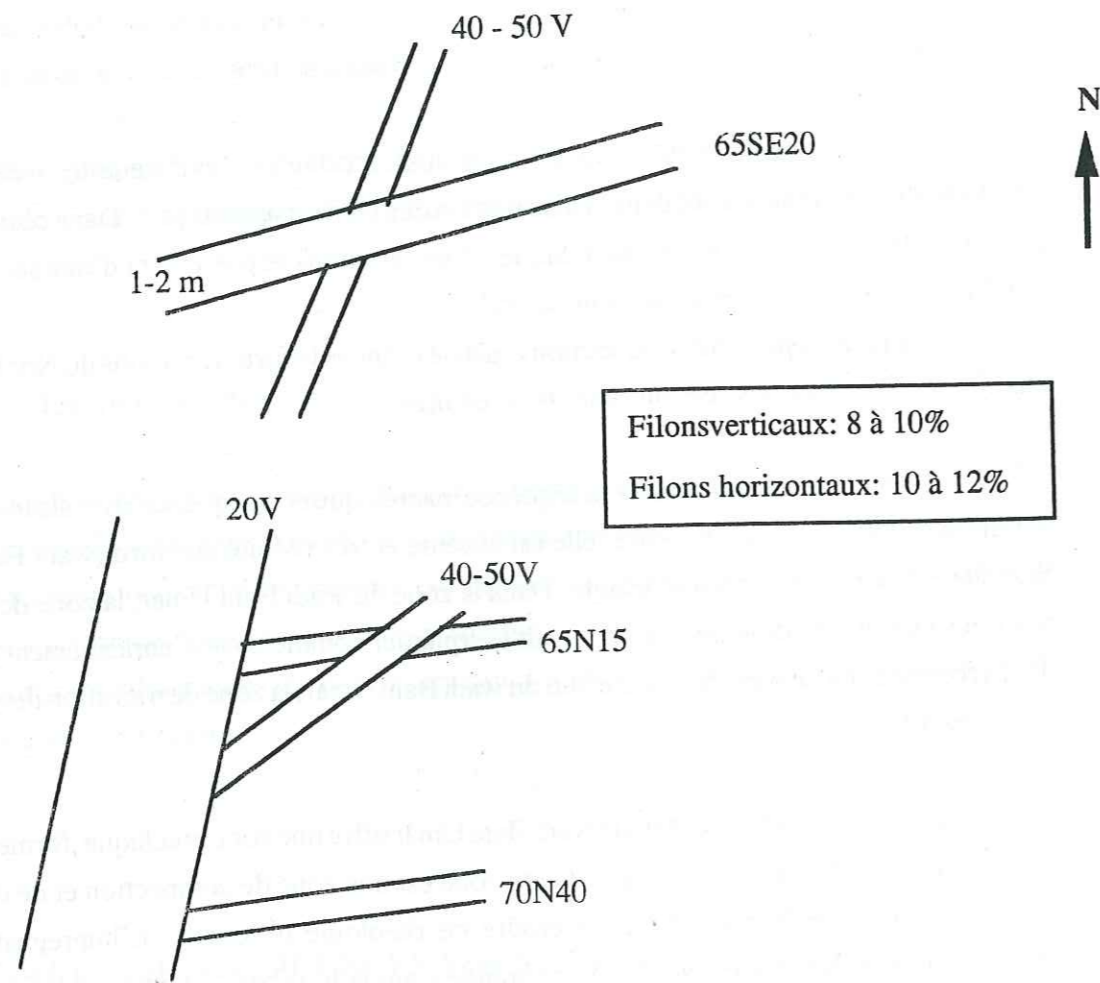


Figure 28 : Distribution des filons dans la zone wehrlitico-pyroxénitique du wadi Khabiyat. Le réseau filonien est très abondant au contact des unités ultramafiques. Ces filons sont formés généralement des gabbros pegmatoides, des dykes de diabase isolés et des diorites quartzitiques.

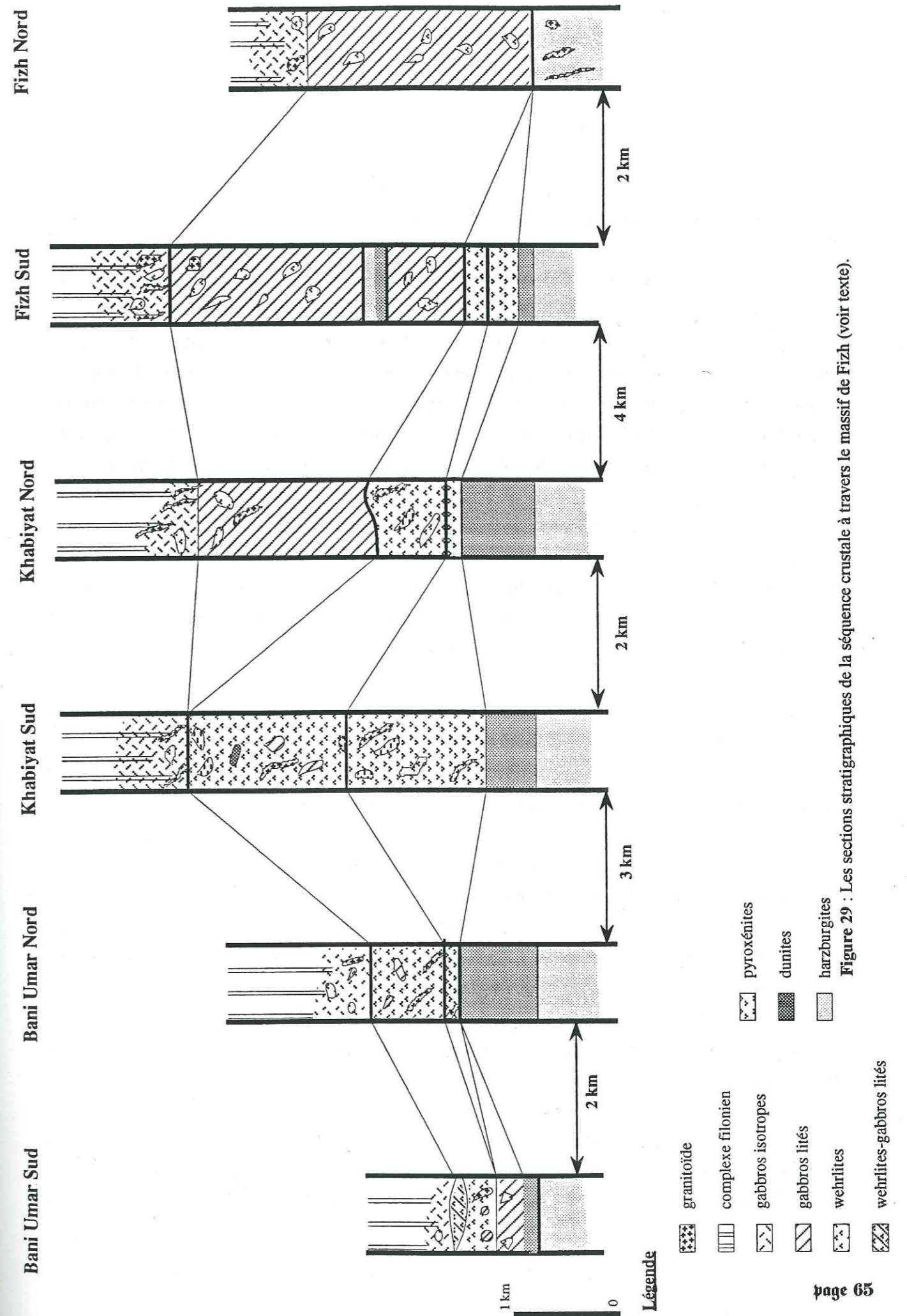


Figure 29 : Les sections stratigraphiques de la séquence crustale à travers le massif de Fizh (voir texte).

IV-2- Analyse des données structurales (fig. 30)

L'analyse des données structurales montrent les points suivants:

- les bandes de failles NW-SE, NNE-SSW ont un jeu décrochant senestre, et le système conjugué E-W à un jeu décrochant dextre. Les failles NW-SE, NNW-SSE sont les plus importantes et délimitent les wehrlites, les pyroxénites et les gabbros lités (wadi Khabiyat). Elles constituent le contact entre les tectonites et les gabbros lités (wadi Fizh). Les wehrlites et les pyroxénites se développent le long de ces failles. Les failles conjuguées E-W délimitent les dunites et les pyroxénites (wadi Bani Umar). Ces systèmes de failles engendrent des ouvertures ou des petites rides (système pull-apart) qui se matérialisent par les lentilles de gabbroïtes, les filons et les poches gabbroïques et dioritiques. Les failles NW-SE sont bien développées dans la zone de Fizh-Khabiyat. Cette zone est l'objet d'une altération hydrothermale très intense (epidosite, bréchification, sulfures). Ces failles auraient alors une origine océanique (écaillage intra-océanique ou phases de préobduction).

- Les foliations dans les tectonites (fig. 30-1) montrent deux directions majeures, 152NE41 et 23NW32. Dans la séquence mantellique (wadi Bani Umar), un changement de direction de la déformation a eu lieu. Il pourrait être lié à des zones de cisaillement qui traversent la séquence ophiolitique. L'axe de ces zones est E-W et comparable à la direction des bandes décrochantes conjuguées E-W qui traversent la séquence crustale et surtout celles qui délimitent la zone de transition et les pyroxénites.

- Les linéations dans les tectonites (fig. 30-1, 30-2A) montrent également deux directions, 158NE21 et 54SE32. Les linéations ont subi une torsion dont l'axe est 51S37. Cette courbure pourrait être liée au "doming" au niveau de la zone de transition (wadi Bani Umar).

- Les linéations minérales dans la séquence crustale (fig. 30-2B) montrent un changement de direction du Nord au Sud du massif. En effet, dans la wadi Fizh, la linéation moyenne est de 175E51, dans la wadi Khabiyat, elle est de 130S30 et enfin dans la wadi Bani Umar, elle est de 30S70. La linéation est donc raide aux limites Nord et Sud, alors qu'elle est faiblement pentée dans la zone centrale (wadi Khabiyat). La virgation de la linéation du Nord au Sud, et surtout du wadi Khabiyat au wadi Bani Umar où il existe un couplage entre les structures mantelliques et les structures crustales. C'est à ce niveau de la courbure de la zone de transition que correspond la zone d'enracinement des magmas wehrlitico-pyroxénitiques.

- Les zones de cisaillement (fig. 30-3) montrent une faible variation du Nord au Sud. La direction moyenne des zones de cisaillement dans la zone Fizh-Khabiyat est de 178E80, et dans la zone Khabiyat-Bani Umar, elle est de 21E58. Il pourrait y avoir un changement dans la direction des zones

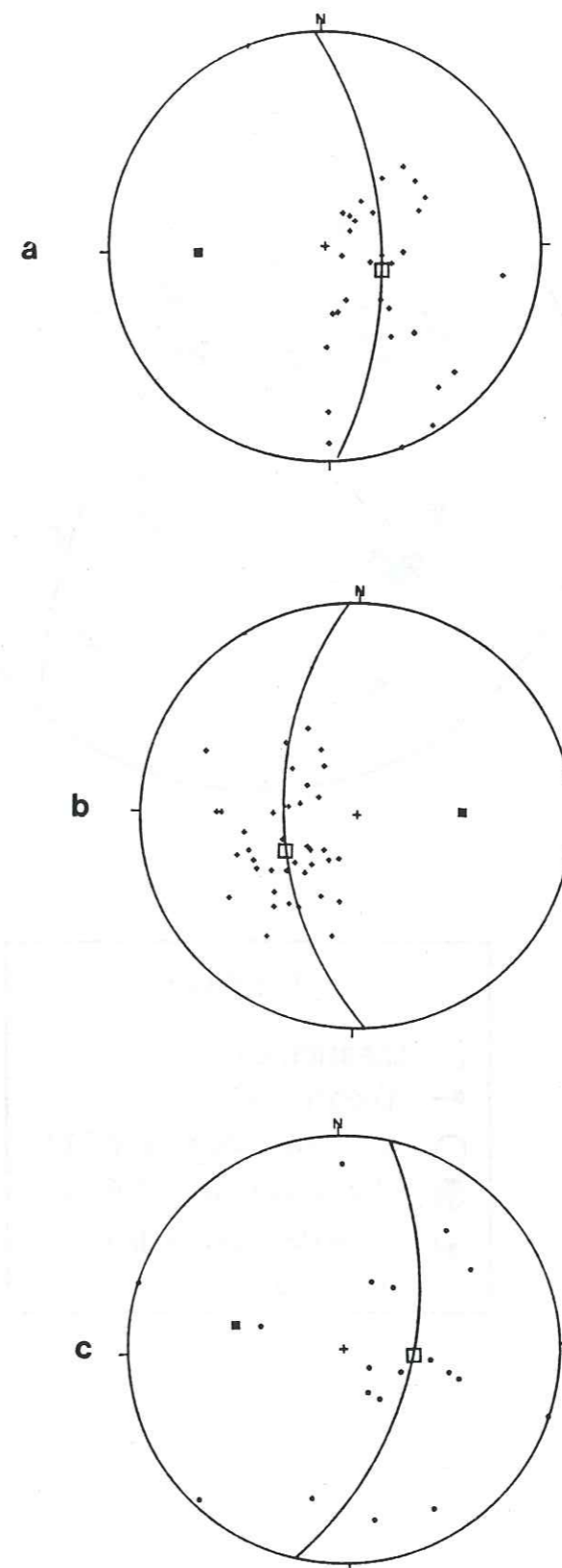


Figure 30-1 : Stériogramme des foliations dans le manteau. a et b : wadi Bani Umar; c : wadi Fizh.

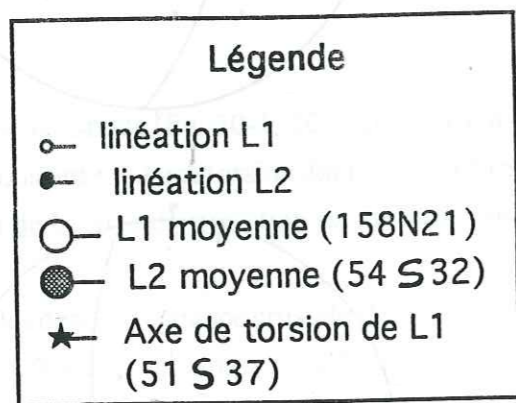
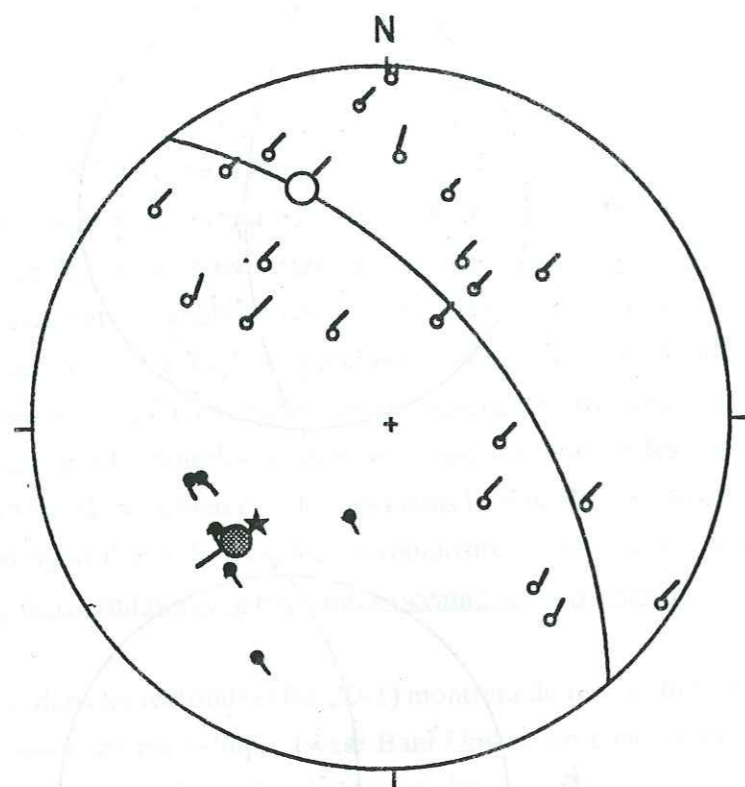


Figure 30-2A : Stériogramme des linéations dans les herzburgites (wadi Bani Umar).

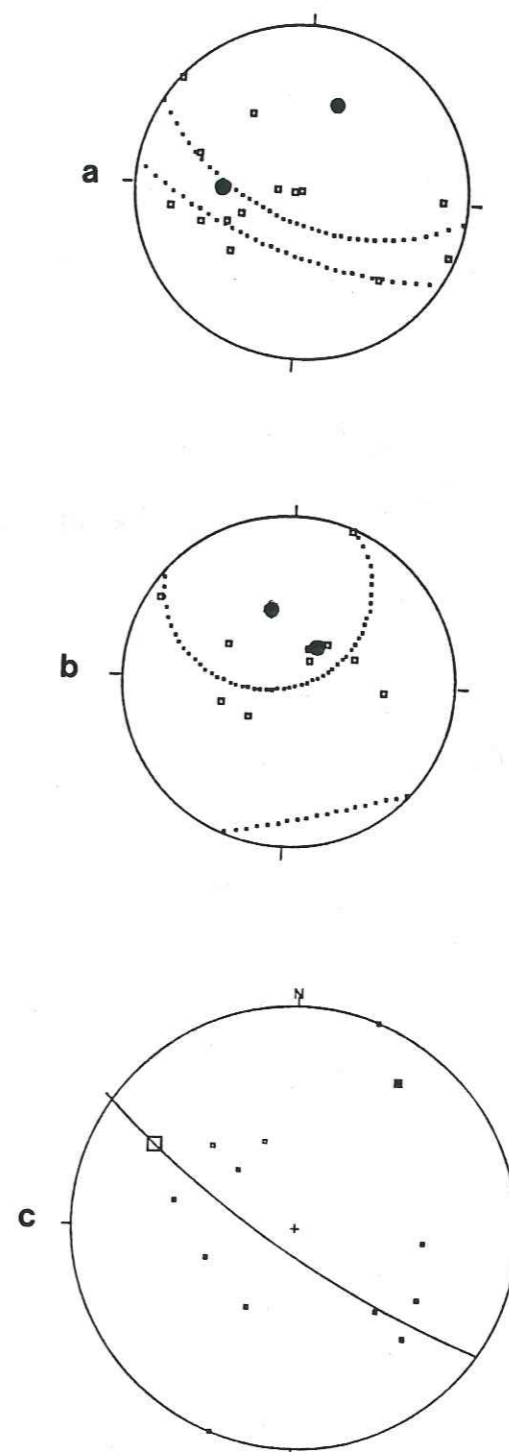
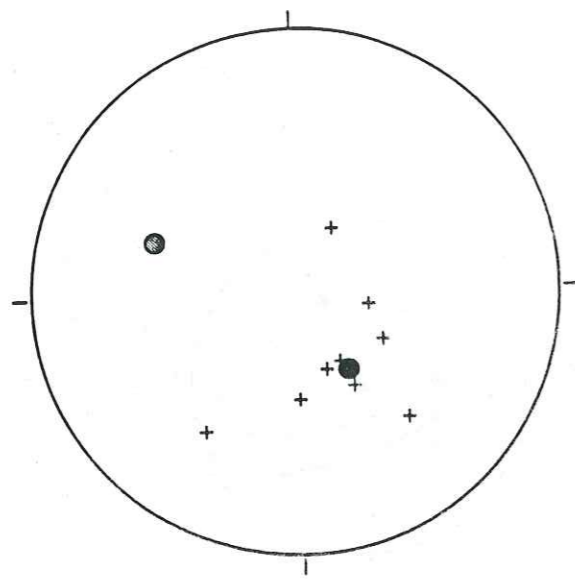
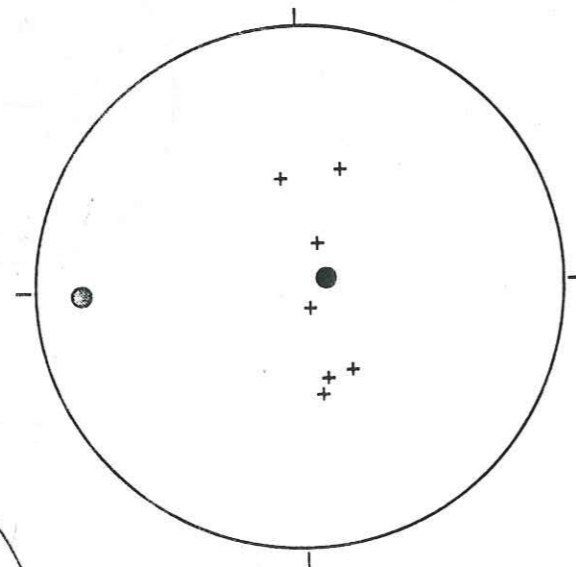


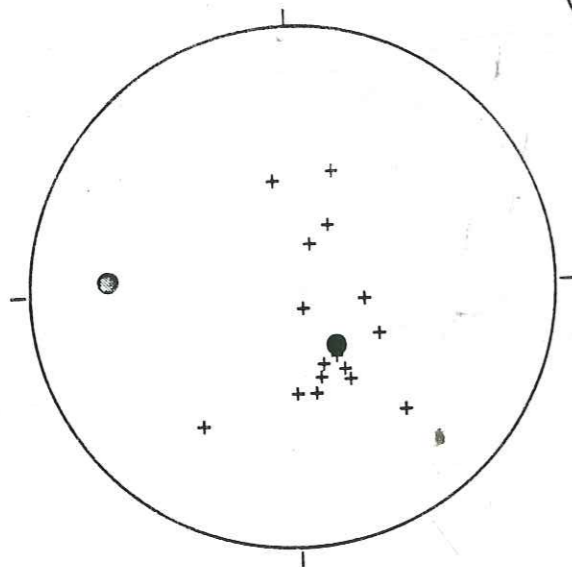
Figure 30-2B : Stériogramme des linéations dans la séquence crustale. a : wadi Fizh; b : wadi Khabiyat et c : wadi Bani Umar.



Les zones de cisaillement (BUG-Kh)

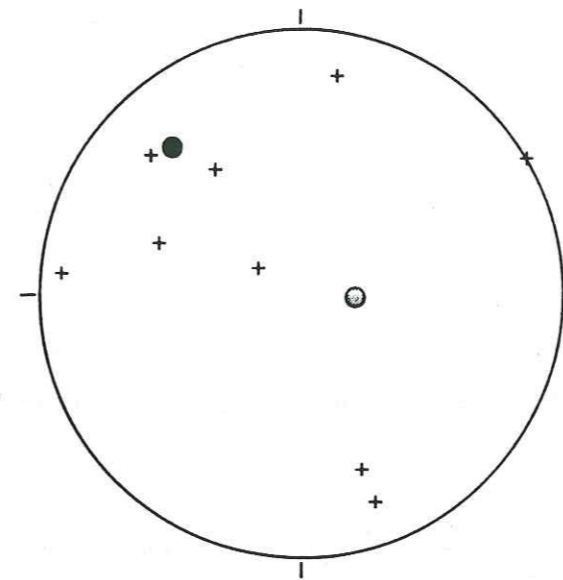


Les zones de cisaillements (Fizh Nord)

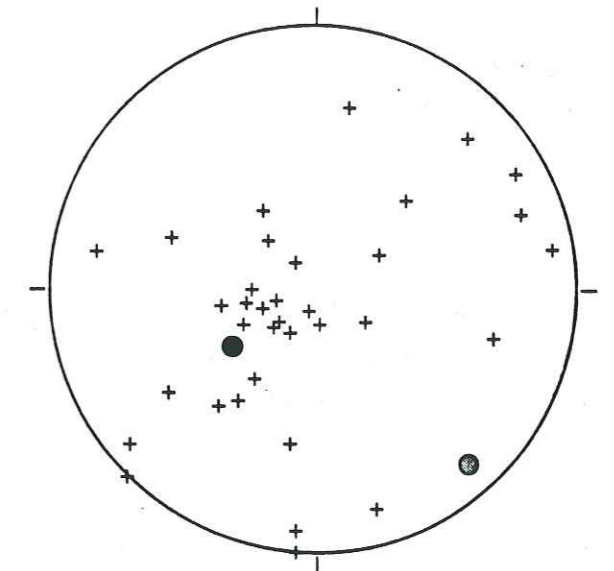


Les zones de cisaillement (Bloc de Fizh)

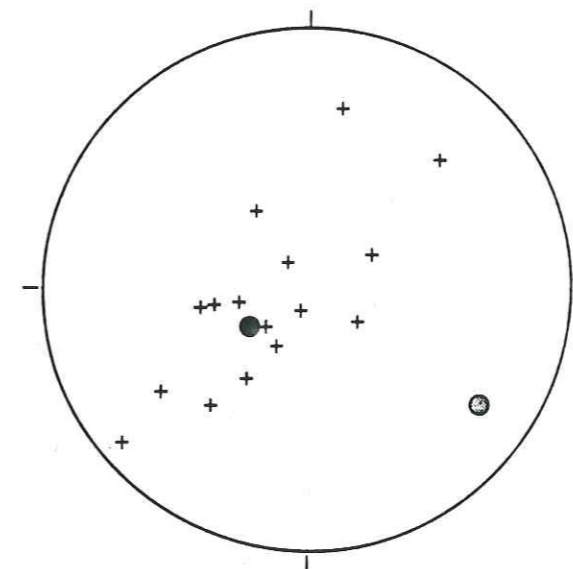
Figure 30-3 : Stériogramme des zones de cisaillement.



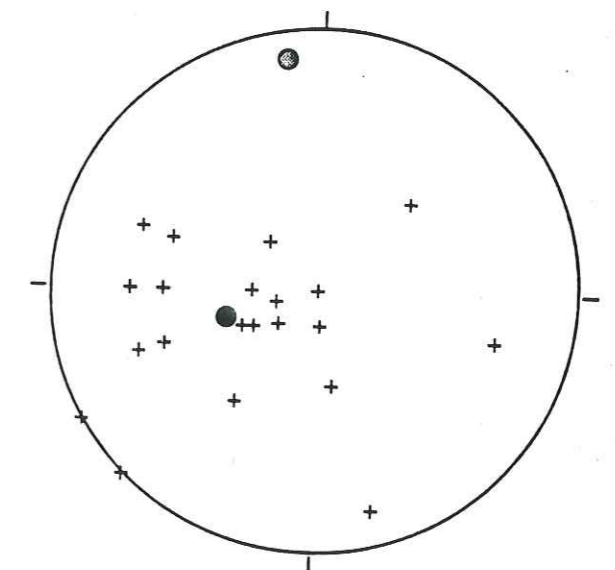
Filons de granite



Les séries acides (bloc de Fizh)



Les séries acides (Kh-BUG)



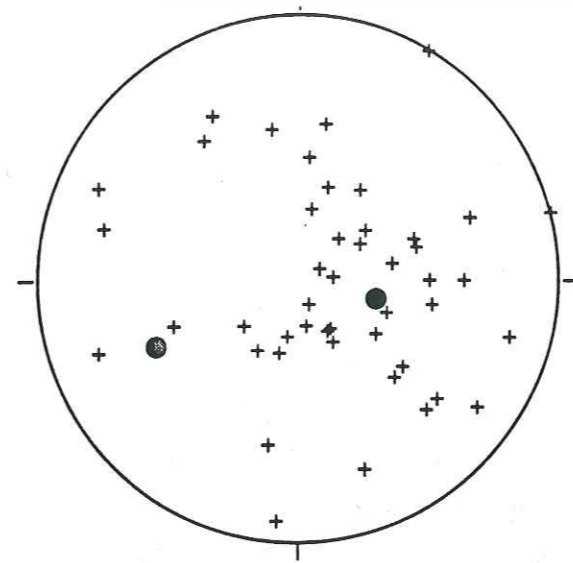
Les séries acides (Fizh Nord)

Figure 30-4 : Stériogramme filons de granitoïdes.

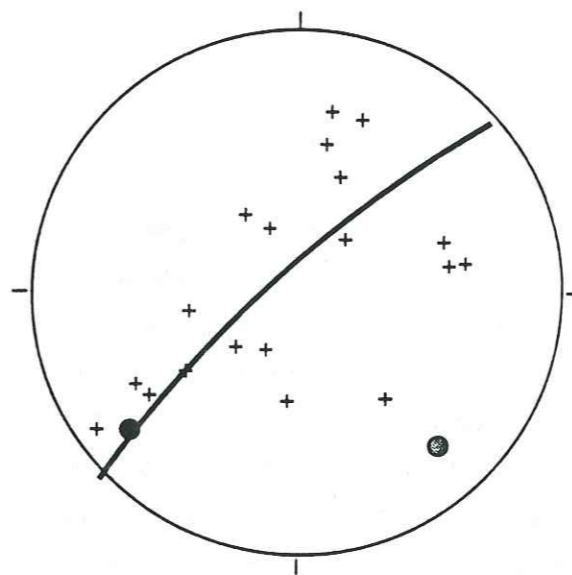
de cisaillement surtout dans la deuxième zone puisqu'au Nord elles sont parallèle à l'axe de la dorsale (complexe filonien).

- Les filons acides (fig. 30-4) montrent un léger changement de direction du Nord au Sud. En effet, dans la zone Fizh-Khabiyat, la direction moyenne est de 167E41 et dans la zone Khabiyat-Bani Umar, elle est de 148E31. On remarque alors une faible courbure des filons qui est peut-être influencée par l'arrivée du magma wehrlitico-pyroxénitique. Les filons de granite intrusifs dans les harzburgites montrent une direction moyenne de 104N53. Leur mise en place est postérieure à celle des filons acides.

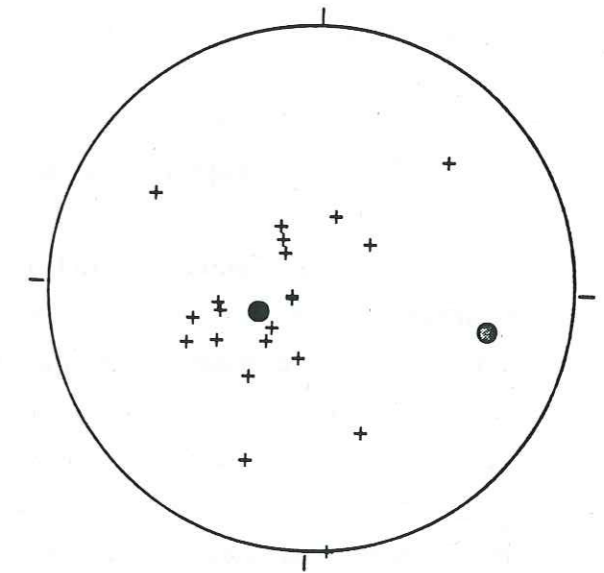
- Les filons de gabbros (fig. 30-5) intrusifs dans la séquence ophiolitique montrent des directions moyennes assez comparables dans la zone Khabiyat-Bani Umar, où les directions varient de 160E25 à 140E70 au Sud. Par contre dans la zone Nord (wadi Fizh) les directions moyennes des filons de gabbros montrent deux directions: 150S50 et 20E20, ceci pourrait être lié aux zones des failles décrochantes NW-SE qui limitent la séquence crustale et mantellique. On assiste ainsi à un changement de direction des filons gabbroïques particulièrement au Nord de la zone Khabiyat-Bani Umar.



Filons de gabbros (Nord - Fizh)



Filons de gabbros (BUG)



Filons de gabbros (Khabiyat)

Figure 30-5 : Stériogramme des filons de gabbros.

V- RELATIONS ENTRE LES DIFFERENTS CORPS MAGMATIQUES

La cartographie détaillée du massif de Fizh montre l'existence des structures complexes du Nord au Sud. La nature des corps magmatiques et leur géométrie y sont plus diversifiées. La chronologie des événements magmatiques est plus ou moins délicate à établir.

Comme le bloc d'Haylayn (Juteau et al., 1988; Reuber et al., 1990) le massif de Fizh est l'un des massifs les plus complexes de l'ophiolite omanaise. Les autres massifs, surtout du Sud de l'Oman montrent des séquences magmatiques horizontales et qui se sont formées au sein d'une grande chambre magmatique (massif d'Ibra par exemple, Browning, 1982).

V-1- La série gabbroïque litée

Dans le massif de Fizh, la série gabbroïque litée s'est formée au sein d'une grande chambre magmatique permanente "steady state", et montre des litages variables. Ces derniers sont graduels, parfois irréguliers et marqués par des "schlierens" plagioclasiques ou des zones grossières. Ces figures pourraient être liées soit à la ségrégation du liquide interstitiel soit à la percolation des fluides magmatiques.

V-2- La série wehrlitique

Les corps wehrlitiques sont bien développés dans ce massif (wadi Bani Umar-Khabiyat). Ils se présentent parfois sous forme de poches ou en sills (wadi Fizh). Ces matériaux sont considérés comme des liquides magmatiques intrusifs postérieurs aux gabbros lités (Juteau et al., 1988).

Les relations de terrain entre les gabbros lités et les wehrlites montrent que ces deux liquides seraient contemporains. Localement ils montrent au niveau du contact, des figures de mélange de liquides fortement visqueux ou immiscibles (contacts lobés, limites réactionnelles). Ces relations entre les matériaux qui coexistent n'apparaissent que dans des endroits bien précis et matérialisent l'écoulement magmatique au sein d'une chambre qui est parallèle à l'axe de la paléodorsale. Dans d'autre cas, des relations d'intrusion montrent que les wehrlites se présentent sous forme de sills (ou de poches) sécants par rapport aux litages des gabbros lités.

Les wehrlites au Sud (wadi Bani Umar) forment un corps très épais qui se propage dans une direction NW-SE, et montrent des relations avec les systèmes de failles NW-SE. L'enracinement de ce corps wehrlitique serait à la limite Sud du massif où le contact avec les harzburgites est graduel. On retrouve les mêmes caractéristiques entre les deux magmas comme au Nord dans la zone du wadi Fizh, c'est à dire que les liquides wehrlitiques et gabbroïques ont des relations d'intrusion qui ne sont pas évidentes.

V-3- Les pyroxénites

Les pyroxénites se présentent sous forme de poches ou de corps épais. En effet, dans le wadi Fizh, elles sont liées à la différenciation des poches wehrlitiques intrusives dans les gabbros lités. Ce sont surtout des clinopyroxénites à cristaux de plagioclase post-cumulus. Elles sont situées dans la partie supérieure de la séquence crustale.

Le corps pyroxénitique présente une direction NW-SE et se propage du wadi Bani Umar jusqu'au wadi Fizh. Ce corps montre une forme lenticulaire dont l'épaisseur maximum est atteinte au niveau du wadi Khabiyat. Il contient des poches de wehrlites et des gabbros lités. Le contact avec le corps wehrlitique est faillé avec un réseau filonien dense acide et basique. La partie inférieure (Bani Umar-Khabiyat) de la pyroxénite est riche en orthopyroxène (webstérite). Elle est imprégnée de cristaux de plagioclase. Par contre, la partie supérieure (Fizh-Khabiyat) n'offre pas cette abondance des cristaux d'orthopyroxène, ni l'imprégnation plagioclasique.

Le corps pyroxénitique serait extrait au niveau de la zone de transition dunitique du wadi Bani Umar. De plus cette zone contient des poches de péridotites mantelliques et les dunites transitionnelles qui montrent une imprégnation plagioclasique et une bréchification.

On est conduit alors à distinguer les deux corps magmatiques pyroxénitique et wehrlitique. Le premier est lenticulaire; le second est plus allongé vers le Sud. Ils montrent tous les deux une différenciation interne. La zone d'enracinement correspond à la zone de transition pour les pyroxénites alors que les wehrlites auraient pris naissance à la limite supérieure du manteau. Ce qui s'accorde bien avec la forme en dôme de la zone de transition à ce niveau.

L'extraction ne serait pas contemporaine pour les deux liquides. En effet les wehrlites paraissent les premiers car elles présentent des enclaves dans les pyroxénites. Les pyroxénites pourraient être tardives et en relation avec les zones faillées (NW-SE et E-W).

V-4- Les gabbronorites

Les gabbronorites ne sont pas très développées comme dans le bloc d'Haylayn et dans le wadi Ragmi. Elles se rencontrent sous forme de lentilles surtout dans la wadi Khabiyat dans la partie supérieure (wehrlites et gabbros isotopes) de la séquence crustale et dans les pyroxénites. Dans le wadi Fizh, on les trouve au sein des gabbros lités. La mise en place des gabbronorites ou gabbros laminés est directement guidée par les zones faillées, à part dans le corps pyroxénitique où elles pourraient être extraites par filtre-pressé (sous forme de dyke et de poche). Les formes lenticulaires sont liées aux jeux des failles décrochantes NW-SE et E-W.

VI- MODELES ET SYNTHESE

On discutera les modèles de Smewing (1981) et de Reuber (1988-1990) et on essaiera de proposer un modèle cohérent.

VI-1- Modèle de zone transformante

Les études faites dans le massif de Fizh (Smewing (1980, 1981); Hopson et Pallister (1980); Pallister et Hopson (1981)) ont montré que les cumulats ont cristallisé dans une grande chambre magmatique au niveau d'une zone d'accrétion à vitesse d'expansion rapide. Ceci a fait suite au premier modèle de chambre magmatique établi par Pallister et Hopson (1981 dans l'ophiolite d'Oman.

L'abondance des zones de cisaillement dans ce massif, est lié à une zone transformante le long du Wadi Rajmi (au Nord du wadi Fizh) (Pallister et Hopson, 1981). De plus, suite aux études structurales sur la géométrie des corps magmatiques et les zones de cisaillement abondantes dans cette zone, Smewing (1981) a conclu que cette zone correspondrait à un site d'une paléotransformante ("leaky transform").

VI-2- Modèle d'un OSC

Reuber (1988, 1990) délimite le bloc de Fizh en deux grandes parties. Une partie dite "calme" et une autre dite "active". La partie "active" est liée à l'abondance de zones de cisaillement et se situe au Nord du wadi Zabin (entre le wadi Hatta et wadi Rajmi; voir carte Reuber). La partie "calme" est caractérisée par des zones de cisaillement moins abondantes.

Reuber a consacré le plus d'observations et d'analyses à la partie Nord du wadi Zabin, afin d'élaborer un modèle de fonctionnement de la paléodorsale dans le bloc de Fizh. Elle a étudié la distribution des zones de cisaillement et montre par suite que le cisaillement se fait sous des conditions de faciès amphibolites supérieures. Elle démontre enfin que la géométrie observée dans ce massif correspondrait à un emplacement d'un OSC (overlapping spreading center) et non compatible avec une paléotransformante.

La partie Sud (wadi Fizh - wadi Bani Umar) dite "calme" (Reuber, 1988), a été considérée comme une zone où les relations structurales et magmatiques primaires entre les gabbros lités et les wehrlites ainsi que la géométrie d'accrétion sont préservées. Par suite dans le point suivant on discutera le modèle de Reuber en liaison avec la partie étudiée ici.

VI-3- Discussion et approche géodynamique

Tenons-compte des résultats de Reuber (1988, 1990), le bloc de Fizh (fig 14) est subdivisé en trois parties (du Nord au Sud):

- zone 1: wadi Hatta - wadi Rajmi
- zone 2: wadi Zabin - wadi Fizh
- zone 3: wadi Fizh - wadi Bani Umar/Al Jizzi

Considérant que la zone 1 est une zone "active" représentant un emplacement d'un OSC (zone de recouvrement).

La zone 2 correspondrait alors à la terminaison longitudinale du segment de la paléodorsale avorté.

La zone 3 paraît correspondre à une lithosphère qui n'a pas subi de ségmentation (premier et second degré); par contre l'activité magmatique y est très intense.

Cette zone complexe, étudiée dans ce mémoire, montre que la lithosphère se comporte différemment que dans le reste du massif de Fizh (activité tectonique très importante). Le modèle le plus simple pour cette partie Sud du bloc de Fizh consiste en:

- les variations d'épaisseur importantes ne pourraient pas être, dans ce cas, interprétées comme fonction de la distance d'une zone transformante puisque la longueur des segments est inférieure à 20 km. Par contre on peut attribuer ces variations à une remontée du liquide magmatique dans la séquence crustale encore chaude et moins consolidée. Ce fait paraît possible, puisque les liquides wehrlitico-pyroxénitiques s'injectent dans la croûte selon la même direction que la direction moyenne du complexe filonien.

La partie Nord (wadi Fizh) est caractérisée par l'abondance des gabbros lités qui sont en contact direct avec les harzburgites (absence de la zone de transition). Les wehrlites apparaissent sous forme de poches ou sills lités et montrent une différenciation interne. Chaque poche wehrlitique a une géométrie et une structure propres (fig. 31). Alors que le corps wehrlitique épais du wadi Khabyat est massif et montre des imprégnations.

Les poches wehrlitiques "intrusives" dans les séries gabbroïques litées du wadi Fizh pourraient être liées à des réalimentations périodiques de la chambre magmatique permanente ("steady state") par du magma juvénile et qui donnerait naissance à ces matériaux.

Alors que le corps wehrlitique épais pourrait matérialiser une nouvelle venue magmatique après la fermeture de la grande chambre magmatique. Ceci correspondrait alors à un magmatisme hors-axe, dont la zone de transition ("doming" et bréchification) serait la zone d'enracinement des ces liquides wehrlitiques. Ce magmatisme est accompagné d'une nouvelle génération de dykes de diabase essentiellement des dykes isolés associés particulièrement aux filons acides (diorite quartzique). Ces dykes sont intrusifs dans toute la séquence crustale.

En fait dans cette partie du bloc de Fizh, les gabbros lités sont bien développés dans la partie Nord (wadi Fizh) alors que les wehrlites sont moins abondantes. De même, les pyroxénites sont

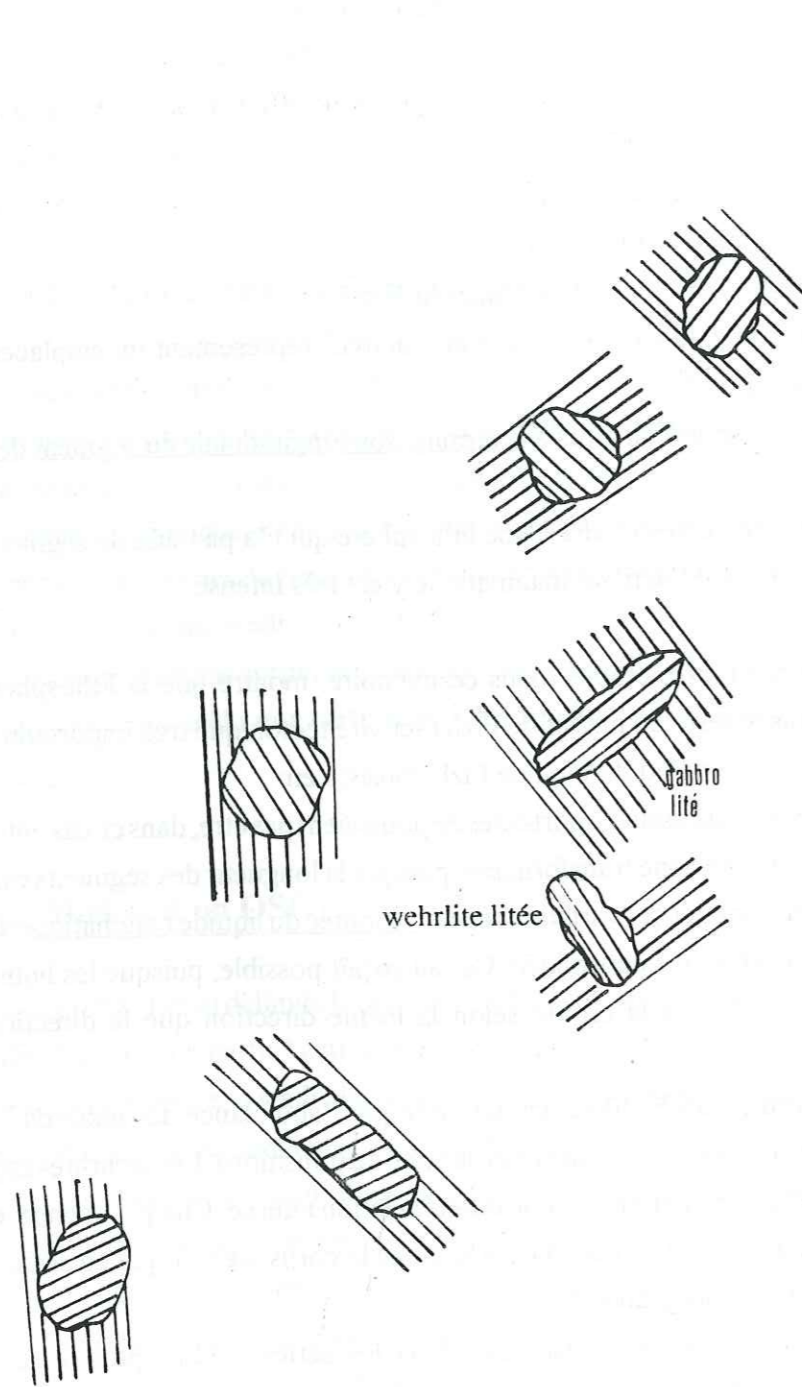


Figure 31 : Relations de terrain entre les wehrlites litées et les gabbros lités (wadi Fizh). Les litages sont sécants. Les poches wehrlitiques évoluent indépendamment l'une de l'autre. La rotation des litages wehrlitiques est plus importante, on peut déduire alors la trajectoire décrite par ces poches lors de l'intrusion connaissant l'angle entre les litages gabbroïques et wehrlitiques.

intimement liées à l'abondance des wehrlites (wadi Khabiyat).

Les segments de la paléodorsale dans cette zone ont des dimensions d'au moins de 10 km, et montrent des variations d'épaisseur importantes. Toutefois, ces variations sont mineures par rapport aux dimensions des segments. La segmentation axiale se fait, dans ce cas, à l'échelle de quelques kilomètres, si on la compare à celle des dorsales océaniques actuelles.

VI-4- Modèle synthétique (fig. 32)

Le massif étudié montrent des relations initiales entre les wehrlites et les gabbros lités, et présente une superposition des événements magmatiques et tectoniques liés aux phases d'accrétion, d'écaillage intra-océanique, de préobduction et/ou d'obduction. Le magmatisme I est défini par la série gabbroïque litée, le magmatisme II est défini par les séries wehrlitico-pyroxénitiques et leurs différenciés.

Le modèle proposé offre une chronologie des événements magmatiques, et les relations entre les différents corps magmatiques:

a- une asymétrie de part et d'autre de l'axe d'accrétion qui montre que d'une part les wehrlites pourraient être au contact avec le magma de la chambre axiale. D'autre part, les wehrlites et leurs produits de différenciation se sont figés à la faveur d'un climat particulièrement passif.

b- une discontinuité du litage à la base de la chambre axiale montre qu'à chaque phase de remplissage magmatique, l'extension de la chambre n'excède pas 1 à 2 km. Dans cette zone la chambre présente une géométrie "laccolitique" qui s'insinue sous et dans le corps wehrlitique. Cette géométrie de la chambre implique obligatoirement la pénécemporaineté des deux types de venues magmatiques de natures différentes.

c- les contacts entre les deux ensembles magmatiques montrent à toutes échelles (métriques à kilométriques) des formes lobées, envaginées, ... des massifs qui traduisent des télescopages de deux types de liquides magmatiques ainsi que leur parfaite "immiscibilité".

d- ainsi il apparaît que le litage magmatique observé dans la chambre axiale présente deux origines distinctes. D'une part, les processus cumulatifs en régime dynamique (courants, ...) sont à l'origine du litage magmatique des gabbros lités. D'autre part latéralement aux corps wehrlitiques certaines structures rubannées confèrent un litage magmatique ultrabasique aux gabbros peuvent être interprétées comme des sills intrusifs et interstratifiés dans la série principale des gabbros lités.

e- la lamination de la partie sommitale de la chambre axiale sous le complexe filonien tend à se paralléliser à la direction des dykes.

f- les observations des sommets des massifs wehrlitiques n'offrent pas les structures précédentes (litage, lamination, ...) des gabbros de la chambre axiale. A ce niveau supérieur de la séquence crustale, ce sont plutôt des gabbros massifs que l'on observe au toit des wehrlites.

g- au cours des intrusions wehrlitiques, les magmas ultrabasiques réchauffent les gabbros

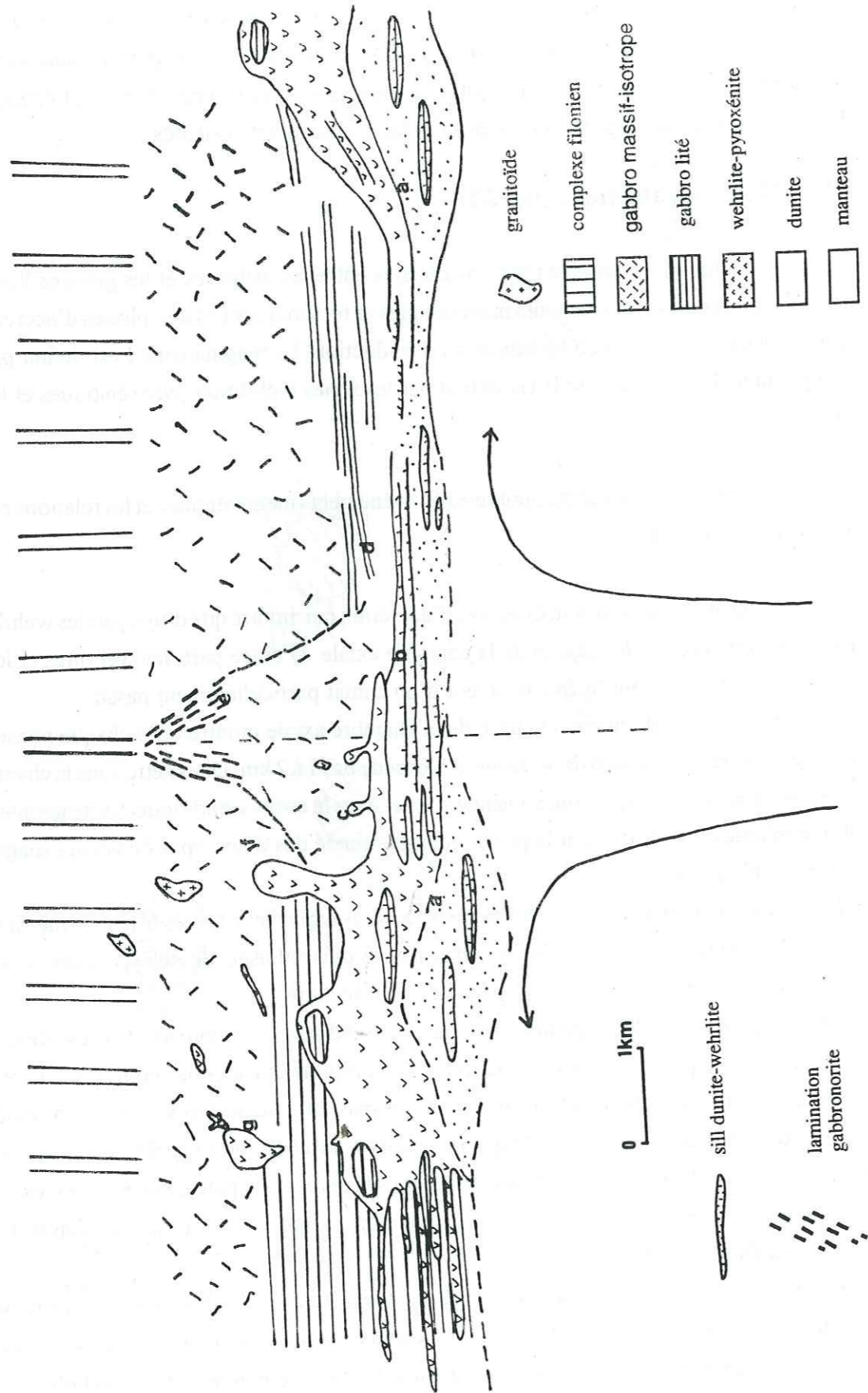


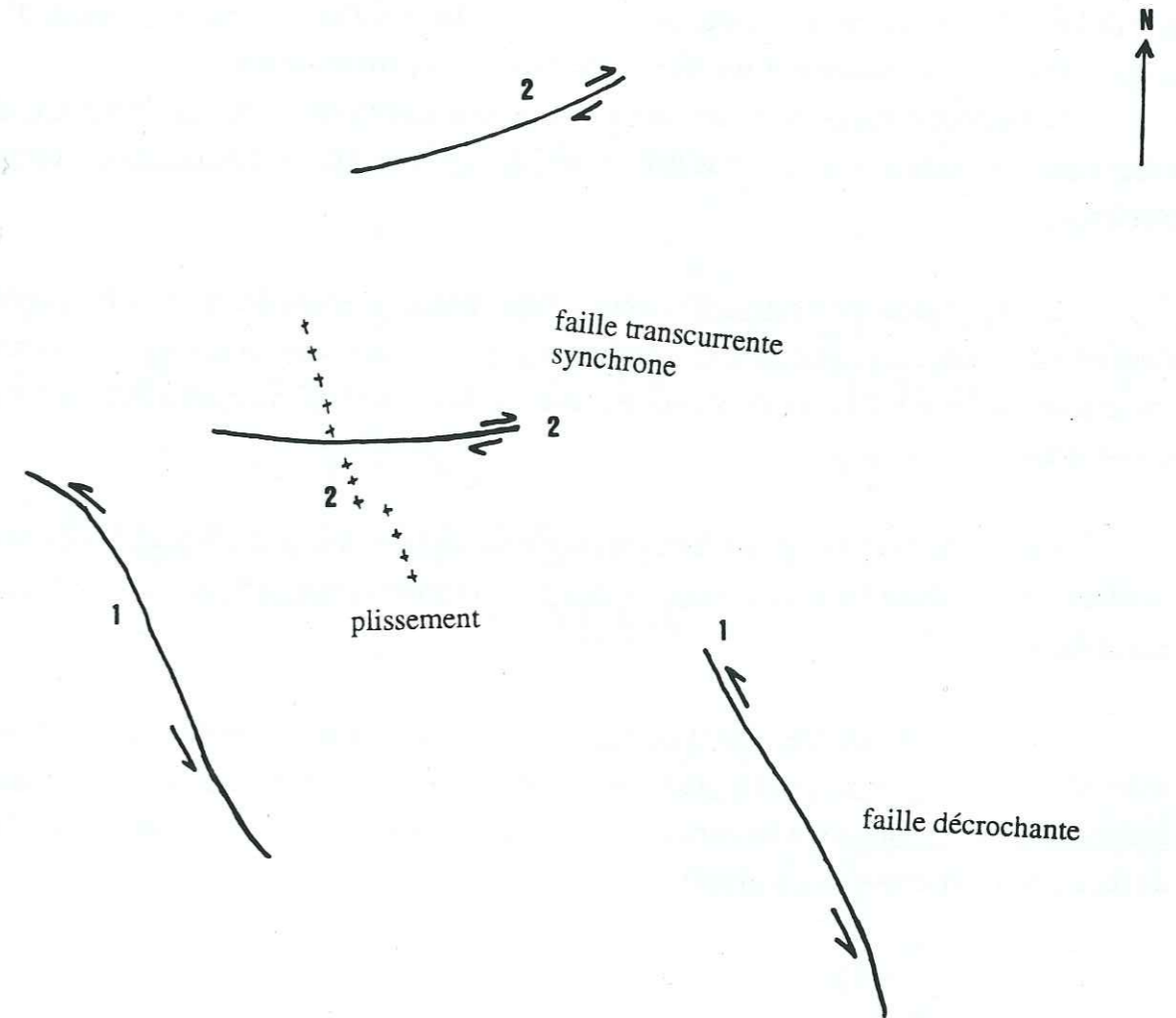
Figure 32 : Modèle synthétique montrant les modalités d'accrétion et la succession des événements magmatiques dans le temps au niveau de la paléodorsale téthysienne. (voir texte)

lités, et réactivent localement la fusion des gabbros lités partiellement consolidés.

Les pyroxénites sont liées à la différenciation des wehrlites, alors que les gabbro-norites paraissent être liées à un mécanisme de filtre-presse. Ce qui traduit leur présence dans les gabbros lités, dans les wehrlites et dans les pyroxénites.

Ces événements magmatiques sont liés aux deux phases majeures de l'océanisation, la phase d'accrétion et la phase d'écaillage intra-océanique.

Les phases de préobduction et d'obduction sont présentées surtout par des événements tectoniques (plissement et failles). Les filons ou les stocks des granites et leucogranites sont les témoins de ces phases ultimes (fig.33)



1- phase d'accrétion ou d'écaillage intra-océanique

2- phase de préobduction / obduction

Figure 33 : Les réseaux de failles et le plissement associé. Chronologie des phases tectoniques enregistrées dans la séquence ophiolitique.

VII- CONCLUSION

L'étude structurale de ce massif a permis d'établir et de comprendre la chronologie et la dynamique des liquides magmatiques sous une zone d'expansion.

En effet, à l'axe de la dorsale, une grande chambre magmatique fonctionnant en système ouvert a produit la série gabbroïque litée considérée comme la série magmatique principale primaire. Les liquides wehrlitiques constituent la seconde série magmatique intrusive dans les gabbros lités encore chauds. Elles pourraient être en relation avec la ségmentation axiale de la paléodorsale. Ils se comportent alors comme un magmatisme hors-axe. Les pyroxénites sont liées directement aux liquides wehrlitiques par différenciation, mais elles évoluent différemment. Ces deux liquides wehrlitico-pyroxénitiques peuvent être attribués aux phases d'écaillage intra-océanique avant l'obduction et présente une chambre magmatique transitoire fonctionnant en système fermé (fermeture de l'axe de la paléodorsale). Cette chambre serait le témoin d'une ségmentation axiale d'un magmatisme hors-axe matérialisé par les liquides wehrlitico-pyroxénitiques.

Les gabbronorites seraient les derniers magmas extraits lors des phases ultimes d'écaillage intra-océanique. Leur mise en place se fait par un mécanisme de filtre-presse ou par un mécanisme tectonique.

Le réseau filonien est très varié et recoupe toute la séquence ophiolitique, sa densité augmente dans les limites entre les corps ultramafiques et mafiques. Les directions des filons ne montrent pas une grande variation. Elles paraissent toujours parallèles ou légèrement obliques à l'axe de la dorsale (NNW-SSE).

La variabilité des relations mutuelles entre les gabbros lités, les wehrlites, les pyroxénites montre qu'elle refléterait la superposition de plusieurs événements magmatiques liés dans le temps et dans l'espace.

Les phases de préobduction et/ou d'obduction jouent un rôle dans la structuration du massif, matérialisée par les plissement et les failles associées (événement tectonique). De plus, les filons de granite et de leucogranites qui forment des poches ou des filons intrusifs dans le manteau et la zone de transition (événement magmatique).

2ème PARTIE

CHAPITRE I

ETUDE PETROLOGIQUE DES ROCHES ACIDES ASSOCIEES AUX OPHIOLITES GISEMENTS DES TERMES GRANITQUES DE L'OPHIOLITE D'OMAN

CHAPITRE I

**ETUDE PETROLOGIQUE DES ROCHES ACIDES
ASSOCIEES AUX OPHIOLITES. GISEMENTS DES
TERMES GRANITQUES DE L'OPHIOLITE D'OMAN**

I - LES PLAGIOGRANITES: SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE

I-1- Présentation

Les plagiogranites représentent l'ensemble des associations des termes acides rencontrées dans les complexes ophiolitiques et aux croûtes océaniques (Aumento 1969). Leur origine est considérée comme "mantellique", car ils se différencient en principe à partir d'un magma originaire du manteau et de nature tholéitique dans les chambres des sites d'expansion (rides médio-océaniques et des bassins marginaux).

Les plagiogranites appartiennent à des lignées pétrographiques caractérisées par une grande variété de roches sodiques, allant des diorites quartziques, aux tonalites, trondhjémites, albitites, etc. Ces roches sont caractérisées par des teneurs faibles en potassium, ce qui permet de les distinguer des autres granitoïdes. Elles sont souvent altérées et montrent des assemblages typiques du faciès "schistes - verts" aux faciès "amphibolites". L'altération responsable de ces transformations minéralogiques peut être à l'origine des lessivages de certains éléments (K, Rb, etc...) (Pearce et al., 1984).

I-2- Définition et historique

Pour Coleman et Peterman (1975) et Coleman et Donato (1979), qui ont redéfini le terme, les plagiogranites ophiolitiques ou océaniques désignent l'ensemble des roches magmatiques leucocrates rencontrées dans les croûtes océaniques fossiles (complexes ophiolitiques) ou actuelles.

Ces termes acides ont des teneurs très faibles en potassium. Ils sont distincts des granophyres formés par différenciation de basaltes tholéitiques continentaux. Les plagiogranites océaniques sont liés à une différenciation magmatique des tholéites abyssales durant le développement de la croûte océanique. Ils sont rencontrés le plus souvent dans les parties supérieures de la séquence ophiolitique. Leur mode de gisement est varié (filons, stocks, petits massifs,...).

Leur minéralogie est constitué de quartz et plagioclase sodique associés à quelques minéraux ferromagnésiens (hornblende, etc...). Ils sont caractérisés par des teneurs élevées en SiO₂ et faibles

en FeO et MgO.

La pétrogenèse des plagiogranites ophiolitiques pauvres en potassium est liée à la différenciation, à faible pression d'un magma basaltique subalcalin. Ces roches leucocrates représentent ainsi le produit final de différenciation dans la séquence ophiolitique (Thayer, 1963 et Wilson, 1959) avec les éventuelles laves acides (kératophyres).

Pétrographiquement, les séries plagiogranitiques se répartissent le long du côté Q-P du diagramme de Streckeisen (1973), ce qui les apparentent sans ambiguïté aux lignées trondhjémiques (Lameyre et Bowden, 1982) (fig. 34).

I-2- Hypothèses concernant la genèse des plagiogranites

La pétrogenèse de ces roches est régie par trois processus magmatiques possibles dépendants ou indépendants, qui sont: la cristallisation fractionnée, l'immiscibilité et la fusion partielle. De nombreux auteurs (Barker et al., 1976; Pride et Moore, 1983; Gerlach et al., 1980, 1981b; Payne et Strong, 1979; Furne et al., 1988;...) ont signalé des ophiolites (Karmoy, Leka, Newfoundland...) où l'origine des roches acides est multiple. Plusieurs mécanismes distincts peuvent conduire en effet à la genèse de tels matériaux dans les ophiolites paléozoïques (ex: Karmoy: Pederson et Malpas, 1984; Chamrousse: Scarenzi, 1984; Menot et al. 1983).

Postérieurement à la cristallisation, ces matériaux sont fréquemment soumis à des transformations chimiques et minéralogiques secondaires.

a- La cristallisation fractionnée

Les plagiogranites sont souvent considérés comme les derniers produits de cristallisation à partir d'un liquide basaltique. Le taux de cristallisation fractionnée intervient dans la cristallisation des phases minérales successives, et au fur et à mesure que ce taux augmente, le liquide résiduel devient de plus en plus différencié. La fin de la cristallisation est matérialisée, le plus souvent, par des filons ou des petites poches diffuses, qui drainent les phases ultimes acides (riches en SiO_2) issues de la différenciation par cristallisation fractionnée. La souche basaltique correspond, rappelons le ici, à un magma tholéitique subalcalin (Coleman et Peterman (1975); Aldiss (1981).

Comme on l'a vu (§1), Coleman et Peterman (1975) ont montré que les plagiogranites ophiolitiques pouvaient représenter des liquides de différenciation dans les centres d'expansion. Le degré de la différenciation pourrait être liée à la vitesse d'expansion. Ainsi, les centres d'expansion à faible vitesse pourraient favoriser la formation des plagiogranites océaniques, puisque la cristallisation fractionnée est plus probable sous de telles conditions.

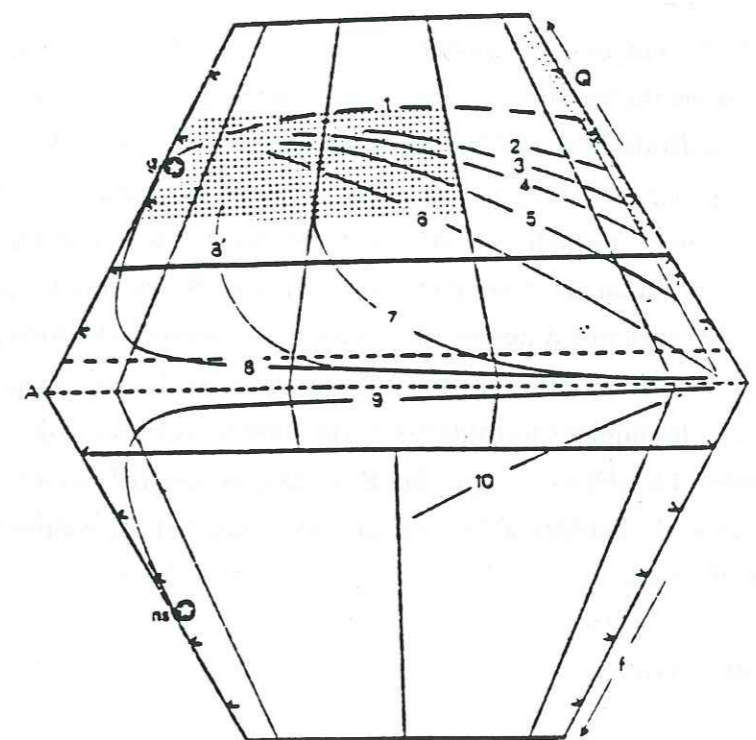


Figure 34: Diagramme Q-A-P-F, tendances moyennes de différenciation dans des séries plutoniques variées (d'après Lameyre et Bowden, 1982)
1: tholéitique; 2: calco-alcaline; 3, 4, 5, 6: calco-alcaline granodioritique; 7: calco-alcaline monzonitique; 8: alcaline sursaturée; 9: tendance alumineuse; 9, 10: alcaline sous-saturée.

Bebien et al. (1980) a considéré que les plagiogranites des ophiolites de Macédoine, représentent des liquides magmatiques successifs liés à la cristallisation de cumulats de la chambre magmatique sous-jacente. Il a suggéré que la cristallisation des cumulats gabbronoritiques est responsable de la formation d'un liquide résiduel riche en fer - titane. Celui ci est piégé dans de petites chambres magmatiques entre les cumulats et la série doléritique. Le principal processus invoqué pour la formation des plagiogranites associés est la cristallisation massive de la titanomagnétite à partir du liquide riche en fer. A ce stade, il y aura formation des ferrodiorites et d'un liquide plagiogranitique ultérieur riche en silice.

b- Immiscibilité

Il s'agit de l'individualisation de deux liquides de compositions différentes, immiscibles au cours de la cristallisation du magma tholéitique. La genèse des plagiogranites peut être liée à ce type de processus, d'après Dixon et Rutherford (1979, 1980) et Bender et al. (1980). L'immiscibilité entre un liquide riche en silice - générateur des plagiogranites - et un liquide riche en fer - précipitant des ferrogabbros cumulats - permet la formation d'une association à plagiogranite et ferrogabbros. Dans certaines ophiolites, on assiste à un enrichissement en fer important des liquides par cristallisation fractionnée. Dans ce cas, le processus d'immiscibilité pourrait se produire lorsque le liquide atteint l'aire d'immiscibilité définie par Roedder (1951). A ce stade les liquides acides subissent un fractionnement gravitaire et les liquides ferrotitanés cristallisent sous la forme de ferrogabbros très riches en magnétite, ilménite... La saturation en eau du magma basaltique initial permet l'individualisation par cristallisation fractionnée de liquides acides où la hornblende est au solidus sans qu'il y ait immiscibilité (Piboule et al., 1982).

c- Fusion partielle

En 1967, Green et Ringwood ont montré par des études expérimentales, que les séries calco-alcalines peuvent être générées par fusion partielle à faible profondeur à partir des amphibolites. Ce modèle, alors, était le plus évoqué pour rendre compte de l'existence des plutons trondhjémiques archéens et des granites sodiques d'arcs. Divers arguments géochimiques (éléments majeurs et traces) ont été présentés par de nombreux auteurs, Arth et Hanson (1972); Glickson (1972); Barker (1979); Condie et al. (1982), pour valider ce modèle par fusion partielle. Malpas (1979), a également suggéré que les plagiogranites sont issus de la fusion partielle des amphibolites que l'on trouve fréquemment en position infra-ophiolitique.

Reuber (1982) et Reuber et al., (1984) ont invoqué ce processus pour expliquer la genèse des dykes de granites intrusifs dans les harzburgites mantellaires de l'ophiolite d'Antalya en Turquie.

Dans l'ophiolite Canyon Mountain Oregon, Gerlach et al. (1981b), ont suggéré que la formation des plagiogranites par cristallisation fractionnée d'un magma basaltique est peu probable, puisque le

volume des plagiogranites est relativement important par rapport aux roches basiques. Les teneurs en terres rares s'accordent avec cette remarque: les teneurs des roches basiques et les plagiogranites sont les mêmes. Selon ces auteurs, les roches acides de cette ophiolite sont issues de la fusion partielle des roches basiques sous des conditions hydratées à faible profondeur (pression totale est inférieure à 5 kb).

d- Modifications post-magmatiques

Ce sont les transformations tardives, le plus souvent d'origine hydrothermale, évoquées précédemment en préambule. La dépotassification du magma primaire en est un exemple. Elle est liée à l'altération hydrothermale pénécontemporaine de la mise en place du magma acide sous la ride (métamorphisme océanique), ou des réactions métasomatiques liées à un métamorphisme ultérieur. Ces modifications post-magmatiques ne peuvent pas être assimilées à des processus générateurs de plagiogranites, mais auront un rôle prépondérant sur leur typologie chimique en particulier en ce qui concerne les éléments alcalins.

e- Conclusion

Les plagiogranites ophiolitiques trouvent principalement leur origine dans deux processus magmatiques principaux distincts, qui sont soit la cristallisation fractionnée, soit la fusion partielle. Les cas impliquant les deux modèles peuvent être invoqués parfois. Le processus d'immiscibilité (démixion d'un magma évolué) reste un modèle possible pour les lignées riches en ferrobasaltes. Enfin les transformations post-magmatiques (altération hydrothermale) caractérisent les plagiogranites, ce qui rend leur typologie primaire difficile à déterminer.

I-3- Caractéristiques minéralogiques

Le plagioclase est à dominante albitique, ce qui fait que les plagiogranites sont souvent rapportés aux "granites albitiques". Toutefois des plagioclases riches en anorthite (An10 à An55) ont été décrits (Coleman et Peterman, 1975). Le plagioclase peut être à composition homogène ou zoné. Le feldspath potassique est très rare voire absent dans une grande majorité des gisements. Ces granitoïdes se rapportent de ce fait au clan des trondhjémites. Toutefois, dans les plagiogranites dragués dans l'Océan Indien (Hedge et al., 1979), le feldspath potassique est une phase essentielle de certains matériaux. Il s'agit d'une phase liée à l'altération et à la potassification à basse température du plagioclase primaire.

Le quartz est l'une des phases prédominantes. Il peut constituer avec l'albite des textures micropegmatitiques ou s'exprimer dans certains cas sous forme de cristaux automorphes bipyramidés.

Les minéraux ferromagnésiens primaires sont moins abondants (hornblende, pyroxène ou

biotite).

Les oxydes considérés comme phases accessoires, sont l'ilménite et la magnétite.

I-4- Textures

Les plagiogranites montrent fréquemment des textures micrographiques à quartz et plagioclase (Coleman et Donato, 1979). Ces textures sont similaires à celles des granophyres de Barker (1970). Elles confirment l'origine magmatique de ces roches. Elles correspondent, en effet, à des textures de cristallisation eutectoïdes ou eutectiques à quartz et plagioclase (Barker, 1970; Gilluly, 1933; Coleman et Peterman 1975; Piboule et al. 1982).

Les termes microgrenus sont généralement granophyriques et microporphyriques. Dans ce cas, les intercroissances micropegmatitiques occupent les interstices des phénocristaux et témoignent également de la croissance eutectoïde des phases minérales (Barker, 1979) à partir du liquide interstitiel.

En raison de leurs textures, les plagiogranites ont souvent été qualifiés de granophyres, bien que le feldspath potassique soit présent en faible quantité (Reynolds (1950); Sinton et Byerly (1980).

Enfin, les structures graphiques témoignent d'un refroidissement rapide et d'une mise en place hypovolcanique, particulièrement dans les cas où il existe tous les intermédiaires entre les textures hyalines et micrographiques (Delfour et al. 1982; Piboule et al. 1982).

I-5- Composition chimique: généralités

- SiO₂

Les plagiogranites et les kéraophyres associés ont des teneurs supérieures à 65%. Toutefois dans ce type pétrographique ont été inclus des roches à composition albitique (albitites, syénites quartzifères) (abondantes, par exemple, dans les ophiolites tethysiennes des domaines liguropiémontais) dont la teneur en SiO₂ varie entre 58 et 62% de silice. A l'opposé quelques roches très quartzifères ont des teneurs en SiO₂ largement supérieures à 75%. L'enrichissement extrême en SiO₂ est dû probablement au fractionnement des oxydes ferrotitanés décrit précédemment (Pederson et Malpas, 1984).

- Al₂O₃

En raison d'une origine par fractionnement où le plagioclase sodique constitue la phase principale, les plagiogranites ophiolitiques sont pauvres en Al₂O₃ (Engels et Fisher, 1975). Ceci les distingue des granites continentaux et des autres trondhjémites. Barker et al. (1979), ont établi une subdivision des trondhjémites en deux groupes selon les teneurs en Al₂O₃ qui correspondent à deux

processus pétrogénétiques distinctes et à des sites géodynamiques différents (fig. 35).

Trois environnements géologiques dans lesquels se mettent en place les trondhjémites ont été définis: les marges continentales (Al₂O₃ > 14.5 - 15%), les ophiolites et les régions hypovolcaniques des arcs insulaires (Al₂O₃ < 14.5 - 15%). On peut constater que pour les compositions des trondhjémites de rides et celles d'arcs insulaires, il n'y a pas de discrimination nette.

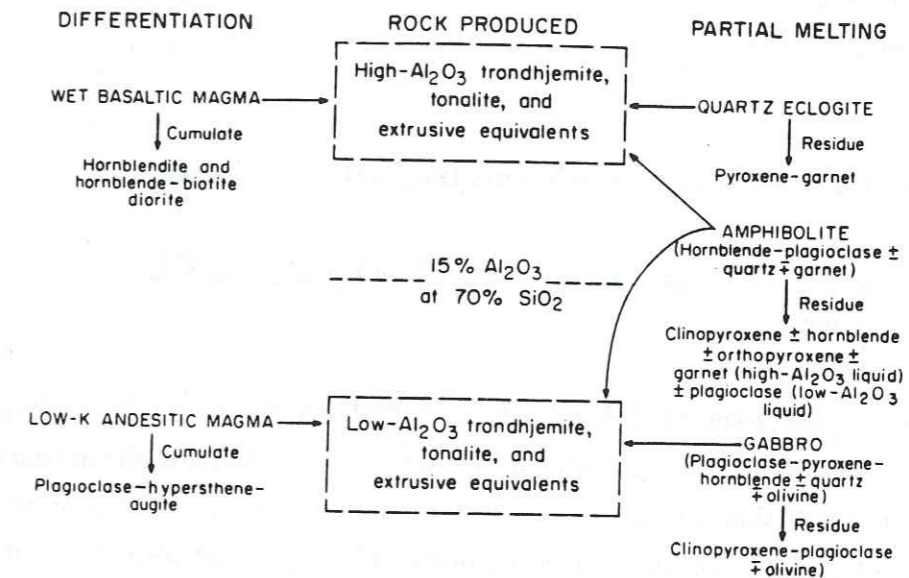


Figure 35: Diagramme schématique montrant la genèse des liquides trondhjémite-tonsolitiques à fortes et faibles teneurs en Al₂O₃ par différenciation et fusion partielle; modifié d'après Barker et Arth, 1976.

-FeO, MgO, TiO₂

Les teneurs en ces trois éléments sont également faibles, celles de FeO sont très faibles par rapport à tous les autres granites des domaines continentaux.

-Na₂O

Les plagiogranites montrent des teneurs élevées (5 à 6%): cette caractéristique peut être liée au fractionnement ultime des bains basaltiques parentaux. Une origine partiellement métasomatique et non magmatique du sodium a également envisagée (Coleman et Peterman, 1975). des percolations de fluides hydrothermaux d'origine marine pourraient être à l'origine d'une albitisation tardive du plagioclase et d'un éventuel feldspath potassique.

-K₂O, Rb, Sr et autres éléments

Comme on l'a vu précédemment, les teneurs en K₂O dans les plagiogranites sont très faibles et inférieures à 1%. Parmi les granitoïdes à affinité plagiogranitique, Coleman et Peterman (1975) en

distinguent trois types en fonction des teneurs en K_2O . Ce sont les plagiogranites ophiolitiques et océaniques (teneurs plus faibles), les trondhjémites et les granophyres continentaux dont les teneurs en K_2O sont plus élevées. Pour ces auteurs, les teneurs faibles en potassium est une caractéristique originelle du magma donnant les plagiogranites océaniques.

Les teneurs en Rb et Sr sont également faibles, et le rapport Rb/Sr est aussi faible dans les plagiogranites ($Rb/Sr < 0.05$). Alors que dans les granites anatectiques, ce rapport est élevé ($Rb/Sr > 0.1$). Les faibles teneurs en Rb - et K - sont à mettre au compte d'un puissant lessivage par l'eau de mer (Pearce et al., 1984).

I-6 - La composition en éléments traces des plagiogranites

Etablissement de standard pour la géochimie des Granites de type ORG (Pearce et al., 1984)

La définition de ce standard par Pearce et al. (1984) permet de caractériser les granites dans des gammes de compositions chimiques étendues et de tracer leur histoire pétrogénétique complexe.

Les magmas basiques précurseurs ont des compositions variées et subissent selon les sites géodynamiques des mécanismes pétrogénétiques variés, qui contrôlent les comportements des éléments.

Par exemple, les plagiogranites dérivant de MORB (N, E,...), seront différents selon leur souche basaltique d'origine. En outre, les échanges métasomatiques contribuent à des variations plus ou moins des éléments lithophiles, alcalins et alcalino-terreux (K, Rb, Ba...).

Pour Pearce, il est possible de retrouver les conditions pétrogénétiques et les souches magmatiques des granites s. l. en se référant à la composition d'un plagiogranite idéal pris comme référence et issu du seul fractionnement d'un basalte standard.

Pour normaliser les compositions des roches acides, Pearce a ainsi établi une référence théorique (ORG: ocean ridge granite). Il est calculé comme le produit issu de la cristallisation fractionnée d'un basalte océanique de type N-MORB, ayant subi un fractionnement de 75%. Les éléments choisis pour la normalisation sont les plus incompatibles (Tab. 1).

| Element | MORB (%) | D | ORG |
|------------------|----------|------|-----|
| K ₂ O | 0.10 | 0.01 | 0.4 |
| Rb | 1.0 | 0.01 | 4 |
| Ba | 12.5 | 0.01 | 50 |
| Th | 0.20 | 0.01 | 0.8 |
| Ta | 0.20 | 0.1 | 0.7 |
| Nb | 3.0 | 0.1 | 10 |
| Ce | 10.0 | 0.1 | 35 |
| Hf | 2.4 | 0.05 | 9 |
| Zr | 90 | 0.05 | 340 |
| Sm | 3.3 | 0.25 | 9 |
| Y | 30 | 0.4 | 70 |
| Yb | 3.4 | 0.4 | 80 |

Tableau 1: Le calcul du standard ORG de normalisation (Pearce et al., 1984).
ORG : ocean ridge granite; D: coefficient de distribution; les valeurs des MORB sont celles de Pearce et al., 1981.

Pour les plagiogranites, les granites sodiques, les granites albitiques et les trondhjémites, cette normalisation a le mérite de mieux rendre compte de l'extrême variabilité chimique de ces matériaux.

Les variations du Nb en fonction de l'Y et celles du Rb en fonction de Y+Nb montrent les relations entre les granitoïdes et leur site géodynamique.

Le diagramme multiéléments utilise le rapport des teneurs normalisées à celles de l'ORG. Il offre des spectres qui diffèrent selon les types de granites, à la fois selon leur origine et leur souche, selon les mécanismes pétrogénétiques qui contrôlent leur évolution magmatique et selon les processus d'altération tardifs qui peuvent affecter les paragenèses magmatiques. Ainsi Pearce a pu montrer (fig. 36) que les granites subductifs des domaines de collision, ... présentent des spectres fondamentalement différents de ceux des autres types de granites.

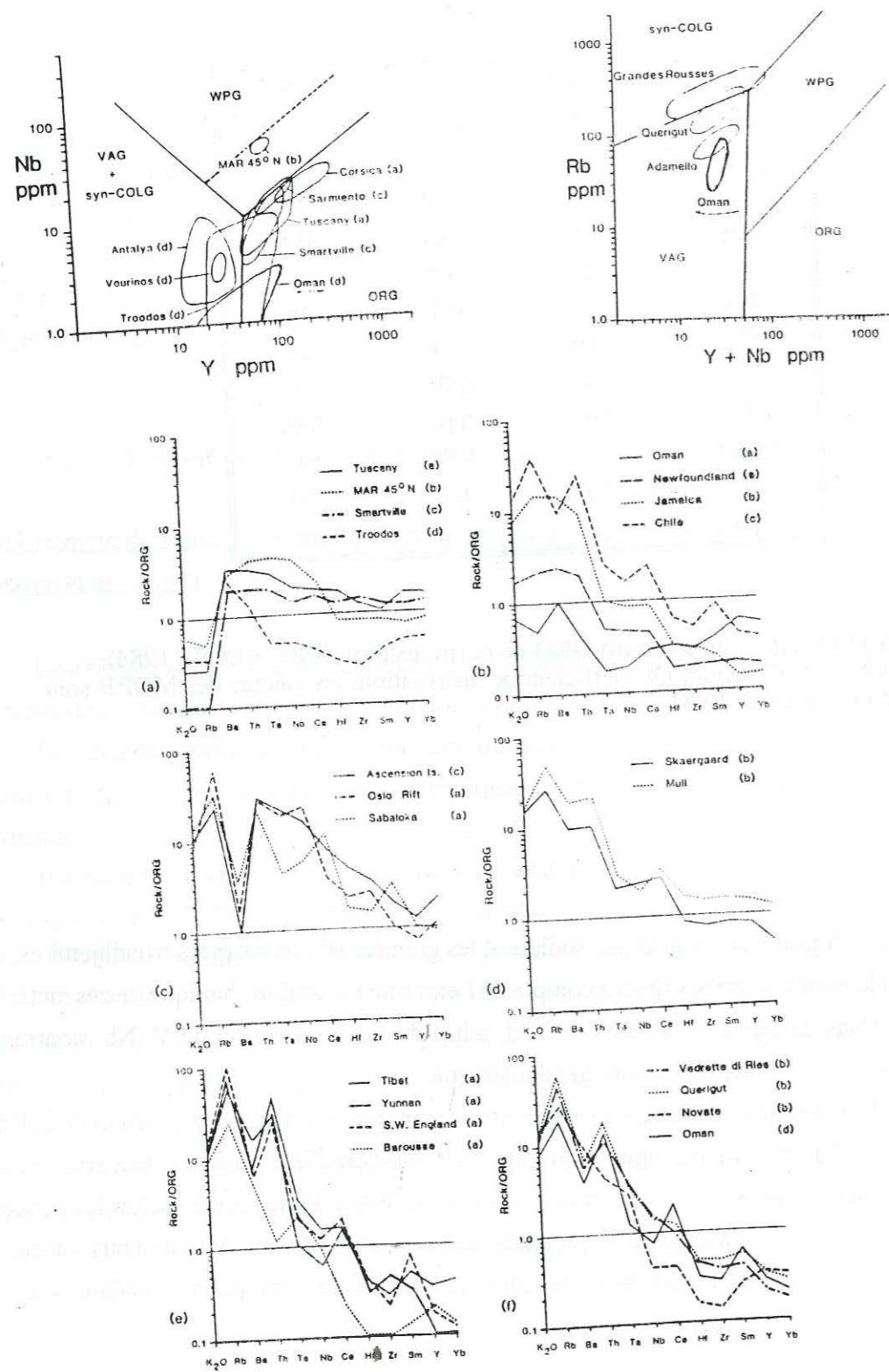


Figure 36: Diagrammes de discrimination des granitoïdes (Pearce et al., 1984):
 - Nb en fonction de Y
 - Rb en fonction de Y + Nb
 - les spidergrammes des différents types de granitoïdes normalisés aux granites de ride océanique (ORG).
 VAG: granite d'arcs volcaniques; WPG: granites intraplaques; COLG: granites collisionnels.

Pour Aldiss, les plagiogranites omanais sont mis en place au niveau d'une ride médio-océanique ou au niveau d'un bassin marginal. La diversité des sites géodynamiques (bassin en contexte d'arc, zone de collision) montre que l'ophiolite d'Oman et son cortège de roches acides est un bon exemple pour appliquer cette normalisation et ainsi discriminer les différents types de granitoïdes (Pearce et al. 1984).

Utilisation des Terres Rares

En étudiant les termes et les comportements des terres rares dans les granitoïdes: Cocherie (1978) a montré que les spectres des plagiogranites s'individualisent relativement bien des autres granites.

Pour les échantillons qu'il a étudié, il montre que les plagiogranites océaniques présentent des teneurs en terres rares parfois très basses, sans anomalie notable en Eu; d'autres auteurs montrent au contraire des spectres à teneurs en REE très élevées offrant une puissante anomalie négative en Eu. Les plagiogranites étudiés (Vourinos, Antalya, Corse) sont caractérisés par des spectres à pente positive.

Pederson et Malpas (1984) et Arth (1979), distinguent les granites continentaux par leur anomalie positive en Eu, alors que elle est négative dans les plagiogranites océaniques.

Enfin, de nombreux auteurs ont publié des spectres, la grande variété de ces spectres des terres rares est régie par les types de souches basaltiques subalcalines qui ont données naissance aux plagiogranites. De plus, la nature et le degré de différenciation intervient directement sur les teneurs des terres rares.

Rapports isotopiques

Peterman et al., (1971) ont étudié les rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Ils ont montré que ces rapports sont élevés ($R > 0.706$) dans les plagiogranites de même que dans les gabbros auxquels ils sont associés dans le massif de Troodos.

Coleman et Peterman (1975) montrent que la similarité isotopique du Sr entre les roches mafiques et siliceuses est un modèle raisonnable évoquant la cristallisation fractionnée des niveaux supérieurs d'un magma parental basaltique subalcalin pour former les roches intermédiaires et les plagiogranites.

II- TRAVAUX SUR LES PLAGIOGRANITES OMANAIS ET LES GRANITES ASSOCIES A L'OPHIOLITE; BUT DU TRAVAIL

II-1- Introduction

Les roches acides constituent 3 à 5% de la masse ophiolitique. Elles sont situées dans la séquence

mantellique et crustale; leur mode de gisement est très variable.

En Oman, on distingue les plagiogranites qui correspondent à ceux décrits par Coleman et Peterman en 1975. Mais au delà des granites sodiques, on note la présence d'autres types de granitoïdes (granodiorites, granites à biotite et leucogranites). Ces différents types sont distincts des plagiogranites, par leur minéralogie et leur répartition dans la séquence ophiolitique. Leur histoire pétrogénétique est probablement différente de celle des plagiogranites, et dépend du site géodynamique où ils se sont formés.

En Oman, les premiers travaux sur les roches acides associées aux ophiolites, sont ceux d'Aldiss (1978). Il a montré que les plagiogranites sont très variés et sont caractérisés par des modes de gisement également très diversifiés. Pétrographiquement, les paragenèses primaires sont à plagioclase, quartz et hornblende.

Aldiss considère que les veines plagiogranitiques recoupant les dolérites sont formées *in situ* par ségrégation du liquide résiduel. Ces granites et les roches basiques de l'ophiolite montrent de fortes similarités géochimiques (teneurs faibles en LILE s.l., basses teneurs en LREE,...). Ces similarités indiquent une relation cogénétique entre les plagiogranites et les termes basiques de la séquence ophiolitique.

Aldiss exclut l'origine des plagiogranites omanais par fusion partielle. Pour lui, ce sont des roches issues de différenciation d'un magma tholéitique. Il note que la position stratigraphique des plagiogranites au sein de l'ophiolite est comparable à celle des roches acides dans les intrusions continentales. Certains dykes plagiogranitiques présents dans les niveaux profonds de la séquence crustale et mantellique de Sémail, sont interprétés par Aldiss (1978) comme des roches acides dont la genèse est probablement différente de celle des plagiogranites des niveaux supérieurs de la croûte.

Smewing (1981) a montré qu'il y a deux grandes tendances de fractionnement dans les roches sommitales de la séquence ophiolitique omanaise (gabbros isotropes et plagiogranites):

- une tendance tholéitique anhydre qui a conduit à un produit final ferrogabbroïque (Smewing, 1981),
- une tendance calco-alcaline riche en eau qui a conduit aux derniers produits plagiogranitiques (Aldiss, 1978).

Ces deux fractionnements correspondent à des liquides ayant fractionné indépendamment en système fermé. Ceci se passe sous le contrôle de la pression d'eau au toit de la chambre (zone "sandwich" de Dahl, 1984).

Pearce et al. (1984), ont montré que les intrusions granitiques durant la collision arc - continent incluent les granites du Crétacé supérieur d'Oman et l'île de Mashirah, lesquels sont liés à la mise en place de l'ophiolite omanaise. Ils sont considérés comme post-tectoniques. La discrimination par les éléments traces (diagramme Rb/Y+Nb) montre que les plagiogranites d'Oman tombent dans deux champs distincts correspondant:

- soit aux granites d'arc volcanique (VAG)
- soit aux granites post-collisionnels.

Pearce et al. (1987), ont considéré que les plagiogranites du Troodos, Sémail, Antalya et Vourinos, présentent géochimiquement (diagramme Nb/Y) des caractéristiques indiquant une origine en site d'extension en domaine de supra-subduction. L'ophiolite d'Oman est intrudé par des corps dioritiques et plagiogranitiques et contient des proportions considérables d'andésites et de rhyolites dans la séquence supérieure de laves (Alabaster et al. 1982, Pearce et al. 1984). Pour ces auteurs, ceci est en faveur d'une telle origine en site de supra-subduction.

Les travaux de l'équipe Américaine (Tilton, Hopson et Knight, 1981) ont montré que les plagiogranites ont cristallisé à partir de liquides fortement fractionnés au toit de la chambre magmatique. Ils considèrent que la minéralogie et la chimie de ces plagiogranites est en accord avec l'origine par cristallisation fractionnée d'un magma tholéitique à faible pression et représenté par les gabbros isotropes du sommet de la séquence crustale. Les données isotopiques (Chen et Pallister, 1981) confortent ce modèle. Gregory (1980); Gregory et Taylor (1981) considèrent, à partir des études isotopiques de l'oxygène, que les plagiogranites représentent des produits d'assimilation de roches de couverture altérées. Le fractionnement a eu lieu au niveau d'un horizon sandwich juste au dessous du sommet de la section plutonique. Le mécanisme principal de fractionnement est le filtre-presse. Les liquides plagiogranitiques percolent vers le haut dans les roches du toit. Le modèle de chambres magmatiques adopté par Hopson et Pallister (1979) et par Pallister et Hopson (1981), prédit que les plagiogranites ont cristallisé tardivement, dans les bordures d'une chambre permanente fonctionnant en système ouvert. Pallister et Knight (1981), ont montré que la ségrégation des liquides peut s'ajouter au mécanisme de filtre-presse pour expliquer l'extraction des plagiogranites. Le modèle de fractionnement à dominante plagioclasiq ue prédit le creusement de l'anomalie négative en Eu. En effet le plagioclase est considéré comme une phase importante, qui se développe largement à partir du liquide sous faible fugacité d'oxygène.

Dans l'ophiolite d'Oman, des granites à biotite ont été mis en évidence dans les tectonites et dans la semelle métamorphique (Abotts, 1978; Boudier et al., 1981; Knight et al., 1981; Beurrier, 1987; Pearce, 1989). La genèse de ces roches a été mal comprise et attribuée soit à la fusion partielle de la semelle métamorphique soit à celle de la croûte continentale de la marge arabe. De nombreux gisements ont été rencontrés dans le massif de Fizh, surtout dans les harzburgite (voir carte), et dans l'ophiolite des Emirats.

Les travaux de Briquet et al. (1990) sur les intrusions granitiques riches en minéraux aluminopotassiques dans l'ophiolite d'Oman, montrent que les magmas acides peuvent avoir une origine mixte suite à une fusion partielle de la semelle métamorphique formée de sédiments quartzo-pélitiques et d'amphibolites. Cette fusion se passe à haute température (950°C) et durant les premières phases de l'obduction.

D'autres types de roches acides ont attiré mon attention, il s'agit des granodiorites qui sont liées spatialement aux ultramafites. Leur genèse est à rechercher dans les relations granodiorites - encaissant ultramafique.

Les leucogranites ont été mis en évidence dans le massif des Emirats par B. Briand de l'Université de Lyon. Ils sont associés à des granites à biotite qui ressemblent beaucoup à ceux de Fizh.

Toutes ces roches granitiques tardives paraissent liées à l'évolution tectonique ultérieure et à la mise en place de l'ophiolite sur le substratum continental.

II-2- But du travail

Ce travail, vise à typer les différents granites rapportés abusivement pour la plupart à des plagiogranites. De nouveaux concepts concernant les granitoïdes basés sur des études structurales, pétrographiques et géochimiques ont permis de les caractériser et les discriminer en fonction de leur site géodynamique. Une révision des roches acides de l'ophiolite omanaise s'est donc imposée au cours de notre travail.

II-3- Gisements des roches acides de l'unité de Fizh

La séquence ophiolitique formée au niveau d'un centre d'expansion par cristallisation d'un magma basaltique, est recoupée par un réseau filonien très important et très diversifié comprenant des gabbros, des pyroxénites, des anorthosites, des diabases et des termes acides variés. Ce cortège filonien est caractérisé par des modes de gisement, des structures et des compositions minéralogiques très variés. Les plus importants sont les filons suivants:

- les filons de gabbros pegmatoïdes ou gabbros recristallisés, ou encore des gabbros à textures variées. Ces gabbros sont constitués essentiellement de plagioclase et de hornblende de taille variable allant du millimètre à quelques centimètres, et de minéraux secondaires liés à l'altération hydrothermale. Souvent, ces gabbros sont associés à des gabbros fins (diabase) et à des roches acides formant un ensemble dit "vinaigrette" (Juteau et al. 1988). Ces associations de gabbros et de roches acides se rencontrent sur toute la séquence crustale et même dans la zone de transition où elles donnent suite à des brèches.

- les roches acides sont exprimés dans la séquence mantellique (harzburgite), dans la zone de transition dunitique et dans la séquence crustale (pyroxénite, wehrlite et gabbros), de même que dans les gabbros à textures variées (voir carte). Leur structure et leur mode de gisement sont variés comme nous le verrons ultérieurement. Ces roches acides sont souvent associées aux filons de diabase et aux gabbros à textures variés. Dans les péridotites, ces faciès sont bien exprimés et ne sont pas associés aux faciès basiques et ils montrent toujours une déformation et des enclaves basiques.

Ces granitoïdes constituent des termes importants pour la compréhension de la géodynamique de la paléodorsale téthysienne.

Les données de terrain ont permis de mettre en évidence trois grands groupes de granitoïdes,

selon leur distribution et leur mode de gisement.

1°- les granites à biotite et les leucogranites associés

Ils sont rencontrés typiquement dans la séquence mantellique (harzburgites) et dans la zone de transition dunitique ("Moho" pétrologique). Leur mode de gisement est varié: ils sont surtout en filons métriques à décamétriques, mais peuvent se présenter sous forme de "poches" ou des corps de plusieurs mètres. Ces granites sont souvent déformés, leur foliation est sécante sur celle des harzburgites. La biotite marque la déformation cisailante. Ils sont tardifs par rapport à la séquence ophiolitique et leur mise en place est syntectonique. Ils sont liés à la phase obductive de l'ophiolite (cf. Partie 1).

Ces granites sont riches en petits xenolites basiques globuleux. Ils montrent une zonation marquée par la présence de zones sombres riches en minéraux mafiques et de zones claires. Des filons de gabbros peuvent être associés à ces granites. Ils montrent des zones de recristallisation à hornblende liées aux interactions avec le liquide granitique.

2°- les granodiorites et les diorites quartziques liées aux wehrlites

Ces roches sont situées dans la zone de transition et dans la séquence crustale inférieure liées aux ultramafites (les wehrlites, les dunites et les pyroxénites) Elles se présentent sous forme de petites poches métriques, ou en filons recoupant les dunites, les wehrlites et les pyroxénites. Les gisements de granodiorites et les diorites quartziques se répartissent toujours dans une zone de "mélange" avec les gabbros à amphibole au sein des wehrlites. Les granodiorites sont déformées, la déformation est soulignée par l'allongement des biotites. Les filons de granodiorites sont recoupés par les filons de gabbros à amphiboles. Par contre ils sont parallèles aux petits filons ou sills de wehrlites. Ces granodiorites contiennent parfois des xenolites gabbroïques (sub-arrondis voire allongés, de taille centimétrique) riches en clinopyroxène et plagioclase, des enclaves de diabases et d'anorthosites. Ces granodiorites contiennent de la hornblende en grande abondance particulièrement à la bordure des xenolites basiques.

Les diorites quartziques sont très abondantes dans les zones de front de cristallisation entre les ultramafites et les gabbros, depuis la zone de transition jusqu'à la partie supérieure de la croûte. Elles sont rencontrées aussi dans les zones de brèches, associées aux dykes de diabase isolés riches en sulfures, toutefois, ces brèches sont déformées.

La déformation de ces roches granodioritiques montre que leur mise en place est liée à une phase tectonique. Il s'agit de la phase d'écaillage intraocéanique décrit par Boudier et al., 1988 et Juteau et al. 1988. Cette correspondance conforte la relation génétique qui existe entre la mise en place des liquides wehrlitiques et celle des matériaux "acides" associées.

3°- les plagiogranites

Ils comportent toute la série des plagiogranites (Coleman et Peterman 1975). Ils sont pétrographiquement variés et sont largement développés dans la partie supérieure de la séquence crustale. Dans des zones bréchifiées, les brèches de mélanges de puissance métrique, sont formées de matériaux basiques englobés dans une matrice plagiogranitique. Plus haut dans la séquence crustale, les plagiogranites peuvent également se présenter sous forme de veines centimétriques dans les dykes de diabases.

Ils constituent des filons métriques à décimétriques associés aux diabases. Dans les gabbros lités, les plagiogranites se présentent en filons de plusieurs dizaines de mètres parallèles au litage des gabbros. Ces plagiogranites sont riches en hornblende. Au sommet des gabbros isotropes et à la base des dykes complexes, les plagiogranites filoniens sont souvent anastomosés (stock...). Ils sont également riches en veines hydrothermales riches en sulfures et en épidote.

Dans les laves, les plagiogranites se présentent sous forme de filons ou de poches clairs, riches en veines épidotiques.

Les plagiogranites sont rarement déformés. Ils sont dépourvus de xenolites basiques. Ils contiennent, cependant des poches réactionnelles riches en amphibole (actinote et trémolite). Ces roches montrent une zonation liée au métamorphisme océanique, on distingue des zones sombres riches en amphiboles et des zones riches en veines hydrothermales à épidote.

CHAPITRE II

ETUDE PETROGRAPHIQUE DES SERIES PLUTONIQUES ACIDES DE L'OPHIOLITE D'OMAN (Massifs de Fizh et des Emirats)

L'étude cartographique a fait apparaître clairement plusieurs générations de granitoïdes bien distinctes entre elles. La nature pétrographique, les gisements, les relations spatiales et structurales entre les objets magmatiques et l'existence -ou non- de xenolites ont présidé à la typologie de terrain de ces différentes lignées. L'étude pétrographique confirme ici la validité de cette typologie.

I- LES GRANITES A BIOTITE ET LES LEUCOGRANITES ASSOCIES

I-1- Les granites à biotite (Planche II)

a- Texture et structure

Deux séries distinctes par leurs textures ont été définies pour les granites à biotite. Il s'agit de granites à texture microporphyrrique granophyrique ou à texture granophyrique déformée. La déformation est marquée par l'allongement et le parallélisme des cristaux de mica et de tourmaline. La surface définie par l'allongement des micas est sécante sur la foliation des tectonites. Les granites à biotite sont pourvus de xenolites basiques. La mise en place de ces granites est syntectonique et sont tardifs par rapport à la séquence ophiolitique.

b- Associations minérales

Paragenèses primaires

- le plagioclase (An 15%) peu abondant se présente en phénocristaux parfois zonés et fracturés. Il montre des inclusions de biotite. Ces grains sont moulés par des cristaux de biotite. Il est moins abondant dans ces matériaux. Il est très altéré, et montre une zone damouritisée associée à la biotite et des inclusions des minéraux opaques.

- le feldspath potassique (microcline): son habitus est parfois allongé et tabulaire, et sa taille inférieure à 5mm. Il montre des inclusions de plagioclase et de biotite. Il est maclé et souvent

perthitique. On note la présence de la biotite le long des clivages ou parfois à l'intérieur des grains (inclusions en zone et inclusions de croissance). Des structures secondaires myrmékitiques sont présentes au contact du plagioclase. Ce sont des structures métasomatiques tardives.

- le quartz est soit granulaire de petite taille, automorphe à subautomorphe, soit polycristallin et de grande taille. Il montre toujours une extinction onduleuse. Il participe à la texture micropegmatitique ou granophyrique fine avec les feldspaths potassiques. Il montre parfois des textures en mosaïque auxquelles le feldspath potassique participe.

- la biotite interstitielle est très abondante. Elle se présente en lamelles allongées et contient des inclusions de plagioclase et de quartz. La biotite recoupe parfois tardivement le plagioclase, ou dans d'autres cas elle le moule.

- la muscovite est rare par rapport à la biotite à laquelle elle est toujours associée. Elle est souvent allongée et moule le plagioclase.

- la tourmaline se présente en poches de grande taille (millimétrique), ou en grains isolés et allongés. Elle moule les feldspaths et le quartz. Les poches de tourmaline sont moulées par la foliation. Ces différences de forme des grains de tourmaline seraient liées aux rôles des poches riches en fluides (bore, fluor, eau...) lors de sa cristallisation.

- les minéraux opaques de petite taille, globuleux, sont interstitiels ou disséminés dans la roche. Ils sont très rares. Il s'agit d'oxydes ferrotitanés (ilménite et magnétite).

Les minéraux accessoires sont constitués des zircons caractérisés par des sections plus ou moins losangiques ou globuleuses. Les cristaux d'apatite sont rares (prismes automorphes allongés). Ces deux minéraux sont disséminés dans le feldspath et dans le quartz. Les zircons sont également inclus dans la biotite.

Phases secondaires

- la chlorite remplace la biotite primaire. Elle peut être également interstitielle.

- la muscovite secondaire est interstitielle, elle est associée à la biotite et la chlorite précédente.

- les épidotes, la préhnite, l'albite et le quartz occupent les fractures ou se présentent sous forme de filonnets qui traversent la roche. Ce sont des phases liées à l'altération hydrothermale. Elles sont rares dans ces faciès. Les épidotes sont liées à l'altération du plagioclase. Elles occupent parfois les fractures de la tourmaline.

- les minéraux opaques secondaires (sphène, hématite...) sont liés à l'altération des biotites et sont toujours associés à la chlorite.

c- Fabrique

Les phases principales primaires sont moulées par la foliation, et sont donc anté-tectoniques à syn-tectoniques, de même les structures granophyriques sont moulées par cette foliation. La déformation à l'état solide induit une structuration marquée par l'allongement des minéraux hydroxylés, la biotite, la muscovite et la tourmaline, qui moule la paragenèse primaire sans que la texture magmatique originelle ne soit totalement oblitérée. Les granites sont tous déformés et sont intrusifs dans les harzburgites et dans la zone de transition. La mise en place de ces roches granitiques se fait lors des phases obductives pendant lesquelles la paléodorsale téthysienne s'est mise sur la plaque arabique. Ces granites sont alors liés à la fusion partielle soit de la croûte continentale ou de la semelle métamorphique. La tourmaline ne se présente pas d'une façon homogène, mais elle est exprimée que localement, généralement de façon tardive. Le contrôle de sa cristallisation par les fluides à une phase tardive est évident.

I-2- Les leucogranites

a- Texture et structure

Ils sont caractérisés par une texture granophyrique affectée par une déformation à caractère cisailant. La charge en minéraux ferromagnésiens est très faible (leucogranite). On note parfois la présence de tourmaline. La muscovite primaire est abondante alors que la biotite est plus rare.

b- Phases minérales

Paragenèses primaires

- le plagioclase (An 10 à 20%) est moins abondant que dans le faciès précédent. Ces cristaux montrent quelques inclusions de biotite et sont parfois zonés et altérés.

- le feldspath potassique est de grande taille. Il montre également des inclusions de plagioclase et de biotite. Il offre des perthites bien développées.

- le quartz est soit polycristallin et à extinction roulante, soit finement granulaire et associé au feldspath potassique (texture micrographique). Il montre parfois des textures grenues en mosaïque.

- la muscovite (automorphe à subautomorphe) est interstitielle et offre des inclusions de quartz et de minéraux opaques primaires.

- la biotite est moins abondante et interstitielle. Elle est remplacée partiellement ou totalement par la chlorite tardive.

- le grenat est rare. Lorsqu'il existe, il est de taille moyenne (1mm), subautomorphe à bordures arrondies. Il est fracturé et il présente des inclusions d'oxydes primaires et même de tourmaline.

- la tourmaline verte (vert brun) est allongée et fracturée. Elle offre des inclusions de quartz. Elle est en masse plurigranulaire, et montre des bordures sinueuses.

- les minéraux opaques primaires sont automorphes à subautomorphes et sont disséminés ou interstitiels. Ils sont de taille variable, il s'agit de la magnétite et de l'ilménite. Ces phases sont rares.

- les zircons sont abondants. Leurs sections sont plus ou moins losangiques et montrent des granulations. Les cristaux d'apatite sont très rares. Ces deux minéraux sont disséminés dans les feldspaths et dans le quartz.

Associations secondaires

- la chlorite est liée à l'altération de la biotite qu'elle remplace.

- la muscovite est allongée et interstitielle. Elle forme des associations de cristaux en éventail. Elle moule les muscovites primaires. Elle est systématiquement associée à la chlorite.

- le sphène est rare, il se forme généralement au niveau des bordures des oxydes ferrotitanés primaires (magnétite, ilménite).

- les oxydes tardifs (hématite...) rares remplacent principalement la biotite lors de sa chloritisation..

- la préhnite, l'épidote, le quartz et l'albite se développent dans les filonnets et dans les fractures.

c- Fabrique

Ces granites sont structurés et offrent une foliation marquée par les associations à biotite (chlorite) et muscovite. Cette foliation moule les minéraux felsiques primaires, les structures granophyriques interstitielles de la mésostase sont engagées dans la foliation. Le grenat, la muscovite et la tourmaline sont aussi moulés par la foliation. On peut considérer que ces phases primaires sont antétectoniques à syntectoniques.

II- LES GRANODIORITES ET LES DIORITES QUARTZIQUES (Planche II)

II-1- Les diorites quartziques

Ce sont des roches associées spatialement aux wehrlites et souvent rencontrées aux contacts des différents corps magmatiques principaux (dunite, wehrlite, pyroxénite, gabbros). Elles sont toujours liées aux filons de gabbros fins et grossiers. Elles présentent des poches (centimétriques à millimétriques) souvent riches en hornblendes à cachet pegmatitique.

a- Texture et structure

La texture est gros grains avec des zones de recristallisation riches en hornblende. Une mésostase micrographique (rare) occupe les interstices entre les phénocristaux de plagioclase et de quartz. Aucune déformation n'est enregistrée dans ces faciès à cachet pegmatitique.

b- Associations minérales

Paragenèse primaire

- le plagioclase: (An 30%) en phénocristaux de grande taille, souvent zonés et maclés. Ces phénocristaux incluent des petits cristaux de plagioclase et de hornblende. Le plagioclase est généralement altéré en épidote.

- le quartz: interstitiel, il représente 5 à 10% de la roche. Il s'associe autour des phénocristaux de plagioclase pour définir une texture micrographique interstitielle. Il est déformé et montre une extinction onduleuse. Il est parfois associé en mosaïque aux plagioclases.

- la hornblende verte: elle est automorphe à subautomorphe, allongée incluant des grains de plagioclase et de quartz. Elle est moins abondante, à part dans les poches (millimétriques à centimétriques) largement cristallisées où elle représente la phase abondante.

- la magnétite: elle est peu abondante. Elle se présente en cristaux de taille notable (2 à 3 mm). Elle est subautomorphe à bordures allongées et sont souvent interstitiels.

- les minéraux accessoires: il s'agit principalement de l'apatite. Ces cristaux en prismes allongés sont disséminés dans le plagioclase et dans le quartz.

Phases secondaires

- l'actinote: elle est bien développée, et se développe à la périphérie des cristaux de hornblende.
- l'épidote: elle est liée à l'altération des plagioclases. Parfois elle est associée aux quartz, aux albites secondaires et aux carbonates dans les fractures.
- les sulfures: sont peu abondants, et sont interstitiels. Ils sont liés à une phase d'altération hydrothermale tardive.

Les diorites quartziques sont des termes essentiellement plagifères, à gros cristaux de plagioclase avec micropegmatite.

II-2- Les granodiorites

a- Texture et structure

La roche présente des phénocristaux de plagioclase et de quartz de taille millimétrique. La mésostase granophyrique est beaucoup plus importante. Des structures réactionnelles métasomatiques secondaires apparaissent systématiquement entre les feldspaths et le quartz (myrmékites). De plus, les granodiorites sont fréquemment déformées. La foliation est matérialisée par l'allongement des cristaux de biotite ou de la chlorite qui moulent les phases minérales principales. Ces roches sont pourvues d'enclaves variées diabasiques ou gabbroïques.

b- Paragénèses minérales

Phases primaires

- le plagioclase: (An 10 à 20%) souvent zonés, fracturés. Ces cristaux en lattes de taille millimétrique montrent des inclusions de petits grains de plagioclase. Il est généralement très altérés.
- le feldspath potassique: (microcline). Il est perthitique, de grande taille, avec des inclusions de plagioclase et de quartz.
- le quartz: il se présente soit en grandes plages polycristallines soit en petits cristaux automorphes à subautomorphes. Il offre toujours une extinction roulante. Des structures graphiques sont présentes entre le quartz et les feldspaths.

- la biotite: elle est interstitielle et moins abondante que dans les granites à biotite. Elle peut être de grande taille (allant jusqu'à 5mm). Lorsqu'elle est de petite taille, elle est automorphe et incluse dans le feldspath potassique et le quartz. La biotite reste souvent interstitielle par rapport aux granophyres. Elle est toujours entourée d'une frange d'oxydes et altérée en partiellement ou complètement en chlorite.

- la hornblende brune est très rare, elle est interstitielle. Elle est allongée et présente des inclusions de plagioclase et du quartz.

- les minéraux opaques (magnétite et ilménite) sont plus ou moins abondants, ils sont disséminés ou interstitiels. Ils sont globuleux, de taille variable.

- les minéraux accessoires: l'apatite est disséminée dans les feldspaths et le quartz; elle se présente en prismes allongés. Les cristaux de zircons sont plus ou moins arrondis. On les rencontre à la fois dans les mêmes phases que l'apatite et dans la biotite.

Phases secondaires

- la chlorite: bien développée, elle remplace la biotite.
- l'actinote est liée à l'altération de la hornblende, elle est parfois associée aux minéraux hydrothermaux. Elle se développe au coeur ou aux bordures des cristaux de hornblende. Au niveau de la bordure des filons, on note l'abondance des amphiboles liées à la recristallisation hydrothermale tardive.
- l'épidote: elle est liée à l'altération du plagioclase. Elle est bien développée et elle s'associe également au quartz secondaire et à l'albite dans les fractures tardive.
- les minéraux opaques: ce sont des oxydes secondaires qui se développent lors de la chloritisation de la biotite.

c- Fabrication

Les granodiorites sont fréquemment déformées, mais la texture granophyrique originelle est intacte. Ce type de roches est toujours rencontré dans les zones d'intrusion wherlitique. Elles sont riches en biotite, parfois de grande taille. Elles montrent les mêmes caractéristiques structurales que les granites à biotite et à tourmaline.

L'altération hydrothermale - témoignée par quelques phases secondaires - est intense, ainsi que la fracturation. On peut supposer que la mise en place des filons est intra-océanique. La limite entre

les filons ou les poches des granodiorites et leur encaissant est riche en amphiboles, il s'agit de recristallisations tardives hydrothermales.

III- LES SERIES PLAGIOGRANITIQUES (Planche II)

III-1- Les diorites et les diorites quartziques

Ce sont des roches intrusives intimement associées à la série gabbroïque (gabbros lités, gabbros isotropes, parfois à la base des dykes complexes).

L'affleurement FH206 situé à l'Est de la boucle de Fizh (Wadi Ellaouin, peut être pris comme référence pour décrire ces matériaux et leurs relations mutuelles). Les diorites sont surtout rencontrés dans les gabbros lités du Wadi Fizh.

a- Texture et structure

La texture est grenue, hypidiomorphique, avec des zones de recristallisation des phases minérales principales (plagioclase, quartz et hornblende). Les textures micrographiques occupent les interstices entre les phénocristaux de plagioclase et de quartz. Aucune déformation n'affecte ces faciès.

b- Associations minérales

Paragenèse primaire

- le plagioclase: (An 30%) est de grande taille. Ces cristaux sont souvent zonés et maclés. Certains cristaux de petite taille associés à la hornblende sont inclus dans les phénocristaux de plagioclase. Le plagioclase est généralement altéré en épidote.

- le clinopyroxène: il est maclé. Il est parfois corrodé par le quartz. Il est fracturé et il a subi des transformations et des altérations ouraliques secondaires.

- l'amphibole: il s'agit soit d'une hornblende verte soit d'une hornblende brune. Elle est automorphe à subautomorphe, en cristaux allongés incluant des grains de plagioclase et de quartz.

- le quartz: interstitiel, il représente 5 à 10% de la roche. Il est déformé et montre une extinction onduleuse, il est antérieur au recuit. Il est parfois associé en mosaïque aux cristaux de plagioclase et de hornblende. Il est associé au plagioclase (textures micrographiques interstitielles).

- les minéraux opaques: ils sont abondants, de taille moyenne (1 à 2mm), parfois de petite taille inframillimétrique. Ils sont automorphes et sont associés à des lamelles d'hématite plus ou moins allongées. Ils sont généralement représentés par la magnétite et/ou l'ilménite.

- l'apatite se présente en prismes allongés disséminée dans le plagioclase et le quartz.

Phases secondaires

- l'actinote: elle est bien développée, et remplace les cristaux de clinopyroxène et de hornblende.

- l'épidote: elle est liée à l'altération tardive des plagioclases. Parfois elle est associée au quartz, à l'albite secondaire et aux carbonates dans les fractures.

- les minéraux opaques: il s'agit d'oxydes liés à l'altération et au remplacement des minéraux ferromagnésiens primaires.

- Le sphène: il est bien développé et maclé. Il est disséminé dans les plagioclases et dans les amphiboles.

c- Relations avec les trondhémities (fig. 37)

Des affleurements montrent l'association intime des gabbrodiorites, des diorites, des diorites quartziques et des trondhémities (FH 206). Ce sont des affleurements riches en filons de dizaine de mètres d'épaisseur intrusifs dans la série gabbroïque litée, à proximité des corps wehrliques intrusifs (Wadi Ellaouin).

Le terme basique (gabbrodiorite) offre une texture ophitique. Le plagioclase constitue la plus grande proportion de la roche (60%), avec une proportion très importante de minéraux ferro-titanés. Le clinopyroxène est altéré et transformé en amphibole. L'olivine est totalement remplacée par des minéraux du groupe des serpentines. Le plagioclase (An50 à An60%) est altéré et fracturé. La hornblende brune se présente en phénocristaux allongés et maclés. Les minéraux opaques sont abondants et bien développés: il s'agit soit de magnétite soit d'ilménite. Dans la roche, ces phases sont disséminées ou interstitielles.

Les minéraux d'altération sont représentés principalement par l'actinote (altération des cristaux de clinopyroxène et de hornblende). La serpentine remplace l'olivine primaire, la séricite se développe en produit d'altération du plagioclase.

Le second terme est la diorite quartzique. Elle est caractérisée par l'apparition du quartz tardif, interstitiel "corrodant" la hornblende. Ce faciès montre parfois des textures micrographiques interstitielles.

Le plagioclase zoné est moins calcique que dans les gabbrodiorites précédentes. L'olivine est absente et le clinopyroxène est totalement amphibolitisé. Ces diorites quartziques montrent des textures hypidiomorphes ou micropegmatitiques. La composition minéralogique et la texture montrent qu'il s'agit d'un terme pétrographique plus différencié que le précédent.

Le dernier terme pétrographique correspond aux trondhjemites. Elles sont caractérisées par l'abondance du quartz et du plagioclase (zoné et à bordures albitiques). La texture granophyrique est plus largement développée. Les minéraux opaques sont représentés par des associations à magnétite et ilménite. Les minéraux accessoires, tels que le zircon et l'apatite sont bien développés et sont disséminés dans le quartz tardif interstitiel. Ces trondhjemites sont parcourues de veines et de fractures qui sont remplies par des phases secondaires (épidote, albite, quartz, calcite...).

Le fractionnement important des oxydes ferro-titanés - à un stade tardif de la différenciation - montre que le liquide générateur de ces séries est tholéitique. Le terme gabbro-dioritique constitue un faciès intermédiaire entre les gabbros et les roches acides de cette lignée tholéitique.

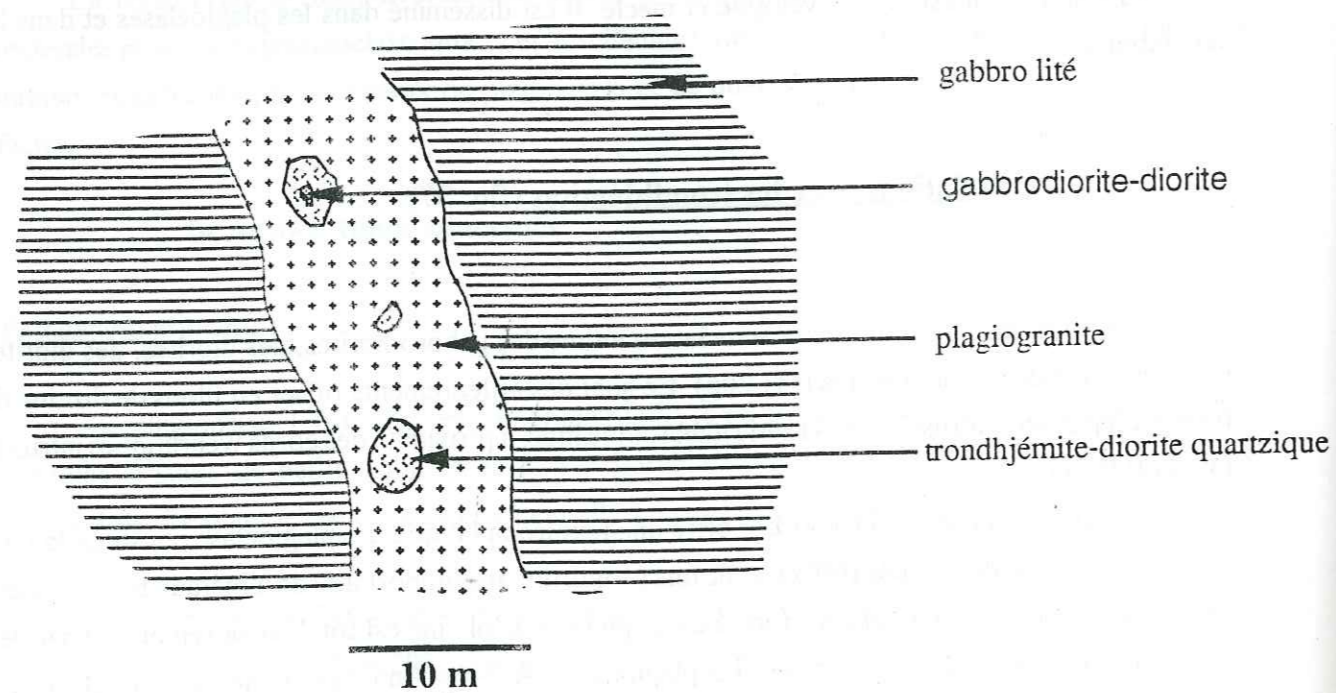


Figure 37: Relations entre les plagiogranites, les gabbro-diorites, les trondhjemites et les diorites quartziques (wadi Fizzh). Les plagiogranites sont liés à la différenciation par cristallisation fractionnée des gabbros. Les différents faciès représentent les stades de différenciation des liquides gabbroïques.

d- Texture

Ces matériaux montrent des textures généralement hypidiomorphiques. Le quartz et le feldspath participent à des textures micropegmatitiques primaires interstitielles. Des textures tardives de recuit à cristaux polygonaux affectent les phénocristaux précoces.

L'altération et la fracturation ultérieures sont parfois très importantes. On note alors un développement ultime des phases minérales hydrothermales. La texture magmatique originale reste toutefois préservée.

III-2- Les trondhjemites

Ces roches montrent des textures variées. Elles sont caractérisées par l'abondance du quartz et du plagioclase. Elles sont parfois caractérisées par des concentrations de sulfures hydrothermaux.

a- Texture et structure

Les trondhjemites sont caractérisées par des textures variées. La texture granophyrique est omniprésente et caractéristique. Elle est associée de façon interstitielle à des textures de types hypidiomorphiques.

Ces roches sont parfois déformées: la déformation à caractère mylonitique est marquée par l'allongement des cristaux de hornblende ou une foliation frustrée définie par la biotite.

Les termes hypidiomorphiques et micropegmatitiques sont caractérisés par l'abondance de texture de recuit à cristaux polygonaux ou par des amas de quartz polycristallins de grande taille. Les textures de surcroissance locale sont délivrées par le quartz, le plagioclase et la hornblende. Elles montrent que ces phases sont générées lors des stades ultimes postérieurs à l'acquisition des textures graphiques.

b- Associations minérales

Phases primaires

- le plagioclase: ($An < 30\%$), il est soit en phénocristaux de grande taille, maclés, allongés, zonés et fracturés; soit en cristaux de petite taille automorphes à subautomorphes inclus dans les phénocristaux précédents associés à des cristaux de quartz et de hornblende. Dans ces faciès, le plagioclase est systématiquement altéré en épidote et préhnite.

- le quartz: il constitue 20 à 40% de la roche. Il est polycristallin et constitue de grandes plages interstitielles de plusieurs individus xénomorphes à extinction onduleuse incluant également le plagioclase et la hornblende. Il est automorphe à subautomorphe lorsqu'il est de petite taille.

- le feldspath potassique: il est très rare, automorphe à subautomorphe. Il est perthitique et inclut le plagioclase. Il montre des contacts de contemporanéité avec le quartz et le plagioclase. Il est parfois corrodé par le quartz. Il est toujours interstitiel de taille moyenne (2mm).

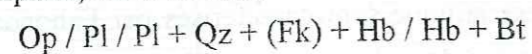
- l'amphibole: il s'agit d'une hornblende généralement verte brune. Elle est automorphe, allongée et maclée, de grande taille. Elle inclut des cristaux de plagioclase et de quartz. Elle marque parfois une foliation moulant les cristaux de plagioclases et de quartz.

- la biotite: elle est allongée, et toujours interstitielle. Elle inclut des cristaux de plagioclase et de quartz. Elle souligne la foliation et moule les minéraux principaux. Elle n'excède pas 2 à 5% des proportions minérales. Elle est toujours, partiellement ou totalement chloritisée.

- les minéraux opaques: ils sont bien développés, il peut s'agir de sulfures (pyrrhotite) de taille moyenne et de forme globuleuse. La magnétite inclut parfois l'ilménite.

- les minéraux accessoires: il s'agit du zircon et de l'apatite. Ils sont inclus dans le quartz et dans le plagioclase. L'apatite se présente en prismes allongés. Les cristaux de zircon sont relativement allongés, et ont des sections plus ou moins losangiques attestant de la fréquence des formes pyramidées.

Enfin, l'ordre de cristallisation, déduit à partir des relations mutuelles entre les phases minérales principales, est le suivant:



Phases secondaires:

- l'actinote: fibreuse, elle remplace la hornblende.

- les épidotes: il s'agit d'une zoïsite en grains et d'une pistachite en baguettes. Elles sont liées à l'altération du plagioclase, elles sont bien développées, et principalement localisées dans les fractures associées au quartz secondaire.

- la chlorite: elle se développe à partir de la biotite.

- la prehnite: elle s'exprime en remplacement du plagioclase dans les zones de fractures. Elle est associée aux épidotes, à l'actinote et à la chlorite.

- le quartz secondaire et l'albite sont liés à l'altération du plagioclase, et souvent associés aux épidotes, il s'agit également de minéraux de remplissage des fractures.

- les minéraux opaques secondaires (hématite): ils sont bien développés et sont surtout, liés à l'altération de la hornblende et de la biotite. Ils sont concentrés dans la bordure ou dans les clivages de ces deux minéraux.

- le sphène: il est bien développé et disséminé dans le plagioclase et la hornblende.

- les carbonates: ils sont souvent associés aux épidotes et à la prehnite dans les fractures.

c- Fabrique

Ces roches montrent des textures hypidiomorphiques et micropegmatitiques, ces dernières sont souvent interstitielles et se développent dans les stades ultimes de la cristallisation. Les phases ferromagnésiennes principales sont la hornblende et rarement la biotite. Ces phases marquent la foliation lorsque la roche est déformée (mylonite).

L'abondance de quartz (mode allant jusqu'à 40%) détermine la classification de ces roches dans le groupe des trondhémites et les tonalites.

L'altération hydrothermale est intense, et marquée par les associations minéralogiques secondaires variées particulièrement dans les fractures où la "décharge" hydrothermale est importante. Des concentrations hydrothermales à sulfures existent localement. Elles sont abondantes dans la zone du Wadi Khabiyat (zone faillée, altération hydrothermale intense) où des brèches magmatiques sont bien développées au contact des dykes de diabase isolés et des roches acides (dépôts de chalcopryrite, pyrite).

III-3- les plagiogranites s.s

Ce sont des roches riches en quartz et en plagioclase. Le quartz est très abondant par rapport au plagioclase. Les minéraux mafiques sont rares et n'excèdent pas 1%. Les plagiogranites ne montrent aucune déformation. Ce type de roches est surtout lié au complexe filonien et constituent des dykes ou des filons anastomosés.

Ces plagiogranites sont également soumis à un métamorphisme océanique de basse température. On note, alors l'importance des veines hydrothermales dans ce type de matériaux (épidote dans les vacuoles ou les poches associée au quartz secondaire et à d'autres phases hydrothermales).

a- Texture et structure

Ces matériaux offrent des textures granophyriques bien développées. Elles se développent dans

la totalité de la roche, contrairement aux tonalites et trochjémites où les textures graphiques étaient interstitielles. Dans le cas des plagiogranites, les micropegmatites sont caractérisés par une association à plagioclase et quartz.

b- Paragénèses minérales

Associations primaires

- le quartz: il est très abondant. Il est polycristallin et montre une extinction roulante. Il est automorphe à subautomorphe quand il est de petite taille.

- le plagioclase: (An10 à 15%), il est de grande taille. Les phénocristaux de plagioclase sont maclés, parfois zonés. Le plagioclase est automorphe quand il est de petite taille; il est inclus dans le quartz et dans les phénocristaux de plagioclases. Ces roches montrent une altération systématique du plagioclase en épidote.

- les minéraux opaques (magnétite, hématite, ilménite): ils sont moins abondants et ils sont disséminés ou interstitiels. Ils sont automorphes de petite taille.

- les minéraux accessoires (zircon et apatite): les cristaux de zircon sont disséminés dans le quartz et sont très abondants. Leurs sections sont losangiques plus ou moins allongées et attestent la fréquence des formes pyramidales. L'apatite en baguettes allongées est moins abondante.

Associations secondaires

- l'actinote: elle est rare. Elle est associée aux minéraux des paragenèses hydrothermales dans les fractures.

- la chlorite: elle est interstitielle et associée aux autres phases secondaires.

- les minéraux opaques: peu abondants, ce sont des oxydes tardifs liés à l'altération des minéraux ferromagnésiens primaires.

- les épidotes: elles sont bien développées, interstitielles, parfois elles se présentent sous forme de taches ou vacuoles de taille centimétrique. Ce sont des pistachites et des zoisites disséminées.

- le quartz secondaire et l'albite: ces deux phases sont associées aux épidotes et aux carbonates dans les fractures.

c- Fabrique

La texture granophyrique entre le plagioclase et le quartz est primaire. Aucune déformation n'est enregistrée dans ces faciès.

d- Altération

On note que l'altération hydrothermale est très intense dans ces roches. Toutefois la texture primaire granophyrique est bien préservée. D'autres textures tardives oblitèrent ces matériaux, elles se présentent sous forme de vacuoles formées essentiellement de quartz secondaire et de l'épidote. Ces structures tardives hydrothermales se font à une température inférieure à 200°C.

Ce sont des roches très évoluées et de fin de différenciation. Elles sont soumises à l'hydrothermalisme océanique et en plus la fracturation intense au toit de la chambre, l'ensemble favorise la formation et l'abondance de veines hydrothermales dans ces matériaux.

IV- CONCLUSIONS

Plusieurs types pétrographiques de roches acides se distinguent facilement dans la séquence ophiolitique de Fizeh (Tab. 2, Tab. 3). L'étude pétrographique précédente montre trois grands types de matériaux granitiques:

Type granitique au s.l.

Ces faciès sont pauvres en minéraux mafiques. La biotite est la phase ferromagnésienne importante. Le mode du quartz et le feldspath alcalin potassique est très important, et rangent obligatoirement ces matériaux dans le clan des granites. Certains matériaux sont caractérisés par la présence de muscovite primaire (type leucogranite), la présence de phases silicatées alumineuses (grenat, ...) et enfin, par la présence de minéraux tardifs à cachet pneumatolytique riches en bore (tourmaline). Ce type comporte les granites et les leucogranites. Ils se rencontrent essentiellement dans la séquence mantellique (harzburgites) et dans les niveaux inférieurs de la séquence crustale (zone de transition). Les granites et les leucogranites sont caractérisés par des textures granophyriques déformées à cachet mylonitique. Ils sont caractérisés par l'existence de xenolites basiques.

Type granodioritique

Les granodiorites sont liées, surtout aux wehrlites intrusives qui parfois, montrent une

différenciation magmatique allant des troctolites aux anorthosites. Elles sont présentes dans la zone de transition et dans la croûte, associées aux ultramafites. Les granodiorites sont riches en biotite et sont souvent déformés. Elles sont associées à des diorites quartziques pegmatitiques.

Type plagiogranitique au s.l.

Ces roches sont riches en minéraux mafiques, clinopyroxène et hornblende principalement; exempts de feldspath potassique et de muscovite. Elles sont dépourvues de silicates d'alumine s. l. et riches en oxydes ferrotitanés. Ce type comporte les diorites et les diorites quartziques, les trondhémites et les plagiogranites s. st.. Il se rencontre essentiellement dans les parties supérieures de la séquence crustale, la base du complexe filonien et le sommet des gabbros isotropes.

Ce sont des matériaux issus de la cristallisation fractionnée du liquide résiduel, après la cristallisation de la série gabbroïque. Les plagiogranites au s.st. sont des roches pétrographiquement riches en plagioclase et quartz, et représentent le faciès qui enregistre le plus les effets de l'hydrothermalisme océanique. Le plus souvent, les plagiogranites bréchifient leur encaissant par fracturation hydraulique lors de leur mise en place ultime. Les diorites et les diorites quartziques représentent les termes intermédiaires entre les ferrogabbros et les trondhémites.

A l'issue de cette étude pétrographique de ces roches acides, on peut noter les points suivants:

- les trondhémites, les diorites et les diorites quartziques, et enfin les plagiogranites s. str., sont contemporains de la série gabbroïque primaire, celle formée au niveau de la chambre magmatique permanente (steady state). Ces matériaux acides offrent tous les stades de transition entre les roches gabbroïques et la série plagiogranitique. Ces faciès représentent les derniers liquides qui cristallisent au sommet de la séquence crustale. On peut noter ici que ces granites sont généralement très altérés avec des rétro-morphoses dans le faciès schiste-vert et que les associations minérales à chlorites, épidotes, sulfures sont générales. Ces matériaux n'offrent pas de déformation significative.

- les granodiorites sont des roches spatialement liées aux intrusions wehrlitiques. Les granodiorites sont contemporaines de la série wehrlitique par leur relation intime avec elles. La plupart de ces roches offrent les traces d'une déformation cisailante notable qui semble indiquer une mise en place syntectonique contemporaine de celle des wehrlites (écaillage intraocéanique de Juteau et al., 1988). Les granodiorites sont associées souvent à des diorites quartziques à gros grains, qu'on trouve aussi au niveau des limites entre les différents corps magmatiques dans la séquence crustale. Elles sont omniprésentes avec les dykes isolés de diabase liés aux wehrlites et avec les gabbros à textures variées de fin de cristallisation. Il s'agit de faciès tardifs par rapport aux séries plagiogranitiques.

- les granites et les leucogranites à biotite et à tourmaline constituent un matériel différent des autres faciès. Par leur minéralogie proche pour certains des leucogranites peralumineux, ces granites s'apparentent aux granites syncollisionnels. De ce fait, ils sont peut être liés à la fusion partielle de la croûte continentale arabique ou de la semelle métamorphique infra-ophiolitique. Leurs textures

originelles systématiquement déformées permettent de les considérer comme des granites syncinématiques tardifs, contemporains de la mise en place finale de l'ophiolite lors de son obduction.

| Texture Déformation | Type granodioritique | | Diorite qz. | Diorite | Type plagiogranitique | |
|-------------------------|--|--|--|--|--|---|
| | Granite à biotite | Leucogranite | | | Granodiorite | Trondhémite |
| Paragenèses primaires | quartz feldspath K plagioclase biotite tourmaline magnétite ilménite | quartz feldspath K plagioclase muscovite biotite tourmaline grenat magnétite/ilménite | plagioclase feldspath K quartz biotite hornblende (magnétite) (ilménite) | plagioclase quartz hornblende (ilménite) (magnétite) | plagioclase quartz hornblende magnétite ilménite pyroxène | quartz hornblende clinopyroxène magnétite ilménite sulfures (biotite) (feldspath K.) |
| Paragenèses secondaires | chlorite muscovite (épidote) quartz albite oxydes (sphène) | muscovite chlorite (épidote) quartz albite oxydes (sphène) | actinote épidote quartz albite oxydes sulfures | actinote épidote sphène oxydes carbonate albite quartz | actinote épidote sphène oxydes carbonate quartz albite | épidote chlorite actinote quartz albite carbonate (sphène) sulfure |
| Minéraux accessoires | zircon (apatite) | zircon (apatite) | apatite | apatite | zircon apatite | zircon apatite |
| Gisements | filons poches avec enclaves | filons poches avec enclaves | filons dykes poches brèches poches réactionnelles | filons poches poches réactionnelles | filons dykes veines ou poches réactionnelles | filons poches veines réactionnelles |
| Encaissant | harzburgites zone de transition | harzburgites zone de transition | wehrlites pyroxénites gabbros dunites | gabbros | complexe filonien gabbros | complexe filonien gabbros |

Tableau 2: Caractéristiques pétrographiques des différentes roches acides intrusives dans la séquence ophiolitique (massif de Fizh, Emirats)

ETUDE GEOCHIMIQUE DES DIFFERENTES SERIES ACIDES

Les roches acides étudiées ici correspondent aux échantillons décrits précédemment. Ils proviennent pour la plupart du massif de Fizh (fig. 38). Quelques uns viennent également de l'Unité des Emirats Arabes Unies (fig. 39) où ils ont été collectés par B. Briand (Université de Lyon).

Les éléments majeurs des granites de Fizh ont été analysés par fluorescence X, à l'Institut Dolomieu de Grenoble, et ceux des granites des Emirats à l'Université de Lyon. Cinq éléments traces ont été analysés à l'Université de Lyon, Zr, Y, Nb, Rb et Sr. Les autres éléments traces ont été analysés par activation neutronique (INAA) à l'ILL (Institut Lau Langevin) de Grenoble. (voir annexes)

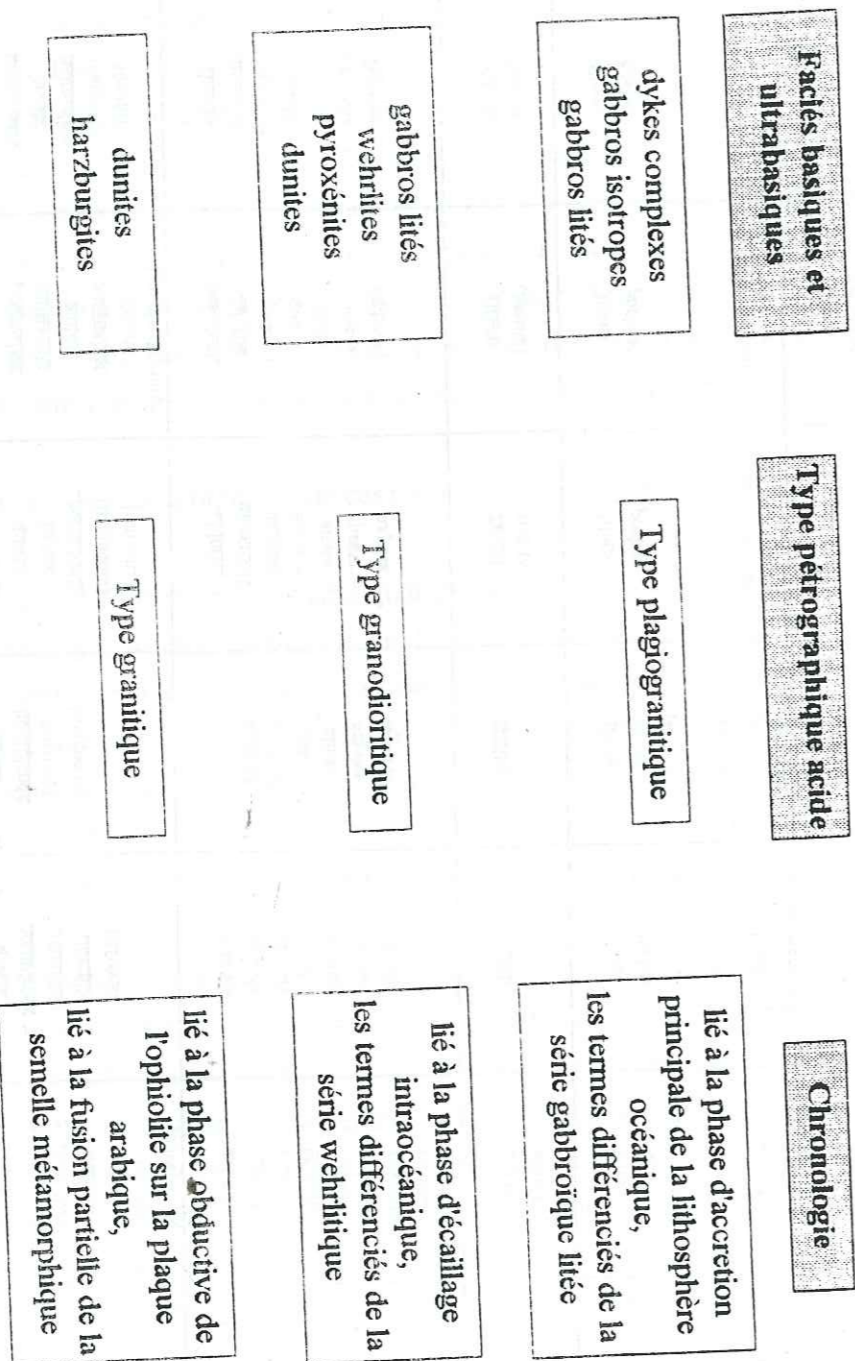


Tableau 3: Les différents types de granitoïdes, leurs encaissements et la chronologie dans leurs cadres géodynamiques.

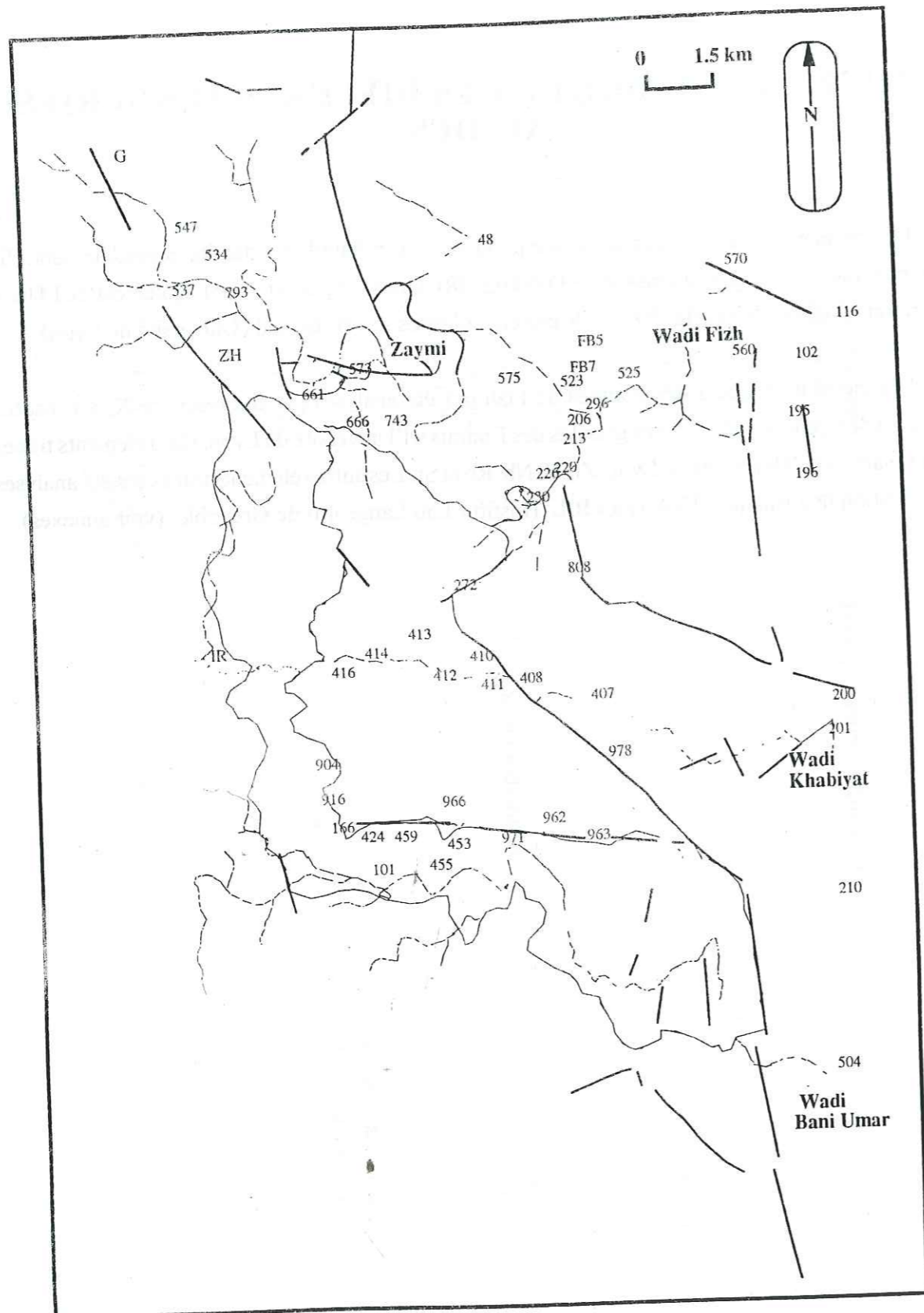


Figure 38: Carte d'échantillonnage effectué dans la séquence crustale et mantellique du massif de Fizh.

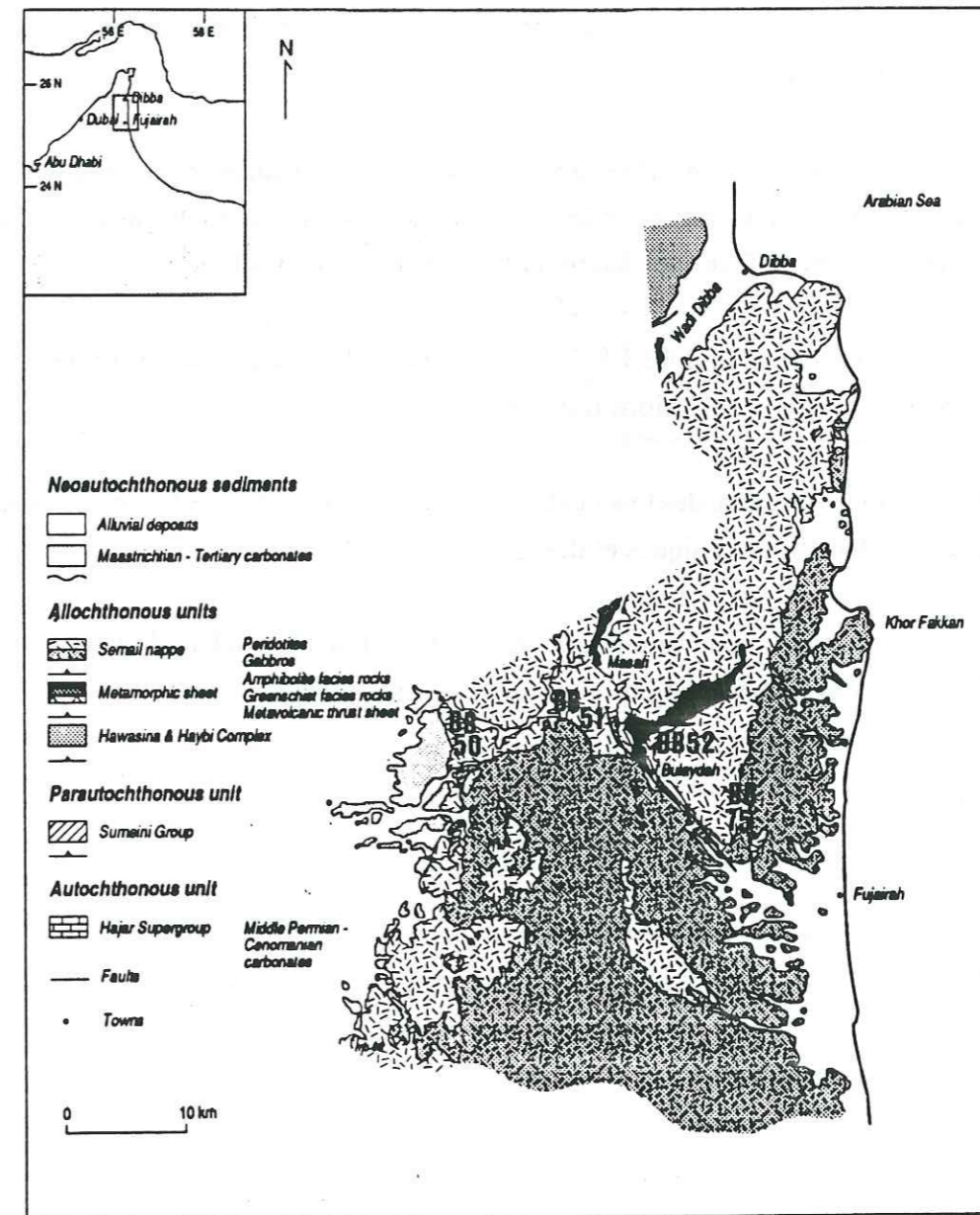


Figure 39: Carte d'échantillonnage effectuée des granites dans la partie Nord de l'ophiolite d'Oman (Emirats Arabes Unis).

I- LES SERIES GRANITQUES

I-1- Eléments majeurs

Les variations des éléments majeurs montrent les caractéristiques suivantes: (fig. 40)

- SiO_2 : les teneurs varient de 73 à 79%. Les granites de Fizh sont légèrement riches en silice par rapport à ceux des Emirats.

- Al_2O_3 : cet oxyde, moins sensible aux transformations secondaires, montrent des teneurs inférieures à 14%. Les granites à biotite et les leucogranites associés sont faiblement alumineux. On remarque que les granites de Fizh sont moins alumineux que ceux des Emirats

- CaO : les teneurs varient de 0.4 à 1.8%. La variabilité de la chaux est liée surtout aux variations modales du plagioclase et aux altérations tardives.

- K_2O : cet élément présente des teneurs très élevées allant de 1.8 à 5.39%, lesquelles sont liées à la présence des feldspaths potassiques et des micas.

- Na_2O : les teneurs en soude varient de 2.72 à 4.27%. Elles dépendent du fractionnement des feldspaths alcalins et des transformations minéralogiques secondaires.

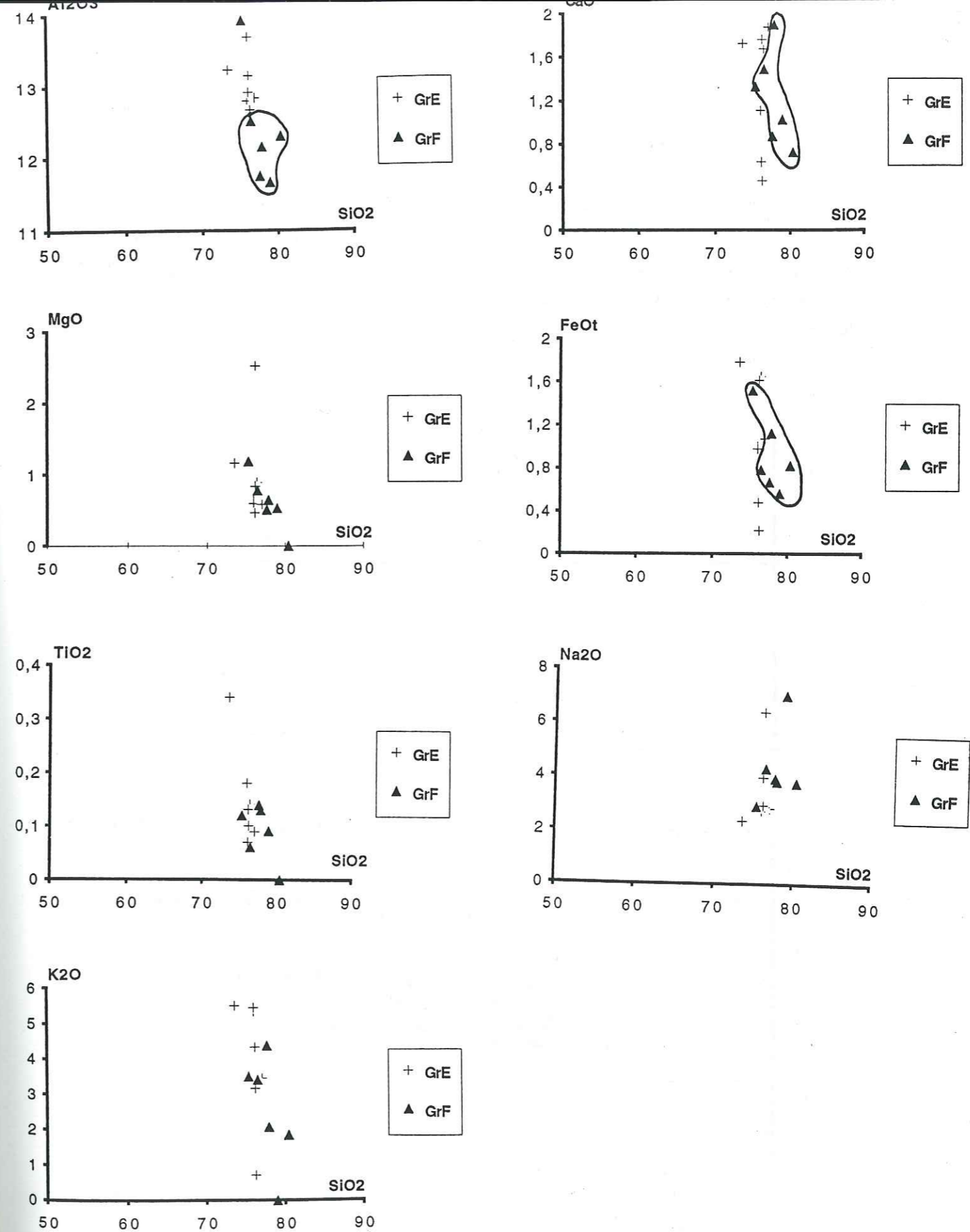


Figure 40: Variations des teneurs en silice en fonction des teneurs des autres éléments majeurs dans les granites à biotites et les leucogranites.

L'étude du diagramme A/CNK (Clarke, 1992) (A: Al_2O_3 , C: CaO, N: Na_2O , K: K_2O) montre que ces granites sont métaalumineux à peralumineux (le rapport est supérieur à 1) (fig. 41).

Les variations du rapport Al_2O_3/Na_2O+K_2O en fonction du rapport $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ (teneurs en moles) (Maniar et Piccoli, 1989) offrent une distribution des différents granites dans le champ des granitoïdes de collision continentales. Cependant, quelques échantillons se positionnent dans les champs de granitoïdes de collision, d'arc continental et post-orogéniques. Ces granites sont peralumineux et à caractère collisionnel. (fig. 41)

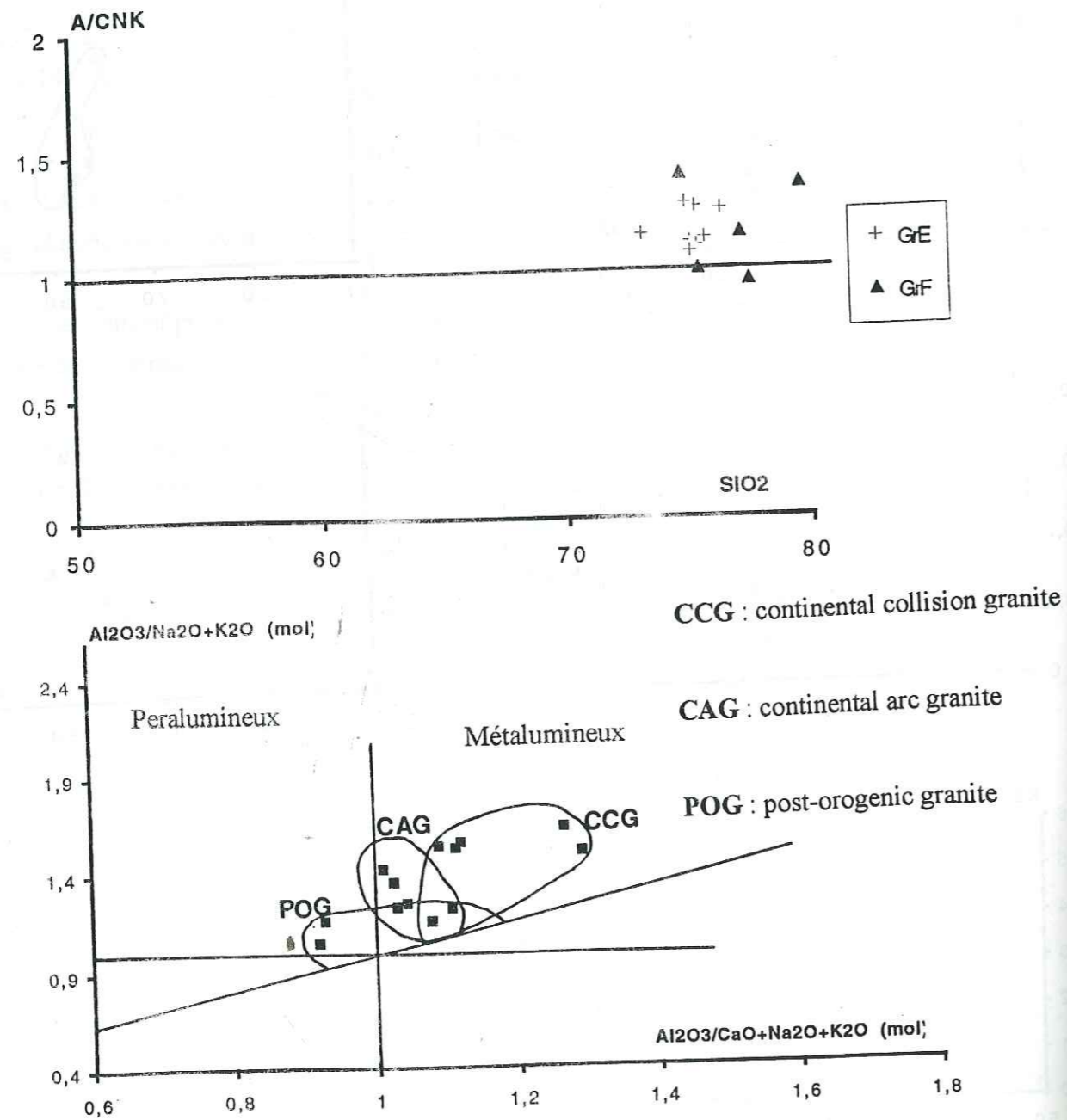


Figure 41:
Les variations du rapport A/CNK (A: alumine; C: CaO; N: Na_2O ; K: K_2O) en fonction de la silice.
Les variations du rapport A/NK en fonction du rapport A/CNK (en mole).

Les diagrammes de Debon et Le Fort (1983 et 1988) montrent que les séries granitiques étudiées suivent une tendance alumino-cafémiq (‘‘A-B’’) et (‘‘Q-P’’). Il s’agit d’une lignée à biotite (granites de Fizh) et une lignée à biotite-muscovite (granites des Emirats) (fig. 42, fig. 43).

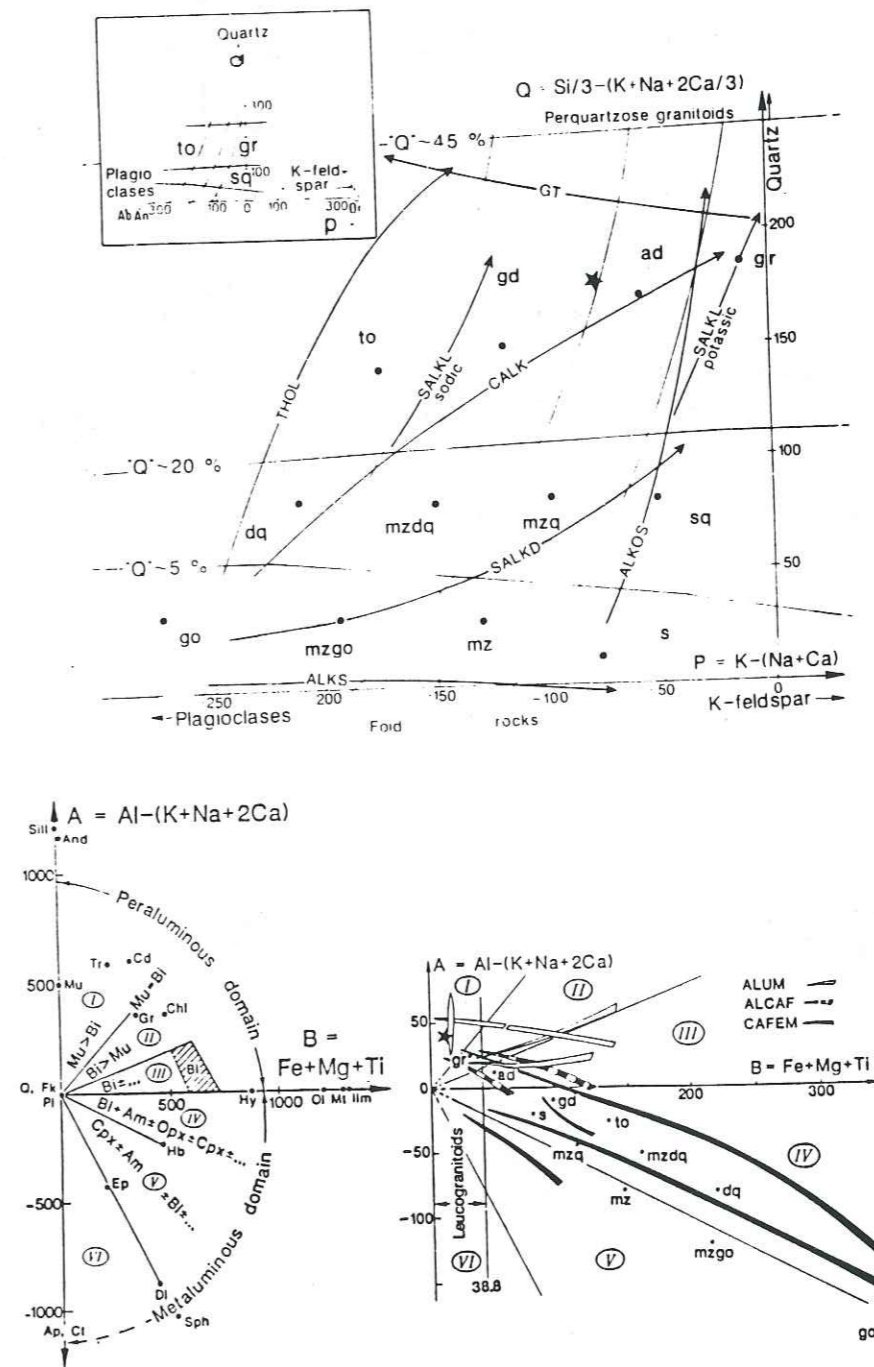


Figure 42:
Diagramme ‘‘Q-P’’ (nomenclature) pour les différents types de granitoïdes (modifié, d’après Debon et Le Fort, 1983).
Diagramme ‘‘A-B’’ (caractéristiques des minéraux) montrants les différentes lignées granitiques. (d’après Debon et LeFort, 1983)

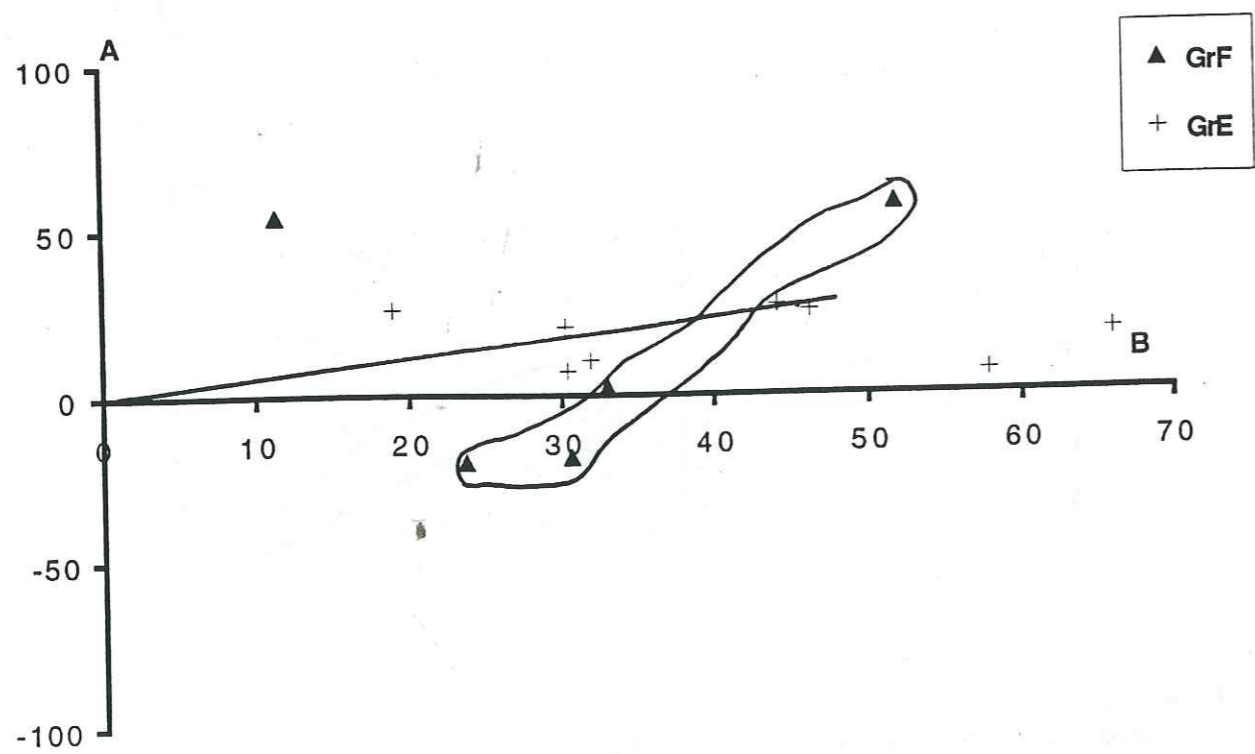
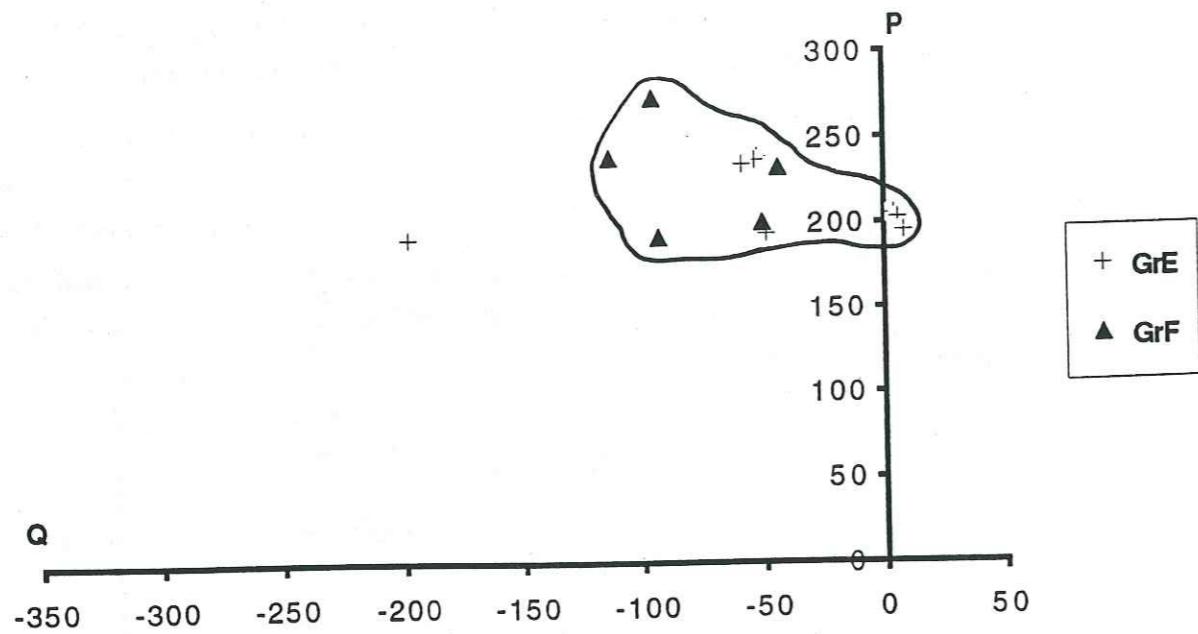


Figure 43:
 Diagramme "Q-P" pour les granites à biotites et les leucogranites du massif de Fizh et des Emirats.
 Diagrammes "A-B" pour les granites à biotites et les leucogranites du massif de Fizh et des Emirats.

- FeOtotal: (fig. 40) cet oxyde est également très variable en fonction du taux de SiO₂. Ses teneurs sont liées à la présence de minéraux ferromagnésiens, particulièrement dans les granites à biotite où la teneur en fer est plus élevée que dans les leucogranites.

- MgO: les teneurs en cet élément varient de 0.5 à 1.2%. Elles sont liées surtout aux variations modales des minéraux ferromagnésiens; l'échantillon BB51 montre une teneur élevée en MgO (2.49%) : il s'agit là d'une diorite quartzique, faciès fréquemment associé aux granites.

- TiO₂: cet oxyde montre des teneurs très faibles et inférieures à 0.16%. Ces valeurs témoignent de la rareté d'oxydes ferrotitanés dans les granites; sauf pour l'échantillon BB50C riche en oxydes ferrotitanés, où la teneur atteint 0.34% .

Les variations de TiO₂ en fonction du rapport FeOt/MgO montrent que ces granites présentent deux tendances. La première montre un enrichissement du titane au fur et à mesure que le rapport FeOt/MgO augmente (fractionnement des minéraux opaques Fe-Ti). La seconde offre un appauvrissement en titane alors que le rapport FeOt/MgO s'accroît (fig. 44). De même le TiO₂ en fonction de FeOtotal présentent deux tendances, l'une est très enrichie en fer et titane, tandis que l'autre en est appauvrie (fig. 44).

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

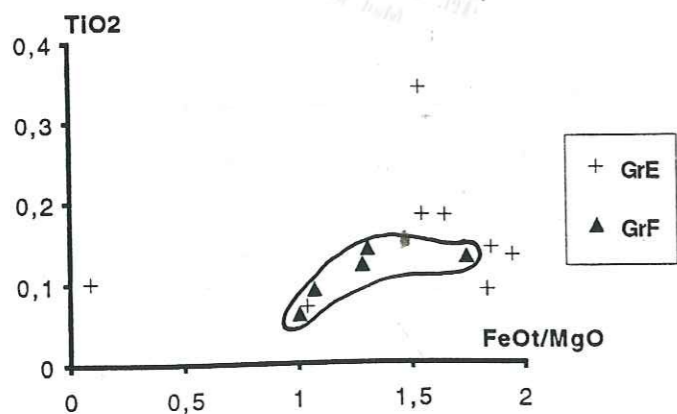
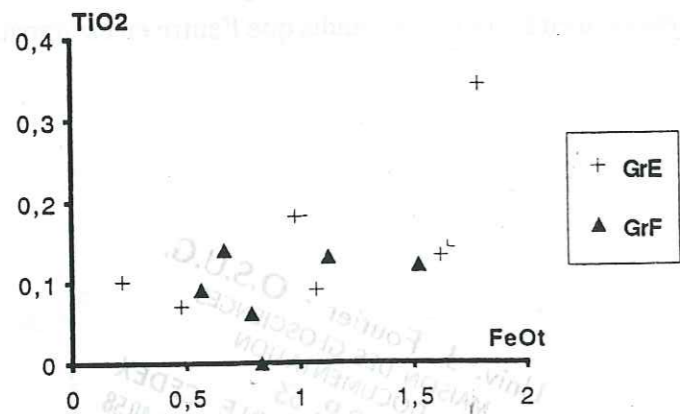
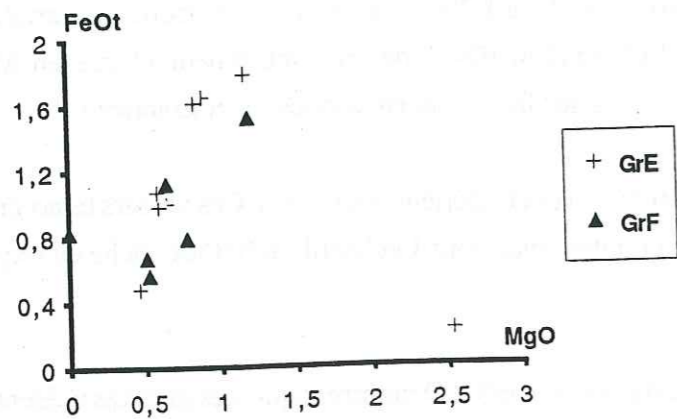


Figure 44: Variations de FeOt en fonction de MgO; variation du titane en fonction du fer total et du rapport FeO/MgO dans les granites à biotite et les leucogranites du massif de Fizh et des Emirats.

Les deux diagrammes ternaires AFM et $Al_2O_3 - FeO - MgO$, montrent qu'il s'agit d'une lignée riche en fer dont le rapport FeOt/MgO est supérieur à 1, ceci confirme bien la tendance aluminocafémique (fig. 45) (cf. supra).

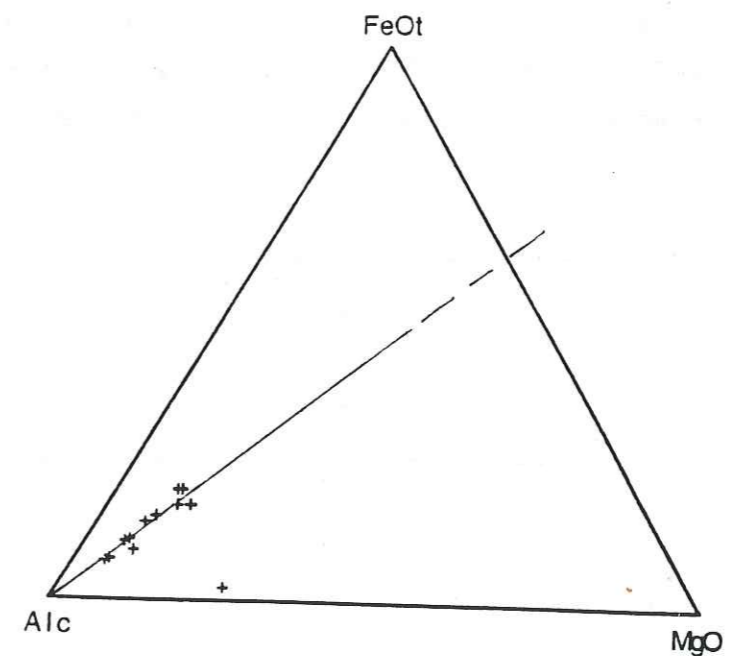
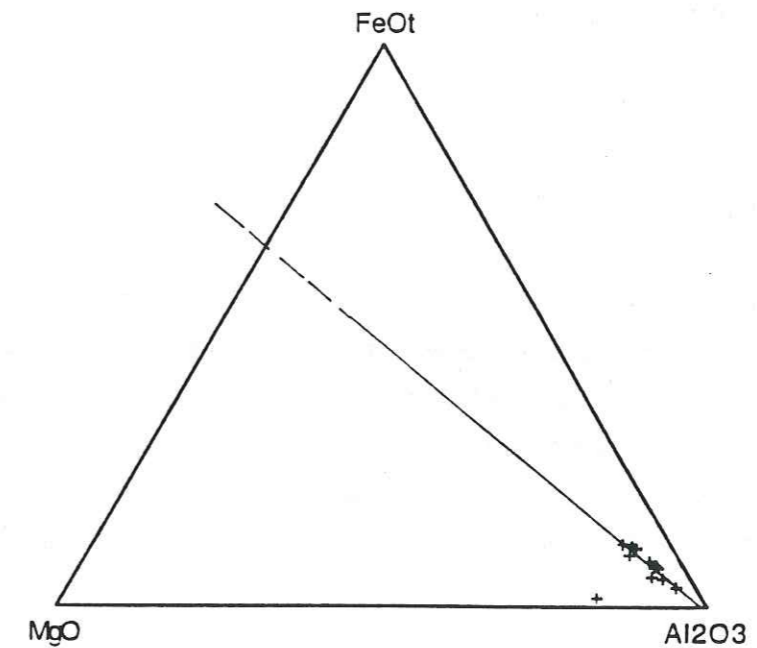


Figure 45: Diagramme ternaire FeOt-MgO- Al_2O_3 et AFM pour les granites à biotite et les leucogranites.

I-2- Les éléments traces

Le choix des éléments traces autres que les REE a été focalisé sur le Zr (Hf), Y, Nb (Ta), Rb, Sr en raison de leurs comportements différenciés dans les liquides magmatiques *s. l.*:

-Zr: élément incompatible; sa teneur augmente dans les termes différenciés. Le hafnium a un comportement voisin.

-Y: élément proche des terres rares, cet élément incompatible a le même comportement que le Zr, sauf dans le cas où l'apatite cristallise.

-Nb: élément incompatible, sa teneur augmente avec la différenciation, la précipitation des oxydes diminue sa teneur. Ta a un comportement voisin.

-Th: cet élément présente des teneurs très élevées dans les liquides d'origine crustale.

-Rb: il montre des caractères proches de ceux du potassium. Ses teneurs élevées sont liées soit au fractionnement des minéraux potassiques (feldspath et biotite) ou à une potassification liée à l'altération hydrothermale (apport du potassium).

-Sr: il a le même comportement que le calcium. Ses teneurs importantes sont liées à l'abondance des cristaux du plagioclase et aux transformations secondaires (épidotisation, veines de calcite et de prehnite...).

Les variations de ces éléments dans les séries granitiques étudiées montrent les caractéristiques élémentaires suivantes:

-l'Y en fonction du Zr (fig. 46) montre une discontinuité entre les granites de Fizh et ceux des Emirats. En effet, les granites de Fizh présentent de faibles teneurs en Y et une corrélation négative avec le Zr. Les granites des Emirats offrent au contraire une corrélation positive entre les deux éléments.

- le niobium montre les mêmes caractéristiques discriminantes entre les deux populations. Ses teneurs restent quasi constantes dans le groupe de Fizh (fig. 46).

- le Nb en fonction de l'Y montre une corrélation positive pour les deux populations de granites, avec des teneurs faibles en Y et en Nb dans les granites de Fizh par rapport aux granites des Emirats (fig. 46).

Les variations du TiO_2 en fonction du Zr présentent également une corrélation positive pour les différents types de granites (fig. 46).

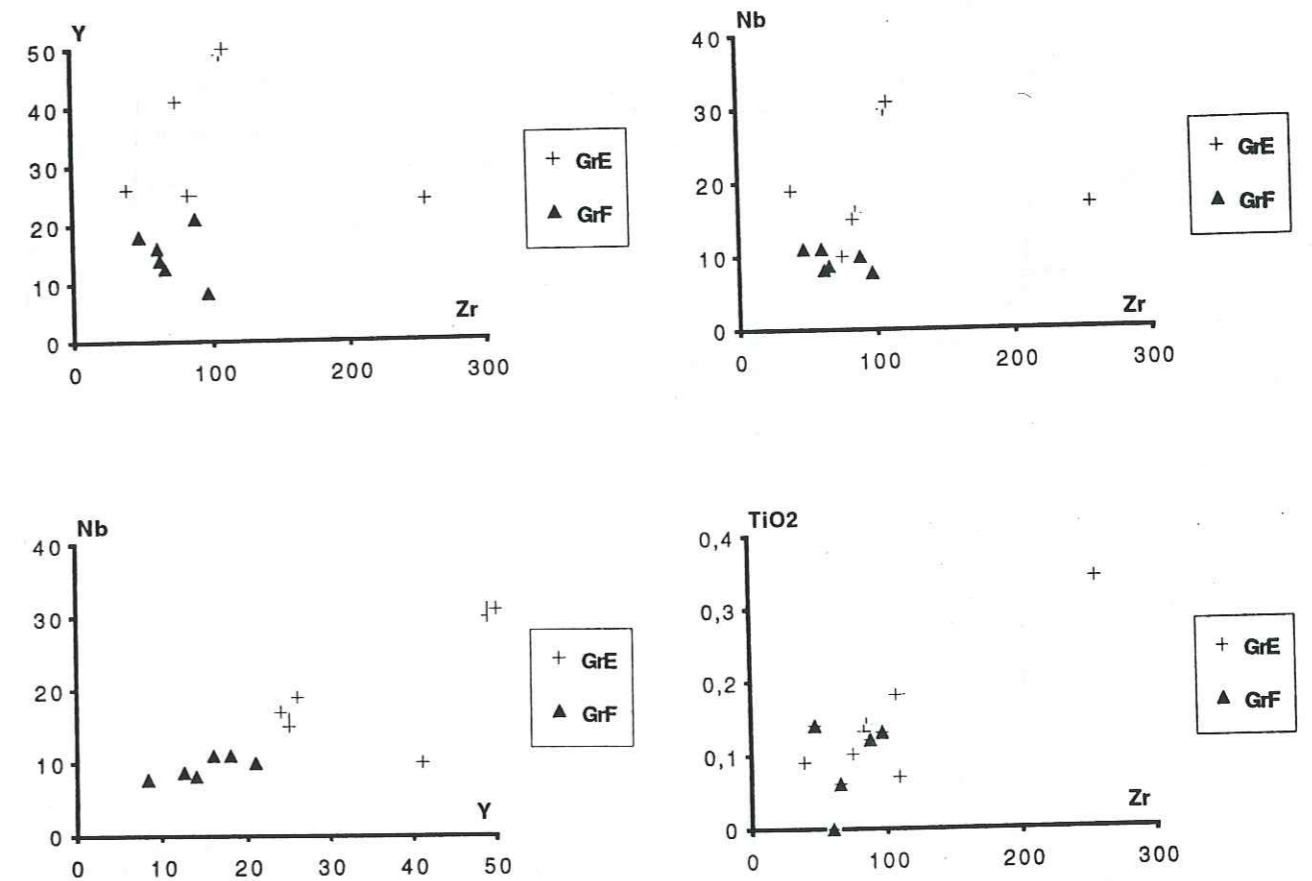


Figure 46: Variations des éléments traces: Y, Nb et TiO_2 en fonction du Zr; Nb en fonction de Y.

Les compositions normalisées aux ORG (Pearce et al., 1984) montrent un fort enrichissement en LILE et en Th (fig. 47) (pente négative). Elles sont également enrichies en Ta, Nb dans certains échantillons, mais l'échantillon BB50C montre une anomalie négative en ces éléments. Comparées aux granites décrits par Pearce, les deux populations se rapprochent beaucoup des spectres des granites post-collisionnels et/ou syn-collisionnels.

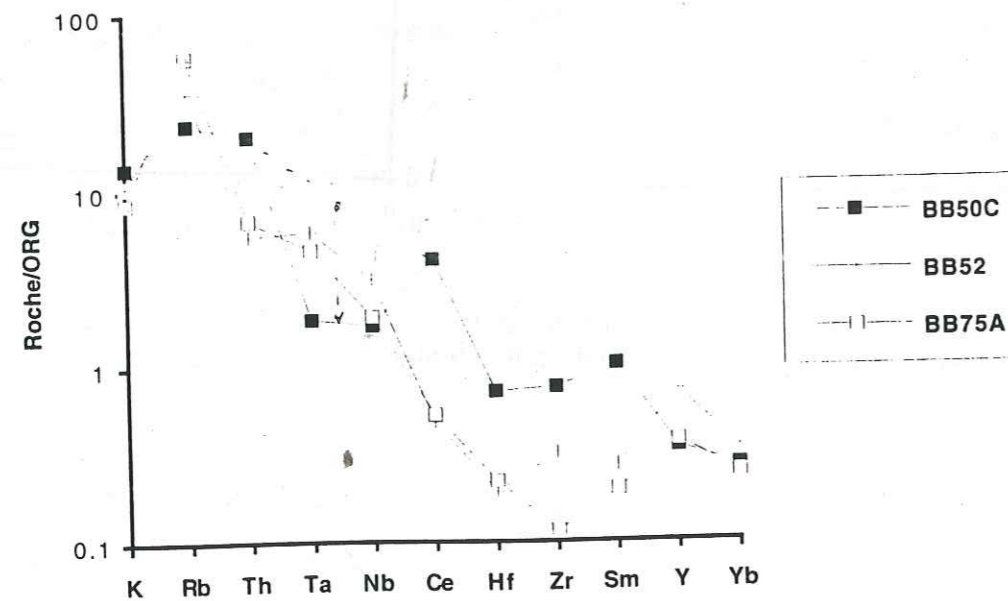
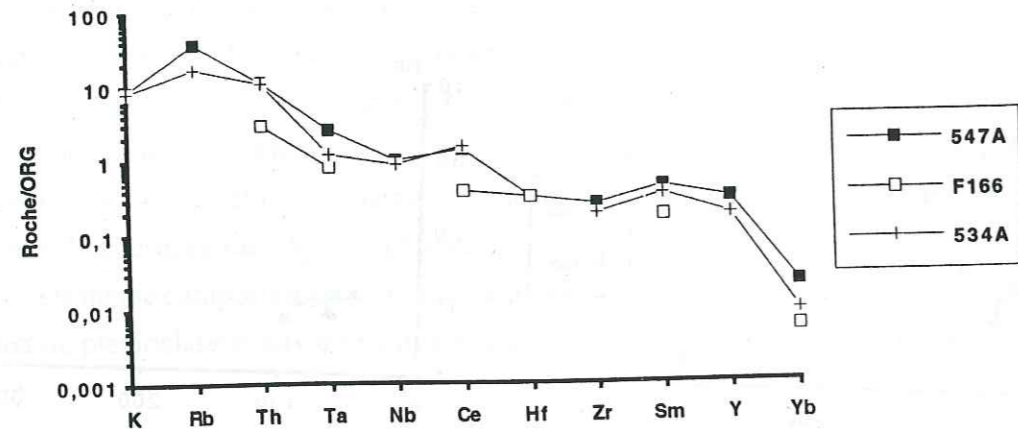


Figure 47: Spidergrammes des granites à biotite et des leucogranites normalisés au ORG.

En étudiant les diagrammes de discrimination des éléments traces (Pearce et al., 1984) on constate que (fig. 48):

- le diagramme du Rb en fonction de Y+Nb montre que les granites se trouvent paradoxalement dans le champ des granites d'arc volcanique.

- le diagramme de l'Y (ou Nb) en fonction de SiO₂ montre par contre qu'ils se positionnent dans les champs des granites d'arc volcanique et des granites collisionnels.

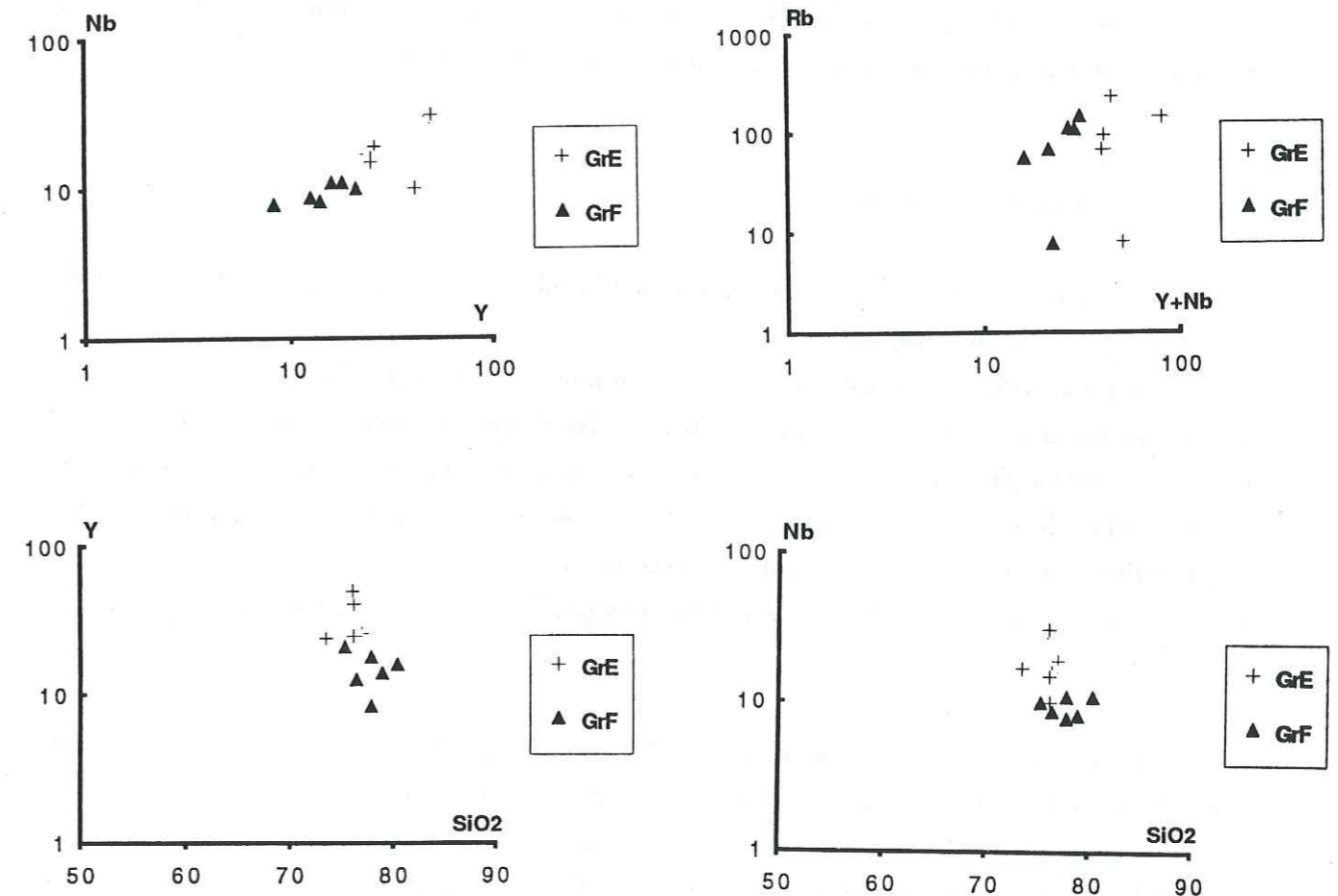


Figure 48: diagramme de discrimination des granites à biotite et des leucogranites (Pearce et al., 1984): Nb en fonction de Y; Rb en fonction de Y+Nb; Y et Nb en fonction de la silice.

Les échantillons BB50C, 534A et 547A sont enrichis en Ce. On note à la fois une dépression en Hf, et/ou Zr relativement au Ce et au Sm (spidergrammes, fig. 47) et une légère anomalie négative en Ta, Nb relativement à ces deux éléments.

Les teneurs des éléments traces rappellent celles des granites d'arc insulaire. Toutefois, l'enrichissement en Rb et l'appauvrissement en Hf, Zr et Sm permettent de les rapporter aux granites de type collisionnels. Quelques échantillons sont issus d'une source à caractéristique typiquement crustale (BB50C).

L'examen des teneurs en éléments HFS, ..., par la démarche chimico-minéralogique adaptée aux travaux de J. Pearce (1984), conduit à des résultats contradictoires. D'une part les granites possèdent des compositions de granites d'arcs volcaniques. D'autre part ils présentent des caractères typiques de granites collisionnels. Ce dernier cachet s'accorde parfaitement avec la minéralogie de ces matériaux, qui correspond à celle des granites sun-orogéniques. Seul le contexte de l'histoire obductive de l'ophiolite permet d'expliquer l'apparente contradiction apportée par la démarche chimico-diagrammatique mal adaptée à cette approche géodynamique.

I-3- Les terres rares

Les spectres des terres rares normalisés à la Chondrite C1 (Nakamura, 1974), montrent les caractéristiques suivantes (fig. 49):

- les granites de Fizh: ils offrent des spectres qui présentent un enrichissement en terres rares avec des concentrations totales de l'ordre de 20 à 80 fois celles de la chondrite. Les spectres montrent un fractionnement plus important en terres rares légères qu'en terres rares lourdes; pour celles ci le profil est plus ou moins plat. Les granites de Fizh montrent des anomalies négatives nette en Eu. L'échantillon FI66 montre un profil concave avec un enrichissement en terres rares légères moins important que les deux autres (534A et 547A), et en terres rares lourdes, l'anomalie en Eu est très accentuée.

- les granites des Emirats: ils montrent des spectres qui sont fractionnés et présentent un enrichissement important en terres rares de l'ordre de 20 à 200 fois la chondrite.

- * L'échantillon BB50C est le plus fractionné, sans anomalie en Europium.

- * Les échantillons BB75A et BB52 montrent des concentrations en terres rares nettement inférieures (20 fois la Chondrite) à celles de BB50C. On note que le fractionnement des terres rares légères est moins important, avec un enrichissement en terres rares lourdes (pente légèrement positive). BB75A n'offre pas d'anomalie significative en Eu, alors que dans BB52, celle-ci est négative. Cet échantillon montre les mêmes caractéristiques (spectre concave) que l'échantillon FI66 (granite de Fizh) avec une légère remontée des teneurs en HREE.

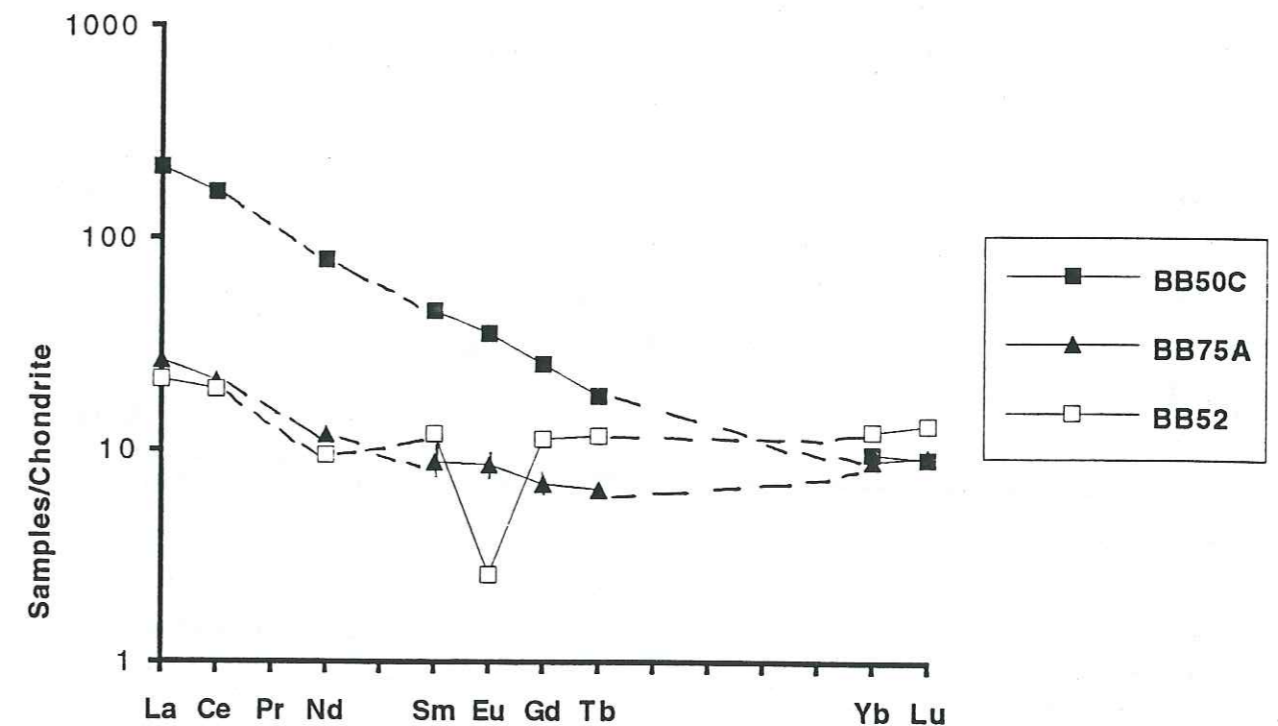
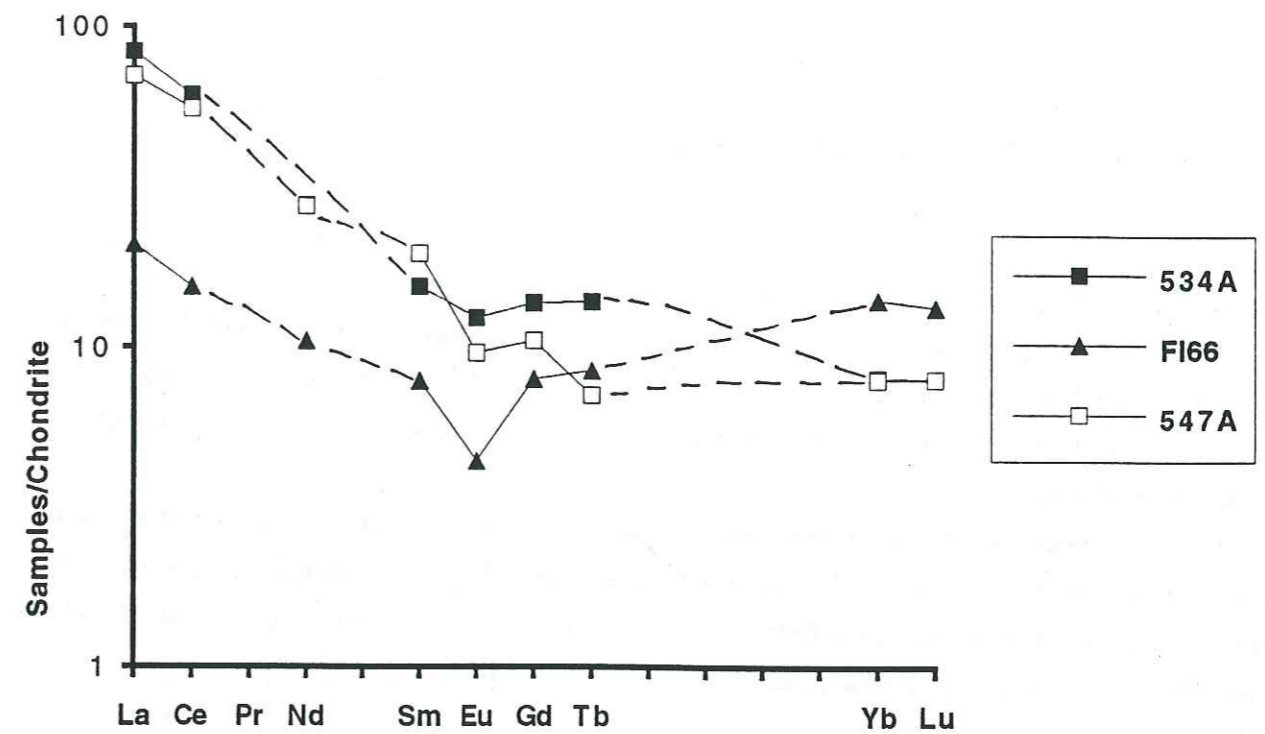


Figure 49: Spectres des terres rares des granites à biotite et des leucogranites normalisés à la chondrite C1.

Les variations des teneurs en Europium en fonction de la silice (fig. 50) offrent une tendance en corrélation négative entre ces deux éléments. Les teneurs en Eu diminuent au cours de la différenciation pendant laquelle le fractionnement feldspathique devient de plus en plus important.

Les spectres des terres rares des granites montrent la diversité de comportement de ces éléments.

Le fractionnement des terres rares est plus important dans les granites intrusifs dans le manteau (534A, 547A, BB50C), que dans celui que l'on trouve dans la zone de transition (FI66). Les spectres plus enrichis montrent une pente négative, par rapport aux autres qui présentent une forme plus ou moins plate à concave.

Les spectres des terres rares des granites montrent souvent une anomalie négative en Eu, sauf les échantillons BB75A et BB50C. Un fractionnement feldspathique peut être à l'origine de cette anomalie négative. Les échantillons BB52 et FI66 montrent une anomalie négative en Eu plus importante conjuguée à des teneurs beaucoup plus basses en LREE.

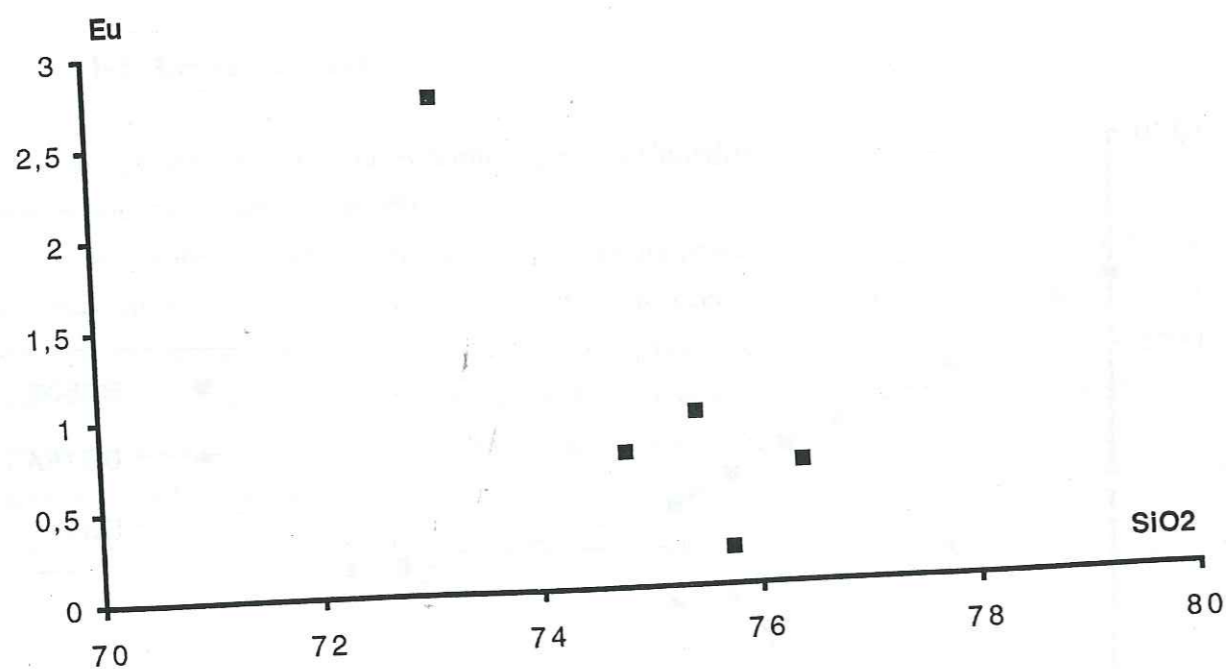


Figure 50: Variations de l'Eu en fonction de la silice dans les granites à biotite et des leucogranites.

I-4- Conclusion

Les granites situés dans le massif de Fizh et dans les Emirats sont métalumineux à peralumineux, riches en biotite, muscovite, tourmaline et grenat (riche en molécule spessartine; voir annexes: analyse des grenats). Ils sont intrusifs dans la semelle métamorphique, dans les tectonites et dans la zone de transition à la base de la croûte. On note que les granites sont associés à des diorites quartziques. Ils sont abondants dans la partie Nord de l'ophiolite d'Oman et dans les Emirats. Les granites de Fizh et des Emirats ont été générés par fusion partielle de la semelle ophiolitique. Leur trajectoire de mise en place varie: les uns sont intrusifs dans le manteau, les autres se mettent en place au voisinage du Moho pétrologique.

Ces granites ont de nombreux caractères pétrographiquement communs avec les granites des collisions crustales (type granite himalayen, leucogranite du Manaslu). De tels granites sont considérés comme des produits issus de la fusion de matériaux crustaux lors de la collision continentale.

En Oman, le contexte géodynamique (Boudier et al., 1985) exclu un tel type de collision. Au contraire, il est admis que l'on se situe dans un domaine d'obduction où la croûte océanique chaude (Searle et Malpas 1985) s'est mise en place sur la croûte continentale arabe. Un processus de fusion partielle de celle-ci peut être envisagé pour expliquer l'origine de ce type de granite à cachet collisionnel.

Les séries granitiques sont issues de la fusion partielle au niveau de la semelle métamorphique pendant la phase d'obduction. Ces granites contiennent souvent des enclaves basiques (de petite taille, de forme arrondie, de 5 cm de diamètre dans le Wadi Fizh); leur source, et confirme les résultats de Briquet et al. (1990). La source crustale serait les métasédiments de la semelle métamorphique sous-jacente à la lithosphère, puisque les conditions thermiques du métamorphisme à haut degré (dynamothermal) (900°C, Ghent et Stout, 1981) sont capables d'induire l'anatexie crustale. Le fractionnement en Eu est différent pour les deux types de granites (Fizh et Emirats), ce qui confirme la dualité de la source de ces matériaux. En effet, la source donnant naissance aux granites de Fizh est caractérisée par une rétention de l'Eu (anomalie négative), il s'agirait peut être de métasédiments hétérogènes. Ces granites présentent des enclaves basiques d'amphibolites associées aux métasédiments, ce qui confirme cette hypothèse.

Ces granitoïdes arrivent jusqu'au niveau de la zone de transition dunitique, et le comportement des terres rares (moins fractionnés, enrichissement en terres rares lourdes, échantillon FI66, BB52) est différent de celui des granites intrusifs dans les tectonites.

II- TYPE GRANODIORITIQUE

II-1- Les granodiorites et les diorites quartziques

II-1-1- Eléments majeurs

Les variations de ces éléments montrent les caractéristiques suivantes (fig. 51):

- les teneurs en SiO_2 varient de 67 à 78%. Cet intervalle des teneurs est lié au degré de différenciation allant des termes dioritiques aux granodioritiques.

- Al_2O_3 : les teneurs en cet élément, moins sensible à l'altération, sont inférieures alors à 15% et varient de 12 à 14%. Les granodiorites et les diorites quartziques sont faiblement alumineuses. En fonction de la silice, les teneurs restent sensiblement constantes; et diminuent très légèrement au cours du fractionnement.

- CaO : les teneurs en cet oxyde varient de 6.7 à 1.2%, elles sont liées aux variations modales des cristaux de plagioclase et aux altérations secondaires. Les teneurs en CaO diminuent en fonction du fractionnement, particulièrement pour les roches dioritiques. Les granodiorites montrent des teneurs plus faibles (1.2 à 3.28%). Par contre les teneurs des diorites quartziques sont plus élevées (jusqu'à 6.7%), particulièrement pour les faciès intrusifs dans la zone de transition.

- $\text{FeO}_{\text{total}}$: les teneurs en cet élément varient de 4 à 0.8%. Ces teneurs diminuent au cours du fractionnement. Les variations des teneurs du fer total en fonction de la silice montrent deux tendances, l'une qui s'appauvrit en fer au cours du fractionnement et l'autre tendance montre des teneurs assez constantes.

- MgO : les teneurs en cet oxyde varient de 2.7 à 0.15%. Elles diminuent au cours du fractionnement. Les granodiorites montrent des teneurs faibles (<1%). Alors que les diorites quartziques montrent des teneurs assez constantes (~1%).

- TiO_2 : les teneurs en titane varient de 0.42 à 0.05%. Les variations de cet élément en fonction de la silice montre deux tendances. La première correspond à un enrichissement en TiO_2 au cours du fractionnement. La seconde montre des teneurs en titane inférieures à 0.25% pour des teneurs en silice comprises entre 76 et 78%.

- K_2O : les teneurs en cet élément varient entre 0.3 et 0%. Deux populations sont mises en évidence, l'une déprimée et caractérisée par des teneurs en K_2O < 0.1 et en SiO_2 < 75%. L'autre montre qu'au delà de 75% de silice, les teneurs en K_2O varient de 0 à 0.3% (tendance granodioritique).

- Na_2O : cet élément montre des teneurs qui varient de 6.2 à 3.3%. Cet oxyde est très sensible à l'altération, les teneurs évoluent indépendamment du taux de silice.

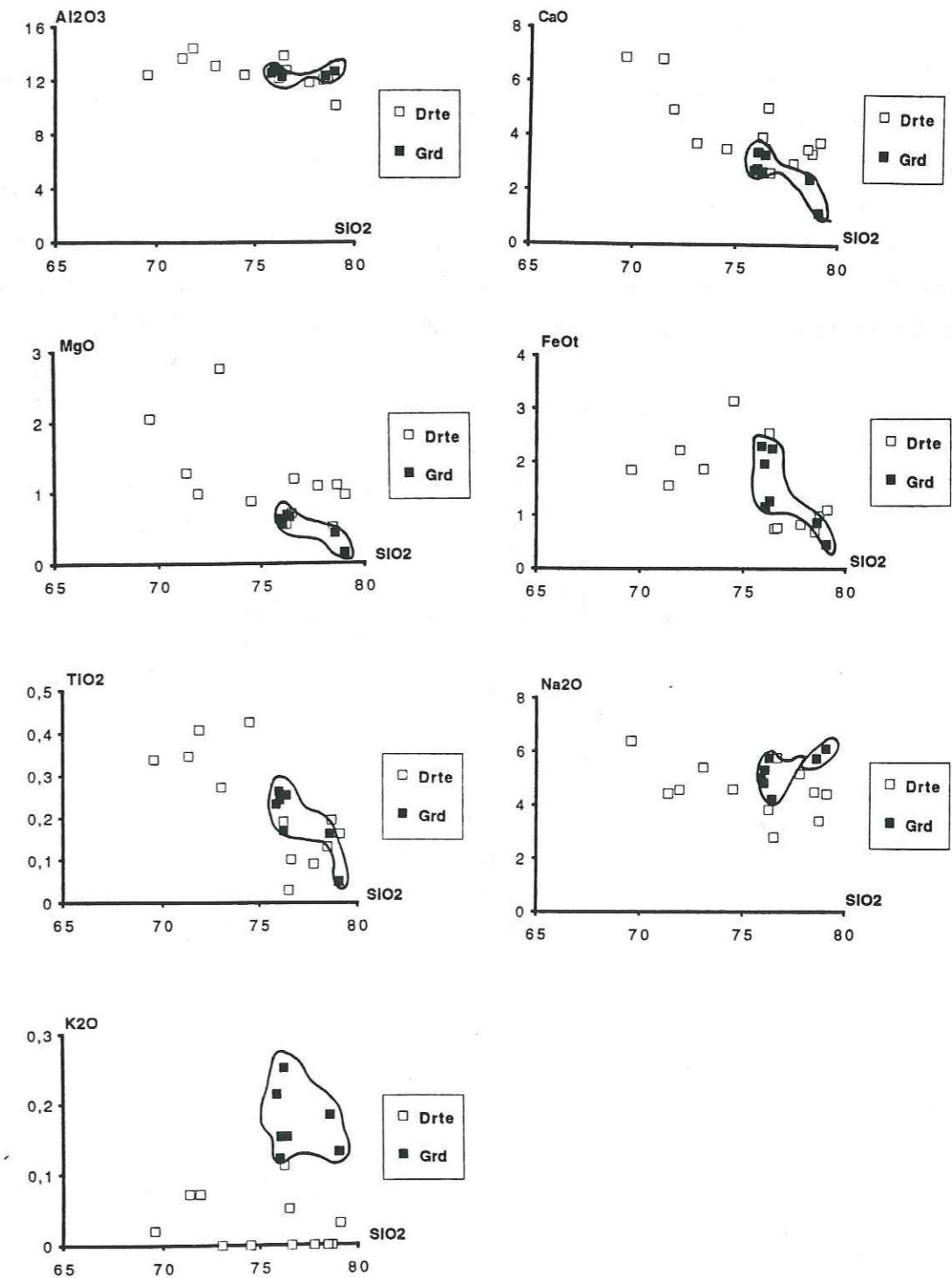


Figure 51: Variations des teneurs en silice en fonction des teneurs des autres éléments majeurs dans les granodiorites et les diorites quartziques.

Les variations de FeOt en fonction de MgO (fig. 52) montrent que les granodiorites sont faiblement magnésiennes (teneurs constantes en MgO) alors que celles du FeOt qui augmentent par rapport aux diorites quartziques qui montrent une grande distribution des deux éléments (FeOt et MgO en corrélation positive).

Les variations de TiO₂ en fonction du fer total (fig. 52) montrent deux tendances qui se font à corrélation positive, un enrichissement faible en FeO et en TiO₂ dans les granodiorites, et dans les diorites quartziques cet enrichissement est plus important car ces matériaux sont riches en ilménite.

Les variations de TiO₂ en fonction du rapport FeOttotal/MgO (fig. 52) montrent que les granodiorites présentent un rapport plus important, que dans les diorites quartziques où les teneurs en titane sont plus importantes et le rapport FeOt/MgO est constant.

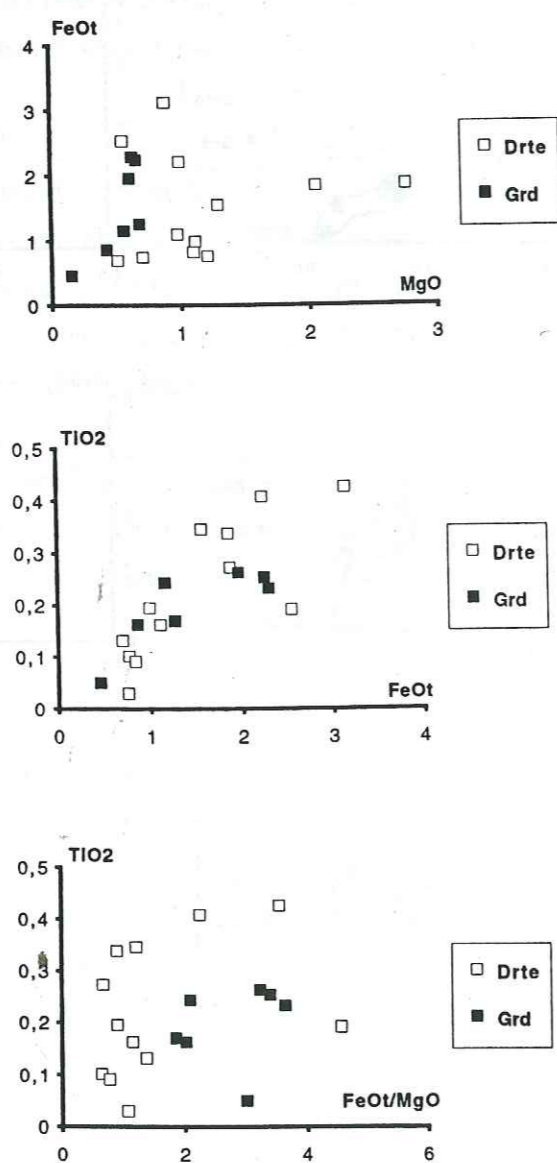


Figure 52: Variations de FeOt en fonction de MgO; variation du titane en fonction du fer total et du rapport FeO/MgO dans les granodiorites et les diorites quartziques.

Le diagramme ternaire AFM montre que les granodiorites sont caractérisées par un rapport FeOt/MgO très élevé et constant (entre 2 et 3). Les diorites quartziques présentent au contraire des rapports FeOt/MgO qui varient autour de deux valeurs de l'ordre de 1 ou supérieur à 1 (entre 2 et 3). Les granodiorites sont plus enrichies en alcalins que les diorites quartziques (fig. 53a, 53b).

Les diorites quartziques sont de deux types, celles associées aux granodiorites caractérisées par le même rapport FeOt/MgO et le second types qu'on rencontre dans toute la croûte plutonique à rapport égal à 1.

Le diagramme ternaire Al₂O₃-FeOt-MgO confirme les tendances précédentes des deux lignées (fig. 53a, 53b).

On note que l'altération hydrothermale est très intense dans ces matériaux comme l'atteste les teneurs élevées des pertes au feu plus importantes.

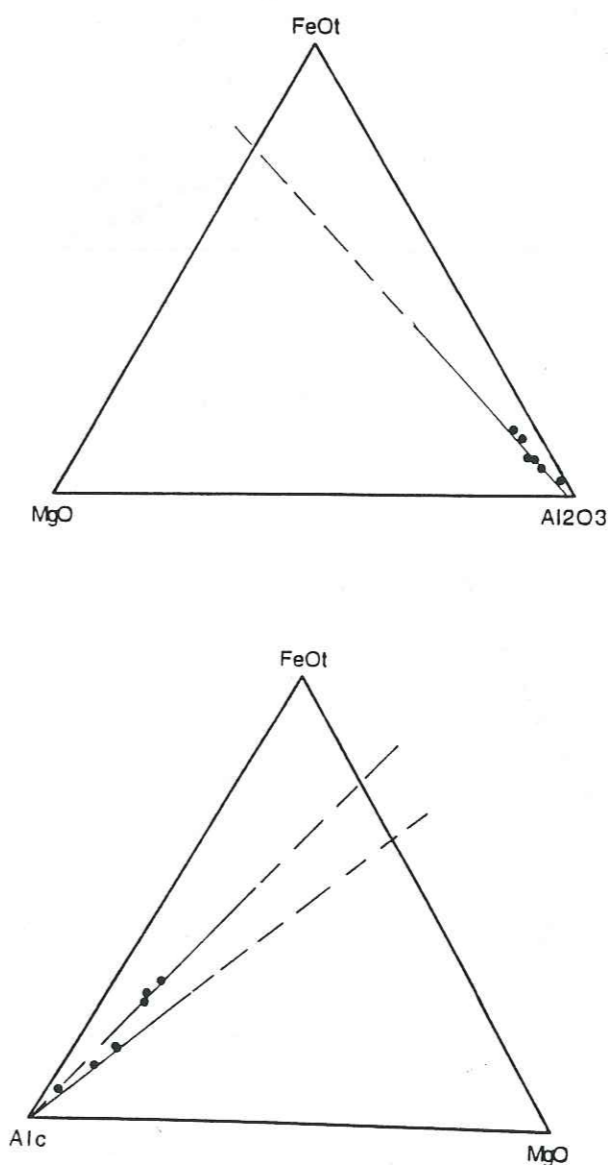


Figure 53: a- diagramme ternaire FeOt-MgO-Al₂O₃ et AFM pour les granodiorites. b- diagramme ternaire FeOt-MgO-Al₂O₃ et AFM pour les diorites quartziques.

II-1-2- Eléments traces

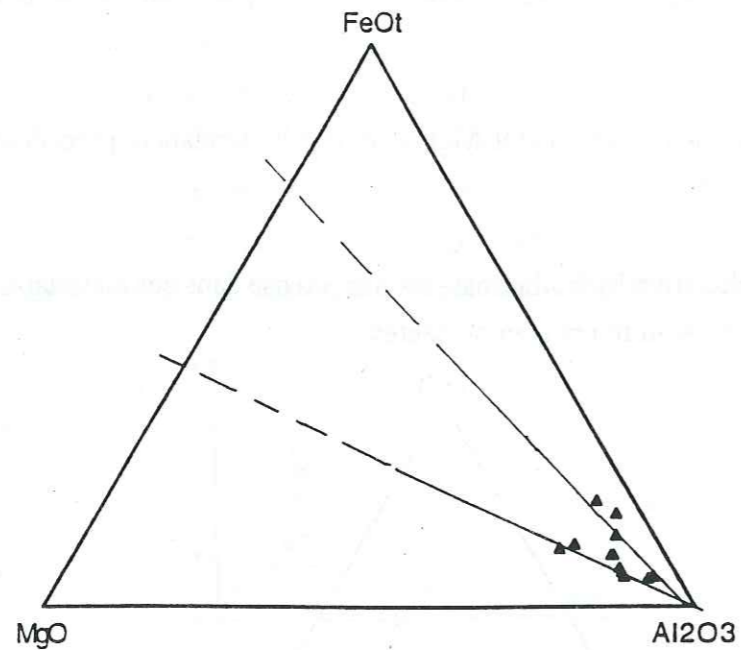
Variations des éléments traces

L'étude des éléments traces Zr, Y, Nb et Rb montrent les caractéristiques suivantes:

-les variations de l'Y en fonction du Zr (fig. 54) montrent deux tendances qui caractérisent les deux types (granodioritique et dioritique). La première série (granodiorite) offre une corrélation linéaire entre le Zr et l'Y dont les teneurs s'accroissent. La deuxième série (diorite quartzique) montre des teneurs variables et dispersées, et qui augmentent au cours du fractionnement.

-les variations de l'Y en fonction du Nb montrent également deux tendances offrant une corrélation linéaire positive. La première est caractérisée par des teneurs en Y très faibles dans les diorites quartziques. La seconde montre des teneurs en Nb et en Y qui s'accroissent au cours du fractionnement (fig. 54).

-les variations du titane en fonction du Zr montrent une très forte dispersion des teneurs. Seules les teneurs des granodiorites sont cohérentes et présentent entre elles une corrélation négative (fig. 54). Le fractionnement observé est lié à la précipitation des minéraux opaques (ilménite, magnétite?).



b

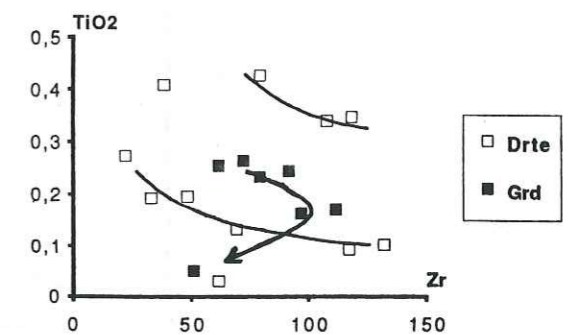
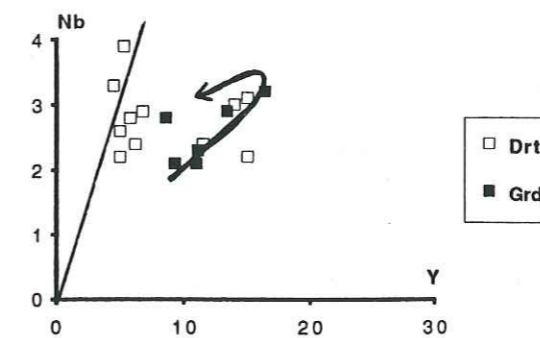
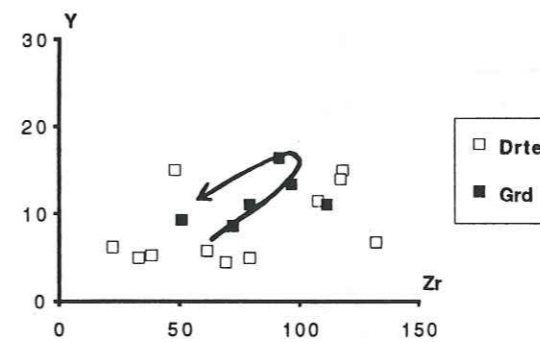
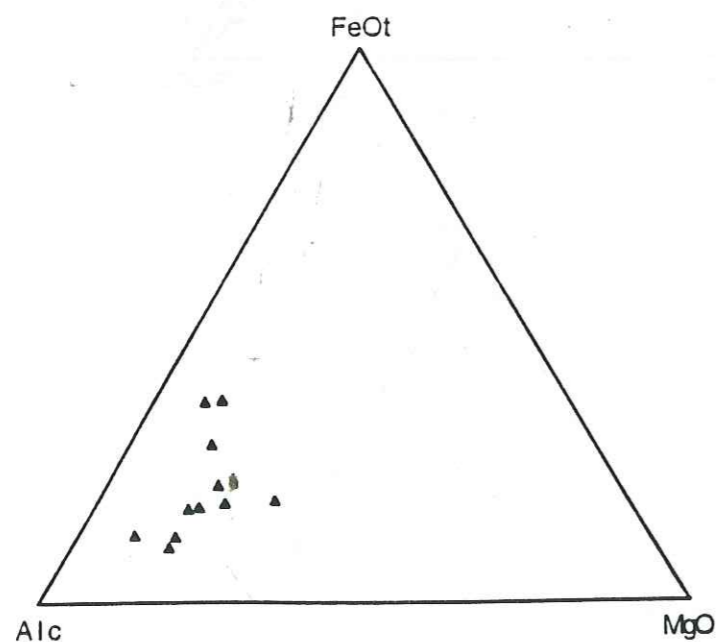


Figure 54: Variations des éléments traces dans les granodiorites et les diorites quartziques: Y, Nb et TiO₂ en fonction du Zr.

Le rapport Nb/Y en fonction du Nb montre que la plupart des diorites quartziques présentent des rapports assez élevés alors que ceux des granodiorites sont plus ou moins constants (autour de 0.2) et sont faibles par rapport aux diorites quartziques. Les teneurs en Nb varient en fonction du taux de différenciation, et elles sont relativement plus importantes dans certaines diorites quartziques. On remarque les deux mêmes tendances qu'au dessus. Il en est de même pour les variations du rapport Y/Nb en fonction de l'Y (fig. 55): les diorites quartziques présentent des rapports Y/Nb et des teneurs en Y très faibles par rapport aux granodiorites.

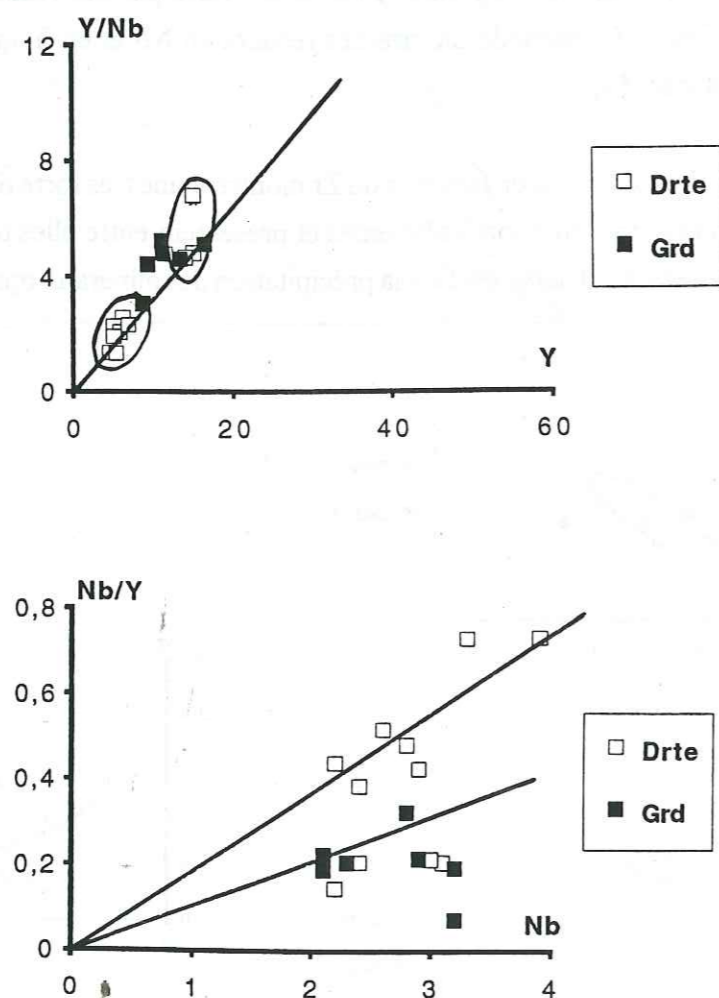


Figure 55: Variations des rapports Y/Nb en fonction de Y et Nb/Y en fonction du Nb dans les granodiorites et les diorites quartziques.

Les variations du Nb en fonction de l'Y (Pearce et al. 1984) montrent que les granodiorites ont des teneurs plus importantes en Y. Les variations du Rb en fonction de l'Y et du Nb (Pearce et al. 1984) montrent que les séries granodioritiques sont plus riches en Rb et que la somme Y et Nb est relativement constante dans les granodiorites et les diorites quartziques. Si l'on accepte les diagrammes discriminants de Pearce et al. (1984) ces séries tomberaient dans le champ des granitoïdes d'arc volcaniques. On touche là l'une des limites des diagrammes chimico-tectoniques (fig. 56).

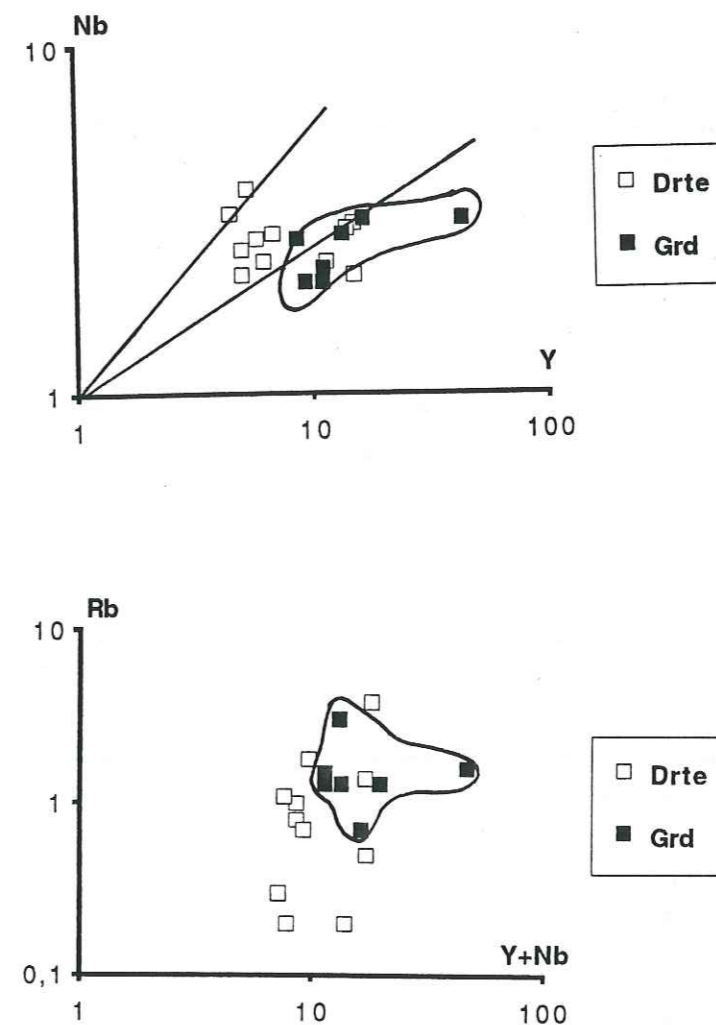


Figure 56: diagramme de discrimination des granodiorites et des diorites quartziques (Pearce et al., 1984); Nb en fonction de Y; Rb en fonction de Y+Nb.

Les spectres des éléments traces normalisés aux ORG (Pearce et al. 1984) montrent des profils des teneurs variés (fig. 57a, 57b):

- la série granodioritique présente des spidergrammes peu fractionnés, avec des anomalies positives en Th (plus importante dans 414B) et Hf, négatives en Sm (sauf 414B) et en Ta (sauf dans les échantillons 410B et 414B). Le Ce montre une anomalie négative dans ces matériaux (sauf FB5E). Cette série est caractérisée par des teneurs en Yb très faibles. Les anomalies négatives en Rb peuvent être liées à un lessivage du potassium tardif (altération hydrothermale).

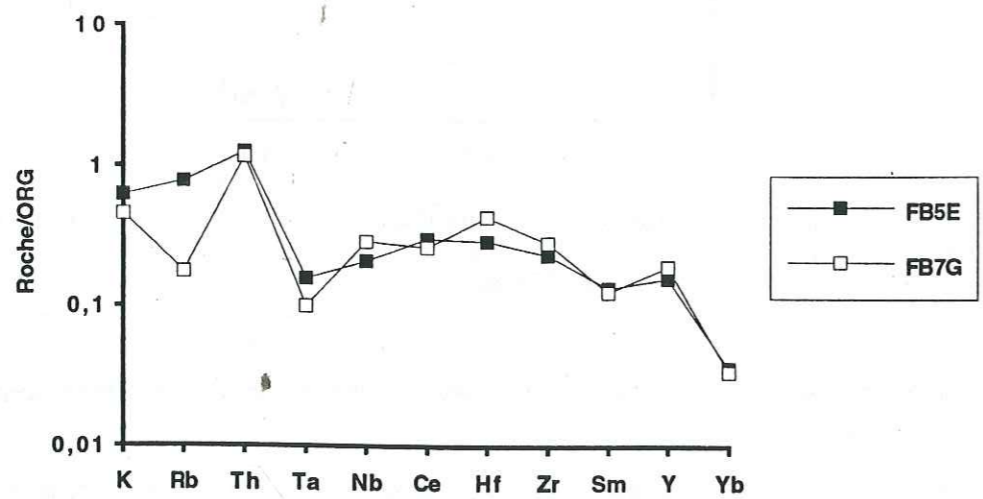
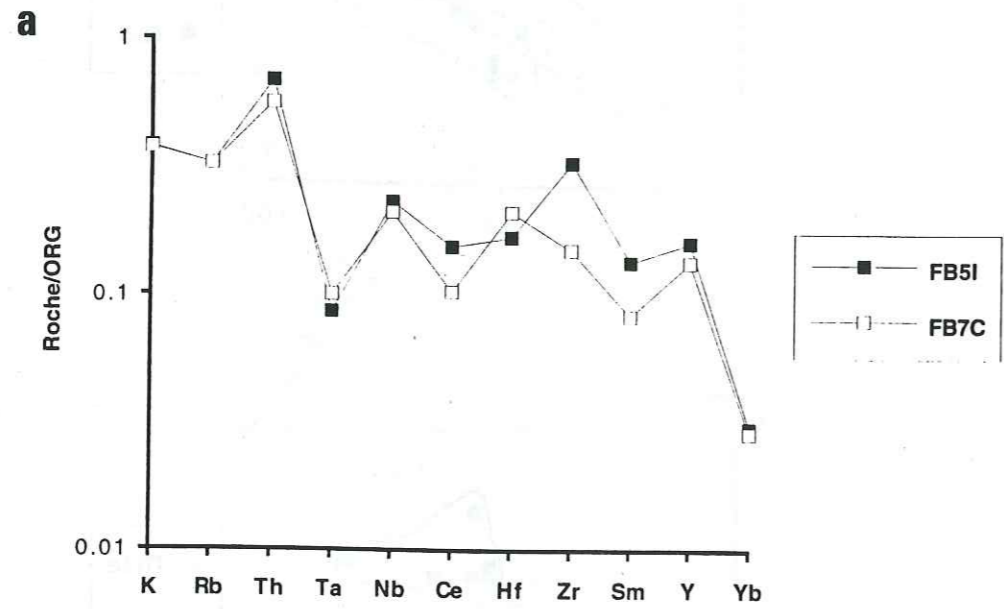
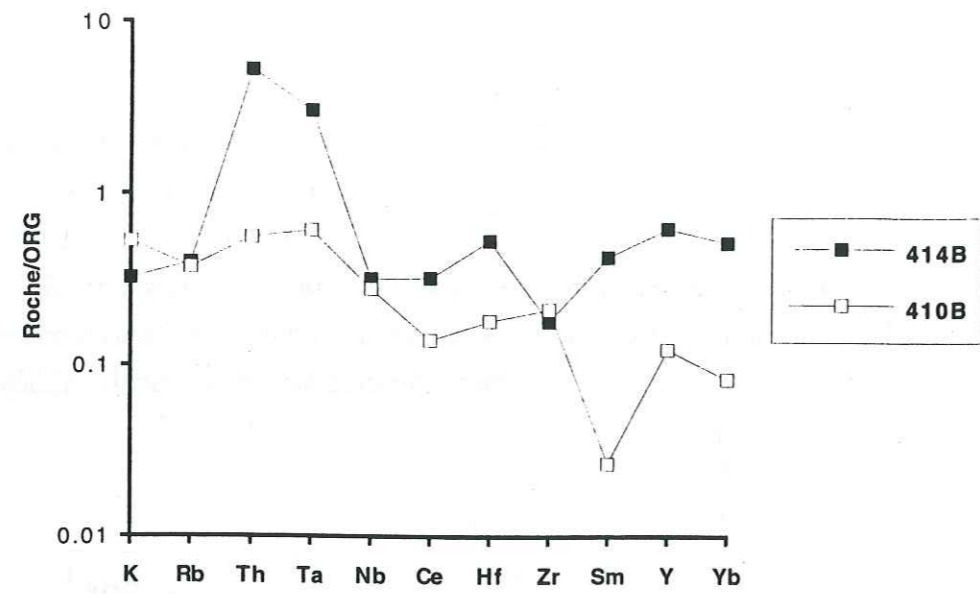
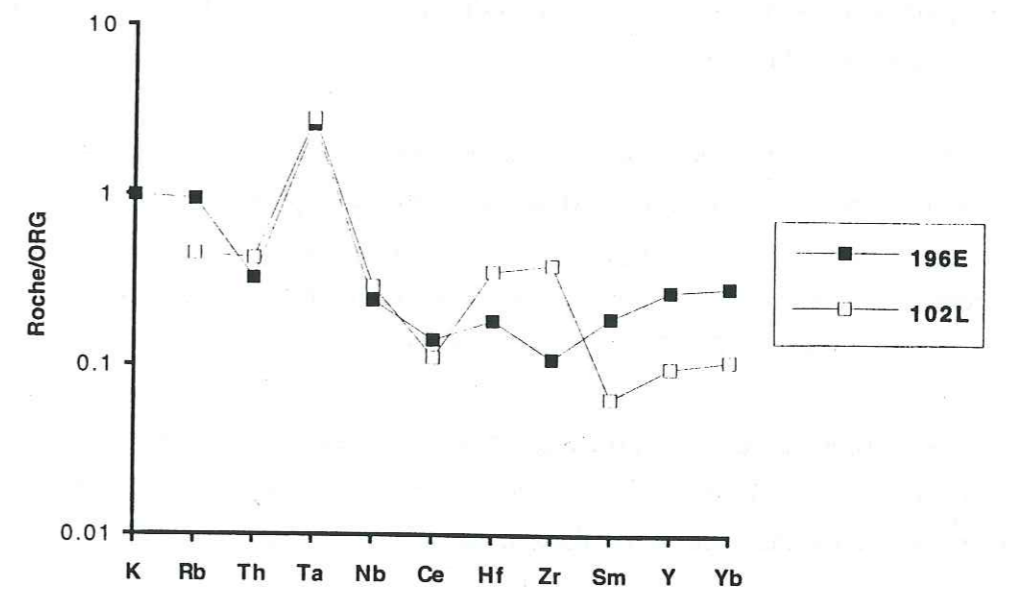
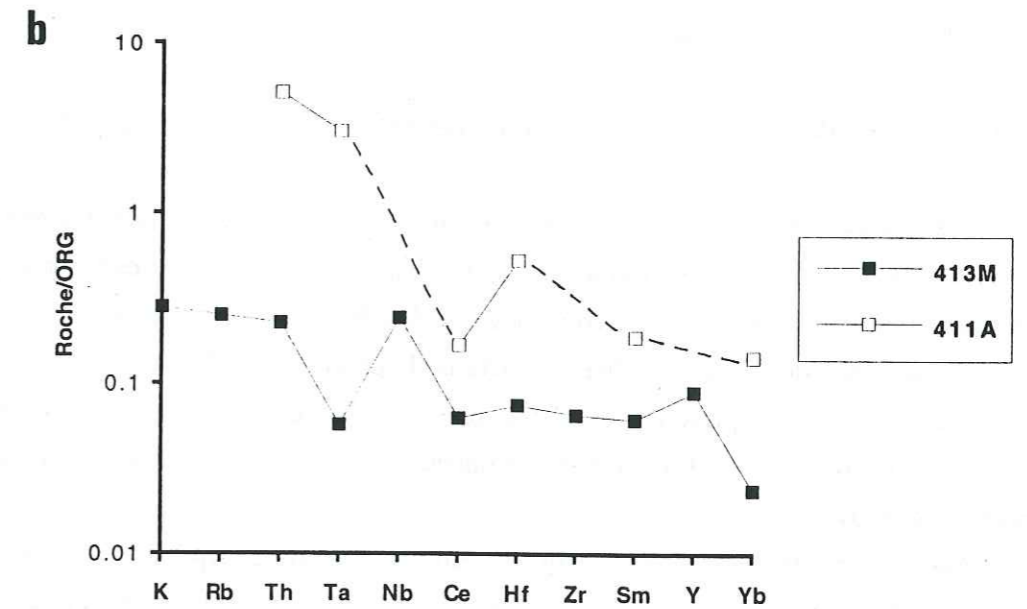
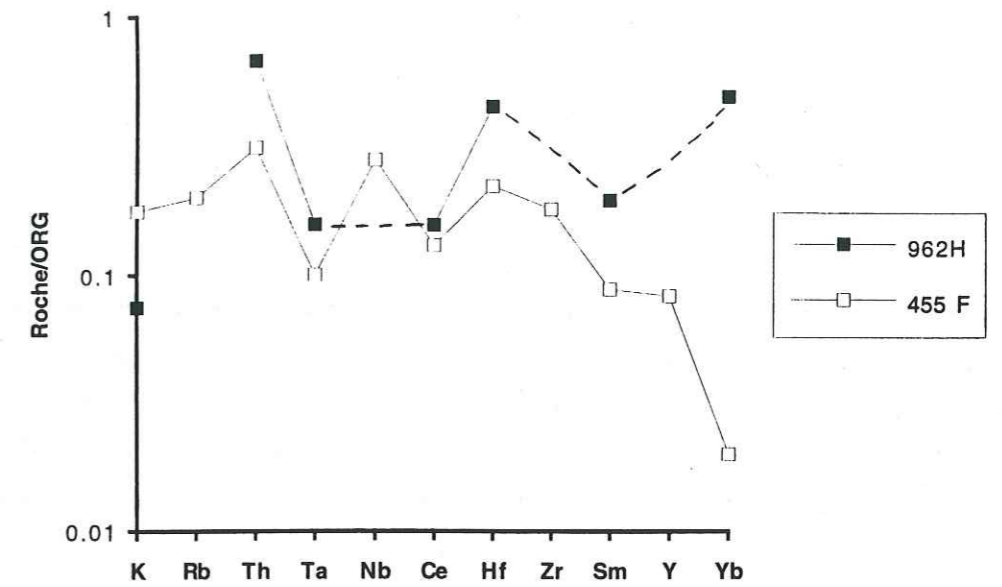


Figure 57:
 a- Spidergrammes normalisés au ORG pour les granodiorites et les diorites quartziques associées (410B).
 b- Spidergrammes normalisés au ORG pour les diorites quartziques.



- la série dioritique quartzique montre en général des teneurs très faibles en Yb. Les spidergrammes sont très variables, et montrent des anomalies positives en Th, en Hf et négatives en Ce, Sm et Ta (sauf dans l'échantillon 411A). Ces spectres sont légèrement plats.

Les caractéristiques de ces spidergrammes sont compatibles avec celles des roches acides d'un site d'arc volcanique.

Les séries granodioritiques présentent les mêmes caractéristiques que les diorites quartziques, en effet les anomalies positives en Th, en Hf et négatives en Sm, en Ce et en Ta, à l'exception de quelques échantillons. L'anomalie positive en Th et en Hf sont plus importantes dans l'échantillon 414B et 411A. Ces caractéristiques géochimiques permettent de mettre en évidence le caractère intermédiaire de ces matériaux, entre un site géodynamique d'arc insulaire et de collision.

II-1-3- Les terres rares

Les spectres des terres rares montrent les caractéristiques suivantes (fig. 58a, 58b):

- Les granodiorites sont caractérisées par des spectres variés et plus ou moins fractionnés (parfois des spectres plats) et qui montrent un enrichissement en terres rares légères (10 à 20 fois la Chondrite) et un enrichissement en terres rares lourdes. Ils montrent des anomalies négatives en Eu. Ce sont des liquides différenciés riches en cristaux de plagioclase.

D'autres spectres appauvris en LREE et plus caractérisent quelques granodiorites et montrent une anomalie positive en Eu (FB7C, FB5I). Ce fait est en accord avec des liquides primitifs peu évolués et riches en plagioclases.

On note des profils très fractionnés qui présentent des anomalies positives en Eu et des anomalies négatives en Ce et en Sm. Ils montrent un enrichissement en terres rares lourdes dans la diorite quartzique "pegmatoïde" associée aux granodiorites (échantillon 410B). Ces matériaux concentrent le plagioclase (très alumineux).

- les diorites quartziques montrent des spectres de terres rares très complexes. Ces spectres sont moins fractionnés et montrent des anomalies négatives ou positives en Eu.

Les diorites quartziques à gros grains et intrusives dans la zone de transition (962H, 455F) montrent des spectres en pente positive et enrichis en HREE. Ils montrent des anomalies positives ou négatives en Eu, liées au fractionnement ou non des plagioclases.

Les diorites quartziques intrusives dans les pyroxénites (413M, 411A) offrent des spectres légèrement appauvris en LREE et une anomalie négative en Eu. Ces matériaux concentrent le plagioclase et sont plus alumineux. Ils sont plus ou moins appauvris en HREE.

Les diorites quartziques intrusives dans les laves (196E, 102L) présentent des spectres soit

enrichis ou légèrement appauvris en LREE, avec une anomalie négative en Eu. On note une anomalie forte en Tb dans ces faciès et un léger appauvrissement en HREE. L'appauvrissement en LREE est lié à un lessivage tardif dans l'échantillon 196E.

La complexité et la variété des spectres des granodiorites et des diorites quartziques est marquée par leur complémentarité, leur parallélisme, et leur évolution spatiale au sein de la séquence crustale depuis la base de la croûte jusqu'au sommet (dans les laves). La complexité pourrait être liée au taux de différenciation, à la variété de la source et à la percolation des fluides (fluides hydrothermaux).

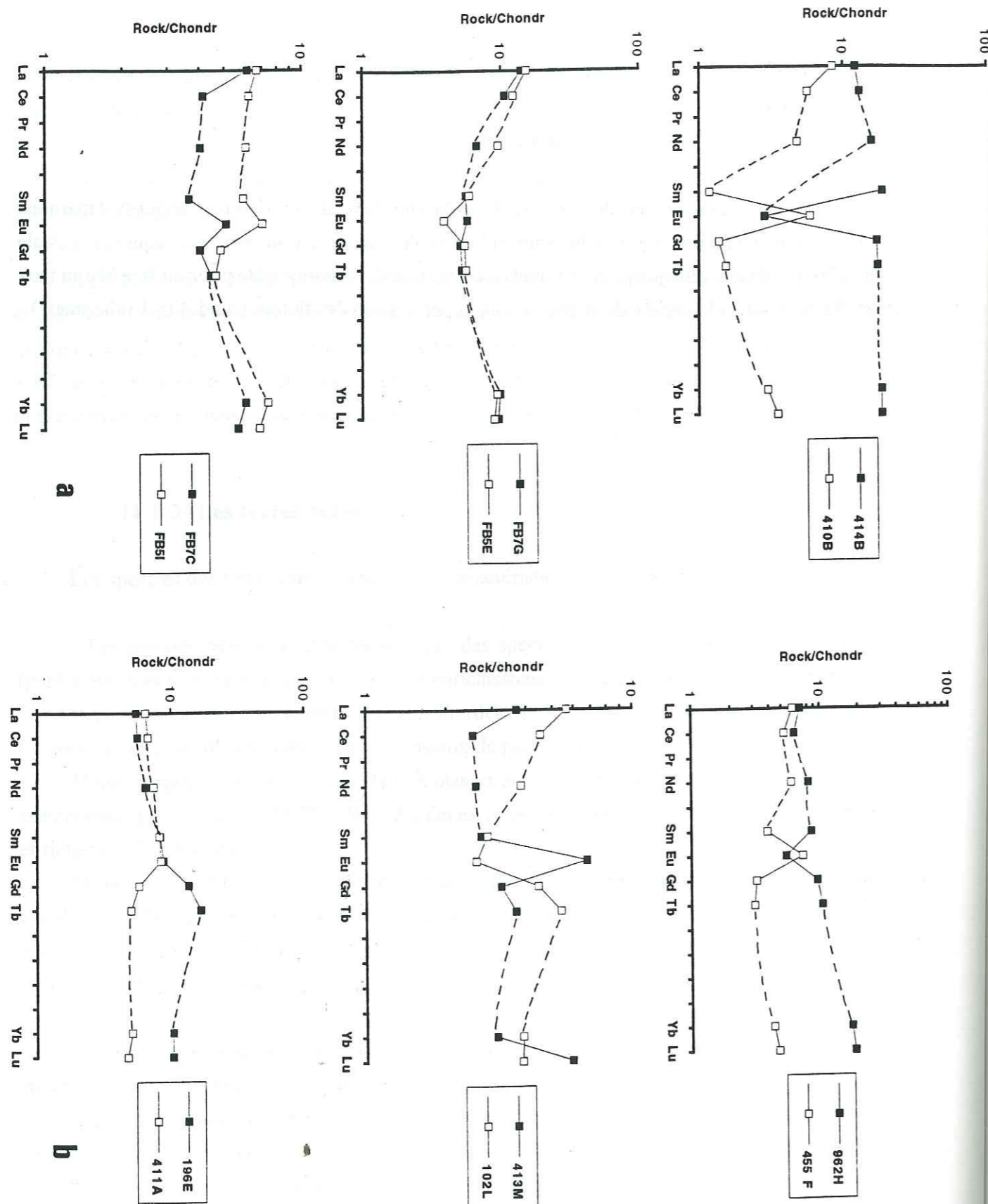


Figure 58:
 a- Spectres des terres rares des granodiorites et des diorites quartziques associées (410B) normalisés à la chondrite C1.
 b- Spectres des terres rares des diorites quartziques normalisés à la chondrite C1.

II-1-4- Conclusions

Les granodiorites sont plus différenciées que les diorites quartziques. Leurs teneurs en potassium sont faibles, ceci peut être lié à l'altération hydrothermale. Leurs gisements sont situés surtout dans la zone du Wadi Khabiyat, zone faillée où l'altération est très intense ou encore aux contacts des corps wehrlitiques intrusifs et des gabbros lités (zone d'altération et de recristallisation). Les faciès granodioritiques sont minéralogiquement des vraies granodiorites qui auraient subi une dépotassification tardive lors des phases d'altération hydrothermale.

Les diorites quartziques sont intrusives dans toute la séquence crustale et arrivent jusqu'à la zone de transition. Elles sont souvent associées à des filons de gabbros à textures variées et elles sont abondantes dans les wehrlites, les pyroxénites et dans les dunités transitionnelles, parfois elles sont associées aux laves basaltiques.

Le comportement des terres rares dans les diorites quartziques est très difficile à comprendre, il y a une similitude des spectres (fractionnement). Cependant, on observe une complémentarité dans les spectres qui pourrait être liée soit à la diversité des sources, soit aux différents stades de différenciation de ces séries dioritiques ou à la percolation des fluides hydrothermaux (interaction entre les fluides magmatiques et l'eau de mer).

On admet que que plusieurs souches de magmas basaltiques sont à l'origine des matériaux acides (granodiorites et diorites quartziques).

Les lignées granodiorites et diorites sont complexes. Elles pourraient liées à plusieurs souches qui évoluent de la même façon, mais qui sont différentes en teneurs de composition des matériaux sources. Plusieurs lignées différentes chimiquement peuvent être définies. Les laves et les dykes de diabase associés à ces séries granodioritiques et dioritiques montrent des spectres très appauvris en LREE (Beurrier, 1987; Rochette et al., 1990), et confirment bien l'origine des spectres des séries acides étudiées.

Les granodiorites sont plus enrichies en terres rares légères par rapport aux diorites quartziques. Leur genèse peut être attribuée à des liquides qui sont issus par fusion partielle au toit du manteau supérieur hydraté (mantle wedge), lors des phases de l'écaillage intra-océanique et pré-obduction dans un contexte de subduction. Il s'agit d'une lignée calco-alcaline pauvrement potassique allant des diorites quartziques jusqu'aux granodiorites.

Autre cas, il pourrait y avoir une relation entre les magmas wehrlitiques et ces liquides acides, alors les granodiorites et les diorites quartziques seraient issues de la cristallisation fractionnée de ces magmas faiblement potassiques. Ces derniers représentent un magmatisme hors-axe et contemporain de l'écaillage intraocéanique, la source mantellique serait alors transitionnelle, et qui donnerait suite à des tholéites d'arcs et des laves de type MORB N. Cette dernière hypothèse de processus de cristallisation fractionnée est plus valable que celle de la fusion partielle (comportement des terres rares plus ou moins fractionnées).

On note que le comportement des terres rares des granodiorites est intermédiaire de celui de quelques granites à biotite, en effet les granodiorites sont formées avant la mise en place de l'ophiolite sur la plaque arabe. Alors que les granites représentent des granitoïdes orogéniques de collision.

III- LES SERIES PLAGIOGRANITIQUES

III-1- Eléments majeurs

- SiO_2 : les teneurs en silice varient de 60 à 74%.

L'étude des éléments majeurs en fonction des teneurs en silice montre les caractéristiques suivantes (fig. 59):

- Al_2O_3 : cet oxyde considéré comme inerte aux altérations, présente des teneurs inférieures à 15% (Barker, 1976), sauf pour les termes peu différenciés dioritiques et ferrodioritiques riches en plagioclase où les teneurs atteignent 15.1 à 15.4%.

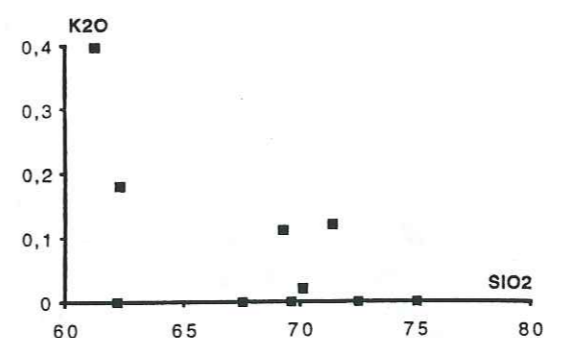
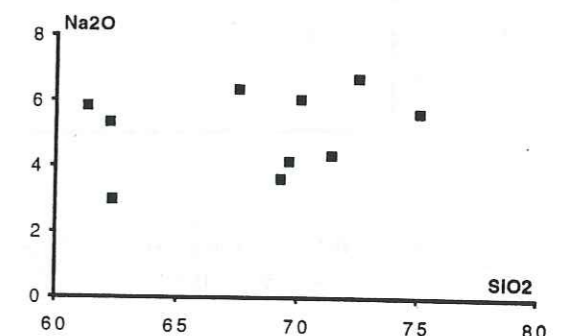
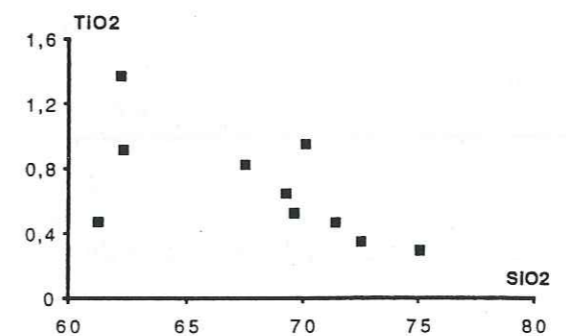
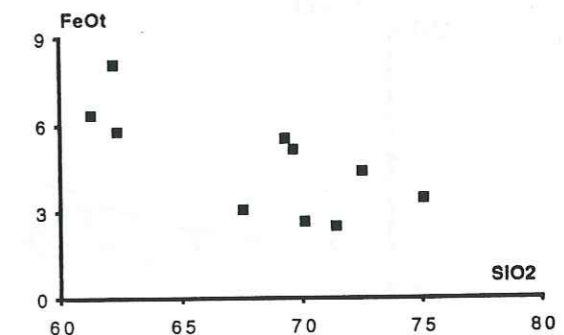
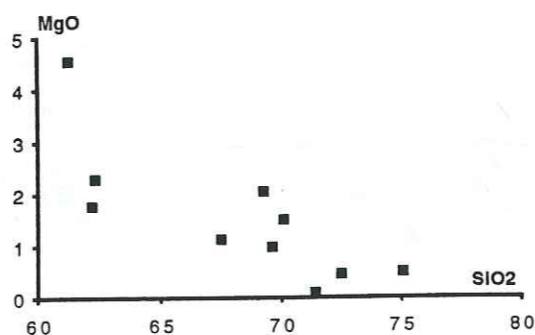
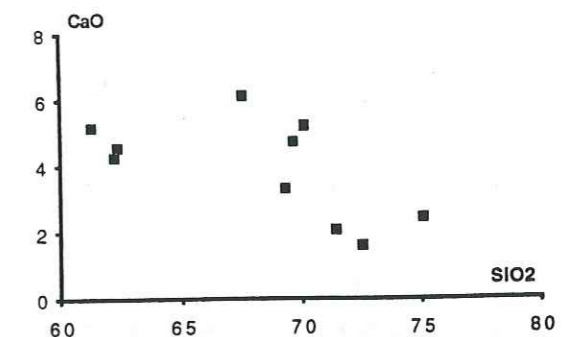
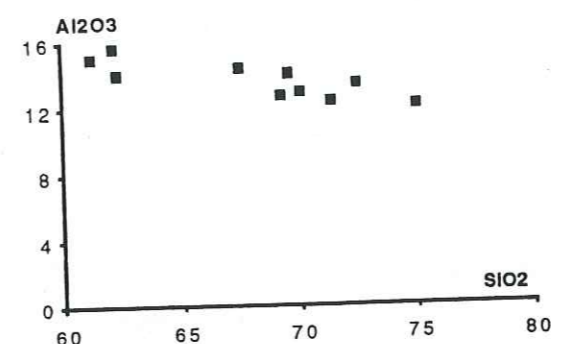


Figure 59: Variations des teneurs en silice en fonction des teneurs des autres éléments majeurs dans les plagiogranites.

L'étude de la norme CIPW (fig. 60) montre que la série plagiogranitique est faiblement alumineuse, le taux d'anorthite ne dépasse pas 25%. Le diagramme An/Al₂O₃ présente des teneurs en alumine constante entre 12 et 15%, alors que le taux d'anorthite augmente de 5 à 25%. Ceci confirme bien la variabilité des faciès pétrographiques de la série plagiogranitique.

L'étude du diagramme A/CNK (fig. 61) représente les variations de l'alumine par rapport aux éléments feldspathisables (calcium, sodium et potassium). Il montre que la plupart des faciès sont faiblement alumineux (<1.1), alors que les diorites sont plus alumineuses (>1.1).

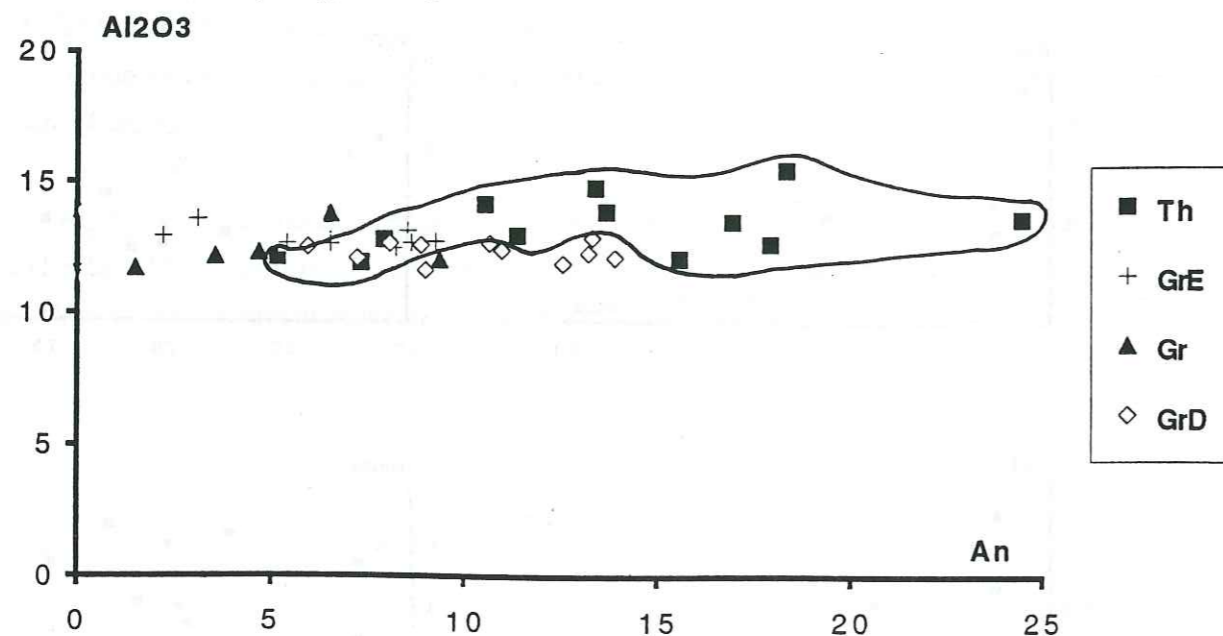


Figure 60: Les variations de la teneur en alumine en fonction du taux d'anorthite dans les plagiogranites.

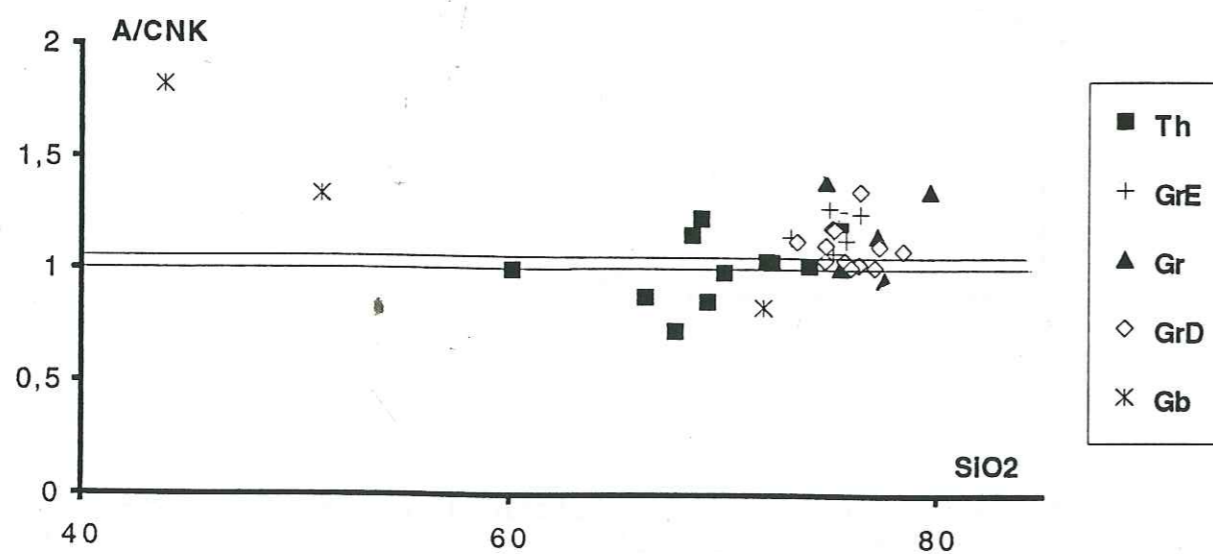


Figure 61: Les variations du rapport A/CNK (A: alumine; C: CaO; N: Na₂O; K: K₂O) en fonction de la silice dans les plagiogranites.

- CaO: cet oxyde montre des teneurs dispersées mais qui diminuent toutefois en fonction de celles de la silice. La variation modale du plagioclase et la présence de minéraux secondaires hydroxylés d'origine hydrothermale (épidote, prehnite...) régissent directement la dispersion des teneurs en CaO.

- FeOtotal: les teneurs en fer sont contrôlées par les variations de fréquence des minéraux ferromagnésiens (clinopyroxène, hornblende et biotite subordonnée) et des minéraux opaques. Ces phases sont abondantes particulièrement dans les faciès intermédiaires où les teneurs en FeO sont supérieures ou égales à 6% (gabbro-diorites, ferrodiorites, diorites). Deux tendances de décroissance des teneurs en fer en fonction de la silice sont suggérées par la figure 23.

D'après les teneurs en fer, deux tendances peuvent être distinguées: l'une correspond à des teneurs riches en FeO et TiO₂ et l'autre à des teneurs faibles en ces deux oxydes.

- MgO: ses teneurs sont dépendantes du mode des minéraux ferromagnésiens. Elles sont inférieures à 2% à l'exception de quelques roches peu différenciées (gabbrodiorites, ferrodiorites, diorites) riches en pyroxène et amphibole.

- TiO₂: cet oxyde est lié principalement au mode des phases opaques. Ses teneurs sont inférieures à 0.8%, mis à part pour les faciès riches en ilménite ou la titanomagnétite correspondant à des termes dioritiques ou ferrodioritiques. Ses teneurs montrent, comme pour le fer total, une forte décroissance en fonction de l'augmentation des teneurs en SiO₂.

- K₂O: les teneurs de cet élément sont généralement faibles (inférieures ou égales à 0.1%), et sont indépendantes du fractionnement des matériaux. Comme pour de nombreux plagiogranites mondiaux, les variations des teneurs observées paraissent aléatoires. L'existence de teneurs "nulles" (non dosables) permet d'envisager ici un puissant lessivage consécutif d'une altération hydrothermale importante.

- Na₂O: la teneur moyenne est de 4%, mais la population montre une dispersion indépendante des teneurs en silice. Le comportement de cet élément peut être lié à l'albitisation du plagioclase.

La série plagiogranitique montre un large éventail de composition en SiO₂ (60 à 78%) qui implique l'existence d'un continuum entre les diorites, les trondhjémites et les termes plagiogranitiques les plus différenciés. Cette série est faiblement alumineuse, et très pauvre en potassium et présente les caractères spécifiques des plagiogranites océaniques (Coleman et Peterman 1975). Deux lignées distinctes par les teneurs en fer peuvent être distinguées (cf. supra).

Les mêmes caractéristiques pour les variations du titane en fonction du rapport FeOt/MgO, les deux tendances s'individualisent, l'une riche en titane avec un rapport qui augmente au fur et à mesure du fractionnement (FeOt/MgO entre 1 et 3), l'autre présente des teneurs faibles et constantes alors

que le rapport mafique augmente fortement (allant jusqu'à 10). On note le même schéma pour le fer en fonction de MgO (fig. 62).

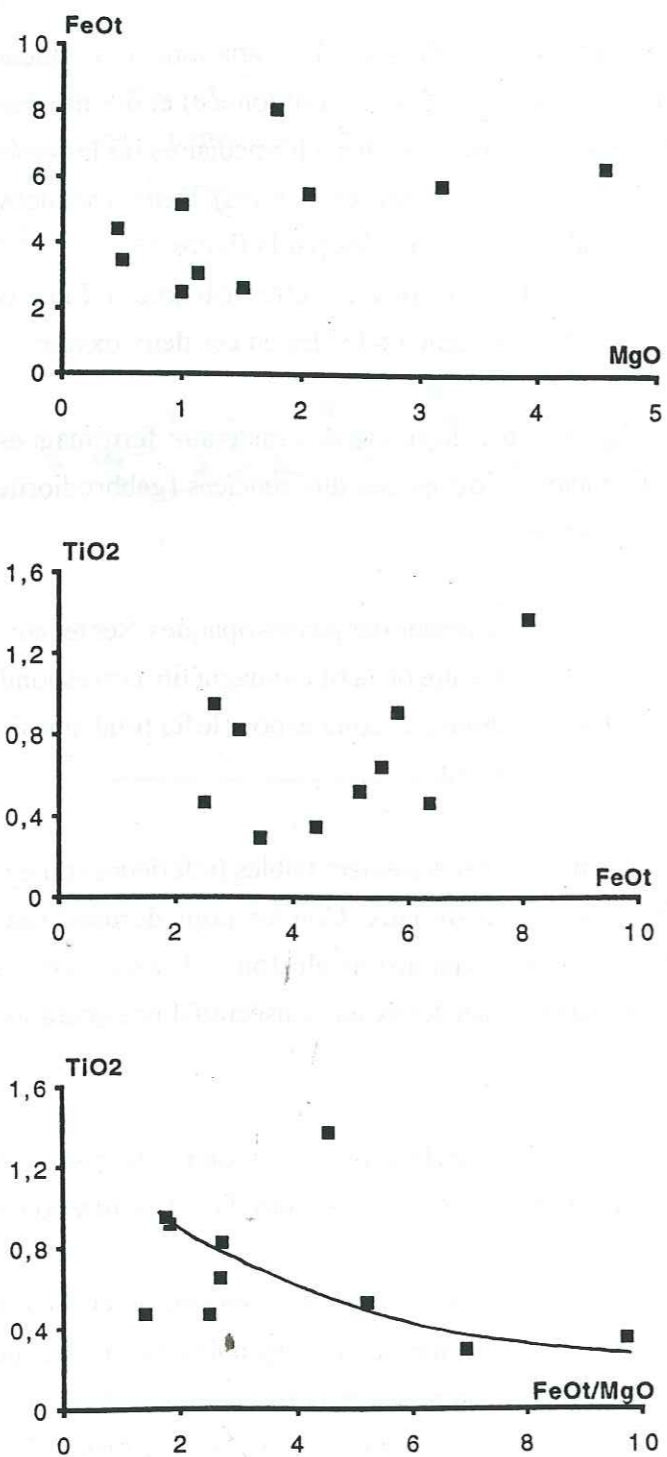


Figure 62: Variations de FeO en fonction de MgO; variation du titane en fonction du fer total et du rapport FeO/MgO dans les plagiogranites.

Les diagrammes ternaires AFM (fig. 63a) et FeO-MgO-Al₂O₃ (fig. 63b) montre les deux tendances, avec des rapports FeO/MgO, soit proches ou supérieurs à 1; les deux tendances s'enrichissent en alcalins et en alumine tardivement.

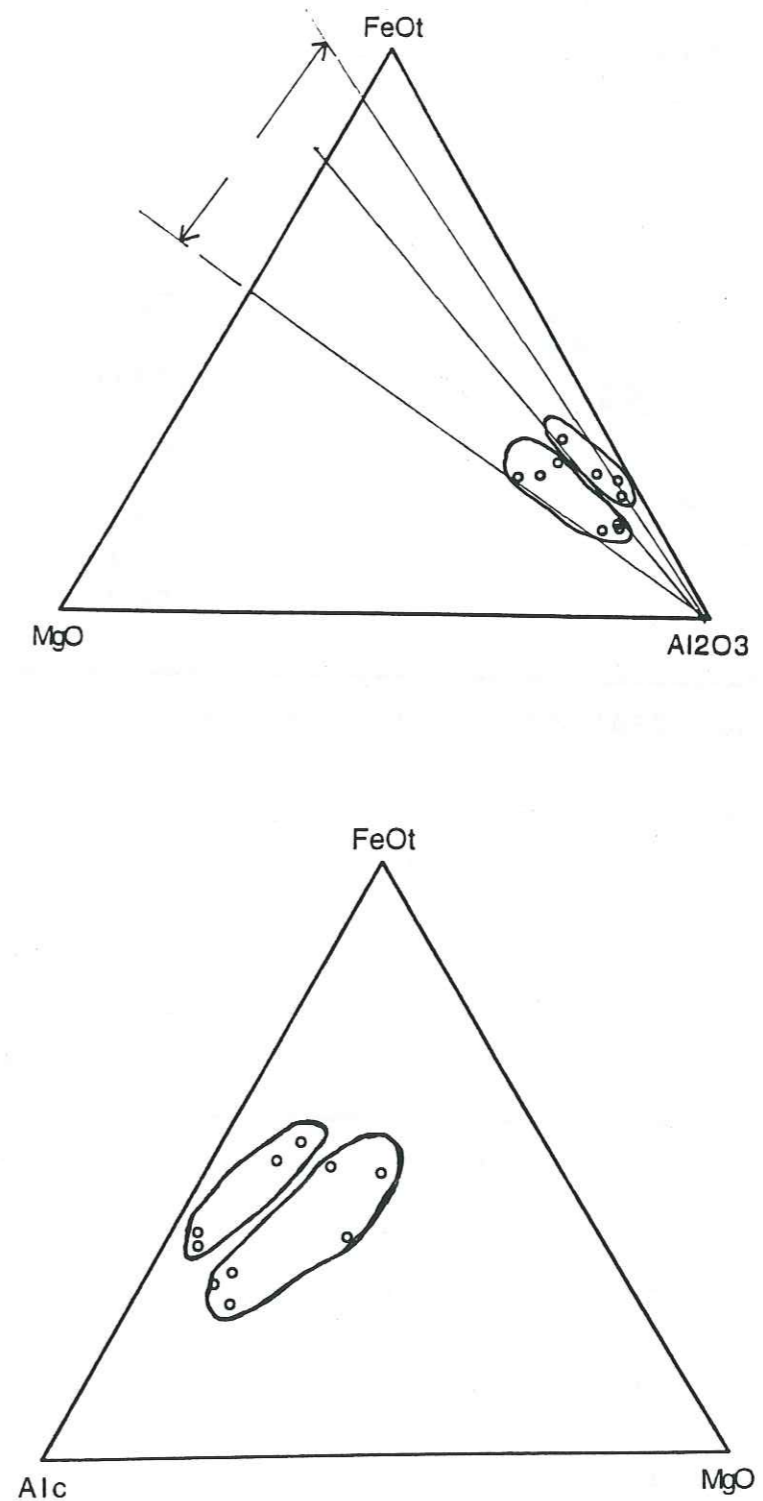


Figure 63: Diagramme ternaire FeO-MgO-Al₂O₃ et AFM pour les plagiogranites.

Les diagrammes chimico-minéralogiques de Debon et Le Fort (1988), Q-P et A-B montrent que la série plagiogranitique suit bien une tendance tholéitique riche en plagioclase par rapport au quartz (Q-P). Le diagramme A-B présente deux lignées qui se rangent toutes les deux dans le domaine métalumineux: une lignée à hornblende (trondhjémite) et l'autre à clinopyroxène et hornblende (faciès dioritique-tonalitique) (fig. 64).

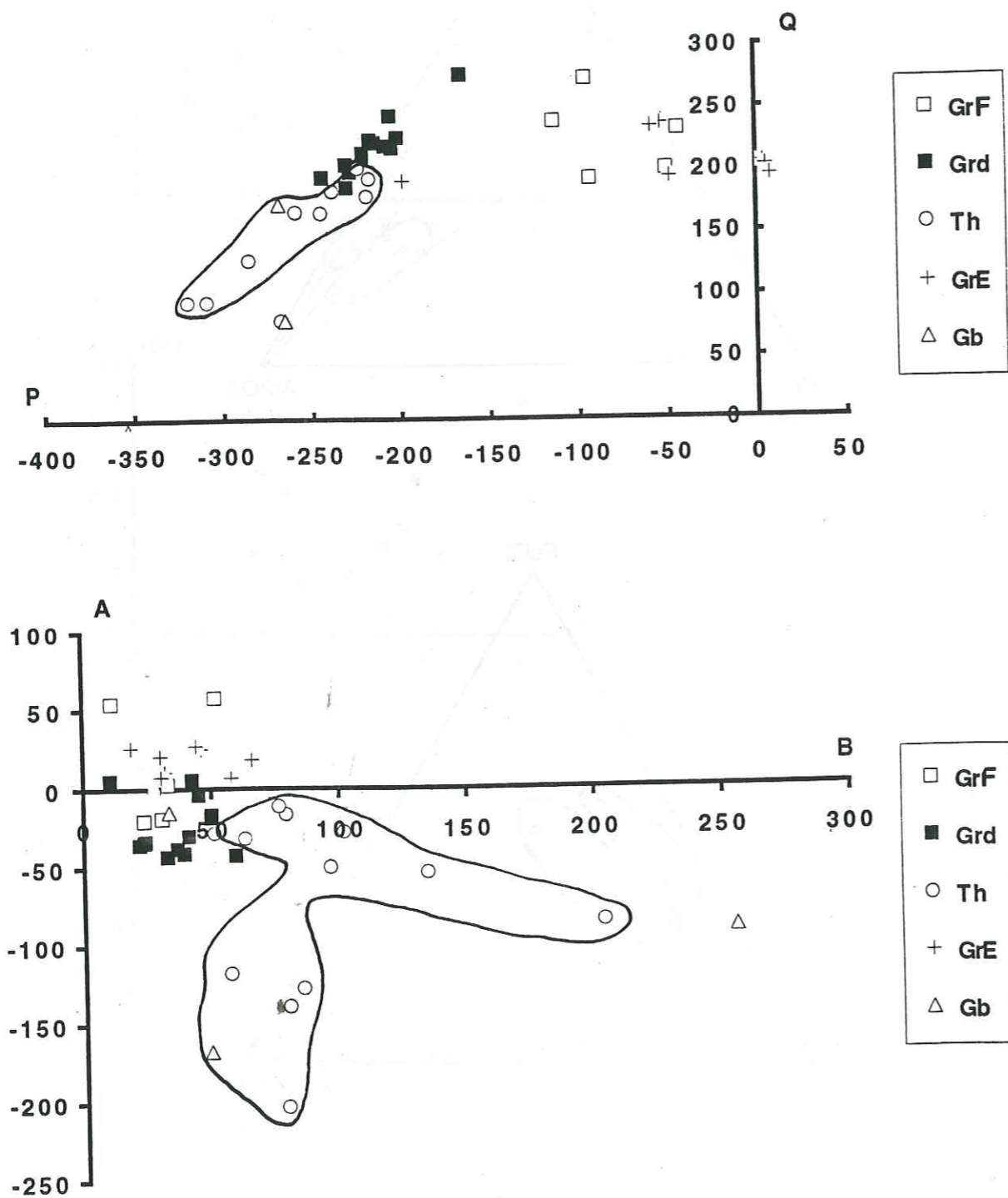


Figure 64:
Diagramme "Q-P" pour les plagiogranites.
Diagrammes "A-B" pour les plagiogranites.

L'intensité de l'altération hydrothermale est bien marquée par les teneurs de la soude et de la chaux élevées. Les relations entre ces éléments et le taux de perte au feu montrent que les transformations post-magmatiques agissent sur la distribution des teneurs en ces éléments mobiles.

Ainsi, la population des roches plagiogranitiques correspond à des lignées distinctes, identifiables sur la base de leurs teneurs en fer, en titane, correspondant à deux lignées métalumineuses, l'une à hornblende et satisfaisant aux trondhjémites classiques liées aux ophiolites (cf. Barker, 1979) l'autre à clinopyroxène - hornblende correspondant à une lignée dioritique-tonalitique. Dans les deux cas les matériaux ont subi un puissant lessivage hydrothermal.

III-2- Eléments traces

Variations des éléments traces

On a étudié les variations des éléments incompatibles dans la série plagiogranitique. Les variations de ces éléments permettent d'étudier la pétrogenèse de ces roches acides. Les variations des teneurs en Y et en Nb en fonction du Zr montrent les caractéristiques suivantes (fig. 65):

- l'Y en fonction du Zr montre une bonne corrélation positive des deux éléments.

- le Nb en fonction du Zr offre deux tendances en corrélation positive. Il en est de même pour les variations des teneurs en Y en fonction de celles en Nb.

- les variations des teneurs en titane en fonction de celles du Zr montre deux tendances marquant la fractionnement des minéraux opaque dans ces matériaux au cours de la différenciation. Le taux de fractionnement est varié.

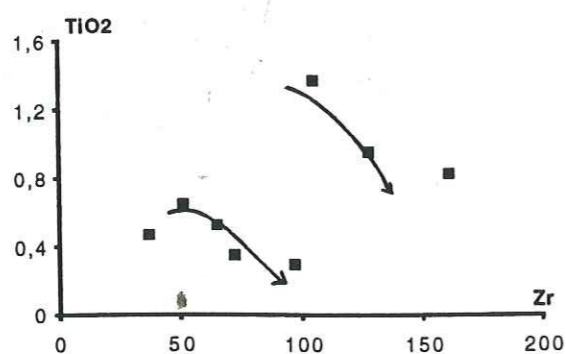
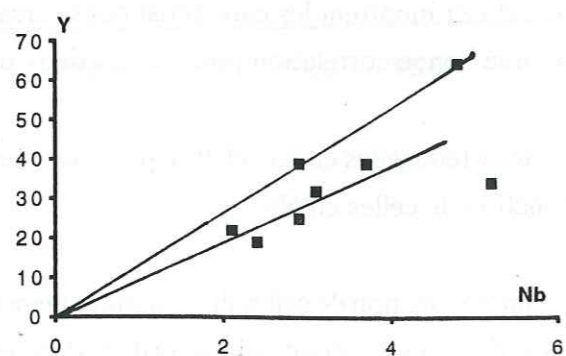
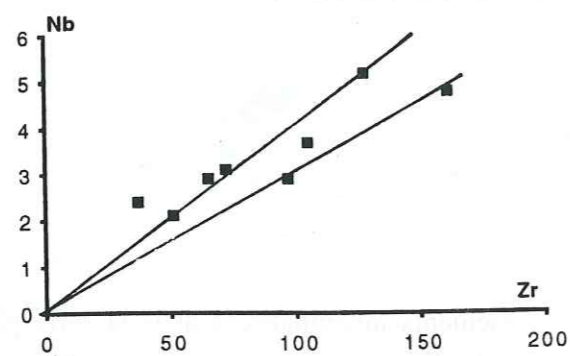
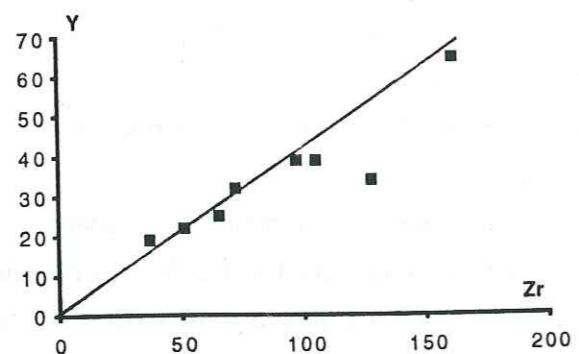


Figure 65: Variations des éléments traces dans les plagiogranites: Y, Nb et TiO₂ en fonction du Zr; Y en fonction du Nb.

L'étude des rapports des éléments incompatibles en fonction des éléments fortement incompatibles montre les caractéristiques suivantes (**fig. 66**):

- le rapport Zr/Nb en fonction du Zr montre une tendance en corrélation positive pour les échantillons à faibles teneurs en Zr. une autre tendance se fait à rapport constant et dont les teneurs en Zr augmentent au cours de la différenciation. Ce fait confirme la genèse de ces matériaux par fusion partielle des gabbros et qui au cours du fractionnement donnent des matériaux de plus en plus différenciés (plagiogranites s.s.).

- le rapport Zr/Y en fonction du Zr montre les mêmes tendances que ci-dessus.

- le rapport Y/Nb en fonction de l'Y montre les deux tendances, qui varient linéairement en corrélation positive.

A partir de cette étude sur les variations des éléments incompatibles (Zr, Nb, Y et TiO₂) on met en évidence l'existence de deux lignées au sein de la série plagiogranitique, une lignée à caractère ferrotitané qui témoigne l'évolution finale des magmas au sein de la chambre axiale (fractionnement). La seconde lignée plus différenciée et plus évoluée est issue de la cristallisation fractionnée de certains liquides résiduels gabbroïques.

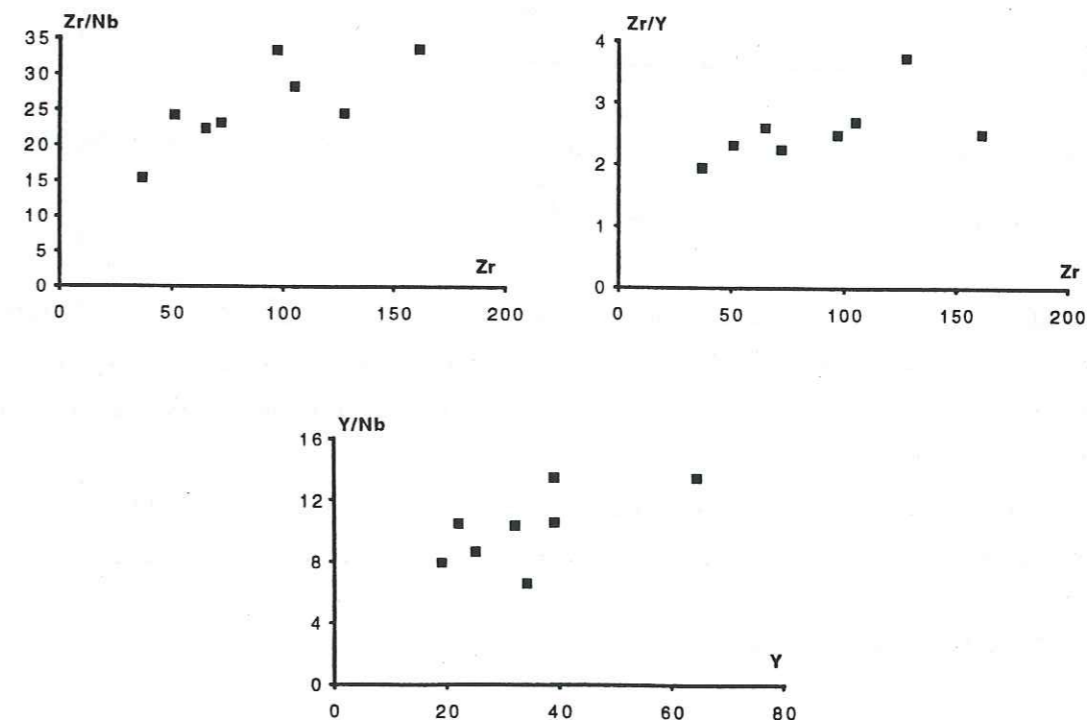


Figure 66: Variations des rapports Zr/Nb, Zr/Y en fonction du Zr et Y/Nb en fonction de Y dans les plagiogranites.

Les variations du Nb en fonction de l'Y et du Rb en fonction de l'Y et du Nb montrent que les plagiogranites correspondent aux granitoïdes des rides océaniques, qui se situent à la limite des granites d'arc volcanique (VAG) (fig. 67).

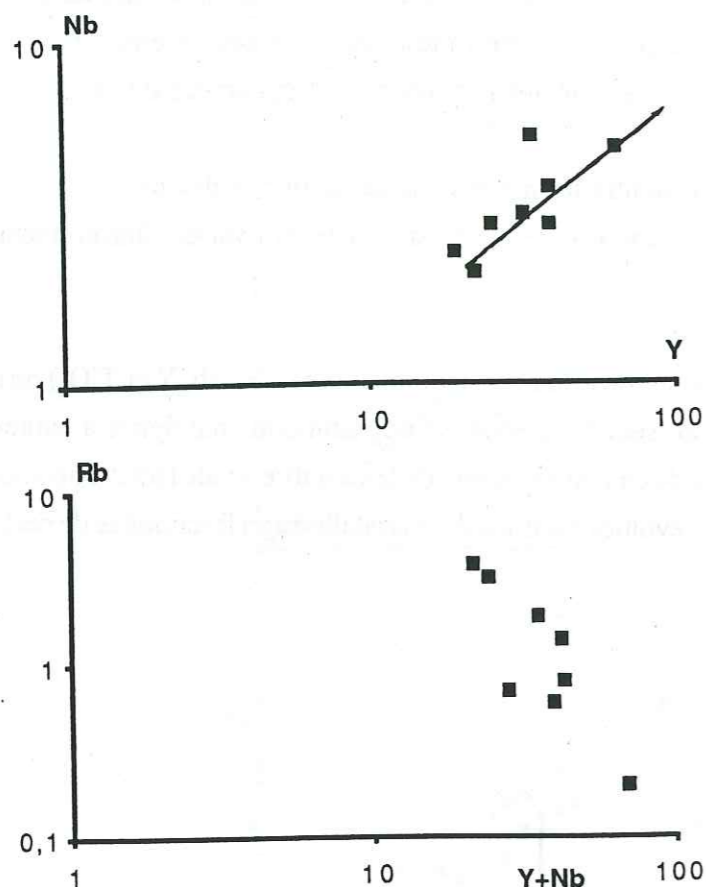


Figure 67: diagramme de discrimination des granodiorites et des diorites quartziques (Pearce et al., 1984): Nb en fonction de Y; Rb en fonction de Y+Nb.

Les spectres des plagiogranites normalisés par rapport aux ORG (Pearce et al. 1984) sont plus ou moins plats. Ils sont peu fractionnés: le niveau des teneurs étant inférieur à celui des plagiogranites de référence. Les éléments lithophiles mobiles sont fortement déprimés et témoignent d'un fort lessivage hydrothermal (fig. 68).

Les caractéristiques des spidergrammes confirment l'origine océanique des faciès plagiogranitiques.

III-3- Les terres rares

Les terres rares (fig. 68) montrent des teneurs moyennes faibles pour des plagiogranites (20 à 30 fois la Chondrite). Sur les trois spectres disponibles ici, deux types de profils peuvent être définis: un profil légèrement enrichi en LREE par rapport aux HREE et des spectres plus ou moins plats.

Les plagiogranites (les tonalites et les trondhjémites) sont moins fractionnés, avec une très légère anomalie négative en Eu. Ceci prouve bien l'origine profonde (mantellique) de ces granitoïdes par rapport aux granites à biotite.

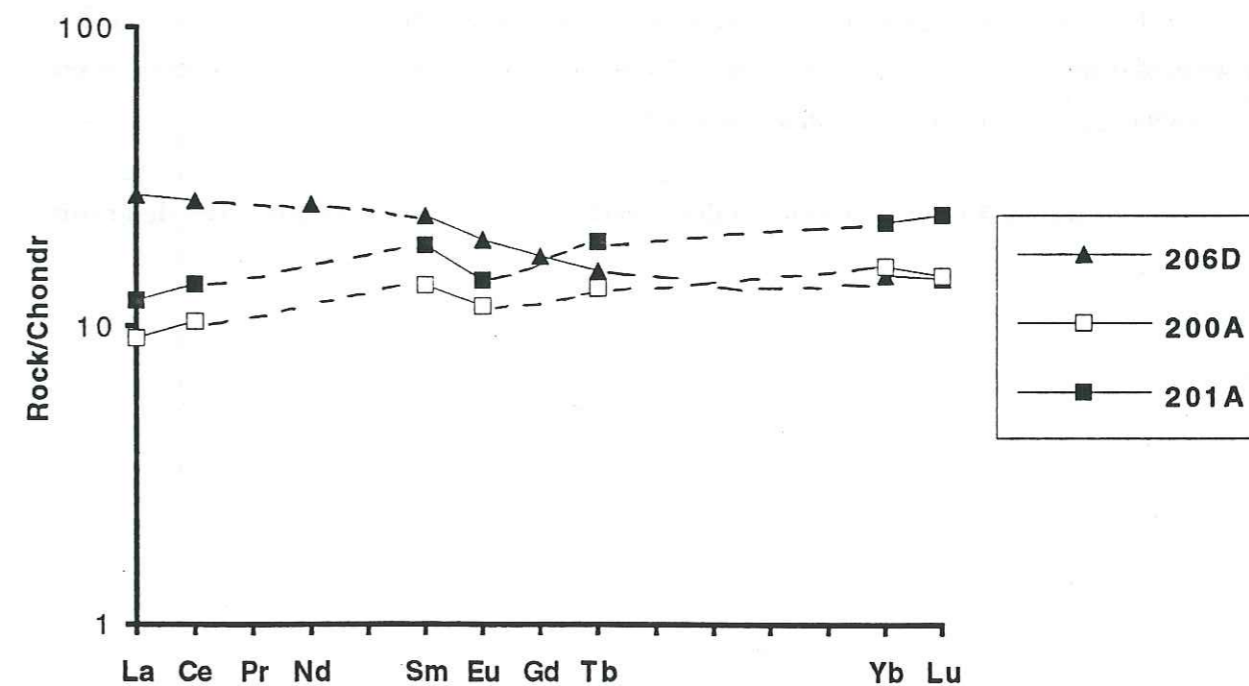
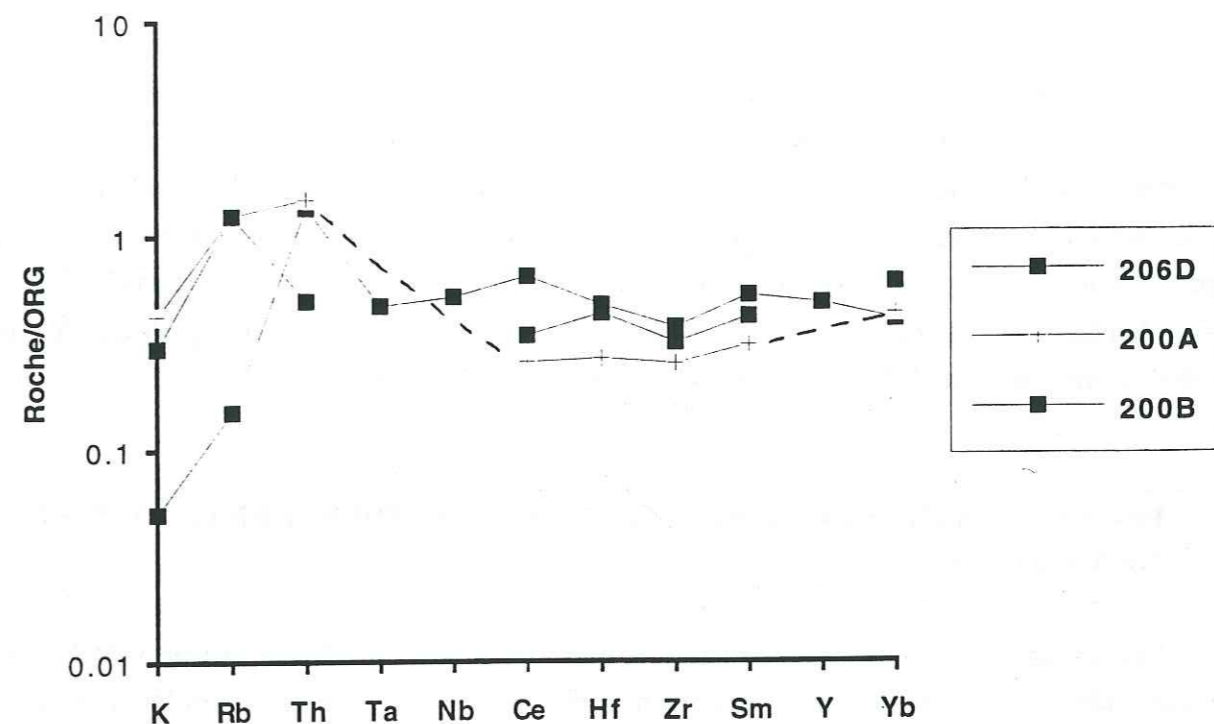


Figure 68: Spidergrammes des plagiogranites normalisés au ORG. Spectres des terres rares des plagiogranites normalisés à la chondrite C1.

III-4- Conclusion

La série plagiogranitique offre une variété de faciès suivant leur stade de différenciation. Ces faciès sont liés à la cristallisation fractionnée d'un magma basaltique de type MORB. Ce sont des faciès à faibles teneurs en potassium, abondance des phases hydrothermales (épidote, sulfure...). Le comportement des terres rares est différent des autres types de granitoïdes. Les plagiogranites omanais sont communs à tous les plagiogranites ophiolitiques tels décrits par Coleman et Peterman (1975). Les séries plagiogranitiques sont générées par cristallisation fractionnée d'un magma basaltique de type MORB contemporaines de la phase d'accrétion majeure de l'ophiolite d'Oman.

IV- DISCUSSION ET CARACTERISATION DES DIFFERENTS TYPES DE GRANITOÏDES

Les études pétrographiques et structurales nous ont permis de différencier trois grands types de granitoïdes dans la séquence ophiolitique du massif de Fizh. La géochimie de ces différentes roches nous a conduit à distinguer nettement deux grandes populations: avec des granites océaniques et des granites peralumineux de collision.

Les granitoïdes océaniques intrusifs dans la séquence crustale (le type plagiogranitique et le type granodioritique) montrent des variations géochimiques qu'on peut rattacher aux deux événements magmatiques majeurs connus dans l'ophiolite d'Oman.

Le tableau 4 donne les principales caractéristiques des différents types de granitoïdes.

| | Type granitique | Type granodioritique | Type plagiogranitique |
|---------------------------------------|--|---|---|
| SiO₂/K₂O | riche en K ₂ O | moyennement à faiblement potassique | très pauvre en K ₂ O |
| Sr/Rb | très riche en Rb | pauvre en Rb, riche en Sr | pauvre en Rb, riche en Sr |
| U/La | | teneurs constantes en U et La teneurs faibles en La (diorites qz.) | corrélation positive entre U et La |
| Hf/La | teneurs constantes en Hf teneurs croissantes en La | teneurs croissantes en Hf teneurs constantes en La teneurs faibles en La (diorites qz.) | large éventail de teneurs en La et Hf, corrélation positive |
| Ta/Yb | | corrélation positive faible teneurs en Ta et Yb teneurs croissantes en Ta (diorite qz.) | corrélation négative teneurs croissantes en Yb |
| Yb/Al₂O₃ | rapports intermédiaires entre les deux autres types de granitoïdes | teneurs très faibles en Yb | teneurs croissantes en Yb |
| Tb/Ta | | teneurs faibles en Ta | teneurs élevées en Tb |
| Tb/Th | corrélation positive entre Tb et Th teneurs croissantes en ces éléments | teneurs plus faibles en Tb | corrélation négative; teneurs élevées en Tb par rapport au type granodioritique |
| (Ta/Tb)/Ta | | rapport important que dans les plagiogranites | |
| (Th/Tb)/Th | | rapport important | rapport constant |
| (Gd/Yb)/TREE | | rapport constant | rapport constant |
| (La/Sm)/TREE | | rapport plus élevé | rapport faible |

Tableau 4: Caractérisation géochimique des différents types de granitoïdes étudiés.

Les variations de SiO_2 en fonction de K_2O et du Sr en fonction du Rb (Coleman et Peterman, 1975) montrent que le type granitique s'apparentent beaucoup aux granophyres continentaux, le type granodioritique et le type plagiogranitique sont eux d'origine océanique (fig. 69).

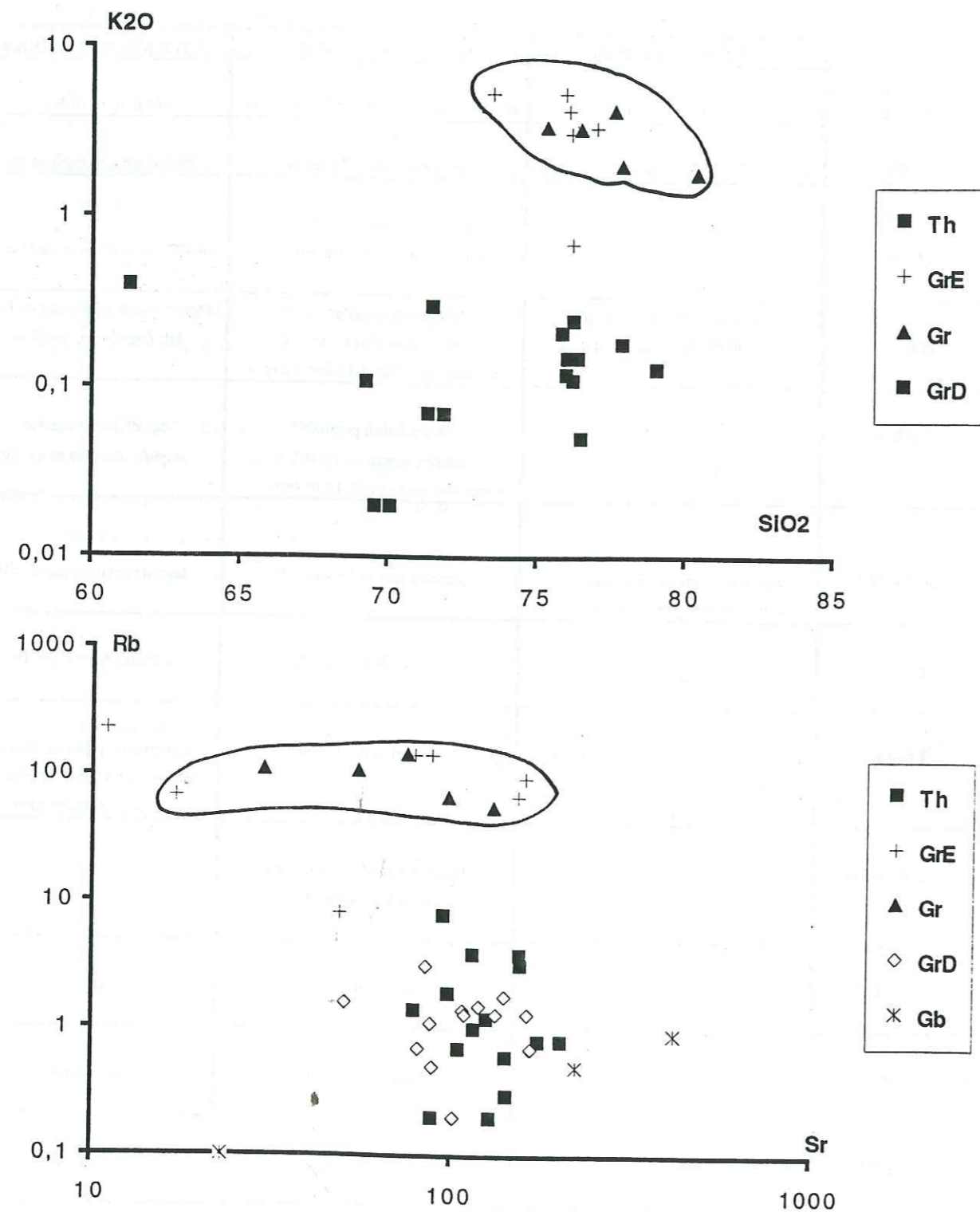


Figure 69: Variations des teneurs en K_2O en fonction de celles de la silice et les teneurs en Rb en fonction du Sr.

Les diagrammes minéralogiques de Debon et Le Fort (1986) montrent deux tendances principales: une série granitique hyperalumineuse et une série métaalumineuse et cafémique. Cette dernière montre une distinction minéralogique, selon l'abondance de biotite; une lignée granodioritique et une lignée trondhjémite (abondance de hornblende) (type plagiogranitique) (fig. 70).

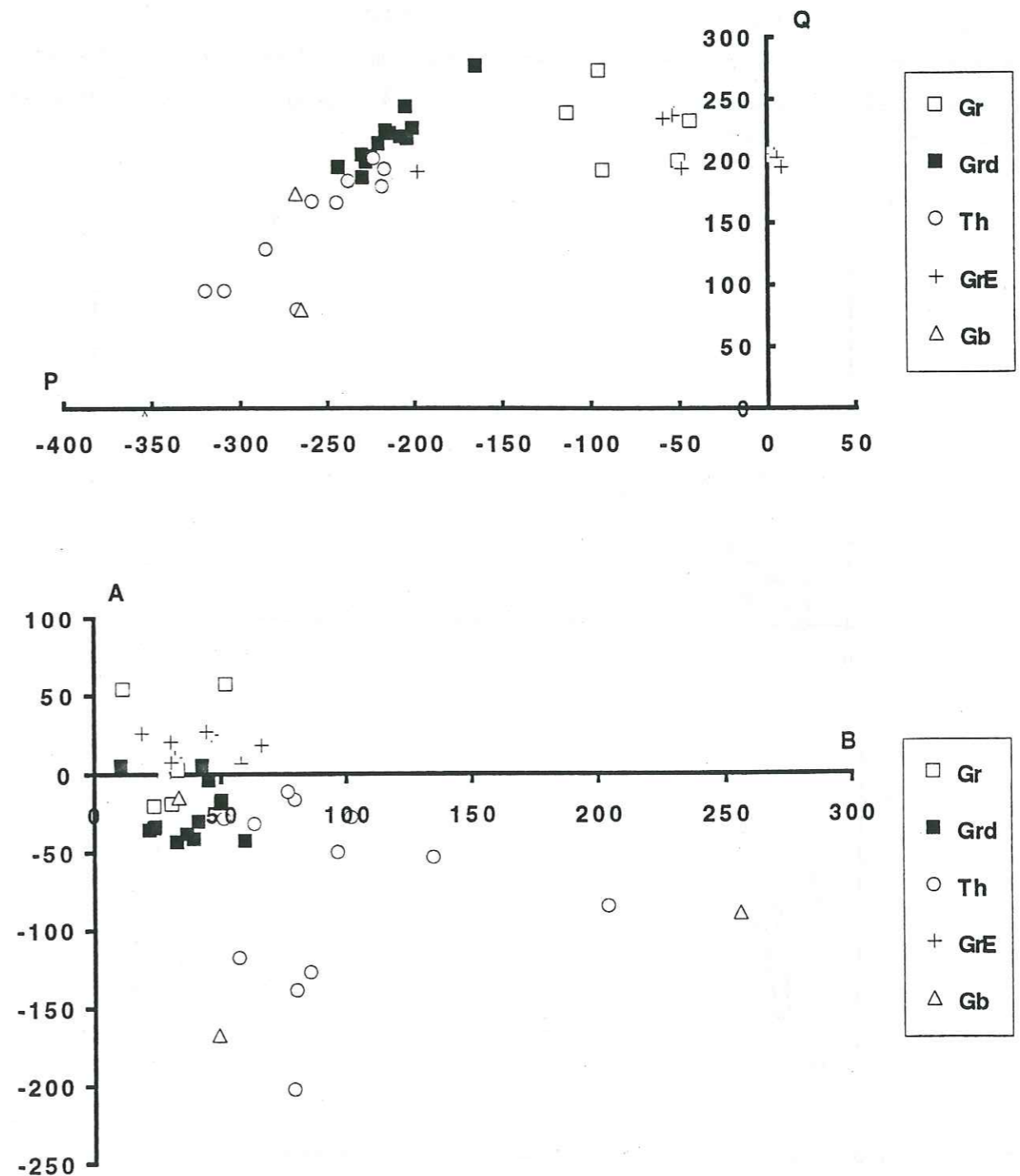


Figure 70: Diagramme "Q-P" pour les différents types de granitoïdes étudiés. Diagrammes "A-B" pour les différents types de granitoïdes étudiés.

Les variations de l'Uranium en fonction du Lanthane (fig. 71) montrent une corrélation positive et des teneurs variables en fonction du degré de différenciation dans le type plagiogranitique. Les granodiorites et les diorites quartziques montrent une corrélation positive entre les deux éléments. Les teneurs en La sont faibles dans les diorites quartziques.

Le diagramme Hafnium - Lanthane (fig. 71) montre une corrélation positive dans le type plagiogranitique et dans le type granodioritique. Cependant, les diorites quartziques s'individualisent bien des granodiorites par les teneurs faibles et constantes en La, alors que celles en Hf varient considérablement (fractionnement des minéraux accessoires). Le type granitique montre des teneurs élevées en La et faibles en Hf.

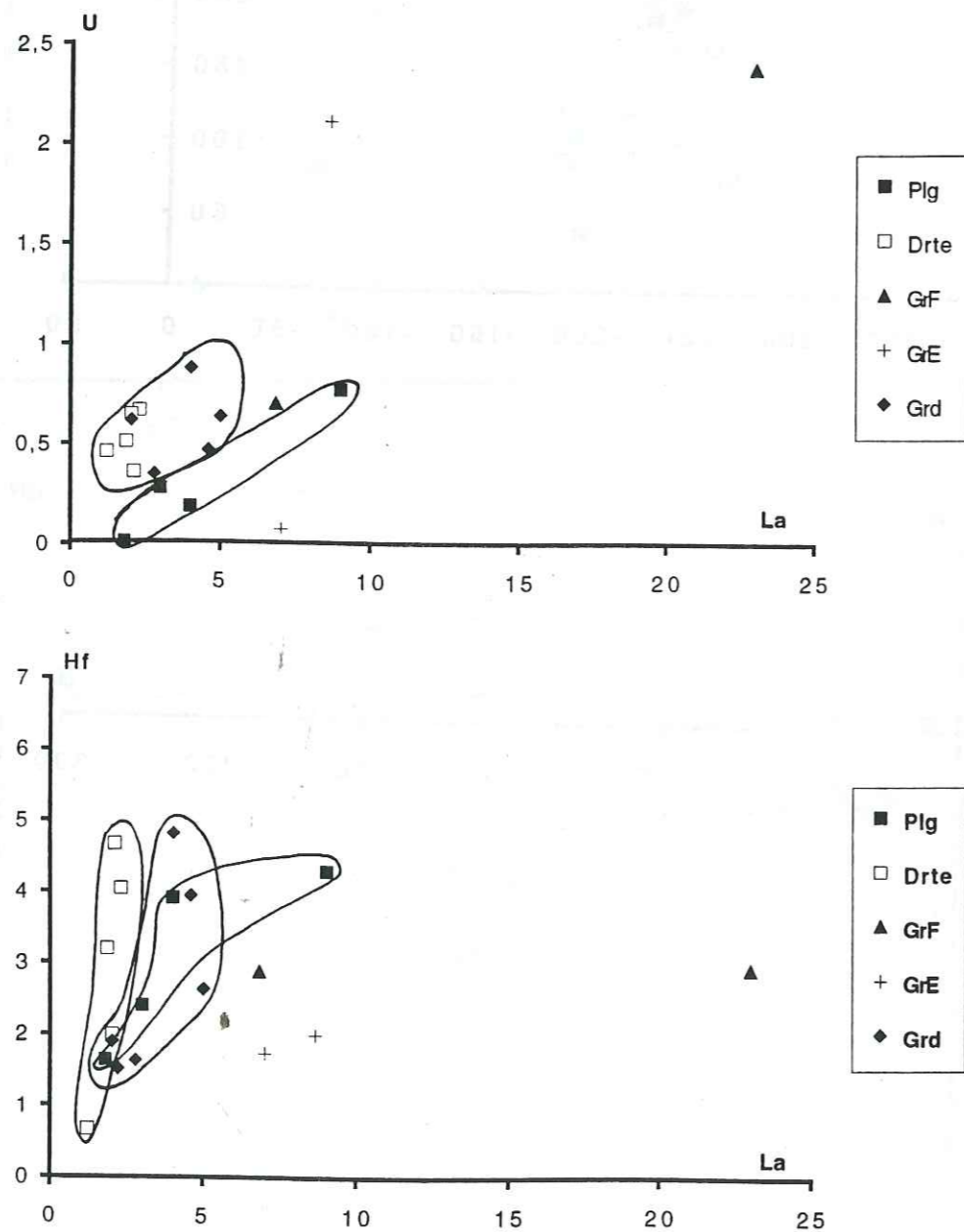


Figure 71: Variations des teneurs en U et en Hf en fonction de celles du La dans les différents types de granitoïdes.

Les variations du Ta en fonction de l'Yb montrent pour le type granitique une corrélation positive avec un enrichissement en Ta pour les granites des Emirats. Le type plagiogranitique montre, par contre, des teneurs élevées en Yb (fractionnement de la hornblende). Le type granodioritique présente une corrélation positive en deux tendance granodioritique et dioritique, cette dernière est plus enrichie en Ta (fig. 72).

L'Yb en fonction de l'alumine (fig. 72) montre bien l'individualisation des différents types de granitoïdes. En effet, les plagiogranites sont riches en Yb (abondance de cristaux de hornblende) par rapport aux granodiorites, les granites sont intermédiaires. Ces variations de l'Yb en fonction de Al_2O_3 n'ont pas servi pour différencier les granitoïdes océaniques et continentaux comme l'avait fait Arth (1979).

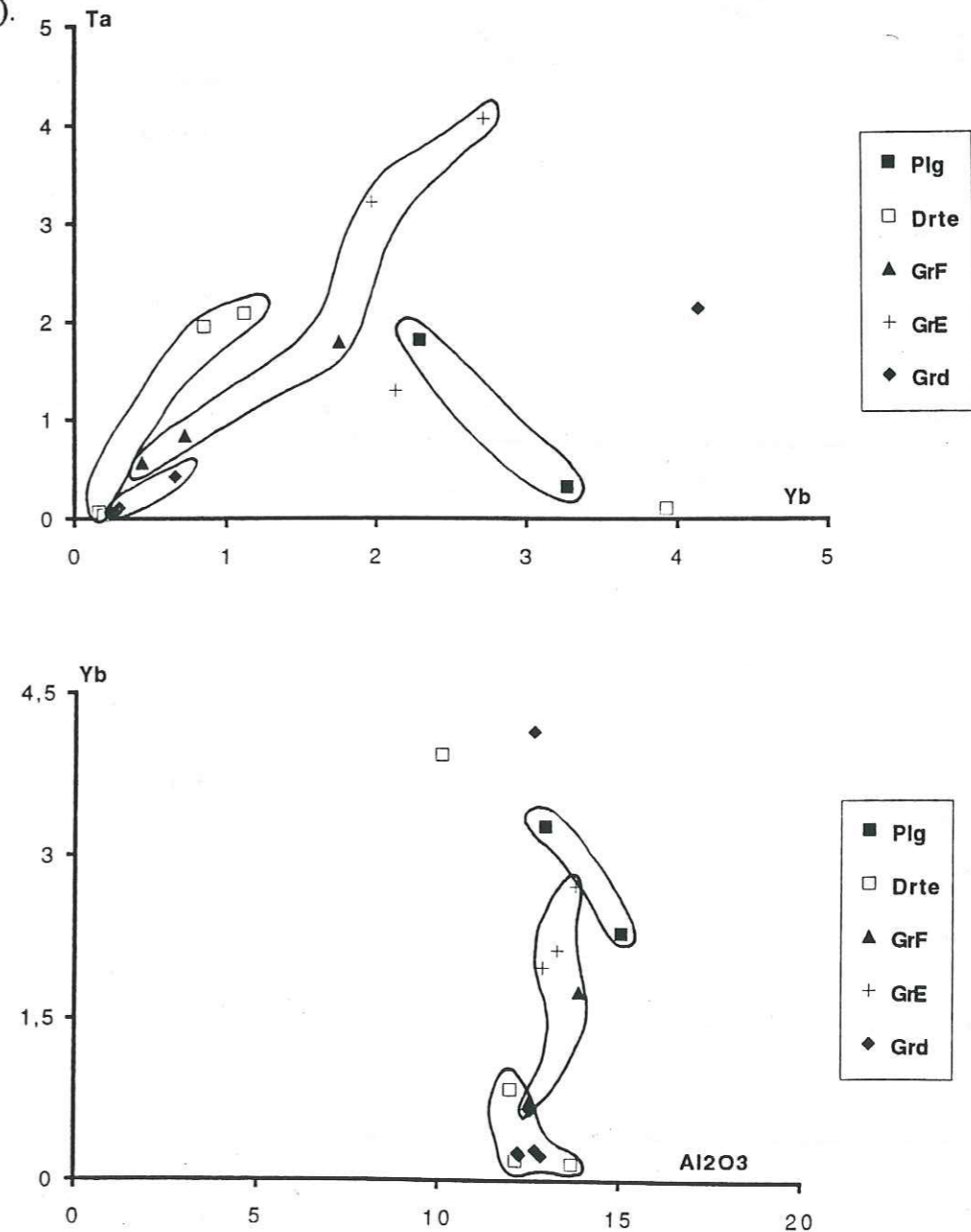


Figure 72: Variations des teneurs en Ta en fonction de celles de Yb et celles de Yb en fonction de l'alumine dans les différents types de granitoïdes.

Les variations du Tb en fonction du Ta (fig. 73) montrent une tendance avec des teneurs en Tb constantes (plagiogranites) et une autre tendance avec des teneurs en Tb qui varient alors que celles du Ta restent constantes (granodiorites et diorites). Les granites montrent un éventail de teneurs pour les deux éléments.

Le Tb en fonction du Th (fig. 73) montre l'existence d'une série très enrichie en Tb (plagiogranites) et une série qui en est appauvrie (granodiorites et diorites). Les granites ont des teneurs élevées en Th.

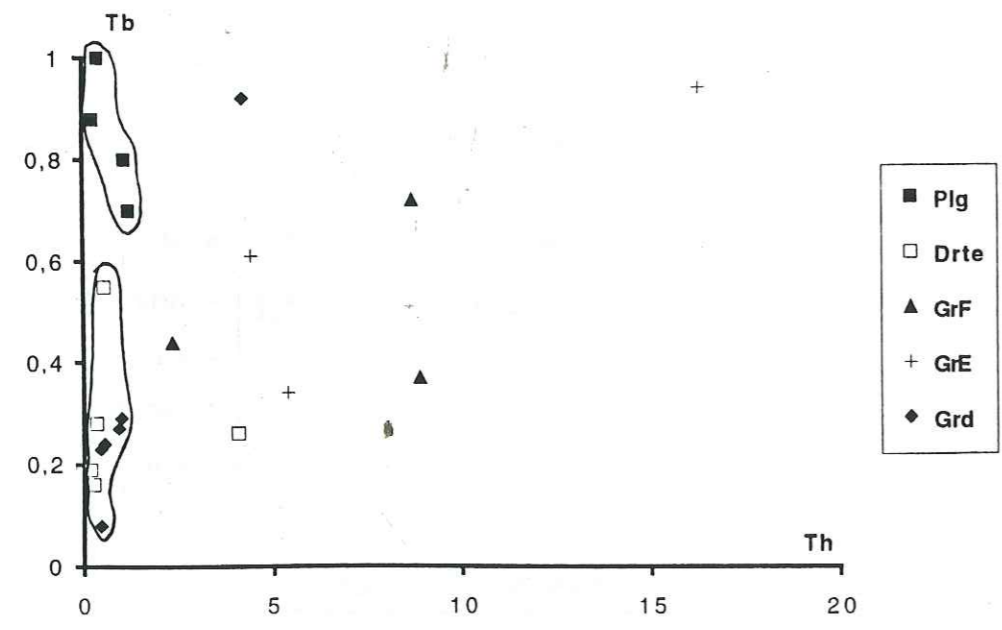
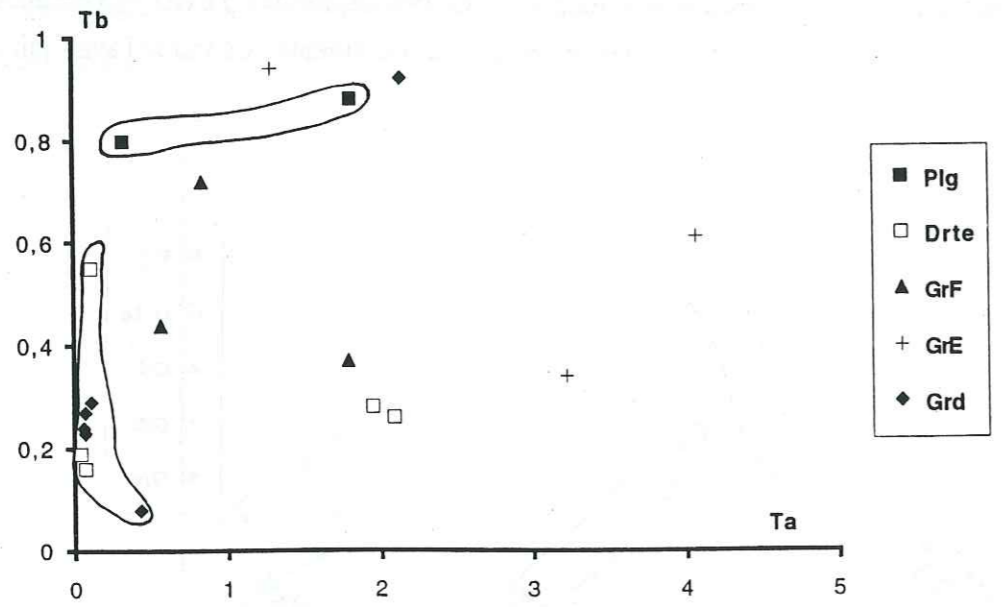


Figure 73: Variations des teneurs en Tb en fonction de celles du Ta et du Th dans les différents types de granitoïdes.

Les variations des rapports Th/Tb en fonction du Th et Ta/Tb en fonction du Ta montrent deux grandes tendances qui discriminent les deux groupes, le type plagiogranitique qui présente des rapports faibles alors que ceux du type granodioritique sont élevés. Les granites présentent des teneurs en Ta et en Th, ainsi que les rapports très élevés (fig. 74).

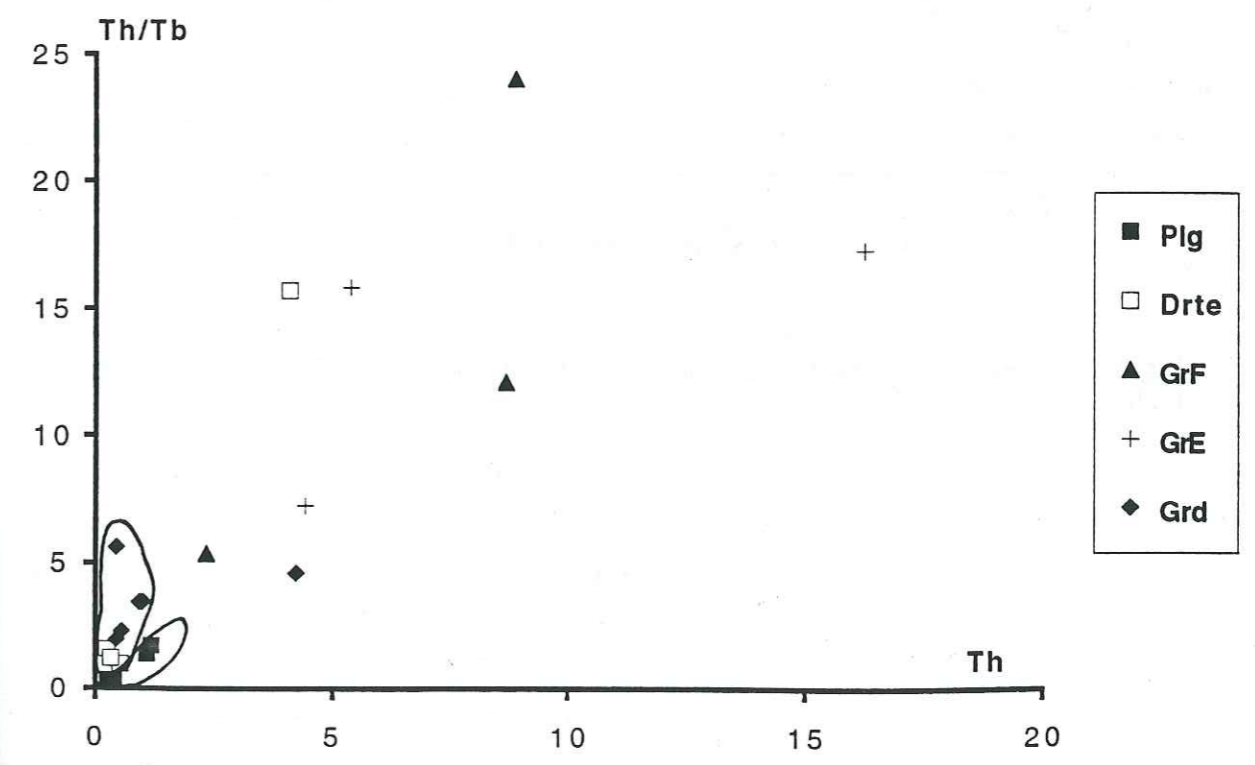
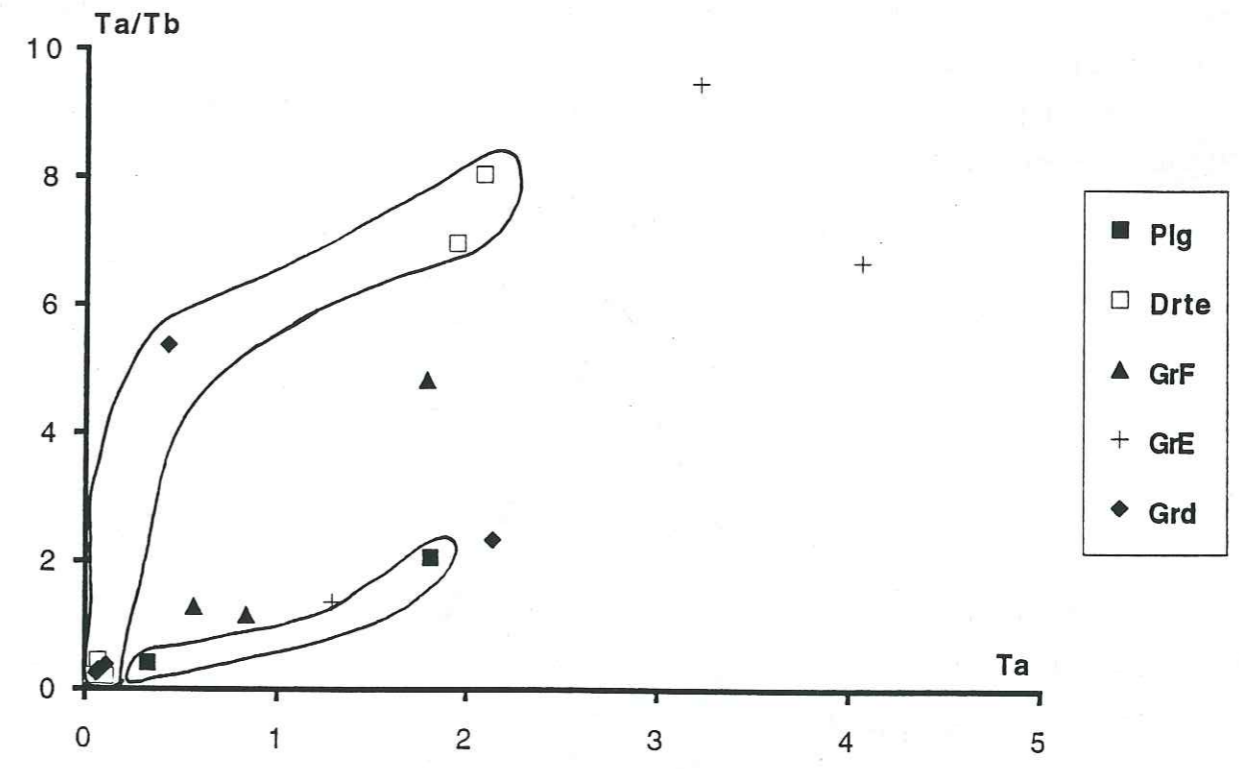


Figure 74: Variations des rapports Ta/Tb et Th/Tb en fonction de celles du Ta et du Th dans les différents types de granitoïdes.

V- PETROGENESE DES SERIES GRANITIQUES

Le diagramme Quartz-albite-orthose (fig. 75) montre des faciès granitiques (type 2) très siliceux. Ces matériaux seraient liés à un taux de fusion élevé (50%) de la semelle métamorphique. Les autres granites (type 1) seraient formés à une pression de 3.5 kbar (avec des teneurs en anorthite importantes) dans les conditions normales d'anatexie.

Il se peut que les granites (type 1) subissent une anatexie et donneraient alors les faciès (type 2) plus riches en quartz.

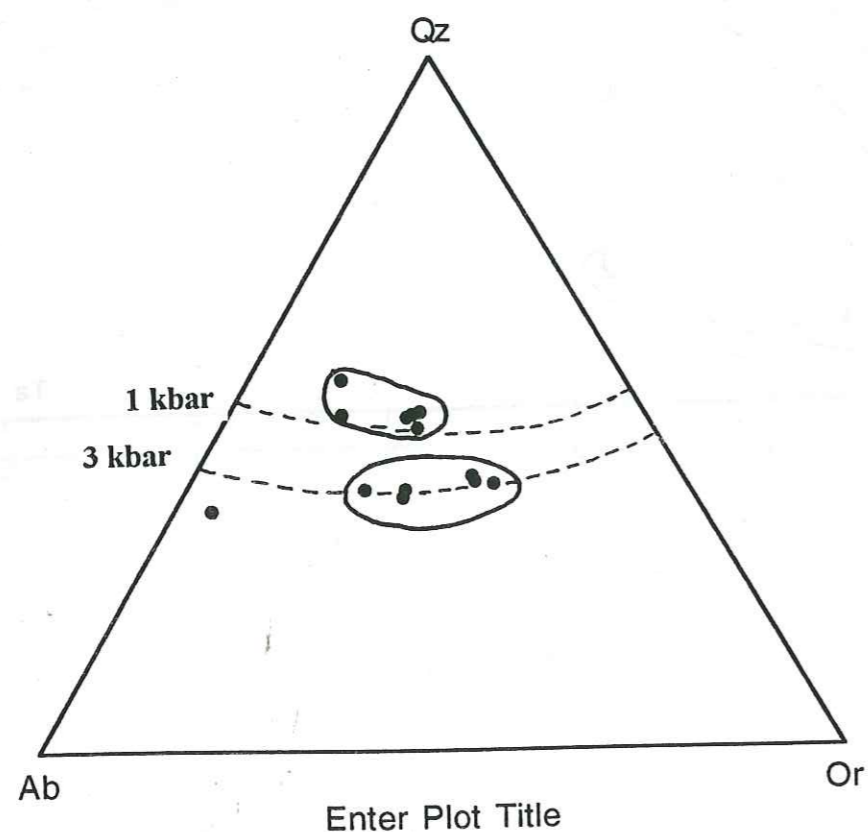


Figure 75: Diagramme Qz-Ab-An montrant la distribution des granites du massif de Fizh et des Emirats et leur pétrogenèse.

VI- CONCLUSIONS

Les études géochimiques de toutes les roches acides rencontrées dans le massif de Fizh montrent qu'on peut les classer en trois grands groupes:

-les granites à biotite et les leucogranites sont situés dans les tectonites et dans la zone de transition. Ils sont issus de la fusion partielle de métasédiments associés à des metabasaltes (amphibolite en enclaves). Il s'agit d'une source mixte. Ils sont associés aux diorites quartziques et contiennent des enclaves basiques. Ils sont souvent déformés (mylonitiques à ultramylonitiques). Leur variété de spectres de terres rares est liée à la précipitation des phases mineures (zircon, apatite et grenat) et à la présence de fluides hydrothermaux. Une assimilation avec l'encaissant mantellique pourrait être mise en cause. Ces granites liés à la phase d'obduction de l'ophiolite d'Oman s'apparentent aux granites peralumineux de type collisionnels.

-les granodiorites et les diorites quartziques associées montrent une lignée bien individualisée qui montre un léger enrichissement en titane. Les spectres des terres rares montrent des profils plus ou moins fractionnés et légèrement enrichis en terres rares légères pour les granodiorites. Les diorites quartziques montrent une variété de spectres qui est régit par la cristallisation des phases primaires mineures et par la circulation des fluides tardifs. Elles sont appauvries en terres rares légères et faiblement enrichies en terres rares lourdes, les spectres sont généralement moins fractionnés. L'altération et la bréchification sont très accentuées dans les zones où les faciès granodioritiques et dioritiques sont abondants.

Les granodiorites et les diorites quartziques pourraient être des séries liées à la cristallisation fractionnée de liquides issus d'une fusion partielle d'un manteau sous des conditions hydratées donnant naissance à des tholeites d'arc et des laves de type NMORB pendant les phases d'écaillage intra-océanique qui engendrent le magmatisme wehrilitique dans la séquence crustale de l'ophiolite. On pourrait parler d'une dualité du magmatisme acide pendant l'accrétion océanique.

-les séries plagiogranitiques sont des séries liées à la phase d'accrétion majeure, issues de cristallisation fractionnée d'un liquide tholéitique de type MORB. Les plagiogranites sont caractérisés par leur variété de faciès, leur position stratigraphique au toit de la chambre magmatique ("steady-state") entre les gabbros lités, les gabbros isotopes et le complexe filonien.

Les spectres des terres rares sont plus fractionnés que les granitoïdes précédents et montrent un enrichissement en terres rares légères par rapport aux HREE. Les séries plagiogranitiques montrent un enrichissement en fer et titane (deux tendances) selon une fin de trajectoire tholéitique.

La fracturation intense de ces faciès permet une altération hydrothermale marquée par l'épidotisation des faciès et la précipitation des sulfures hydrothermaux.

... les ...
... les ...
... les ...
... les ...
... les ...
... les ...

... les ...
... les ...
... les ...
... les ...
... les ...
... les ...

... les ...
... les ...
... les ...
... les ...
... les ...
... les ...

... les ...
... les ...
... les ...
... les ...
... les ...
... les ...

... les ...
... les ...
... les ...
... les ...
... les ...
... les ...

3ème PARTIE

**GISEMENTS ET PETROGRAPHIE DES ROCHES
ULTRABASIQUES ET BASIQUES DE LA SEQUENCE
CRUSTALE DU MASSIF DE FIZH**

CHAPITRE I

**GISEMENTS ET PETROGRAPHIE DES ROCHES
ULTRABASIQUES ET BASIQUES DE LA SEQUENCE
CRUSTALE DU MASSIF DE FIZH**

(Planche III)

I- INTRODUCTION

L'ophiolite d'Oman présente une séquence complète comprenant des éléments du manteau harzburgitique, des séries dunitiques (zone de transition), wehrlitiques, pyroxénitiques et des gabbros qui forment la croûte plutonique. Le toit de la "chambre" est constitué de gabbros isotropes, du complexe filonien et de laves.

La séquence crustale montre en de nombreux secteurs des corps ultramafiques et mafiques, caractérisés par un mode de gisement très variable et une distribution spatiale non conforme aux modèles usuels des ophiolites.

Ces termes ultrabasiques et basiques sont à caractère intrusif et indépendants de la succession plutonique primaire (formée au niveau de la chambre magmatique principale). Ils sont représentés par dunites, wehrlites, pyroxénites, gabbros et des gabbronorites.

Ce chapitre présente les caractères pétrologiques et minéralogiques de cette séquence lithologique largement dominée par les wehrlites.

II - LES DUNITES

II-1- Introduction

Les dunites sont situées principalement dans le manteau harzburgitique, dans la zone de transition à la limite du manteau et la croûte (Moho pétrologique) et dans la séquence crustale. Dans le massif de Fizh, on en distingue trois grands types selon leur répartition et la nature de leurs gisements:

- les dunites mantelliques
- les dunites transitionnelles
- les dunites intrusives

a- Les dunites mantelliques: on les rencontre surtout à la limite manteau-croûte, elles sont

représentées par des roches très riches en olivine, spinelle chromifère et orthopyroxène accessoire. Elles montrent une foliation (déformation plastique) définie par l'allongement des grains ou des amas de spinelle, ou encore par l'allongement des cristaux d'orthopyroxène. Elles sont caractérisées par leur distribution inhomogène (surtout dans le Wadi Bani Umar à la limite du Moho pétrologique) et leur faible épaisseur (<20 m). Elles sont recoupées par des filons de nature variée (gabbro, granite, serpentine, magnésite...). Elles contiennent parfois des gisements podiformes à chromite.

b- Les dunites transitionnelles sont des roches cumulatives, constituées d'olivine -souvent serpentinisée- et de spinelle à texture d'adcumulat; le clinopyroxène ici est subordonné. L'olivine est déformée, kinkée et fracturée. Des concentrations de chromite s'y expriment sous forme de pods décimétriques à hectométriques. Ces dunites montrent localement des imprégnations de plagioclase (wadi Bani Umar).

Elles sont recoupées par des filons variés de gabbros fins et grossiers. Des passées de serpentine les recourent également.

Leur épaisseur est variable d'une zone à l'autre; par contre, leur distribution est homogène, toujours à la base de la croûte, sauf dans le wadi Fizh. Elles sont très serpentinisées.

c- Les dunites intrusives: on les rencontre le long de toute la séquence ophiolitique, mantellique et crustale à différents niveaux. Elles constituent 1 à 2% de la masse ophiolitique.

Dans le manteau, ces dunites forment de petits corps métriques à hectométriques isolés ou de petites poches regroupées entre elles. Elles peuvent être déformées. Elles se répartissent le plus souvent à une dizaine voire une centaine de mètres au dessus du Moho lithologique dans le manteau.

Dans la croûte, ces dunites sont intrusives dans les gabbros lités et dans les pyroxénites. Elles forment des corps décimétriques isolés. Aucune déformation plastique comme dans les dunites précédentes n'est enregistrée. De plus aucun pod chromifère associé n'a été noté avec ce type de dunite.

Les dunites intrusives dans la séquence crustale sont associées spatialement aux corps wehrlitiques. Elles sont également serpentinisées.

II-2- Etude pétrographique des dunites du massif de Fizh

a- Les dunites mantelliennes, elles montrent une foliation et une linéation associée marquée par l'allongement des grains de spinelles. Leur texture est variable soit porphyroblastique, soit granoblastique.

Leur minéralogie est constituée de cristaux d'olivine de taille variable (proportion modale de 80%). Ces cristaux sont déformés et montrent une extinction roulante.

Le spinelle chromifère est souvent disséminé dans les cristaux d'olivine et d'orthopyroxène.

L'orthopyroxène subordonné est localement bien développé. Sa forme clastique est parfois globuleuse ou allongée. Il montre des inclusions de spinelle et d'olivine.

On note la présence de minéraux d'altération qui sont liés à la serpentinisation des dunites.

Ainsi ce type de dunite offre une paragenèse résiduelle typique, avec des phases qui permettent de les rapprocher à celles du manteau résiduel harzburgitique ou dunitique. L'extrême déformation à haute température de ces matériaux s'accorde avec cette origine.

b- les dunites transitionnelles se localisent à la base de la séquence crustale à la limite manteau-croûte. Elles montrent, le plus souvent une texture d'adcumulat. Elles sont formées essentiellement d'olivine (proportions modales excèdent les 90 %). Le spinelle chromifère est formé de grains disséminés dans l'olivine, ou interstitiels entre les cristaux d'olivine. Parfois, le spinelle chromifère montre des petites lentilles interstitielles entre les cristaux d'olivine. Les dunites transitionnelles montrent parfois des cristaux de plagioclases et/ou de clinopyroxène intercumulus (surtout dans le wadi Bani Umar). Les cristaux d'olivine sont souvent très serpentinisés. La serpentinisation est très intense à ce niveau de la séquence ophiolitique.

Ce type de dunite peut être clairement distingué des précédentes par ses textures cumulatives qui en font un matériau issu du fractionnement des liquides magmatiques.

c- Les dunites intrusives dans le manteau et dans la séquence crustale présentent des textures intermédiaires entre les mésocumulats et les hétéradcumulats. Elles sont riches en olivine et spinelle. De façon subordonnée, les dunites intrusives dans la séquence mantellique contiennent de petites proportions variables d'orthopyroxène, de clinopyroxène et de plagioclase. Dans la séquence crustale, ces dunites intrusives sont comparables minéralogiquement aux wehrlites, seule l'abondance des olivines les différencie.

L'olivine est représentée par des amas plurigranulaires. Elle montre parfois une extinction roulante. Elle contient des inclusions de spinelle. Elle constitue entre 80 à 90% de la roche. Ces cristaux sont fracturés et serpentinisés tardivement.

Le spinelle est chromifère, plus ou moins automorphe et à bordure arrondie. La taille des cristaux est très variable et inférieure à 1mm. Il est disséminé ou interstitiel. Il montre parfois des inclusions sous forme de fines granulations à réfringence élevée dont la détermination est difficile. Quand il est interstitiel, il adopte une forme allongée ou diffuse entre les cristaux d'olivine et d'orthopyroxène. On peut l'observer sous forme d'exsolutions ou d'inclusions dans les orthopyroxènes (fig. 76).

L'orthopyroxène est poécilitique, maclé. Il présente également des exsolutions lamellaires de clinopyroxène. Il contient des inclusions d'olivine et de spinelle.

Le clinopyroxène cristallise en rares cristaux poécilitiques. Il offre des exsolutions d'orthopyroxène et contient des cristaux d'olivine, de spinelle et parfois d'orthopyroxène.

Le plagioclase (% An = 65) très peu abondant est poécilitique. Il montre des inclusions d'olivine. Il est fracturé et altéré en séricite.

Les minéraux opaques sont rares, sauf ceux produits par l'altération d'olivine et des pyroxène. Ils sont concentrés dans les fractures et sont associés à la serpentine (magnétite).

Les minéraux primaires sont affectés par une altération hydrothermale qui a donné naissance à

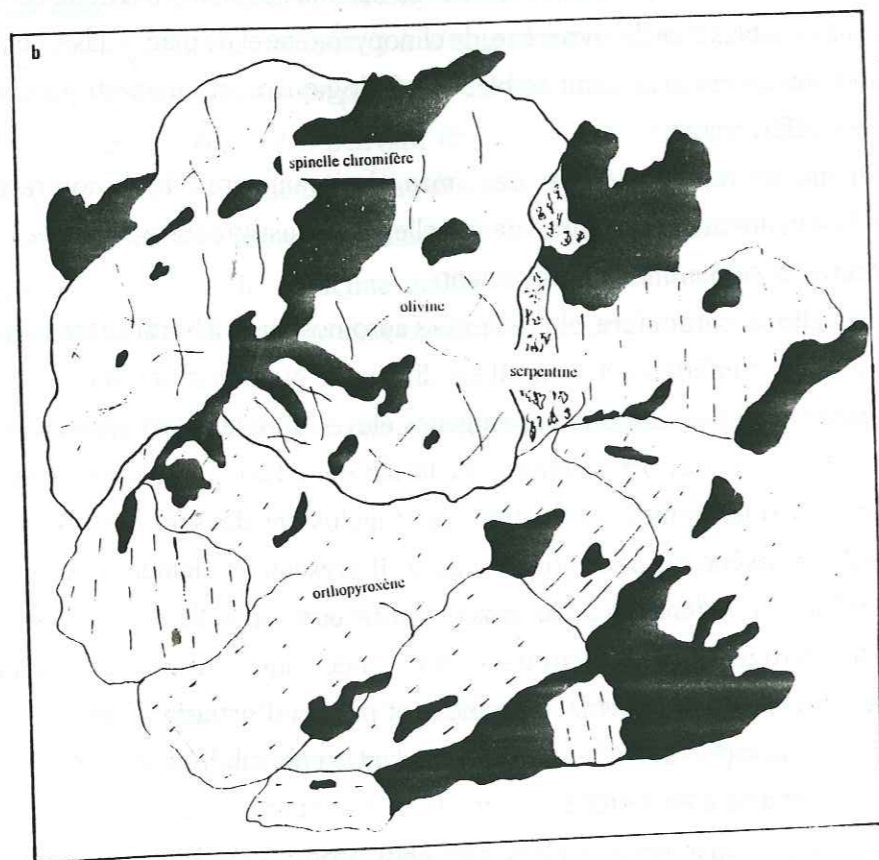
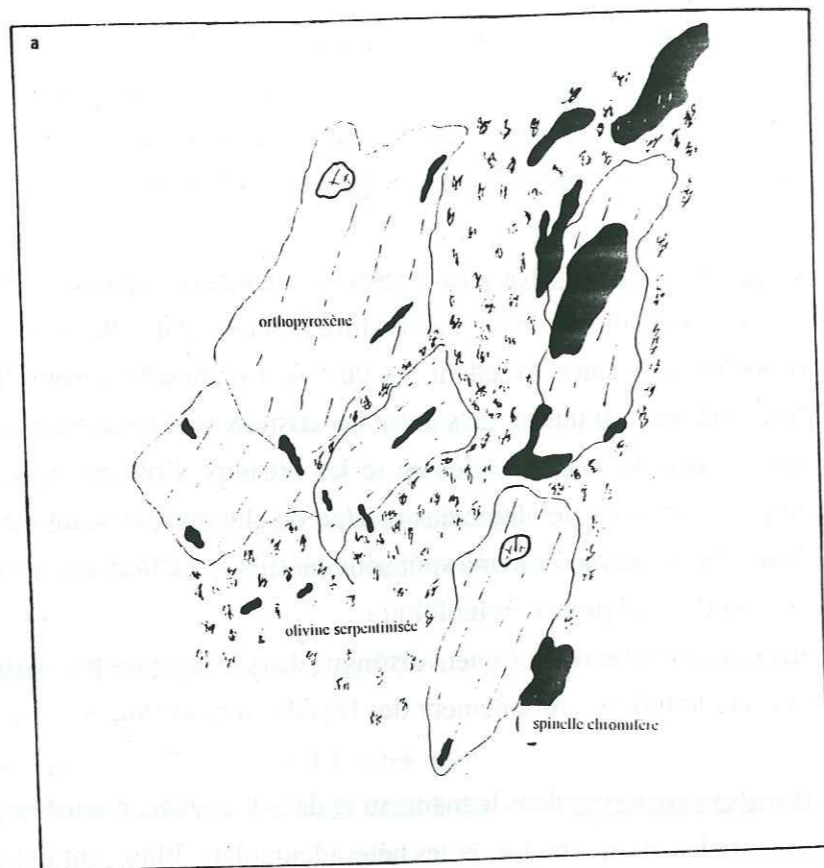


Figure 76: Les relations pétrographiques entre les spinelles chromifères et les orthopyroxènes dans les dunités intramantellaires (Wadi Bani Umar).

des associations de basse température à prehnite, talc, actinote, séricite...

L'olivine et le spinelle chromifère appartiennent à la phase cumulus. Les deux pyroxènes et le plagioclase se rapportent plutôt à la phase intercumulus. Les cristaux de plagioclase sont peu abondants voire absents, sauf dans les zones d'imprégnation. Les relations texturales entre les différentes phases minérales magmatiques ont permis d'établir l'ordre de cristallisation suivant:

$Sp / Sp + Olv / Olv / Opx \text{ et/ou } Cpx / (Plg)$

Ainsi ces dunités sont également issues de fractionnement précoce d'un liquide basaltique.

III- LES WEHLITES (PLANCHE IV)

III-1- Introduction

La séquence plutonique crustale est formée essentiellement de cumulats lités mafiques et ultramafiques (wehrlites, pyroxénites, gabbros) et de gabbros isotropes.

Cette séquence est interprétée comme le produit de cristallisation au sein d'une chambre magmatique de liquides issus de la fusion partielle du manteau sous-jacent. Pallister et Hopson (1981), Dahl et al., (1983) et Dahl (1984) ont montré que cette séquence crustale a cristallisé au niveau d'une chambre magmatique permanente qui fonctionne en système ouvert et qui a été soumise à des réalimentations par des magmas juvéniles.

Les travaux d'Ernewein et Whitechurch (1986), et Ernewein (1987) dans le massif de Salahi, ont montré l'existence de masses wehrlitiques intrusives dans la séquence litée et dans les gabbros isotropes. Antérieurement à ces travaux, on considérait que ces corps représentaient des cumulats supérieurs (Dahl, 1984). Ernewein et Whitechurch (1986) et Ernewein (1987) ont montré, à partir des études pétrographiques, géochimiques et structurales qu'il existe des figures d'intrusion entre ces wehrlites et les gabbros lités. Ces faits prouvent que l'origine et l'histoire des wehrlites est différente que celles des séries litées antérieures. Ces auteurs suggèrent que ces magmas se sont mis en place tardivement dans leur encaissant encore chaud.

La composition des liquides wehrlitiques est primitive (Juteau et al. 1988a, b). La genèse de ces magmas, selon les auteurs précédents est liée à l'arrêt du fonctionnement de la zone d'accrétion, et à une seconde fusion hydratée du manteau en contexte d'écaillage intra-océanique. En revanche, pour Nicolas et al., (1988) la genèse des magmas wehrlitiques est liée au processus d'accrétion lui-même. Les magmas wehrlitiques seraient le fruit de l'extraction des liquides picritiques dans la zone dunitique transitionnelle. Cette zone devient instable en l'absence de toute force extérieure, mais sous l'effet du "rolling-mill" démontré par la rotation du flux mantellique de la verticale à l'horizontale (Rabinowicz et al., 1984, 1987). Ces auteurs ont montré que l'infiltration du liquide magmatique ascendant est liée à un gradient de pression important présent juste sous le Moho, associé aux conditions thermiques.

Juteau et al., (1988b) et Benn et al., (1988) ont montré que les séries wehrlitiques sont enracinées dans la zone de transition dunitique et sont intrusives dans la séquence crustale encore chaude. Les wehrlites ne sont pas seulement intrusives dans les gabbros lités mais contiennent également des dykes et des sills de gabbros tardifs. Des figures de mélange de liquides immiscibles sont observées dans les wehrlites et les gabbros (Reuber, 1990).

Les intrusions wehrlitiques se rencontrent dans tous les massifs: c'est l'une des caractéristiques de l'ophiolite omanaise.

Ces intrusions paraissent générées à la base de la croûte et sont intrusives dans la séquence crustale. Il s'agit de petites chambres magmatiques fonctionnant en système fermé. Cette série wehrlitique évolue indépendamment de son encaissant gabbroïque lité qui s'est formé au niveau d'une chambre magmatique axiale permanente (steady-state) fonctionnant en système ouvert.

Le but de notre travail est d'améliorer la connaissance de tels liquides magmatiques par des faits pétrographiques et de conforter certaines hypothèses génétiques quand à leur origine.

III-2- Les wehrlites du massif de Fizh

a- gisements

Dans le bloc de Fizh (du Wadi Bani Umar au Wadi Hatta) (fig. 14), les wehrlites à l'affleurement sont hétérogènes. On distingue des wehrlites litées au Nord du massif (Ragmi et Fayd). Au Sud, elles sont homogènes et rarement litées. Leur distribution est inhomogène et leurs gisements sont très diversifiés.

La zone étudiée dans ce massif est caractérisée par l'existence de masses wehrlitiques (voir carte) de taille variable (100 à 1500m). Les relations de terrain avec les autres corps magmatiques sont distinctes du Nord au Sud.

Les corps wehrlitiques sont intrusifs dans tous les niveaux de la séquence crustale et peuvent monter jusqu'au niveau du complexe filonien, et même dans les laves (Wadi Bani Umar). Ces wehrlites sont souvent associées localement (Wadi Fizh) à des pyroxénites, des troctolites et des gabbros troctolitiques. Dans d'autres endroits, elles sont associées à des gabbros massifs riches en olivine. Elles sont parfois litées (Wadi Fizh-Sud), généralement massives (Wadi Khabiyat et Bani Umar) et/ou imprégnées de plagioclase (Wadi Fizh et Bani Umar).

En effet, au Sud (Wadi Bani Umar), les wehrlites sont représentées par un corps épais (1000 à 600m). Elles sont en contact concordant avec les harzburgites et les dunites du manteau. A ce niveau elles sont enracinées dans la zone de transition et se propagent vers le Nord.

Dans la zone centrale (Wadi Khabiyat - Fizh-Sud), le corps wehrlitique devient de plus en plus épais et montre des contacts lobés avec son encaissant. Plus au Nord, ces contacts sont assimilés à des figures d'intrusion dans les gabbros lités.

Au Nord (Wadi Fizh), le corps ultramafique s'interrompt au contact des gabbros lités. Dans cette

zone de nombreuses masses wehrlitiques, sous forme de poches ou de sills y sont intrusives. Un réseau filonien important recoupe ces wehrlites. Il s'agit de filons de gabbros à textures variées, de diabases, de diorites quartziques et d'anorthosites.

b- Pétrographie

Les wehrlites montrent des textures de mésocumulats ou d'hétéradcumulats. Elles sont massives et dépourvues en général de litage (très rare dans le massif étudié). Par contre, dans les corps ou les poches wehrlitiques intrusifs dans les gabbros lités (Wadi Fizh), les wehrlites sont franchement litées (lits wehrlitiques, pyroxénitiques, troctolitiques, anorthositiques). A la limite entre les gabbros lités

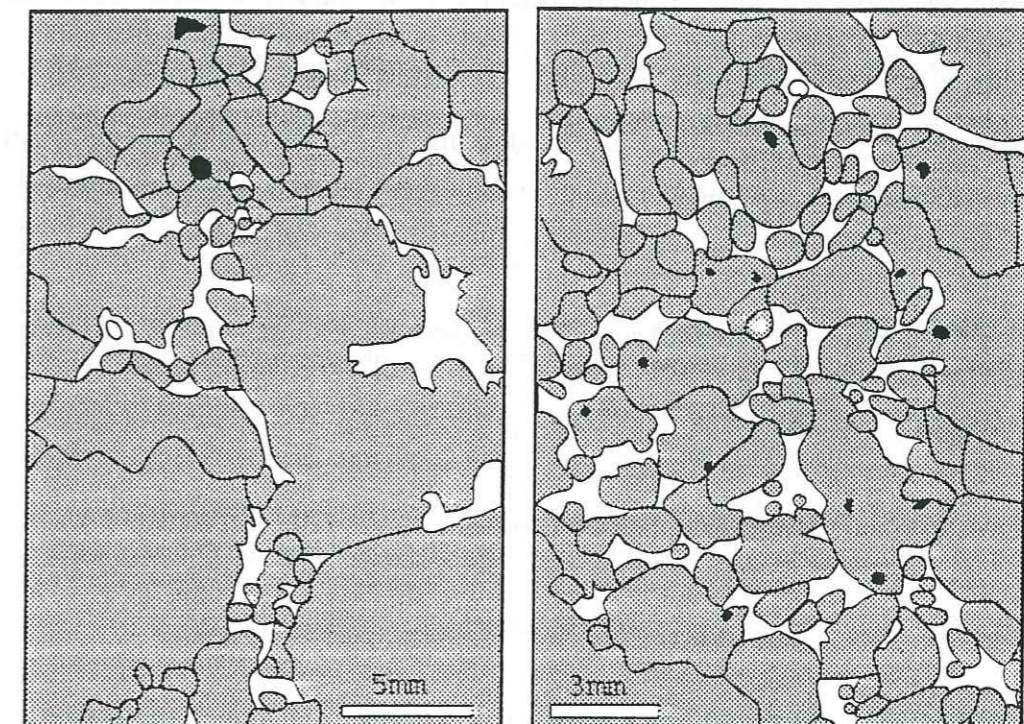


Figure 77: wehrlite à plagioclase intercumulus. Le degré d'"imprégnation" est variable (les spinelles: points noirs) (Wadi Fizh - Khabiyat).

encaissants et les wehrlites et même dans ces dernières (limite Wadi Fizh - Khabiyat, et Al Jizi - Bani Umar), on note une zone d'imprégnation de plagioclase importante (fig. 77).

Les phases minérales principales sont: l'olivine, le spinelle chromifère, le clinopyroxène, le plagioclase et l'orthopyroxène.

L'olivine, phase cumulus, est très serpentinisée, avec des inclusions de spinelle. Les bords des cristaux sont "corrodés" au contact des pyroxènes. Elle est fracturée, altérée et remplacée par la serpentine.

Le spinelle chromifère est globuleux et de taille variable. Il est souvent disséminé dans les autres phases, principalement dans le pyroxène, l'olivine et plus rarement dans le plagioclase.

Le clinopyroxène est soit automorphe soit poécilitique (hétéradcumulat). Il est généralement maclé. Il offre des exsolutions d'orthopyroxène. Ces cristaux sont caractérisés par une abondance d'inclusions de grains de chromite de petite taille, automorphes à bords arrondis. Ces cristaux inclus sont disséminés ou se distribuent en chapelets. Il est altéré tardivement en amphibole actinolitique.

Le plagioclase (An 60) est poécilitique avec des inclusions d'olivine, de clinopyroxène et plus rarement de spinelle. Il présente localement des structures en mosaïque granoblastique au contact des cristaux de clinopyroxène. Les cristaux de plagioclase sont allongés et ils sont souvent interstitiels (phase intercumulus).

L'orthopyroxène est poécilitique, fracturé, déformé et montre des inclusions d'olivine, de spinelle et de clinopyroxène. Il présente aussi des exsolutions. Il cerne parfois les olivines.

La hornblende brune, plus rare, est toujours interstitielle, tardi-magmatique. Ces cristaux sont maclés. Elle est souvent altérée.

Les minéraux opaques (magnétite) sont moins abondants, de petite taille et de forme variable xénomorphes à subautomorphes.

Les minéraux d'altération sont représentés par la serpentine, l'actinote, la séricite, ...

L'ordre de cristallisation magmatique est le suivant:

Sp / Sp + Olv / Olv + Cpx / Cpx et/ou Plg et/ou Opx / (Hb)

Les wehrlites sont caractérisées par la présence de cristaux poécilitiques, surtout les cristaux de plagioclase et d'orthopyroxène qui représentent l'ancienne phase intercumulus piégée (hétéradcumulats). Les cristaux de clinopyroxène sont représentés par une phase cumulus associée à l'olivine, et par une phase intercumulus plus précoce que le plagioclase.

On note l'apparition précoce dans la paragenèse magmatique du spinelle chromifère suivie par l'olivine en phase cumulus. Ce spinelle est très abondant dans les pyroxènes par rapport aux autres phases minérales.

IV - LES TROCTOLITES

IV-1- Introduction

Les troctolites et les gabbros troctolitiques forment des corps plutoniques localisés surtout dans la partie nord du massif (Wadi Khabiyat - Wadi Fizh). Ils sont en relation avec les intrusions de wehrlites et constituent entre 3 et 5% de la croûte plutonique. Ils sont intrusifs dans la séquence crustale, particulièrement dans les gabbros lités. Ces corps constituent des masses homogènes de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseurs toujours associés aux wehrlites.

Ces roches troctolitiques sont parfois structurées et déformées.

Ils sont caractérisés par la présence d'un plagioclase en phase cumulus, associé au spinelle, olivine.

IV-2- Pétrographie

Ces termes troctolitiques présentent des textures de mésocumulats ou d'hétéradcumulats. Les paragenèses sont constituées de spinelle, olivine, plagioclase, clinopyroxène et parfois de la hornblende brune.

L'olivine est très serpentinisée, fracturée. Elle inclut le plagioclase.

Le spinelle abondant est disséminé dans la roche. Ces cristaux sont automorphes.

Le plagioclase (An=60 à 70%) est automorphe, fracturé, déformé et englobe des cristaux d'olivine. Il montre parfois avec le clinopyroxène une texture en mosaïque de recuit.

Le clinopyroxène peut être une phase cumulus. Il cristallise en même temps ou après le plagioclase. Il peut être aussi une phase intercumulus: il est alors poécilitique et inclut des cristaux d'olivine et de plagioclase. Il est très fracturé, altéré et parfois totalement amphibolitisé.

Les cristaux de plagioclase et de clinopyroxène montrent parfois une lamination magmatique, ces cristaux sont fortement allongés.

La hornblende brune peu abondante est interstitielle et tardimagmatique.

Les minéraux opaques (magnétite) sont disséminés dans l'olivine ou le pyroxène, ou interstitiels. Ces minéraux opaques sont de taille variable par rapport à ceux du spinelle. Les oxydes secondaires sont liés à l'altération et au remplacement des minéraux ferromagnésiens (hématite, magnétite).

Les minéraux d'altération sont variés (serpentine, actinote, préhnite, séricite, épidote...).

L'ordre de cristallisation magmatique est le suivant:

Sp / Sp + Olv / Olv + Plg / Plg + Cpx / (Hb)

Dans ces séries troctolitiques le plagioclase est une phase cumulus, quoiqu'il puisse parfois avoir une croissance contemporaine de la croissance du clinopyroxène.

Ces roches peuvent être fortement structurées: dans ce cas les cristaux du plagioclase et du clinopyroxène sont allongés et décrivent une lamination magmatique.

V - LES GABBROS MASSIFS A OLIVINE

V-1- Introduction

Il s'agit de gabbros massifs, parfois structurés à grains grossiers. Ils montrent des textures mésocumulats à hétéradcumulats. La lamination magmatique est matérialisée par l'allongement des phases principales. Ces gabbros sont surtout fréquents dans les zones de gabbros lités et de wehrlites (Wadi Fizh). Leur mode de gisement est variable: ils se présentent en sills ou en poches métriques à décimétriques. Ils constituent moins de 3% de la totalité des séries plutoniques de la séquence crustale.

V-2- Pétrographie

Ces gabbros massifs sont constitués de spinelle, d'olivine, de plagioclase, de clinopyroxène, de hornblende et plus rarement d'orthopyroxène.

L'olivine est en cristaux isolés et constitue 15 à 20%. Elle inclut le spinelle, le plagioclase et le clinopyroxène. Elle est interstitielle, poécilitique et, de ce fait, post-cumulus. Elle est souvent serpentinisée et fracturée.

Le spinelle se présente en cristaux de petite taille automorphes à bordures arrondies, disséminés dans l'olivine et le pyroxène. Il est moins abondant que dans les ultrabasites précédentes.

Le plagioclase (An=60 à 70%) est automorphe, en tablettes plus ou moins allongées. Il est déformé, fracturé et parfois zoné. Il inclut des cristaux précoces de plagioclase de petite taille et de clinopyroxène. Il constitue, environ, 50% de la roche. Les cristaux de plagioclase offrent une mosaïque de recuit au contact du clinopyroxène.

Le clinopyroxène est automorphe, allongé et englobe des cristaux précoces de plagioclase et de clinopyroxène de petite taille. Il montre des exsolutions d'orthopyroxène. Il est souvent maclé. Parfois, il existe sous forme de cristaux poécilitiques où sont inclus des cristaux de plagioclase. Il constitue 20 à 25% de la roche.

L'orthopyroxène est souvent poécilitique quand il est présent. Il est fracturé et allongé et présente des inclusions de cristaux de plagioclase et de clinopyroxène. Il est très rare, et parfois absent.

La hornblende brune est poécilitique et interstitielle. Elle englobe des cristaux de plagioclase et de clinopyroxène. Elle est tardimagmatique. Par endroits, la hornblende se développe au dépend du pyroxène, il s'agit d'une transformation subsolidus. Les cristaux de hornblende sont parcourus par des fractures remplies de minéraux d'altération (actinote, préhnite...).

Les phases opaques sont de taille variable, disséminées ou interstitielles. Leurs cristaux sont automorphes à subautomorphes. Il s'agit de titanomagnétite. Ces minéraux opaques ont subi des remplacements secondaires marqués au coeur par la présence du sphène et du rutile et des amphiboles secondaires au niveau des bordures.

Les minéraux secondaires sont liés à l'altération des phases primaires (serpentine, actinote, séricite, oxydes secondaires et épidote...) On note que la fracturation de la roche suit l'allongement des cristaux de la hornblende.

L'ordre de cristallisation magmatique est le suivant:

(Sp) / Plag et/ou Cpx / Cpx + Oliv / Hb

Les gabbros massifs à olivine sont caractérisés par l'apparition précoce du plagioclase en phases cumulus, et parfois du clinopyroxène. La relation olivine et clinopyroxène est souvent difficile à déceler. Il s'agit de deux phases contemporaines où l'olivine est plus tardive. Les contacts mutuels montrent une contemporanéité, mais la croissance des cristaux de pyroxène est plus rapide que celle de l'olivine. On note, aussi, l'existence de deux générations de feldspath et de clinopyroxène.

La lamination magmatique est marquée par l'allongement des phases minérales principales. Le plagioclase montre un tuilage qui témoigne de l'écoulement magmatique dans le corps magmatique.

VI - LES PYROXENITES (PLANCHE IV)

VI-1- Introduction

Les pyroxénites sont des corps homogènes et épais (wadi Khabiyat). Elles forment des poches bien individualisées, parfois litées. Elles montrent, avec les wehrlites et les troctolites, une continuité de faciès. Elles sont concordantes avec ces deux types lithologiques précédents. Elles se présentent toujours (quand elles sont homogènes) à la base de la croûte juste au dessus des dunites transitionnelles. Elles montrent alors un litage frustré.

VI-2- Pétrographie

Les pyroxénites présentent un litage magmatique. Elles offrent parfois une linéation magmatique marquée par l'allongement des cristaux de pyroxène.

Leur texture primaire varie depuis les adcumulats au Nord (wadi Fizh), aux mésocumulats et hétéradcumulats au Sud (wadi Bani Umar). Selon leurs paragenèses (abondance en clinopyroxène et/ou en orthopyroxène), on distingue des clinopyroxénites et des webstérites.

Leur minéralogie est représentée par le clinopyroxène et l'orthopyroxène (webstérites) et le clinopyroxène seul (clinopyroxénites). Ces roches contiennent un spinelle chromifère, de l'olivine, du

plagioclase, des phases sulfurées et des oxydes et des hornblendes tardimagmatiques.

Le clinopyroxène est en cristaux allongés, de grande taille (>2mm), maclés et fracturés. Ils contiennent des inclusions d'olivine et d'orthopyroxène. Ils sont parfois déformés et montrent des exsolutions d'orthopyroxène.

L'orthopyroxène est en cristaux allongés, de grande taille (>2mm), globuleux, maclés, à exsolutions de clinopyroxène. Il peut être poéclitique et englobe des cristaux d'olivine et de clinopyroxène. Ces cristaux sont, en plus déformés et fracturés.

L'olivine est représentée par des cristaux isolés inclus dans les pyroxènes. Elle est moins abondante (moins de 5%) et se présente sous forme de reliques. Elle est souvent très serpentinisée.

Le spinelle chromifère montre des grains globuleux à bordures arrondies, de taille inférieure au millimètre. Il est disséminé dans le pyroxène.

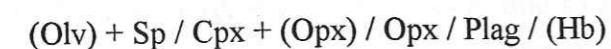
Le plagioclase (An=60%) est rare et il est toujours interstitiel.

La hornblende brune est rare. Ses cristaux maclés sont toujours interstitiels et tardimagmatiques.

Les minéraux opaques sont rares. Ils sont de petite taille. Il s'agit de magnétite et d'ilménite. La magnétite secondaire est liée à l'altération de l'olivine et des deux pyroxènes.

L'altération est marquée par la serpentine et les amphiboles actinolitiques secondaires.

L'ordre de cristallisation magmatique est le suivant:



Les cristaux d'olivine de ces roches sont précoces et résiduels. Ils sont très serpentinisés. Les textures sont variables et dépendent des phases cumulus et du taux du liquide intercumulus. Les phases principales sont les pyroxènes. La course de cristallisation est différente du Nord où l'orthopyroxène est absent (clinopyroxénite) au Sud (webstérite). L'orthopyroxène est soit une phase cumulus ou post-cumulus. On note, parfois, des imprégnations de plagioclase interstitiel dans ces séries pyroxénitiques. Les pyroxénites sont caractérisées par un litage magmatique qui peut être parfois très frustré.

VII - LES GABBRONORITES (PLANCHE IV)

VII-1- Introduction

Les gabbronorites sont bien représentées dans le wadi Khabiyat. Ce sont des corps dont l'extension est réduite. Elles offrent souvent une lamination magmatique. Elles sont caractérisées par l'allongement des cristaux des phases minérales principales (plagioclase et pyroxène). Les gabbronorites sont situées à la limite des gabbros isotropes et les ultrabasites ou les gabbros lités. On les rencontre sous forme de petites poches (métriques à décimétriques) toujours bien structurées dans les gabbros lités et les pyroxénites.

VII-2- Pétrographie

La minéralogie des gabbronorites consiste en trois phases principales: plagioclase, clinopyroxène et orthopyroxène. L'olivine est très rare. La hornblende brune est moins abondante que les autres phases minérales. La structure de ces poches offre une lamination qui se traduit par l'orientation préférentielle des cristaux de plagioclase et de pyroxène. La texture est de type adcumulat hétérogranulaire à mésocumulat.

Le plagioclase est caractérisé par l'existence de deux générations. La première est de petite taille, à cristaux automorphes. La seconde inclut ces cristaux précoces. Elle est représentée par des phénocristaux en tablettes plus ou moins allongées, de grande taille (>2.5mm) et parfois zonés. La teneur en anorthite varie entre 70 et 60%. En plus des cristaux de plagioclase précoces, elle englobe des cristaux de clinopyroxène et plus rarement d'orthopyroxène.

Le clinopyroxène est en cristaux allongés, plus ou moins lobés. Il montre des exsolutions d'orthopyroxène. Il englobe des cristaux de clinopyroxène (globuleux et de petite taille), de plagioclase et d'orthopyroxène. Il est maclé et fracturé.

L'orthopyroxène se présente en cristaux allongés, fortement craquelés et parfois à forme globuleuse. Il montre de fréquentes exsolutions de clinopyroxène. Il présente des inclusions de cristaux d'orthopyroxène, de plagioclase et de clinopyroxène. Ils est également maclé et fracturé. Les deux pyroxènes offrent des golfes de corrosion et de résorption.

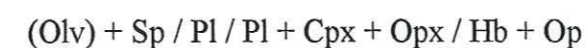
L'olivine, quand elle est présente, englobe le plagioclase et le clinopyroxène. On note, parfois, la présence d'auréole d'orthopyroxène autour de ses cristaux résiduels qui sont en voie de disparition et de résorption. De ce fait l'olivine a deux situations distinctes dans la roche. D'une part, elle peut être un peu tardive en englobant le clinopyroxène et le plagioclase. D'autre part, elle paraît avoir subi une réaction avec le liquide (réaction au liquidus), ce qui lui confère ce cachet résiduel lié à sa cristallisation également précoce. Cette réaction avec le liquide plus silicique engendre ainsi l'orthopyroxène qui la blinde. L'olivine est totalement transformée et serpentinisée.

La hornblende brune est rare, interstitielle et tardimagmatique. Elle englobe des cristaux de plagioclase.

Les minéraux opaques sont de petite taille et sont disséminés, il s'agit des grains de chromite dispersés dans les cristaux de pyroxène. La magnétite et l'ilménite et quelques sulfures sont également disséminés ou interstitiels dans les joints intergranulaires.

Les minéraux secondaires sont: l'actinote, la séricite, la chlorite magnésienne, la serpentine, la préhnite, l'albite, l'épidote et le quartz. ils sont acquis lors de l'altération hydrothermale tardive qui affecte la croûte océanique.

L'ordre de cristallisation magmatique est le suivant:



Les trois phases principales peuvent coexister à un même stade de la cristallisation. Il s'agit d'adcumulat ou de mésocumulat. On note la résorption totale ou partielle de l'olivine. Les phases minérales principales sont allongées (lamination). Ces matériaux constituent des corps bien individualisés (géométrie) et leur minéralogie permet de bien les définir.

VIII- CONCLUSIONS

L'étude pétrographique sur les roches ultrabasiques et basiques montre les caractéristiques suivantes:

- les séries dunitiques sont variées, et dans le massif de Fizh, on met en évidence trois types, les dunites mantelliques, les dunites transitionnelles et les dunites intrusives. Ces dernières sont rencontrées dans la séquence crustale et se relient aux séries wehrlitiques. Les dunites résiduelles dans la séquence mantellique montrent des associations à olivine, spinelle chromifère et orthopyroxène et représentent sans doute le manteau résiduel recristallisé le long des chenaux magmatiques, après migration du magma vers les chambres. Les dunites transitionnelles peuvent être absentes, et sont soumises à des imprégnations plagioclasiques.

- les wehrlites constituent un groupe connu dans toute l'ophiolite d'Oman, et considérées comme un second magmatisme intrusif dans la séquence gabbroïque litée. La variété de ces faciès peut s'expliquer par la différenciation par cristallisation fractionnée au sein de petites intrusions magmatiques (fractionnement en système fermé). La géométrie des corps wehrlitiques massifs est différente de celle des poches ou sills wehrlitiques lités ou imprégnés (ces derniers sont plus limités par leur extension). Les wehrlites massives sont surtout des mésocumulats et/ou des hétéradcumulats. Les wehrlites imprégnées sont surtout des hétéradcumulats, alors que les wehrlites litées sont souvent des mésocumulats. Les wehrlites imprégnées sont souvent le siège de précipitation de sulfures magmatiques (horizons à sulfures).

- les gabbros massifs à olivine sont directement liés aux séries wehrlitiques. Ce faciès est subordonné et ses gisements sont très localisés. Il correspond à des différenciations in-situ issues du magma wehrlitique.

- les pyroxénites montrent des textures de mésocumulats ou d'hétéradcumulats. Au Sud (Wadi Bani Umar) ce sont des matériaux proches des webstérites massives (rarement litées). Au Nord (Wadi Khabiyat - Fizh) ce sont des clinopyroxénites litées. On assiste, du Sud au Nord, à un degré de différenciation. Les cristaux d'olivine des pyroxénites sont précoces et résiduels. L'olivine peut être héritée du matériel dunitique qui serait la source de ces matériaux.

Les pyroxénites à plagioclase interstitiel sont le siège de précipitation de sulfures magmatiques.

- les gabbronorites constituent des poches ou des lentilles intrusives dans la séquence crustale (gabbros lités, wehrlites et pyroxénites). Elles sont liées spatialement aux pyroxénites. Elles sont caractérisées par une lamination magmatique. Leur genèse se ferait par un mécanisme de filtre-presse. Elles peuvent être considérées d'après les observations de terrain comme des matériaux de différenciation issus des pyroxénites. Pétrographiquement, leur texture est celle d'un accumulat hétérogranulaire ou d'un mésocumulat. Dans les gabbronorites, on note la présence, de même que dans les pyroxénites, de cristaux d'olivine précoce et résiduelle dont les bordures sont blindées par les cristaux d'orthopyroxènes (couronnes réactionnelles).

CHAPITRE II

ETUDE MINÉRALOGIQUE DES ROCHES BASIQUES ET ULTRABASIQUES DE LA SÉQUENCE CRUSTALE DU BLOC DE FIZH

I- INTRODUCTION

La séquence crustale du massif de Fizh montre des variations verticales et latérales. En effet, la distribution des différents corps magmatiques et leur géométrie montrent bien que ce massif fait parti des blocs les plus complexes dans l'ophiolite d'Oman, avec le bloc d'Haylayn (Juteau et al., 1988; Reuber et al., 1991).

L'existence du corps ultrabasique wehrlitico-pyroxénitique épais et allongé, la zone de transition qui varie d'épaisseur et qui montre des ondulations et le réseau filonien dense acide et basique caractérisent le massif étudié par rapport aux autres massifs omanais. Ces caractéristiques montrent que la genèse de cette partie du massif s'est accompagnée d'une grande activité tectono-magmatique, surtout magmatique, par rapport à la partie Nord (Wadi Rajmi et Fayd) où les processus tectoniques sont les plus dominants (abondance de zones de cisaillement) (Reuber 1988, 1990). Cette partie du massif de Fizh (Sud) représente l'une des zones de l'ophiolite d'Oman où le volume d'intrusions magmatiques est très important.

On tentera de chercher les relations entre les variétés de faciès basiques et ultrabasiques et qui ont été esquissées dans le chapitre précédent (gisements et pétrographie).

II - CHIMIE DES PHASES MINÉRALES (CF. ANNEXE)

Les analyses de phases minérales ont été effectuées à la microsonde Camebax au centre océanographique de Brest (IFREMER) (voir annexe). (Carte d'échantillonnage, fig. 5)

Les phases qui participent à la cristallisation du magma de la lignée wehrlitique de Fizh sont le spinelle chromifère, l'olivine, le clinopyroxène, le plagioclase et l'orthopyroxène (fig. 78). A ces minéraux s'ajoutent accessoirement les oxydes ferrotitanés et les amphiboles.

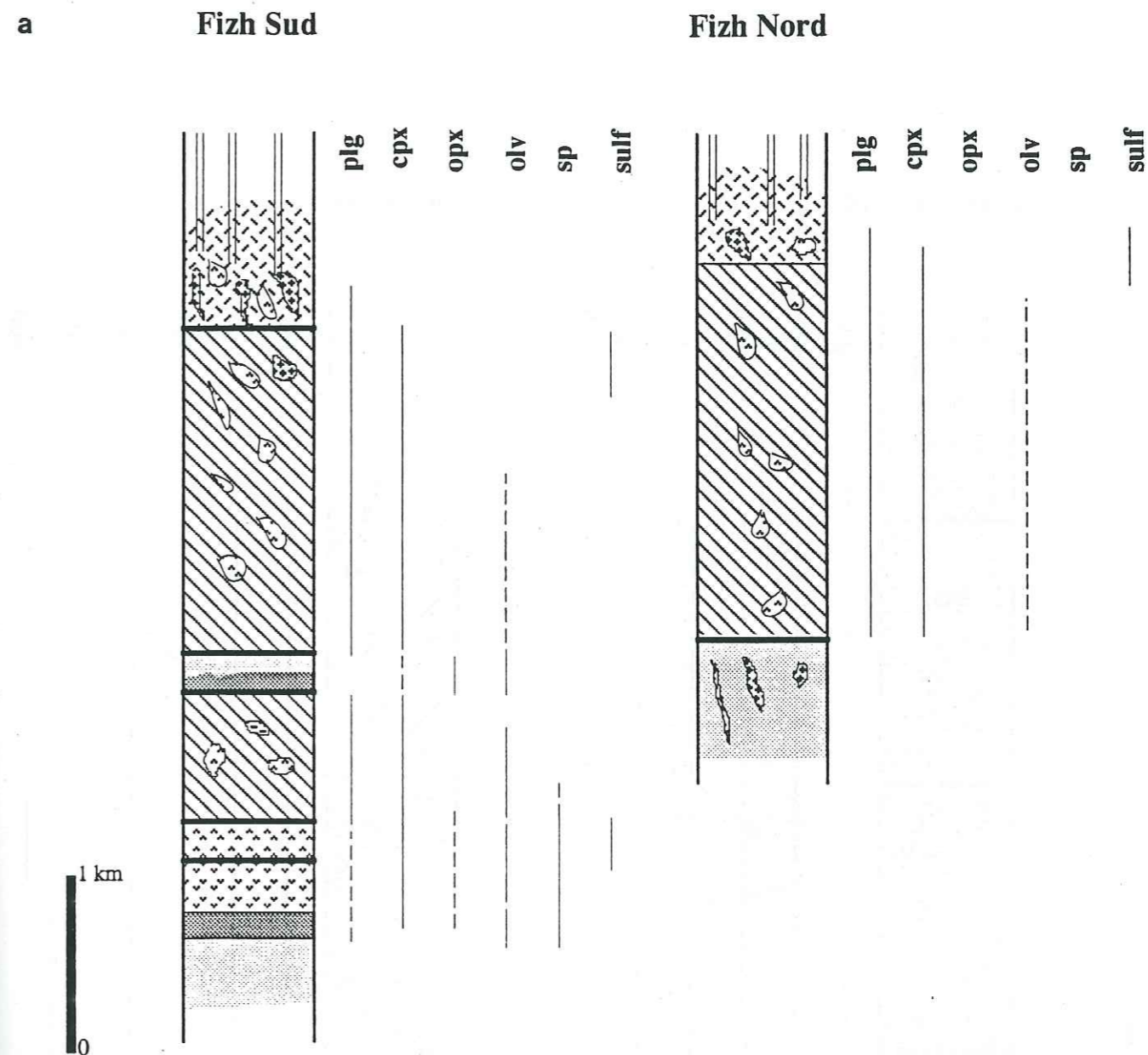


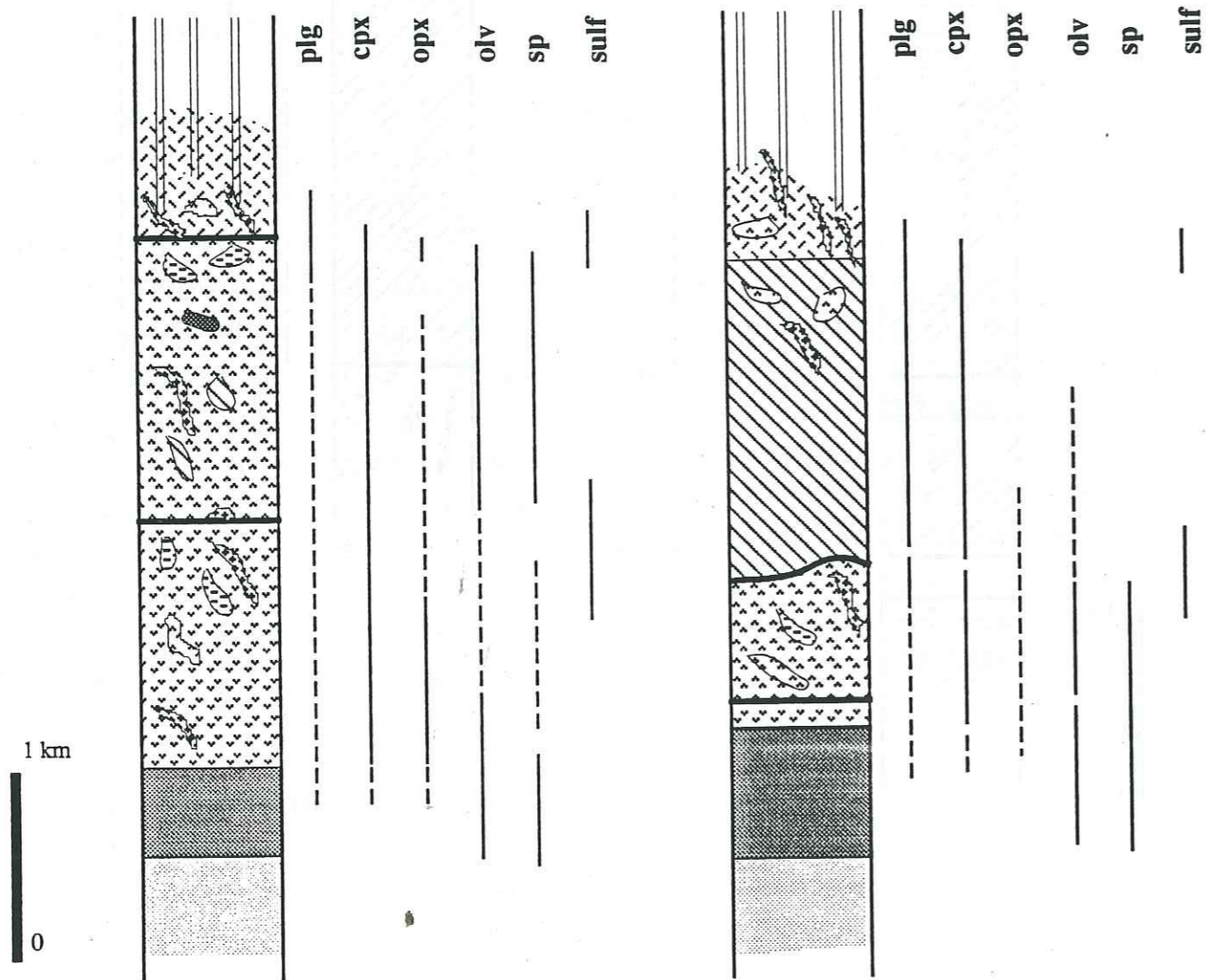
Figure 78: Distribution des phases minérales principales (plus les sulfures) dans la séquence crustale du massif de Fizh (légende: cf. 1ère Partie).

a- Wadi Fizh
b- Wadi Khabiyat
c- Wadi Bani Umar

b

Khabiyat Sud

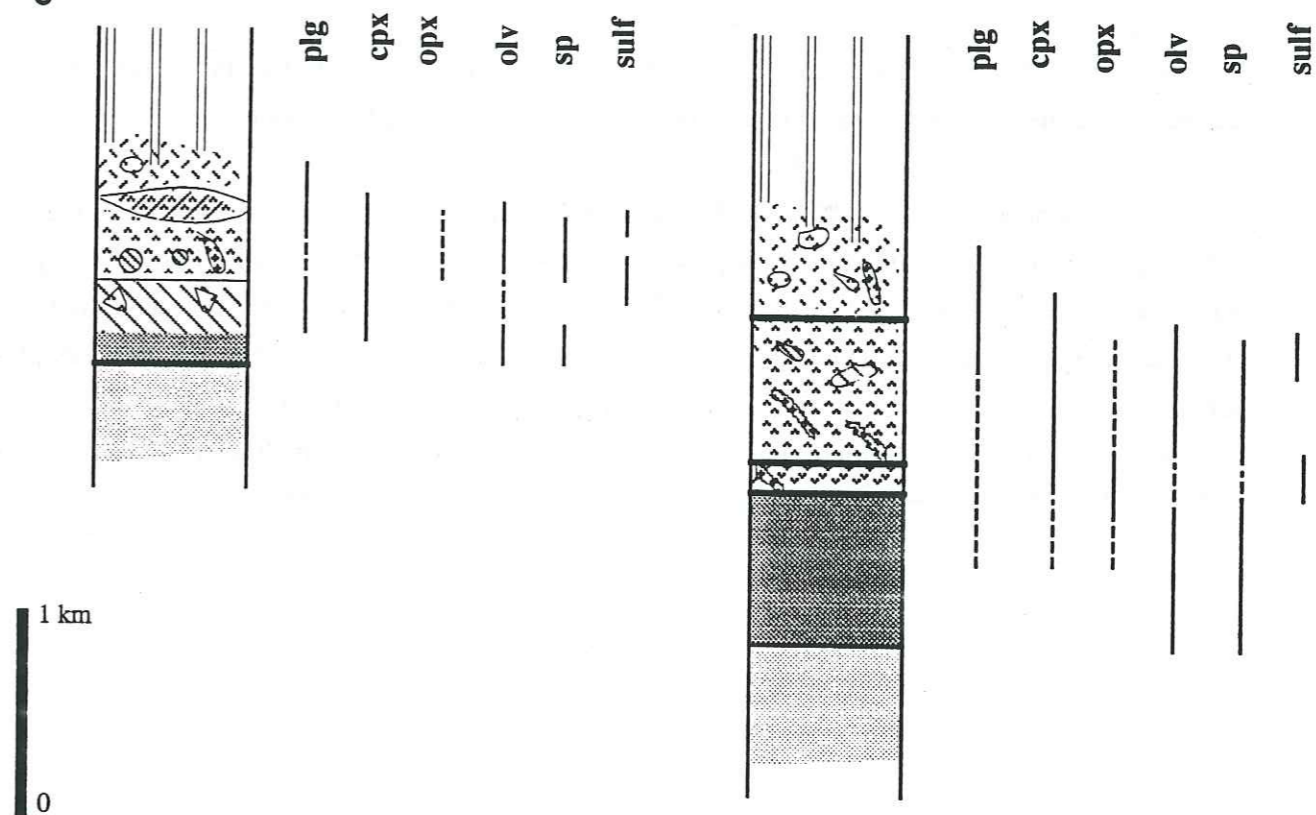
Khabiyat Nord



Bani Umar Sud

Bani Umar Nord

c



II-1- le spinelle chromifère

Le spinelle chromifère est fréquent dans les ultrabasites mantellaires du bloc de Fizh. Localement des pods de chromite ont été découverts. Nous traiterons la chimie de ces chromites dans la partie sur la métallogénie de notre secteur.

Ici, on s'intéressera strictement aux spinelles précoces de la lignée wehrlitique, que l'on rencontre principalement dans les dunites intramantellaires et transitionnelles et dans les wehrlites.

Cette étude doit permettre de typer les spinelles et de servir à comprendre la genèse des séries wehrlitiques.

De la base des cumulats (zone de transition) jusqu'aux niveaux ultramafiques supérieurs les spinelles sont présents, disséminés. Ils sont toujours automorphes avec des bordures arrondies. Ils sont présents épisodiquement dans les gabbronorites.

Les spinelles chromifères dans les dunites transitionnelles et les dunites intrusives dans les tectonites et dans les niveaux wehrlitiques montrent les caractéristiques suivantes:

- le diagramme $Fe^{3+}-Cr^{3+}-Al^{3+}$ (fig. 79) les spinelles des dunites sont plus alumineux et pauvres en fer (à part la bordure de quelques grains). Par contre les spinelles des niveaux wehrlitiques sont plus enrichis en Fe^{3+} et légèrement en chrome. Dans les dunites on note un étalement parallèle au joint $Al^{3+}-Cr^{3+}$ qui indique une variation de la double substitution de l'aluminium par le chrome. Pétrographiquement, les relations de substitution apparaissent entre l'orthopyroxène et le spinelle chromifère surtout dans les dunites à orthopyroxène (cf. Chapitre I). Les cumulats ultramafiques ne montrent pas de telles substitutions mais ils sont caractérisés par un enrichissement en fer.

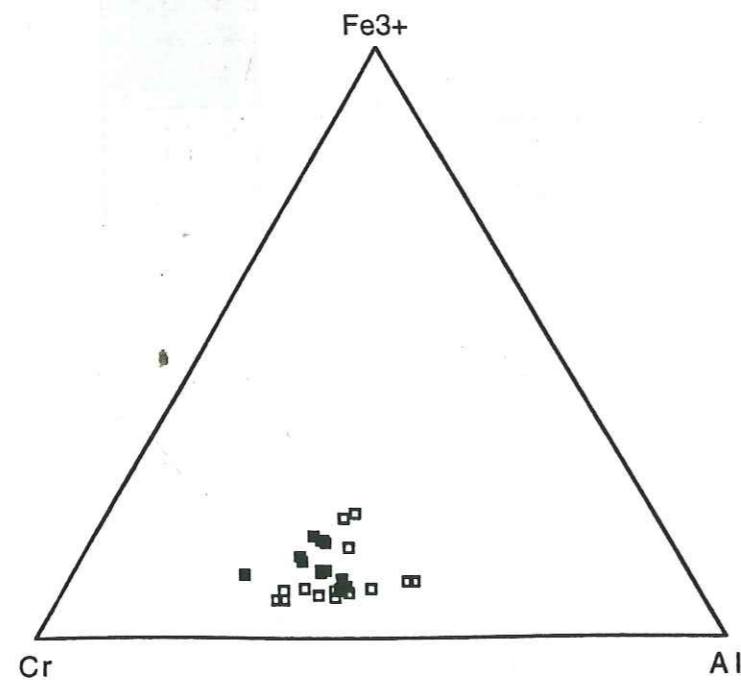


Figure 79: Distribution des grains de spinelle chromifère des dunites et des wehrlites dans le diagramme $Fe^{3+}-Cr-Al$.

- le diagramme bivarié de l'indice mafique ($Mg/Mg+Fe$) en fonction du rapport Cr/Al (fig. 80), montre que le spinelle des dunites est plus magnésien au coeur qu'aux bordures des grains. Deux tendances apparaissent, la première montre une évolution parallèle à l'axe des abscisses, où les valeurs du rapport Cr/Al sont assez constantes. La deuxième tendance montre un enrichissement en chrome lorsque l'indice mafique diminue. Cette élévation de la teneur en chrome en fonction de la diminution de MgO pourrait être un effet de la température (Maurel et Maurel, 1982c, 1982e). Les variations du rapport Cr/Al sont comprises entre 1 et 2. Les spinelles chromifères des wehrlites sont parfois plus ferreux que ceux des dunites.

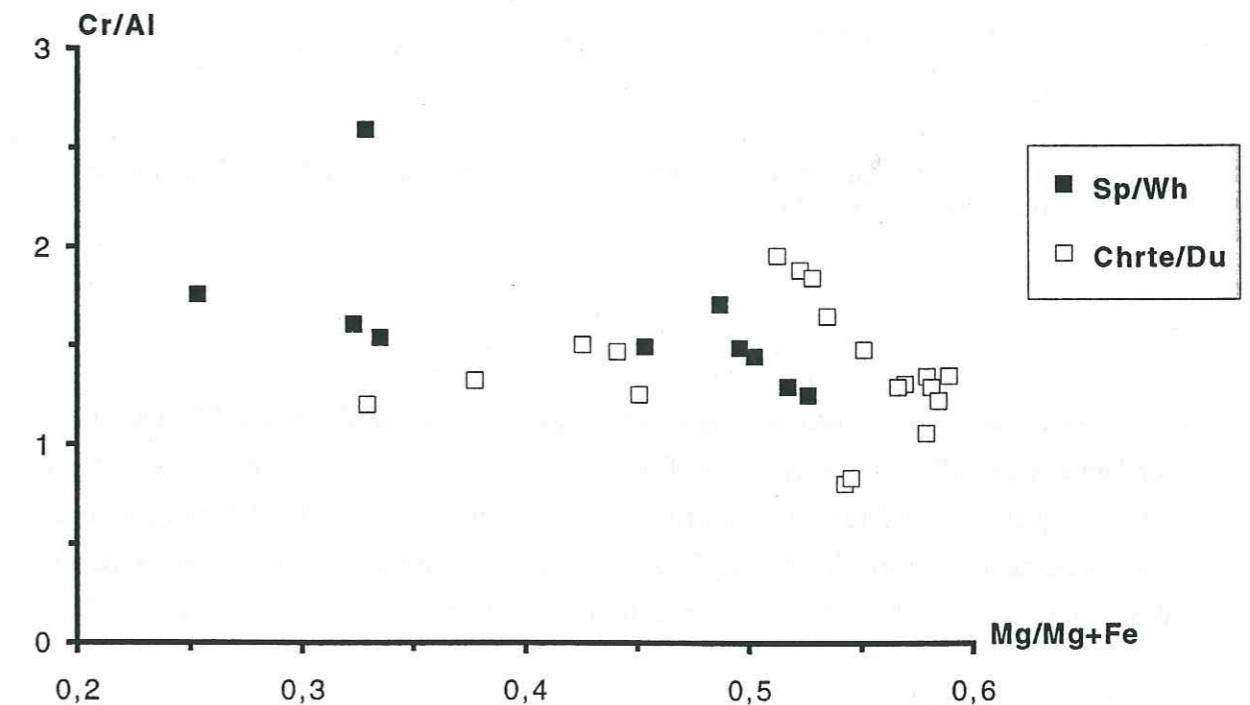


Figure 80: Variations du rapport Cr/Al en fonction de l'indice mafique dans les spinelles chromifères des ultrabasites.

- le diagramme concernant l'indice mafique ($Mg/Mg+Fe$) en fonction du rapport (Fe^{3+}/R^{3+}), montre que ce dernier se corrèle négativement avec l'indice mafique. Les ions Fe^{3+} ont une tendance à s'accroître au cours du fractionnement, surtout dans les spinelles des wehrlites où le rapport est très élevé (entre 8 et 14) par rapport à ceux des dunites (entre 6 et 10). L'augmentation du fer ferrique serait contrôlée par une élévation de fugacité d'oxygène contrôlée par la température (Maurel et Maurel 1982c, 1982e). On note que les bordures des grains de spinelles montrent les mêmes tendances évolutives (fig. 81).

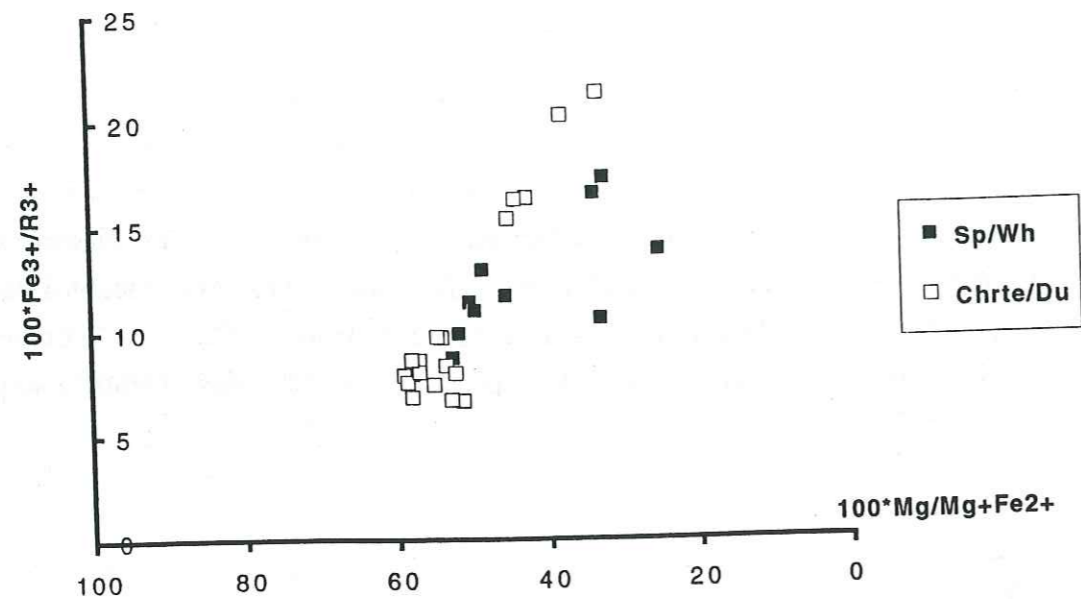


Figure 81: Variations du rapport Fe^{3+}/R^{3+} en fonction de l'indice mafique dans les spinelles chromifères.

- les variations des teneurs en titane en fonction de l'indice mafique (fig. 82), montrent les mêmes tendances que celles du fer avec une distribution assez importante pour les spinelles des niveaux ultramafiques, c'est à dire une corrélation négative: l'incorporation du titane augmente au cours du fractionnement. Les spinelles chromifères des dunites présentent des teneurs constantes, les bordures des grains montrent des teneurs faibles à des degrés de fractionnement très variés.

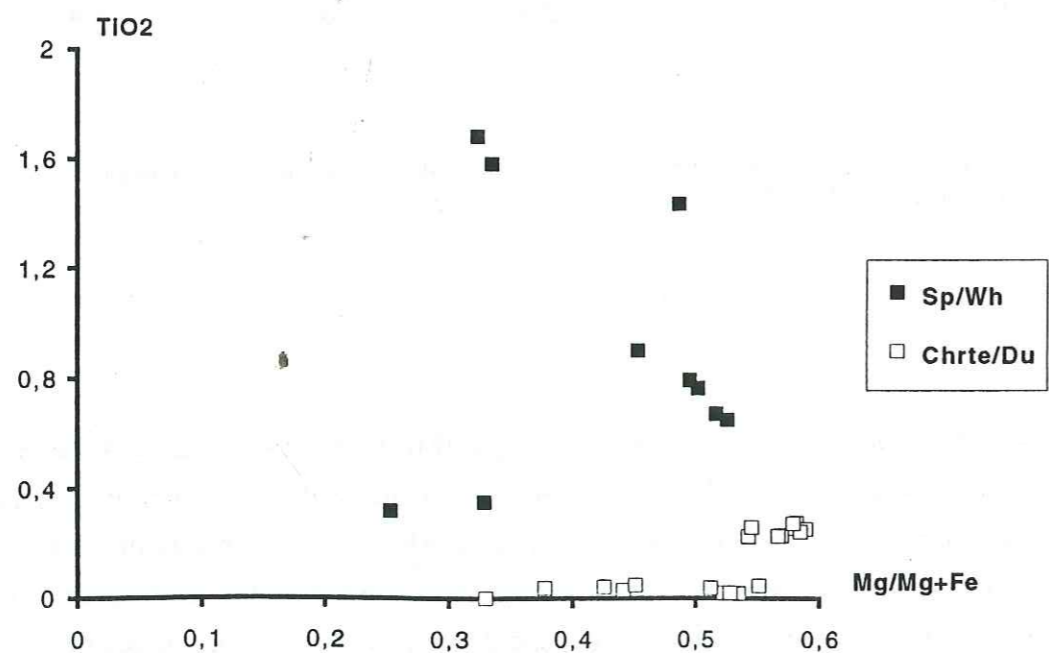


Figure 82: Variations du titane en fonction de l'indice mafique dans les spinelles des dunites et des wehrlites.

Conclusions

Les spinelles chromifères des deux types pétrographiques (dunites et les ultramafites) montrent que le spinelle des dunites (base de la croûte) est plus magnésien, riche en chrome et pauvre en fer et en titane que celui des ultramafites. Par contre, les deux types sont caractérisés par des rapports Cr/Al assez comparables. Ceci témoigne d'une dualité compositionnelle des spinelles (Fe, Ti, Mg). Cependant pour un même degré de fractionnement les rapports sont différents, les spinelles chromifères des dunites montrent des rapports plus élevés que ceux des wehrlites.

Les dunites sont issues de la fusion partielle du manteau supérieur. Cette fusion est importante par son taux, ce qui favoriserait l'enrichissement du spinelle en chrome à la base de la chambre magmatique entre les tectonites et les cumulats.

Les niveaux ultramafiques (wehrlites, pyroxénites) seraient liés à la cristallisation des liquides issus de fusions partielles équivalentes. Les spinelles chromifères sont abondants dans les niveaux riches en olivine et en pyroxène, et rarement dans les cristaux de plagioclase. Les wehrlites et les pyroxénites sont les deux principaux faciès de la lignée wehrlitique riches en spinelle chromifère. Ces faciès étant plus primitifs (élément majeurs), ils prennent naissance dans les dunites (fusion partielle) à la base de la croûte. Les rapports cités ci-dessus, assez comparables à ceux des spinelles des dunites pourraient s'expliquer par le fait que les ultramafites sont issues des dunites et leur pénétration dans la chambre magmatique (contraste thermique ou double diffusion thermique et chimique) permet l'enrichissement en chrome dans les spinelles (augmentation du coefficient de partage spinelle-liquide).

II-2- l'olivine

Dans les dunites transitionnelles et dans les niveaux wehrlitiques l'olivine est une phase cumulus, alors qu'elle n'est pas une phase majeure dans la série gabbroïque.

Chimiquement les olivines montrent des compositions qui varient selon les faciès. En effet, les variations de la teneur en forstérite montrent pour les cumulats wehrlitiques des valeurs qui s'échelonnent de Fo 85 à Fo 92. Pour la série gabbroïque les teneurs en forstérite sont plus faibles (Fo 75).

II-3- le clinopyroxène

Le clinopyroxène est la phase la plus abondante de la séquence crustale et de la série wehrlitique. Ce minéral, dans les cumulats, peut être rapporté soit à une phase cumulus soit à la phase post-cumulus

Les caractéristiques géochimiques des clinopyroxènes:

Le rapport Mg/Mg+Fe est plus élevé dans les pyroxènes des wehrlites (0.91 à 0.98) que dans les

pyroxénites (0.84 à 0.9); les gabbros massifs ont un rapport faible de 0.86 à 0.88.

La série wehrlitique

Le champ de composition des clinopyroxènes dans le diagramme des pyroxènes (Poldervaart et Hess, 1951) est très réduit. Les compositions se placent sensiblement dans le domaine du diopside (fig. 83). Cette figure montre un seul groupe de pyroxènes, uniquement du diopside.

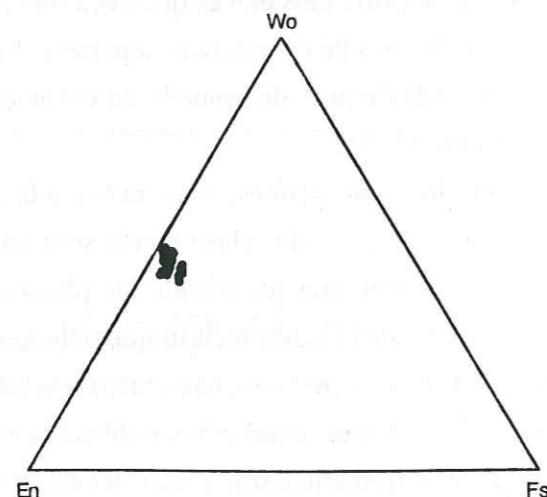


Figure 83: Diagramme de compositions des clinopyroxènes des wehrlites et des gabbros massifs associés (Wollastonite - Enstatite - Ferrosilite).

Le comportement des cations (Al, Ti, Cr, Ca) en fonction de l'indice mafique montre les caractéristiques suivantes: pour les wehrlites (fig. 84) et pour les gabbros massifs (Fig. 85)

- les variations des teneurs de l'aluminium tétracoordonné montrent deux tendances bien marquées. La première offre une corrélation négative pour les wehrlites; la deuxième se caractérise par le rapport d'indice mafique constant, ceci traduit le fractionnement d'une phase alumineuse qui est le plagioclase dans les gabbros massifs.

- les variations de la teneur du titane montrent une légère corrélation négative des gabbros massifs aux wehrlites. Cette légère corrélation montre bien le caractère incompatible du titane à haute température (Irving, 1978).

- les variations des teneurs du chrome montrent que dans les gabbros massifs les teneurs sont plus faibles voire nulles. Dans les wehrlites, les teneurs du chrome sont élevées (liquide primitif peu évolué). Les fortes concentrations du chrome (0.04) ne peuvent avoir lieu que dans le cas où le chrome n'a pas été piégé par les spinelles.

- les variations des teneurs du calcium se font selon une corrélation positive avec l'indice mafique. On assiste à une légère diminution de la teneur en molécule de wollastonite au cours du fractionnement précoce du bain. Les faibles teneurs dans les gabbros massifs seraient liées à un effet de température de cristallisation (Lindsley, 1983).

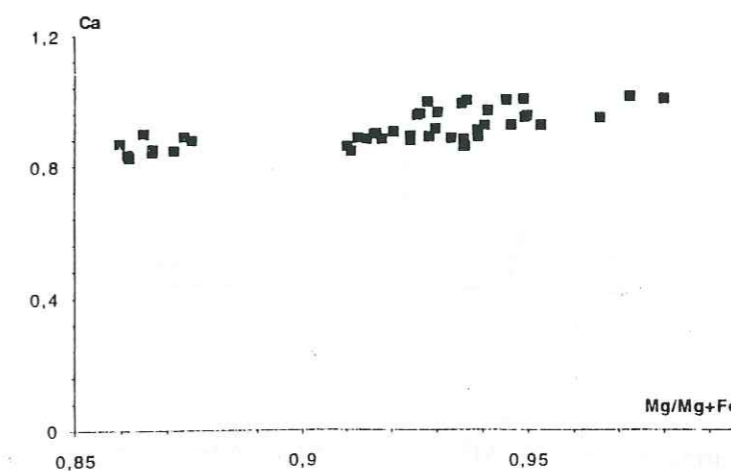
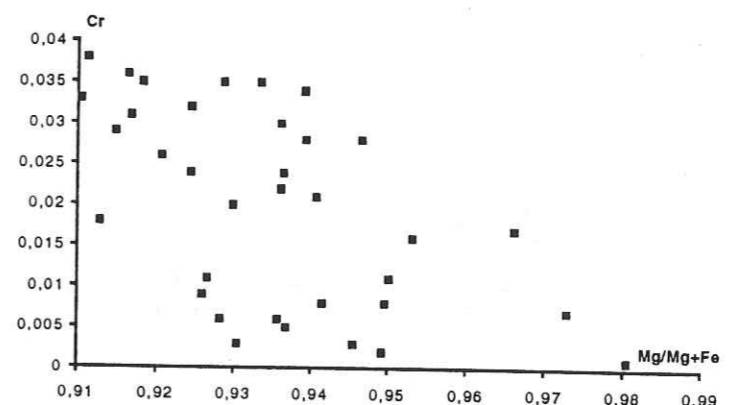
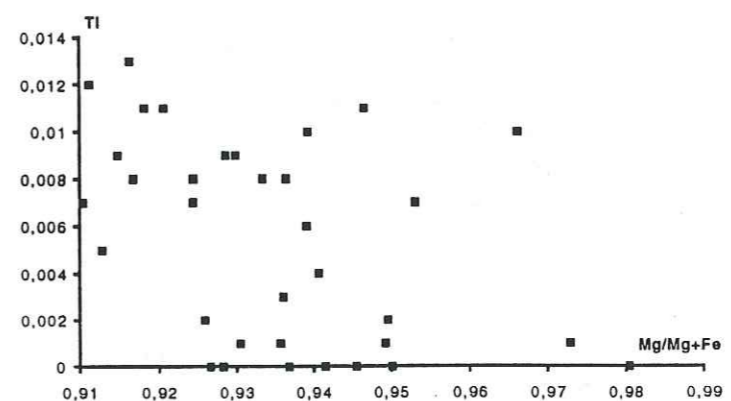
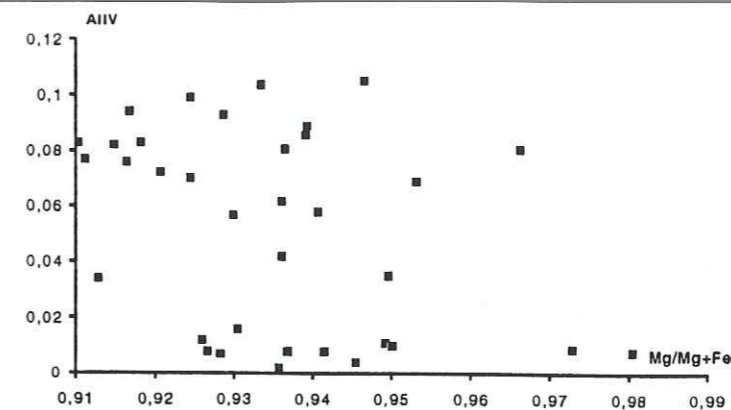


Figure 84: Variations des cations AIV, Cr, Ti et Ca en fonction de l'indice mafique dans les clinopyroxènes des wehrlites.

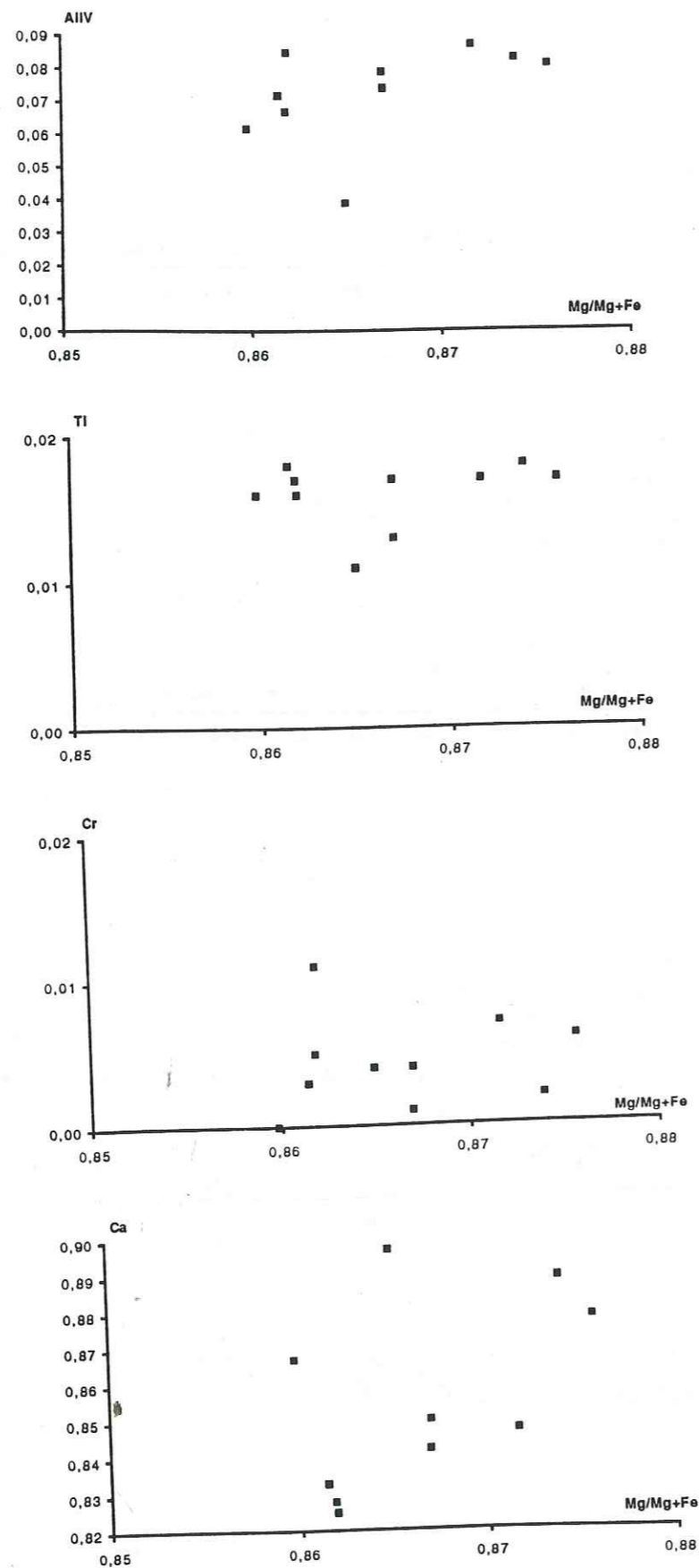


Figure 85: Variations des cations AlIV, Cr, Ti et Ca en fonction de l'indice mafique dans les clinopyroxènes des gabbros massifs associés aux wehrlites.

Les pyroxénites

Le champ de composition des clinopyroxènes dans le diagramme des pyroxènes couvre deux domaines où deux groupes coexistent. Le premier groupe est formé du diopside-augite; le deuxième se caractérise par la pigeonite et la bronzite (orthopyroxène) (**fig. 86**).

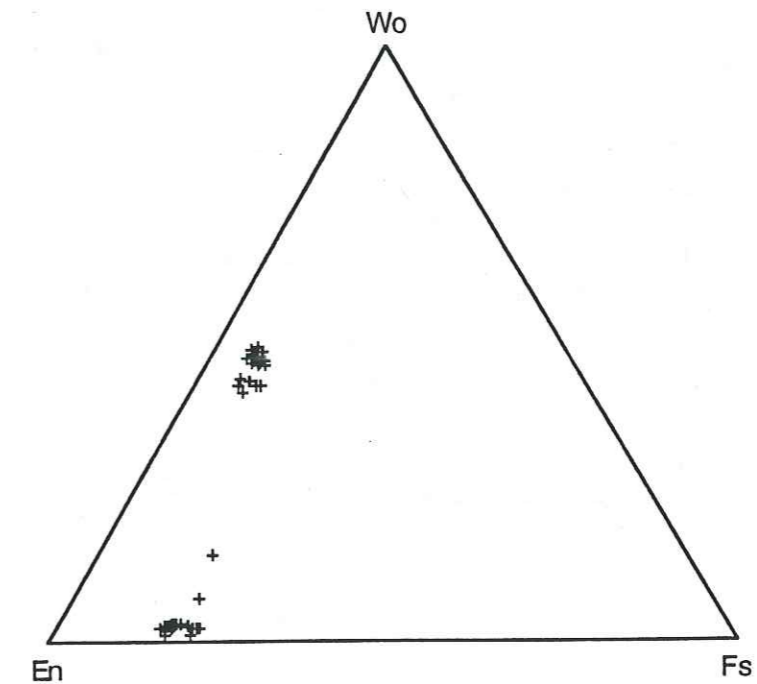


Figure 86: Diagramme de compositions des clinopyroxènes des pyroxénites (Wo-En-Fs), et de quelques orthopyroxènes.

Le comportement des cations (Al, Ca, Cr, Ti) en fonction du rapport Mg/Mg+Fe montrent les caractéristiques suivantes: (**fig. 87**)

- les teneurs de l'aluminium tétraédrique montrent une légère corrélation négative avec l'indice mafique. L'examen détaillé des analyses montre que les clinopyroxènes présentent des compositions assez homogènes, seules les compositions des bordures de quelques cristaux sont plus alumineuses.
- les teneurs du titane montrent de même une légère corrélation négative avec l'indice mafique.
- les teneurs du chrome sont homogènes et varient peu en fonction du rapport Mg/Mg+Fe. Les compositions du Cr des clinopyroxènes des pyroxénites sont plus faibles que celles des wehrlites.
- les teneurs en calcium (0.8 à 0.95) montrent une légère corrélation positive avec l'indice mafique.

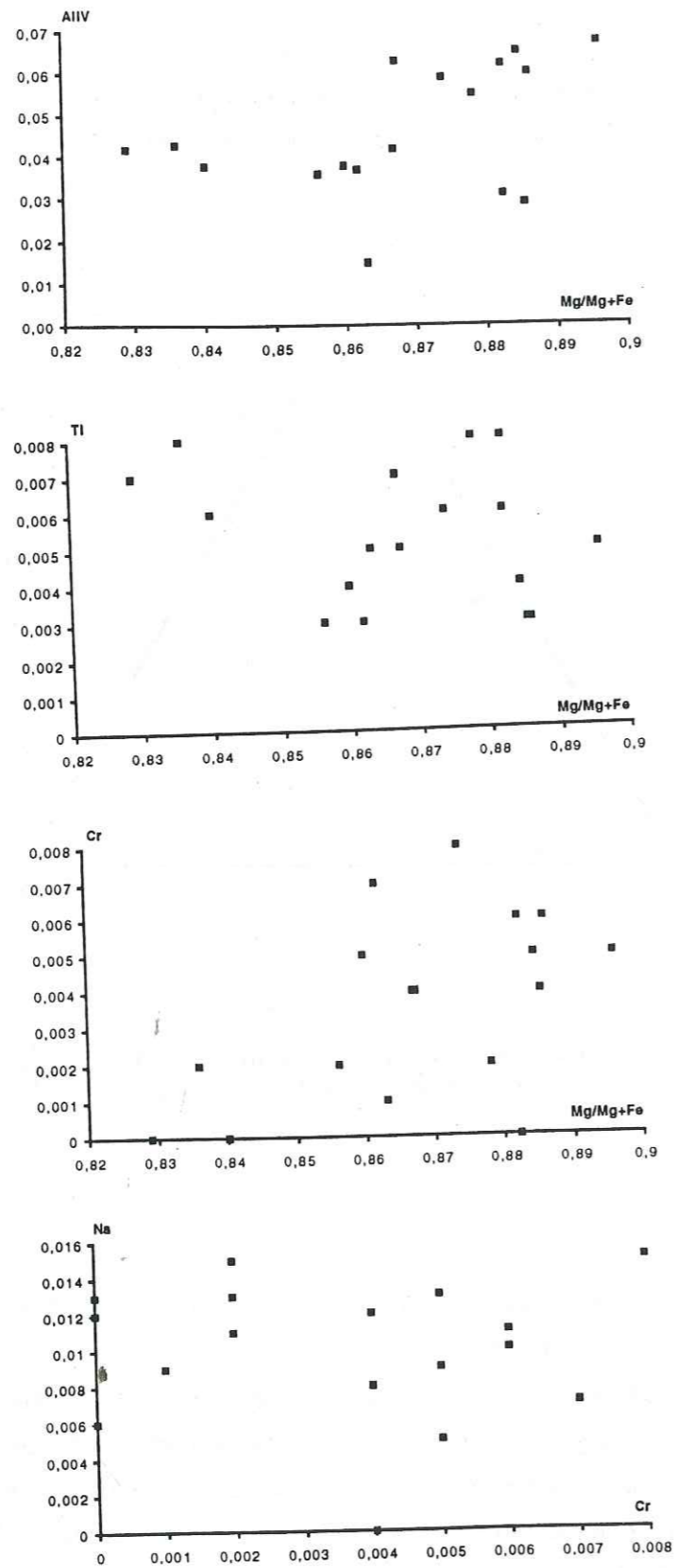


Figure 87: Variations des cations AlIV, Cr, Ti et Ca en fonction de l'indice mafique dans les clinopyroxènes des pyroxénites.

Les teneurs en titane (**fig. 88**) offrent une corrélation positive avec celles du fer. Les clinopyroxènes des wehrlites présentent des teneurs très faibles en fer. Ils s'enrichissent en titane dans les termes évolués (troctolites, gabbros troctolitiques). Ceux des pyroxénites montrent des teneurs en fer plus élevées, alors que celles en titane sont assez constantes. Les gabbros massifs se caractérisent par des teneurs en fer constantes et celles du titane sont élevées. Cette évolution se fait selon deux tendances; l'une s'enrichit en fer, l'autre s'enrichit en fer et titane.

La variation du Cr en fonction du rapport $100 \cdot \text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$ (**fig. 88**) offre une corrélation positive pour les clinopyroxènes des wehrlites, des pyroxénites et des gabbros massifs. Les wehrlites contiennent des clinopyroxènes très riches en Cr, ceci traduit à la fois l'état primitif du magma et que le chrome n'est pas encore fixé par les spinelles. Les valeurs s'accordent avec les forts coefficients de partage du clinopyroxène (Irving 1978; Bougault 1980) et davantage du spinelle pour le chrome.

La variation des teneurs du sodium en fonction de celles du chrome (**fig. 88**) se fait par une corrélation négative entre les wehrlites, les pyroxénites et les gabbros massifs. Les clinopyroxènes riches en chrome montrent des teneurs assez constantes en Na entre 0.01 et 0.025. La dispersion des teneurs du Na est liée à de fortes variations de coefficient de partage.

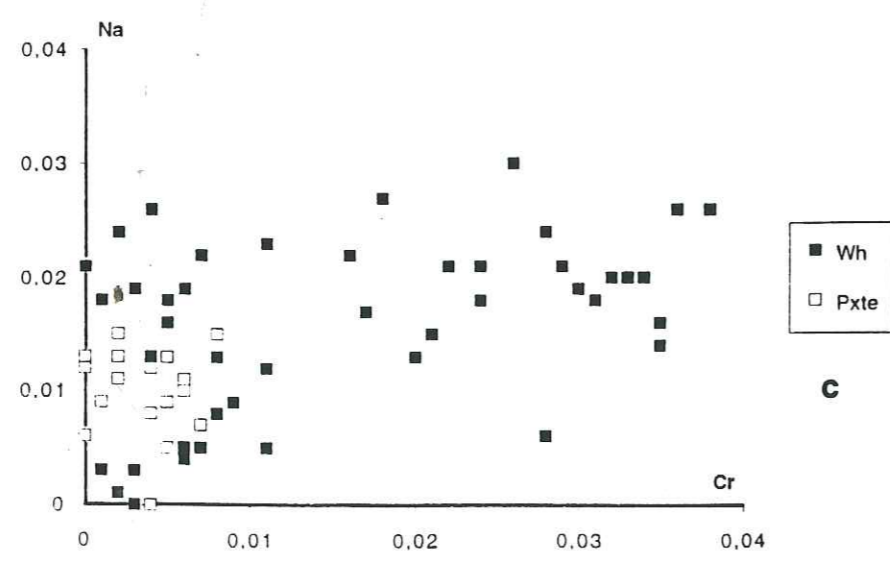
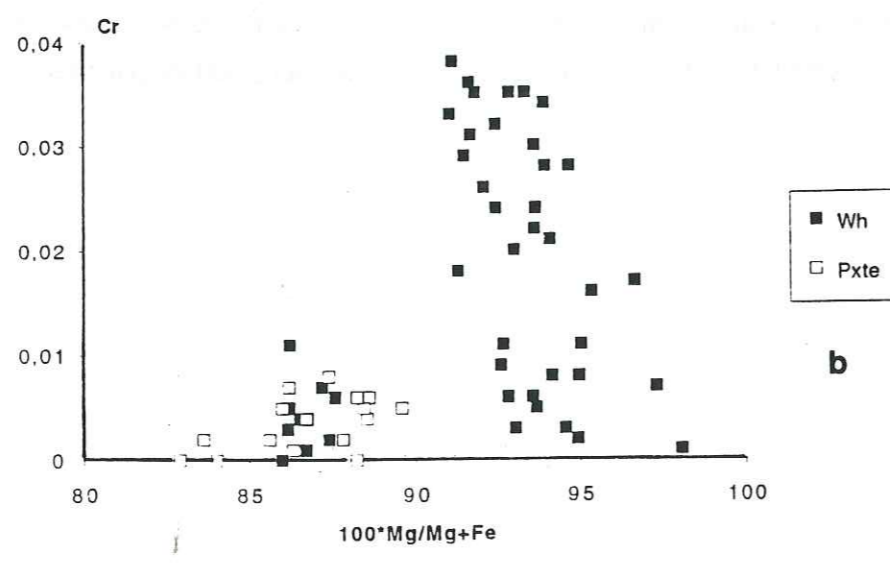
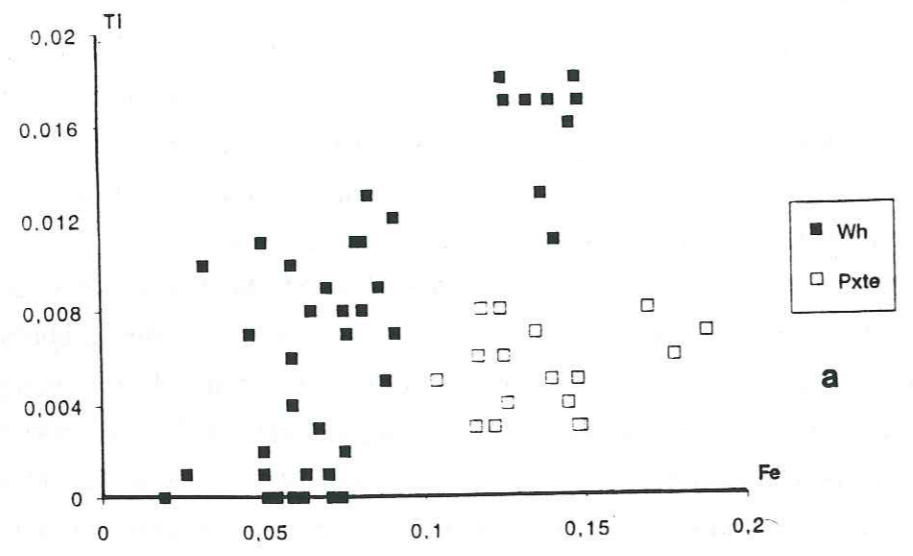


Figure 88:
 a- variations du titane en fonction du fer dans les clinopyroxènes des wehrlites et des pyroxénites.
 b- variations du chrome en fonction de l'indice mafique dans les clinopyroxènes des wehrlites et des pyroxénites.
 c- variations du sodium en fonction du chrome dans les clinopyroxènes des wehrlites et des pyroxénites.

Les gabbronorites

Le champs de compositions des clinopyroxènes des gabbronorites est assez homogène (**fig. 89**). Les domaines couverts sont les mêmes que pour les pyroxénites (deux groupe de pyroxènes) et en plus, ils montrent la même tendance (vers le pôle magnésien).

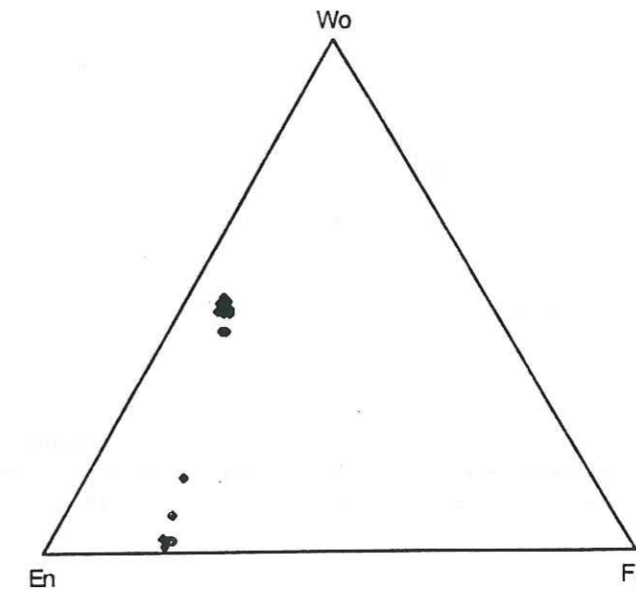


Figure 89: Diagramme de compositions des clinopyroxènes des gabbronorites (Wo-En-Fs).

- Les variations des cations (Al, Ti, Cr et Ca) montrent les caractéristiques suivantes: (**fig. 90**)
- les variations de la teneur de l'aluminium tétracoordonné montrent une corrélation légèrement positive, mais les teneurs en Al sont généralement les mêmes (0.04) et les variations du rapport (Mg/Mg+Fe) sont très minimales de 0.86 à 0.89. Ceci pourrait correspondre à des clinopyroxènes des magmas moins évolués.
 - les variations des teneurs du chrome montrent que dans les pyroxènes des gabbronorites le chrome est quasi absent (teneurs < 0.01, voire nulles). Quelques pyroxènes montrent des teneurs de 0.01.
 - les variations des compositions en titane montrent que les teneurs sont plus élevées surtout par rapport aux pyroxènes des pyroxénites. Les gabbronorites sont bien enrichies en fer et titane par rapport aux séries wehrlitiques.
 - les variations de la teneur du Ca se manifestent par une corrélation positive avec l'indice mafique par rapport aux pyroxénites où les teneurs en Ca sont assez constantes.

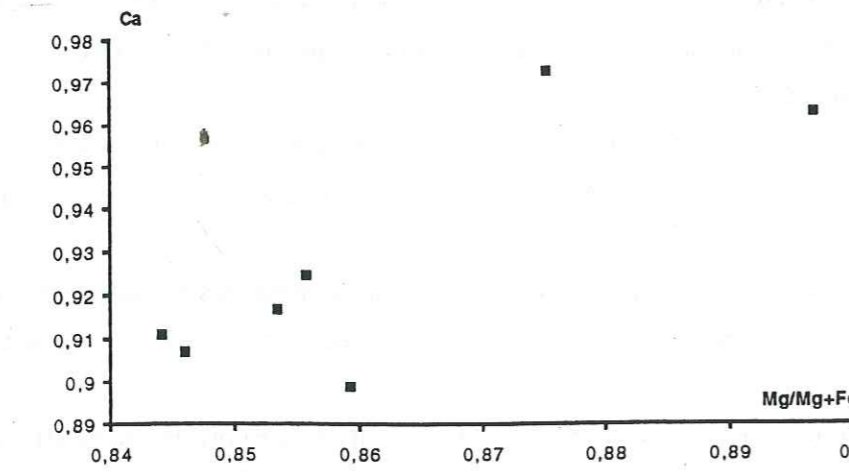
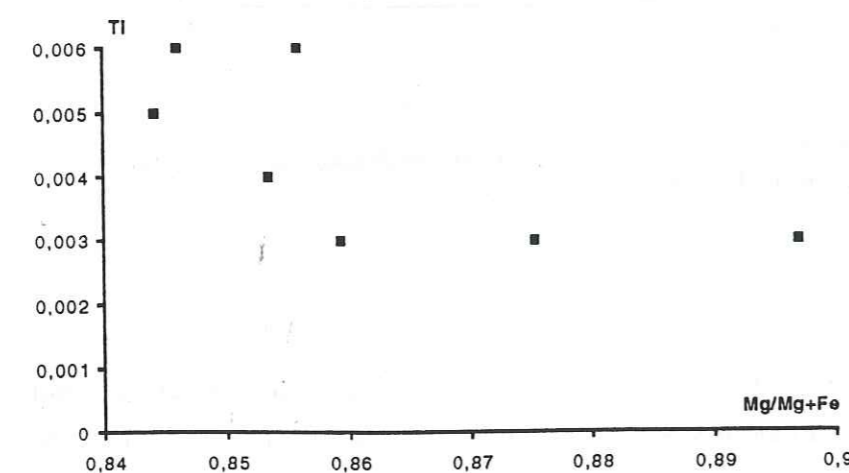
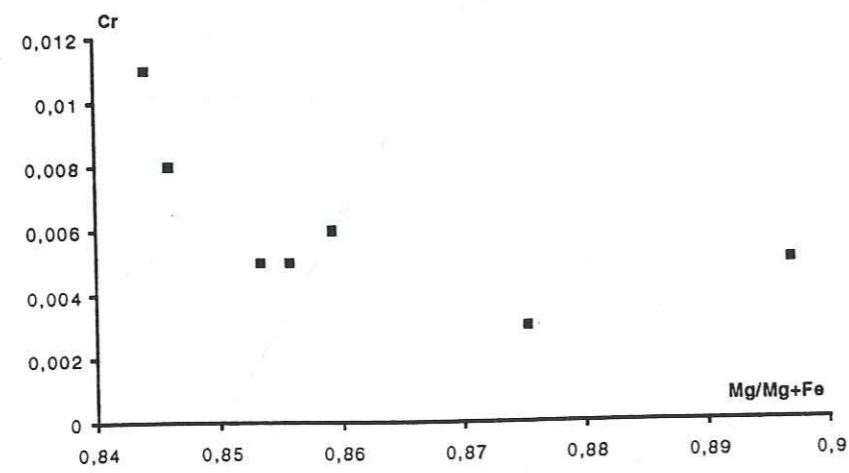
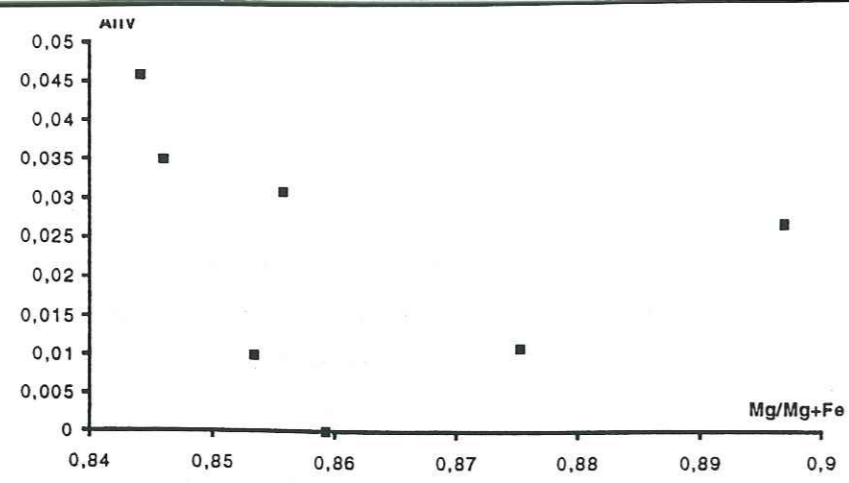


Figure 90: Variations des cations AlIV, Cr, Ti et Ca en fonction de l'indice mafique dans les clinopyroxènes des gabbroïdites.

Les dunites (tableau 5)

Les clinopyroxènes des dunites ont des teneurs en Al constantes et plus faibles que celles des pyroxènes des gabbros lités.

Les clinopyroxènes des dunites par contre ont des teneurs en Chrome allant de 0.008 à 0.018, ceci pourrait être lié aux degrés de substitution entre l'aluminium et le chrome ou encore le chrome est concentré dans les clinopyroxènes avant qu'il soit piégé par les spinelles (fort gradient thermique, fort coefficient de partage du chrome pour le clinopyroxène).

| | Dunite | Gabbro lité |
|-----------------|-------------|-------------|
| Aliv | 0,042 | 0,076 |
| Ti | 0,001 | 0,013 |
| Cr | 0,018 | 0,003 |
| Mg | 0,93 | 0,84 |
| Fe2 | 0,04 | 0,16 |
| Ca | 0,96 | 0,87 |
| Mg/Mg+Fe | 0,96 | 0,84 |

Tableau 5: Teneurs moyennes en quelques éléments chimiques et de l'indice mafique des clinopyroxènes des dunites et des gabbros lités.

La série gabbroïque litée

La composition du clinopyroxène des gabbros lités se limite aux champs du diopside, de l'endiopside et de l'augite (fig. 91). Leur composition montre deux groupes de pyroxènes (Mg/Mg+Fe varie de 0.82 à 0.86).

Les teneurs en Al, Ca, Ti, Cr et l'indice mafique sont données dans le tableau 5.

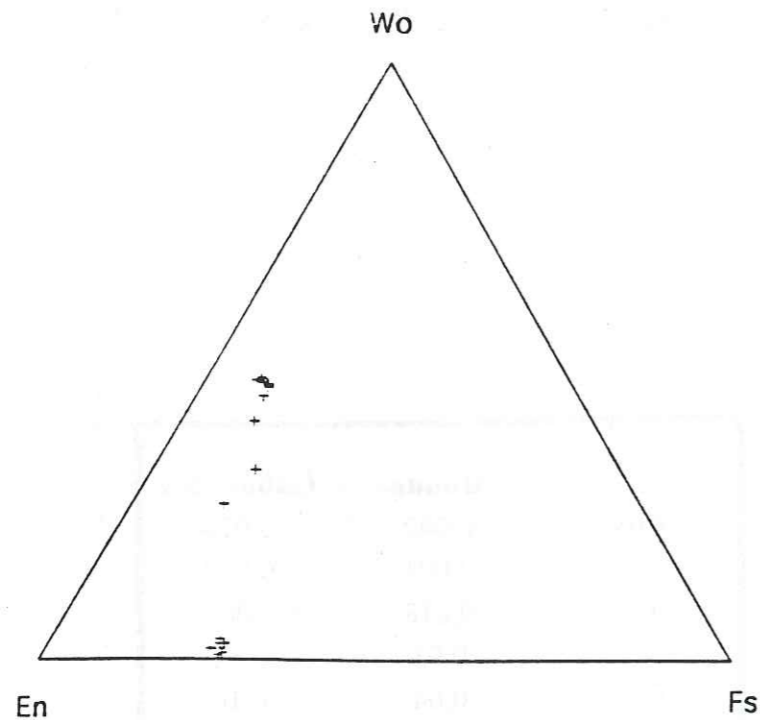


Figure 91: Diagramme de compositions des clinopyroxènes des gabbros lités (Wo-En-Fs).

Conclusions

Le clinopyroxène offre des caractéristiques qui permettent de différencier les différents faciès de la séquence crustale. Le clinopyroxène des dunites intrusives est faiblement titané et alumineux mais plus magnésien. Ces dunites correspondraient à des matériaux résiduelles.

Les wehrlites montrent un seul groupe de pyroxènes (diopside) contrairement aux pyroxénites, aux gabbroïdites et aux gabbros lités où coexistent deux pyroxènes.

Le pyroxène des wehrlites massive présente les mêmes caractéristiques que les dunites. Alors que celui des wehrlites litées ou imprégnées est riche en Cr, en Ti et en alumine. Ces faciès sont plus

différenciés. De même les gabbros massifs issus de ces wehrlites offrent un clinopyroxène plus titané, alumineux et pauvre en chrome.

II-4- L'orthopyroxène

La composition de l'orthopyroxène des différents faciès est établie dans le tableau 7.

On a étudié les variations des cations (Al, Ti, Cr, Ti) en fonction du rapport (Mg/Mg+Fe) et elles montrent les caractéristiques suivantes:

Les pyroxénites (fig. 86 et 92)

- les teneurs en aluminium tétracoordonné diminuent au cours du fractionnement. Ces teneurs incorporées dans l'orthopyroxène reflètent la teneur en aluminium du liquide parental (Huebner, 1980).

- les teneurs en titane montrent qu'elles sont très faibles et pratiquement constantes (< 0.005).

- les teneurs en chrome sont assez faibles (autour de 0.005) voire nulles, ce qui traduit un fractionnement précoce du chrome avant la cristallisation de l'orthopyroxène qui apparaît tardivement dans la séquence crustale; le chrome ayant une grande affinité avec le spinelle et le clinopyroxène.

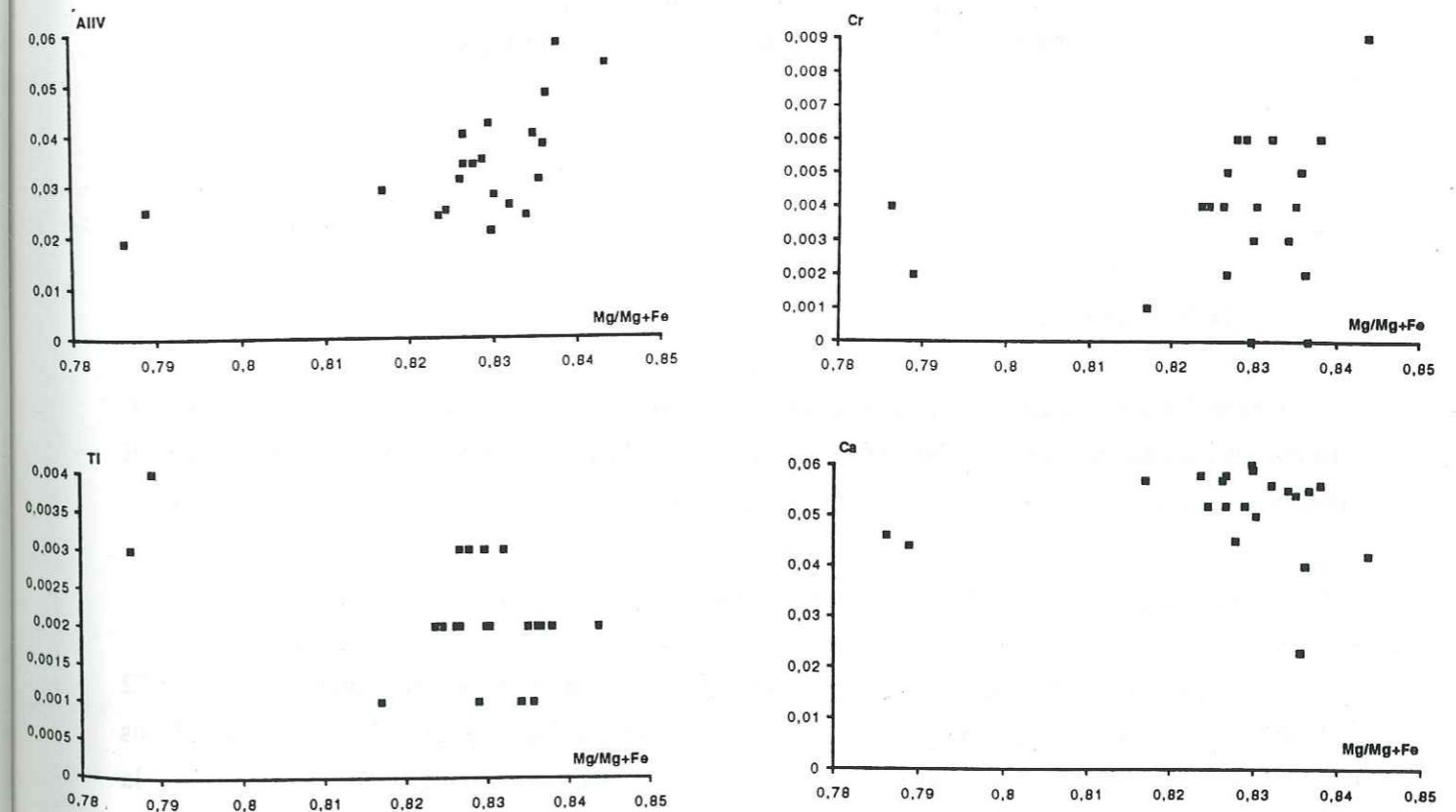


Figure 92: Variations des cations AlIV, Ti, Cr et Ca en fonction de l'indice mafique dans les orthopyroxènes des pyroxénites.

Les gabbronorites (fig. 89)

Les orthopyroxènes des gabbronorites montrent des teneurs plus faibles en Al, Ti, Cr par rapport à celles des pyroxénites. Alors que le taux du Ca est plus élevé. (Tableau 7)

| | Gabbro lité | Gabbronorite | Pyroxénite |
|----------|-------------|--------------|------------|
| WO | 8,84 | 6,44 | 2,77 |
| EN | 68,96 | 74,10 | 80,28 |
| FS | 22,19 | 19,45 | 16,95 |
| Mg/Mg+Fe | 0,75 | 0,80 | 0,83 |
| Aliv | 0,04 | 0,03 | 0,03 |
| Ti | 0,01 | 0,00 | 0,00 |
| Cr | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Fe2 | 0,48 | 0,38 | 1,57 |
| Ca | 0,04 | 0,07 | 0,05 |

Tableau 7: Variations des teneurs de quelques éléments dans les cristaux d'orthopyroxène des faciès gabbroïques et pyroxénitiques.

II-5- le plagioclase

Ce minéral compte parmi les phases les plus importantes de la séquence crustale de Fizh. En effet, il apparaît à la base des cumulats (niveaux dunitiques) sous forme de cristaux post-cumulus. Il devient une phase cumulus dans les termes troctolitiques et gabbroïques.

Les caractéristiques géochimiques des plagioclases

Le triangle des feldspaths montrent des compositions variables (le taux d'anorthite varie de 0.72 à 0.95) selon le type pétrographique. Les gabbros lités offrent un large éventail de composition. Dans les autres faciès, la composition des plagioclases est moins étendue, elle va de l'anorthite jusqu'à la bytownite.

La composition des plagioclases des différents faciès étudiés est établie dans le tableau 6.

| | Wherlite | Gabbro lité | Pyroxénite | Gabbronorite |
|----|----------|-------------|------------|--------------|
| OR | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| AN | 0,85 | 0,73 | 0,92 | 0,93 |
| AB | 0,15 | 0,27 | 0,08 | 0,07 |
| Na | 0,15 | 0,27 | 0,15 | 0,07 |
| Ca | 0,88 | 0,74 | 0,88 | 0,93 |

Tableau 6: Variations des teneurs de quelques éléments dans les cristaux de plagioclase des différents faciès de la séquence crustale.

II-6- Les oxydes de fer et ferro-titanés

Les oxydes ne représentent pas des phases minéralogiques majeures dans la séquence crustale, en effet leur précipitation intervient tardivement, et est fonction de conditions physico-chimiques du liquide magmatique (fugacité d'oxygène, température...).

Les oxydes ferro-titanés apparaissent surtout dans les gabbros lités, les gabbronorites, les gabbros isotropes.

Le diagramme des solutions solides du système ternaire FeO-Fe₂O₃-TiO₂ (Haggerty, 1976) montre (fig. 93) qu'il s'agit d'une phase ferro-titanée avec un rapport Fe/Ti égal à 1 qui correspond à l'ilménite (FeTiO₃); ceci traduit la saturation en fer et titane dans le liquide magmatique. Les oxydes ferro-titanés contenus dans les gabbros lités sont subautomorphes et paraissent primaires. Ils auraient précipités à une température de 1150 à 1000°C et sous faibles fugacités d'oxygène (environ 10⁻¹¹).

Les oxydes ferro-titanés des filons des gabbros et même des granites montrent qu'il s'agit d'une phase ferro-titanée qui est la ferropseudobrookite (FeTi₂O₇), le rapport Fe/Ti est supérieur à 1. Les oxydes représentent des phases minérales primaires importantes des gabbros (cristaux automorphes à subautomorphes). D'après les relations de phases (Lindsley, 1976 et Haggerty, 1976) ces minéraux (ferropseudobrookite) ont précipité à haute température (1300 à 1150°C) et sous de faibles fugacités d'oxygène. Le liquide magmatique étant sursaturé en titane, le résidu en fer a cristallisé sous forme de fer métallique (Fe₂O₃) (hématite).

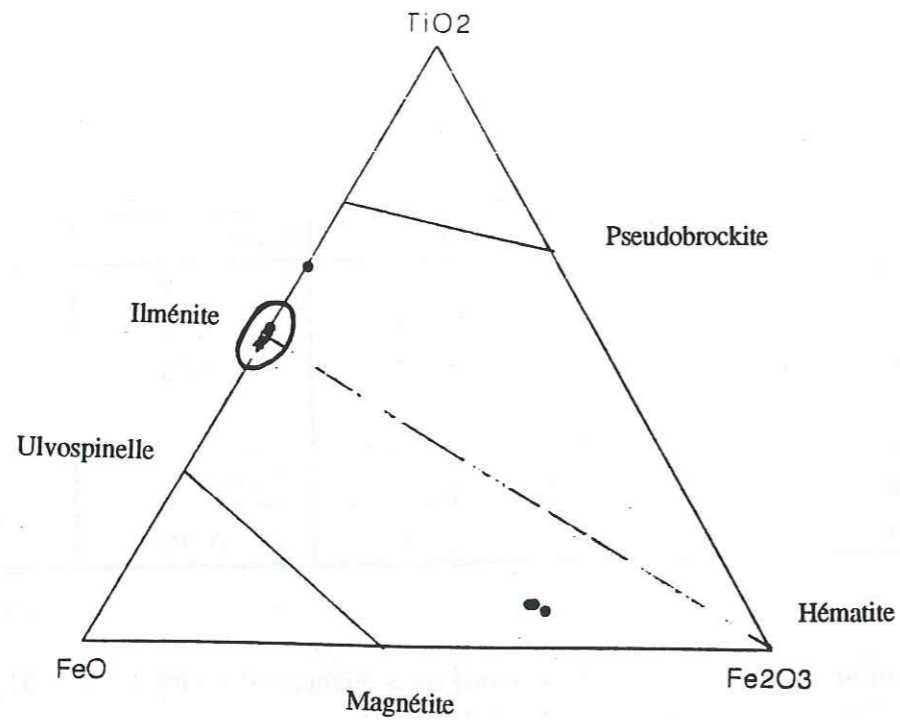


Figure 93: Diagramme de compositions des oxydes ferrotitanés ($TiO_2-FeO+Fe_2O_3$) dans les gabbros lités, les filons gabbroïques et granitiques.

II-7- L'amphibole

Dans la série gabbroïque litée et même dans quelques niveaux ultramafiques à mafiques, les amphiboles sont moins abondantes et apparaissent sous forme de cristaux tardimagmatiques (post-cumulus). Par contre vers le sommet de la séquence, les amphiboles apparaissent en phase magmatique (hornblende brune à verte, automorphe à subautomorphe) dans les gabbros isotropes et les filons gabbroïques et acides.

Les amphiboles sont principalement des phases issues de la rétro-morphose des pyroxènes par des transformations minéralogiques secondaires liées à l'altération hydrothermale.

Les caractéristiques chimiques des amphiboles

Le diagramme des alcalins en site A, en fonction de l'aluminium tétraédrique (fig. 94) montre que les amphiboles se répartissent dans le domaine des hornblendes pour les filons de gabbros, et des hornblendes pargasitiques pour les gabbros lités. On constate alors que les amphiboles des gabbros lités suivent une lignée de type pargasitique.

La corrélation du titane en fonction de l'indice mafique montre une légère corrélation négative. Les amphiboles s'enrichissent en titane au cours du fractionnement.

Le diagramme covariant Mg/Mg+Fe en fonction de la silice (Leake, 1978; Hawthorne, 1981) montrent que les amphiboles des filons de gabbros se répartissent dans le domaine des magnésio-hornblendes, et celles des gabbros lités dans le domaine des tschermakites (fig. 94).

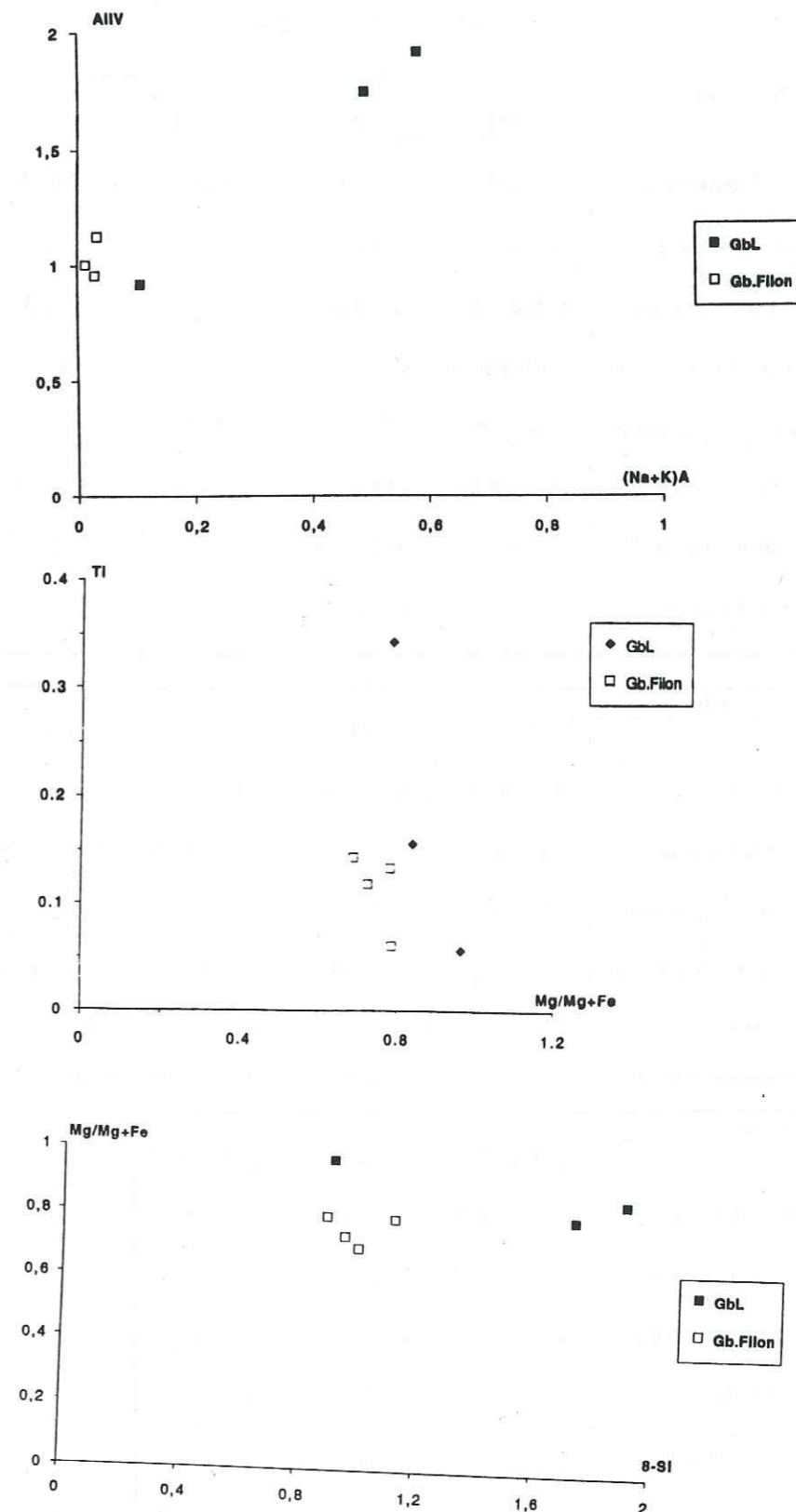


Figure 94: Variations de l'aluminium tétraédrique en fonction des alcalins (site A) et du titane en fonction de l'indice mafique dans les amphiboles des gabbros lités et des filons gabbroïques. Variations de l'indice mafique en fonction de la silice dans les amphiboles des gabbros lités et des filons gabbroïques.

II-8- Discussion et conclusions

A partir de cette étude de la chimie des minéraux principaux des cumulats de la séquence crustale du massif de Fizh, on peut résumer quelques résultats importants (tableau 8):

| Clinopyroxène | | | | | |
|-------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-----------|-------------|
| | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | FeO | MgO |
| Wehrlite massive | 0,01 à 0,15 | 0,4 à 1,7 | 0,1 à 0,7 | 1,7 à 2,8 | 17,2 à 18,3 |
| Wehrlite litée | 0,22 à 0,32 | 2,4 à 3,1 | 0,8 à 1,2 | 1,9 à 3 | 16,7 à 17,8 |
| Wehrlite imprégnée | 0,26 à 0,47 | 1,8 à 2,9 | 0,6 à 1,3 | 1,5 à 3 | 16,5 à 17,5 |
| Dunite à clinopyroxène | 0,015 à 0,03 | 1,2 à 1,4 | 0,3 à 0,7 | 0,9 à 2 | 17,5 à 17,8 |
| Gabbro massif à olivine | 0,4 à 0,65 | 1,95 à 2,6 | 0,001 à 0,25 | 4,1 à 4,6 | 16,2 à 17,3 |
| Pyroxénite | 0,12 à 0,28 | 0,8 à 2,3 | 0,1 à 0,3 | 3,4 à 5,9 | 16,3 à 18 |
| Gabbronorite | 0,1 à 0,2 | 0,6 à 1,7 | 0,09 à 0,4 | 3,8 à 5,2 | 15,2 à 16,6 |
| Gabbro lité | 0,5 à 0,9 | 2,2 à 3,15 | 0,05 à 0,09 | 4,7 à 6,6 | 15,3 à 16,8 |

| Spinnelle | | | | | |
|------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------------|-------------|
| | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | FeO | MgO |
| Wehrlite massive | 0,35 à 0,9 | 12,5 à 18,8 | 40,9 à 48,2 | 20,3 à 25,2 | 5 à 9,7 |
| Wehrlite litée | 0,7 à 0,8 | 18,7 à 22 | 40,1 à 41,4 | 18,1 à 18,6 | 10,5 à 11,6 |
| Wehrlite imprégnée | 1,4 à 1,6 | 15,7 à 16,1 | 36,8 à 41,2 | 18,8 à 24,3 | 6,8 à 10,4 |
| Dunite à clinopyroxène | 0,02 à 0,05 | 17 à 20,2 | 32,8 à 49,4 | 16,7 à 22,8 | 6,6 à 11,7 |
| Dunite | 0,3 à 0,28 | 21,3 à 28,2 | 33,6 à 43,5 | 15,7 à 17,7 | 12 à 12,8 |

| Plagioclase | | | |
|-------------------------|--------------------------------|-------------|-------------------|
| | Al ₂ O ₃ | CaO | Na ₂ O |
| Wehrlite litée | 33,8 à 34,8 | 17,4 à 18 | 1,3 à 1,8 |
| Wehrlite imprégnée | 33,5 à 33,9 | 17,8 à 18,2 | 1,5 à 1,65 |
| Gabbro massif à olivine | 31,8 à 33,8 | 17,3 à 19,5 | 1,4 à 2 |
| Pyroxénite | 34,3 à 35,3 | 18,1 à 19,7 | 0,7 à 1,3 |
| Gabbronorite | 34,7 à 35,3 | 18,6 à 19,2 | 0,7 à 0,9 |
| Gabbro lité | 31,4 à 33,1 | 13,2 à 16,7 | 2,95 à 4,09 |

Tableau 8: Les variations des teneurs de quelques éléments chimiques dans les clinopyroxènes, les spinelles et les plagioclases de quelques faciès basiques et ultrabasiques.

a- les spinelles chromifères montrent des teneurs en TiO₂, Al₂O₃, Cr₂O₃ et MgO (en poids d'oxydes %) qui nous permettent de différencier les wehrlites et les dunites.

En effet, les dunites intrusives (à clinopyroxène) contiennent des spinelles, surtout, très pauvres en titane, en alumine et en MgO, mais très riches en chrome. Les dunites (transitionnelles) montrent des teneurs élevées en titane, en alumine et en MgO, mais faiblement chromifères. Ces dernières sont plus fractionnées que les premières (dunite à clinopyroxène).

Les spinelles des wehrlites montrent qu'il existe deux type de wehrlites, le premier correspond au type massif, le second au type lité (très localisé) à plagioclase intercumulus.

Les wehrlites massives contiennent des spinelles faiblement titanés et alumineux mais les teneurs en chrome sont très élevées. Le second type de wehrlites montrent des spinelles enrichis en titane et en alumine, alors qu'ils sont moins chromifères. Les wehrlites massives seraient moins fractionnées que celles qui sont litées et celles imprégnées de plagioclase.

b- les clinopyroxènes montrent aussi des caractéristiques qui permettent de différencier les faciès ultrabasiques et basiques de la séquence plutonique de Fizh.

En effet, les dunites intrusives (à clinopyroxène) montrent des clinopyroxènes faiblement titanés et alumineux et des teneurs faibles en chrome, par contre ils sont plus magnésiens. Ces dunites correspondent à des matériaux issus de la fusion partielle d'un matériel mantellique plus réfractaire ou d'une fusion partielle à taux faible.

Les wehrlites massives offrent les mêmes caractéristiques que les dunites ci-dessus, ceci traduirait un cogénéisme des deux faciès. Les wehrlites seraient issues d'une fusion partielle de ces dunites ou d'une fusion partielle identique d'un matériel mantellique.

Les wehrlites litées et celles à plagioclase en phase intercumulus contiennent un clinopyroxène dont les teneurs en titane, en alumine et en chrome sont plus importantes, le taux en MgO est légèrement faible. Ces wehrlites sont plus ou moins fractionnées que les wehrlites massives. Elles pourraient être liées à la fusion partielle du manteau supérieur sous un taux élevé, ou encore issues de la cristallisation fractionnée du matériel dunitique ou wehrlitique massif.

Les gabbros massifs associés aux wehrlites surtout celles qui sont imprégnées de plagioclases ou parfois litées, contiennent des clinopyroxènes riches en titane, en alumine et pauvre en chrome. Ces gabbros massifs souvent riches en olivine pourrait être le produit de différenciation des wehrlites.

Les teneurs en alumine des clinopyroxènes en fonction de celles des spinelles (Johan et Auge, 1986) dans les wehrlites et les dunites à clinopyroxènes (fig. 95) montrent trois lignées. En effet, les wehrlites (litées et imprégnées) offrent une lignée dont les clinopyroxènes sont plus alumineux, par rapport aux dunites à clinopyroxène qui délivrent une autre lignée avec les wehrlites de Rustaq (données de Beurrier, 1987). La troisième lignée est constituée de wehrlites massives qui pourraient être liées à la différenciation des dunites à clinopyroxènes par fusion partielle ou encore liée à une fusion partielle à taux faible, par rapport aux dunites, du matériel mantellique.

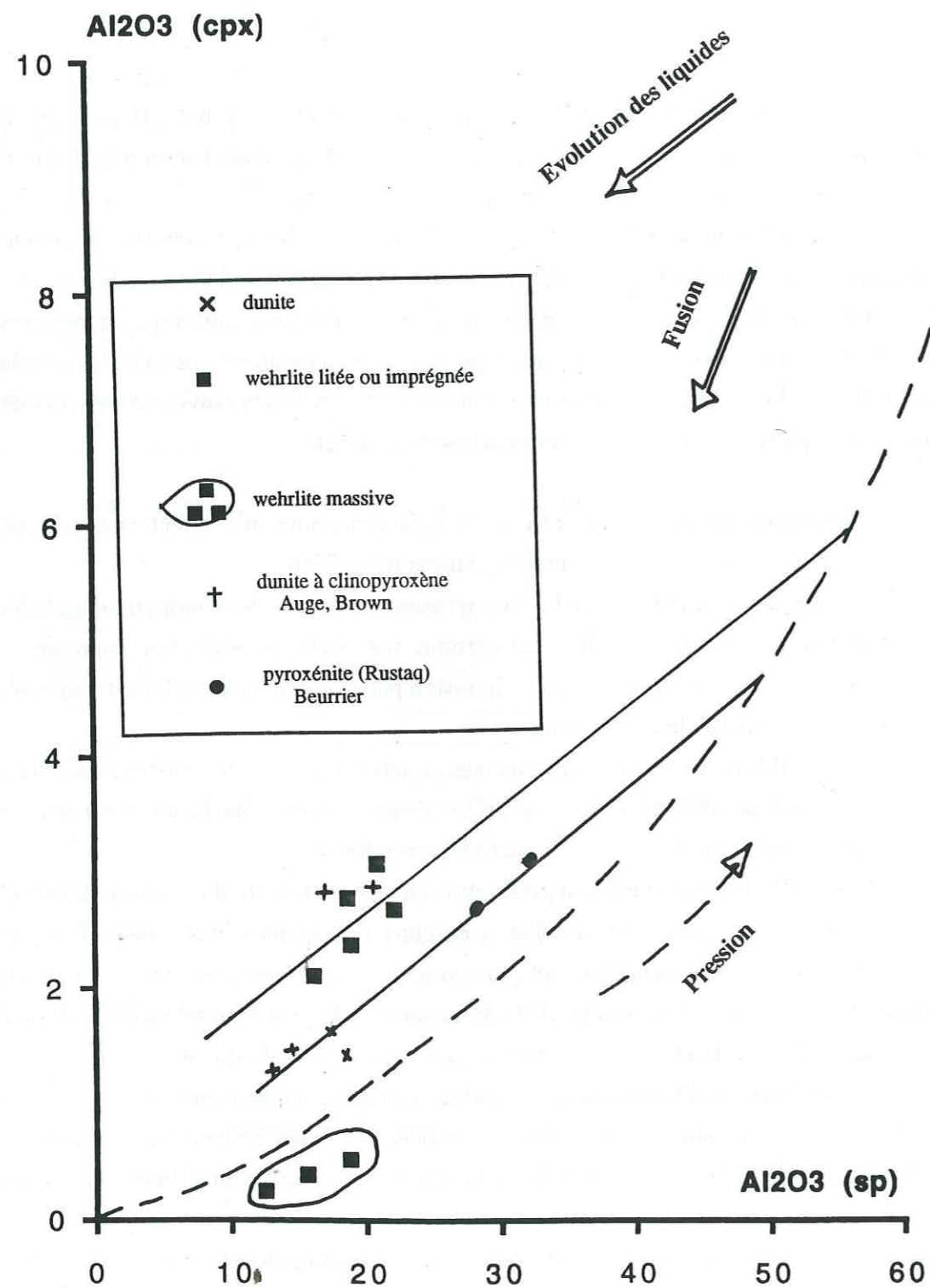


Figure 95: Variations du taux de l'alumine dans les clinopyroxènes en fonction de la teneur en alumine dans les spinelles.

Les pyroxénites montrent des clinopyroxènes faiblement titanés et alumineux; les teneurs en chrome sont de même très faibles par rapport à celles des clinopyroxènes des wehrlites litées ou imprégnées de plagioclase. La teneur en MgO est très élevée par rapport aux autres ultramafites. Par contre l'enrichissement en fer dans les clinopyroxènes est bien marquée. Ceci traduit un fractionnement important du magma. Les pyroxénites seraient issues d'une fusion partielle identique à celle des wehrlites massives, mais auraient subi préalablement une différenciation plus importante.

Les clinopyroxènes des gabbronorites montrent à peu près les mêmes caractéristiques que ceux des pyroxénites, sauf qu'ils sont moins chromifères et plus riches en MgO. Les gabbronorites correspondent à des matériaux issus de la cristallisation fractionnée des pyroxénites.

Les gabbros lités présentent des clinopyroxènes plus riches en titane, en alumine et en fer. Ils sont faiblement chromifères et moins riches en MgO.

Les variations du rapport FeO/MgO en fonction du titane (fig. 96) dans les clinopyroxènes délimitent le champs des clinopyroxènes des wehrlites massives et les dunites dont le rapport et le taux en titane sont faibles. Les wehrlites imprégnées et litées se différencient par le taux en titane qui est plus important dans les wehrlites imprégnées. Les clinopyroxènes des pyroxénites montrent des rapports compris entre 0.2 et 0.3 et sont plus riches en titane que ceux des wehrlites massives. Ceux des gabbronorites ont des rapports FeO/MgO plus ou moins élevés. Les clinopyroxènes des gabbros massifs sont plus riches en titane, de même que ceux des gabbros lités, sauf que ces derniers montrent des rapports plus élevés.

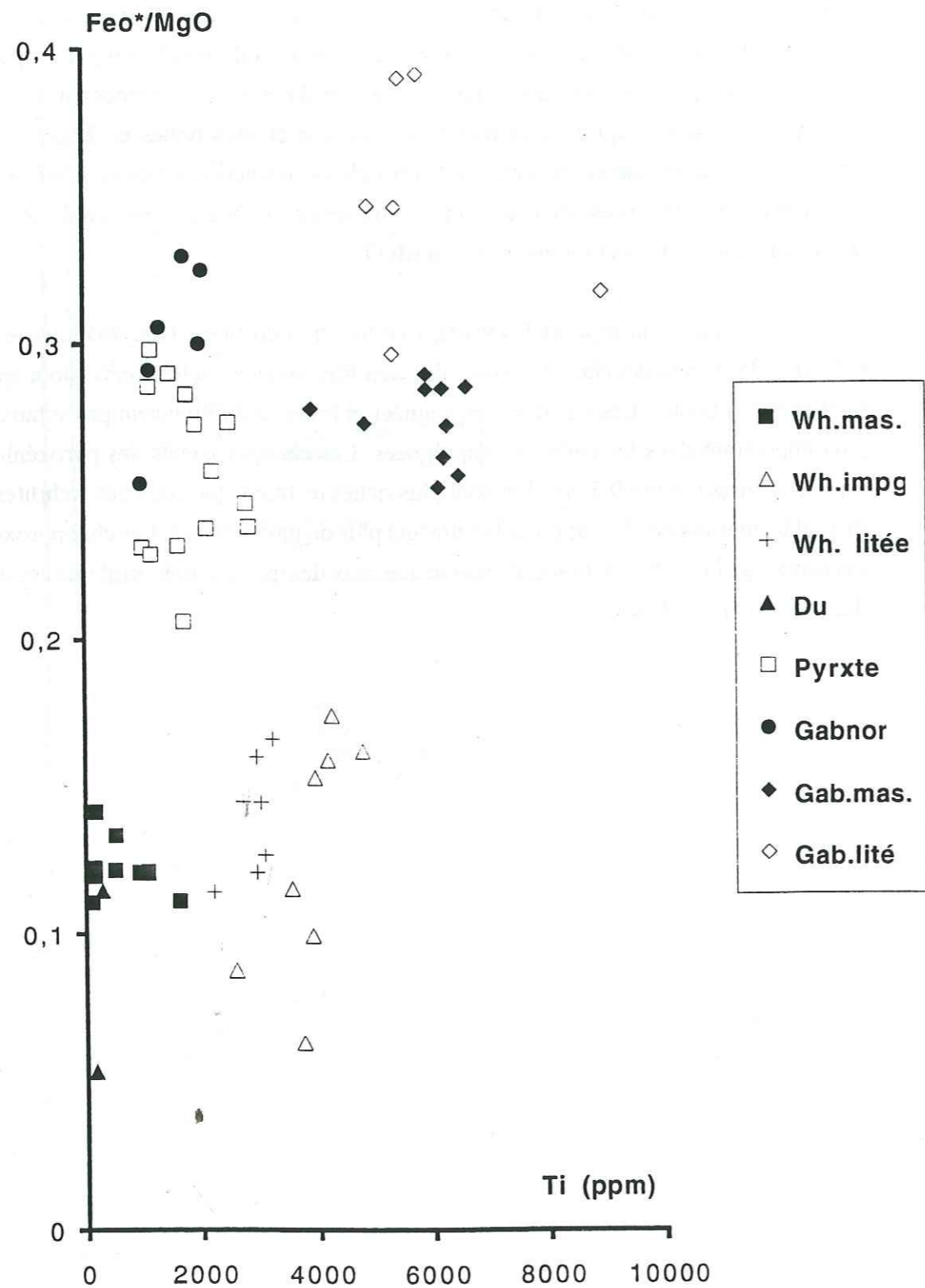


Fig96: Variations du rapport FeO*/MgO en fonction du titane dans les clinopyroxènes des roches ultrabasiques et basiques de la séquence crustale du massif de Fizh.

c- **les plagioclases** des wehrlites litées montrent des teneurs plus élevées en alumine et en soude par rapport aux wehrlites imprégnées de plagioclases (plagioclases plus calciques). Ces dernières présentent des taux en ces éléments assez constants, ces matériaux homogènes n'ont pas subi une différenciation importante, vis à vis des wehrlites litées.

Les gabbros massifs contiennent un plagioclase plus calcique que celui des wehrlites. Leur origine serait alors plus primitive et ne doit être que les wehrlites massives.

Les plagioclases des pyroxénites et des gabbronorites sont plus alumineux, plus calciques et faiblement sodiques que ceux cités ci-dessus. Ces matériaux seraient alors cogenétiques.

Les gabbros lités issus de la cristallisation fractionnée dans la chambre magmatique montrent des plagioclases très différents. Ils sont caractérisés par des éventails des teneurs assez larges et plus faibles en alumine et en chaux, mais fortes en soude.

d- le **géothermomètre de Wood et Banno (1973)** qui est un géothermomètre pyroxénitique (**tableau 9**) basé sur des solutions solides des orthopyroxènes et des clinopyroxènes qui coexistent ensemble dans les cumulats ultrabasiques et basiques de la séquence crustale, montre que dans les coeurs des pyroxènes les températures ne varient pas trop (de 50 °C) mais au niveau des bordures des grains la variation est plus importante, de 50 à 150°C. Les pyroxénites enregistrent des températures entre 1100 et 950°C, les gabbronorites entre 940 et 900°C, et les gabbros lités sont entre 1150 et 990°C. Ces températures sont à peu près voisines dans l'ensemble, elles correspondent à un rééquilibrage subsolidus entre les deux phases minérales.

| | échantillon | Température | |
|--------------|-------------|-------------|-----|
| Pyroxénites | 413H | 918 | |
| | 413H | 959 | |
| | 413H | 1086 | |
| | 413H | 1067 | |
| | 413H | 1067 | |
| | 413H | 959 | |
| | 413H | 1120 | |
| | 413H | 1138 | |
| | 413H | 952 | |
| | 413H | 952 | |
| | | 412C | 948 |
| | | 412C | 982 |
| | | 412C | 981 |
| | | 412C | 920 |
| | | 412C | 936 |
| Gabbronorite | 412A | 941 | |
| | 412A | 943 | |
| | 412A | 933 | |
| Gabbro lité | 202A | 1150 | |
| | 202A | 990 | |
| | 202A | 995 | |
| | 202A | 977 | |
| | 202A | 998 | |

Tableau 9: Les températures calculées à partir des solutions solides des couples Opx/Cpx (Wood et Banno, 1973).

Conclusions

La chronologie des processus magmatiques générateurs de ces différents corps magmatiques de la série plutonique du massif de Fizeh serait la suivante:

- la **phase d'accrétion** est caractérisée par la succession crustale normale à gabbros lités où des variations cryptiques inverses sont révélées et qui correspondent à des réalimentations périodiques de la chambre magmatique permanente (steady-state) (Pallister et Hopson, 1981; Smewing, 1981, Dahl et Juteau, 1983; Dahl, 1984). La séquence crustale est formée de cumulats lités essentiellement gabbroïques.

- la **phase d'écaillage intra-océanique** marquée par un magmatisme hors-axe et formé essentiellement de wehrlites (Juteau et al. 1988, Ernewein et al. 1986). Ce sont des liquides très primitifs et qui montrent parfois des différenciations allant des wehrlites, troctolites aux gabbros massifs. Les corps magmatiques se manifestent par des modes de gisement différents (corps épais, poches ou sills) qui pourraient être liés à l'intensité de l'activité tectonique.

- le **magmatisme lié à la segmentation axiale** (du premier ou du second ordre) de la paléodorsale est formé de pyroxénites et de gabbronorites. Ce dernier type de magmatisme se superpose au magmatisme wehrlitique. Les deux magmas prennent naissance au niveau des dunites mantelliques et/ou transitionnelles et les gabbronorites pourraient être générés par filtre-presse.

Les phénomènes qui régissent la superposition de ces deux types de magmas: (i) sont les degrés de la fusion partielle au niveau du manteau supérieur (harzburgites et dunites); (ii) interaction avec les péridotites mantelliques; (iii) la cristallisation fractionnée au sein des différents corps magmatiques (chambres magmatiques); (iv) l'immiscibilité entre les liquides wehrlitiques et pyroxénitiques (densité et viscosité variables) et entre les pyroxénites et les gabbronorites.

CHAPITRE III

GEOCHIMIE DES ROCHES BASIQUES ET ULTRABASIQUES

I- INTRODUCTION

Le massif de Fizh montre une séquence crustale complexe par la fréquence et la variété des roches basiques et ultrabasiques. En effet, les échantillons étudiés représentent les différents corps magmatiques dunitiques, wehrlitiques, pyroxénitiques et gabbroïques. Quelques filons gabbroïques sont représentés. (carte d'échantillonnage, fig. 5)

Cette étude géochimique permet de typer et de comprendre la genèse de ces différents faciès.

Les éléments majeurs ont été analysés par ICP (Brest) et par fluorescence X (Grenoble). Les données analytiques ont été standardisées sur une base anhydre.

II- Eléments majeurs (cf. Annexe)

II-1- Résultats analytiques

Les variations des éléments majeurs en fonction de l'indice mafique (fig. 97)

Le rapport $MgO/MgO+FeO$ (indice mafique) intervient, dans les lignées magmatiques, comme un facteur de fractionnement. Il est plus élevé dans les faciès les plus primitifs. Les variations de MgO sont directement liées à l'abondance de l'olivine. Ceci est bien marqué dans les dunités et dans les wehrlites qui montrent des teneurs très élevées par rapport aux pyroxénites et aux troctolites. Les gabbros sont faiblement magnésiens et le rapport $MgO/MgO+FeO$ est faible. Les variations du fer total montrent qu'au sein de ces cumulats deux tendances (le rapport $MgO/MgO+FeO$ est constant) peuvent exister: la première à taux de fer élevé et qui correspond aux wehrlites alors que les pyroxénites et les troctolites montrent des teneurs plus faibles. Ces tendances pourraient s'expliquer par l'abondance de l'olivine primaire et de spinelle chromifère. Les gabbros montrent un enrichissement en fer différemment des lignées wehrlitiques.

Les variations de CaO montrent que les pyroxénites et les troctolites sont nettement plus riches en chaux que les wehrlites, ceci est lié aux proportions modales du plagioclase et du pyroxène. Les gabbros montrent une tendance différente (teneurs en CaO intermédiaires entre celles des wehrlites et celles des pyroxénites).

Les variations de l'alumine montrent que les pyroxénites sont pauvres en Al_2O_3 , excepté celles qui contiennent un plagioclase post-cumulus. Les wehrlites sont plus riches en alumine de même que les troctolites où le plagioclase est une phase cumulus. Les gabbros montrent des teneurs en alumine assez importantes et variables en fonction de l'indice mafique.

Les variations du titane en fonction de l'indice mafique montrent des teneurs constantes dans les pyroxénites, alors qu'elles augmentent au cours du fractionnement dans les wehrlites, les troctolites. Les gabbros montrent un enrichissement en titane.

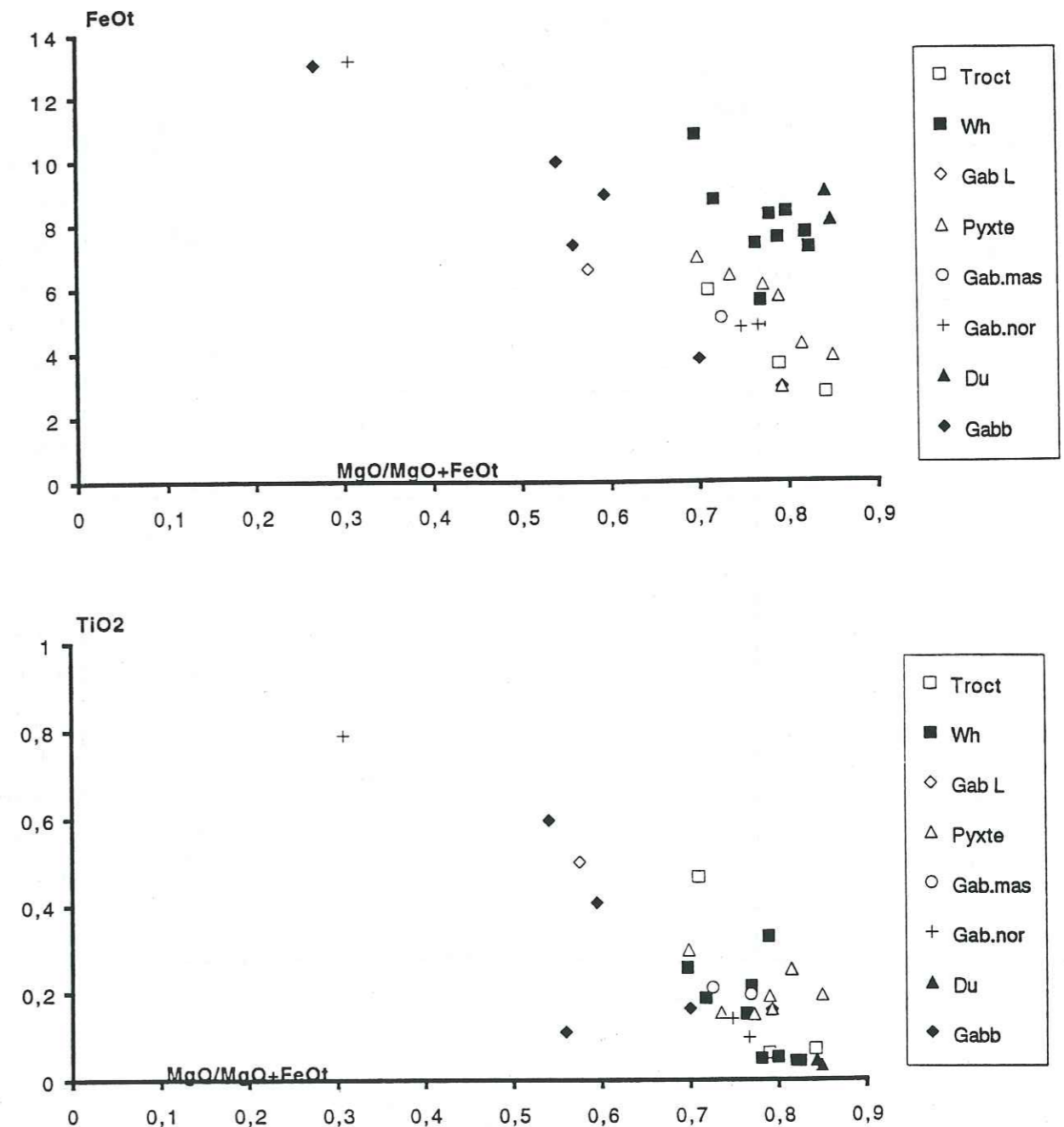
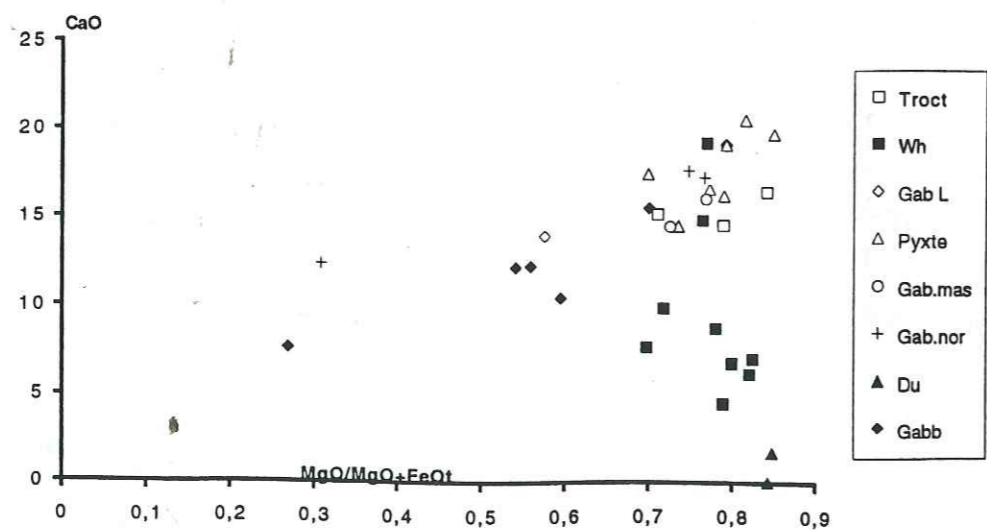
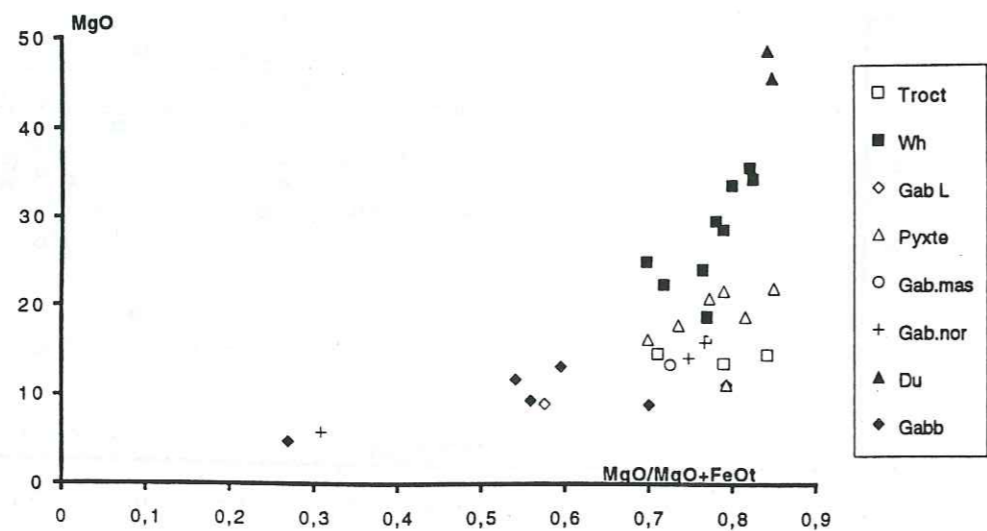
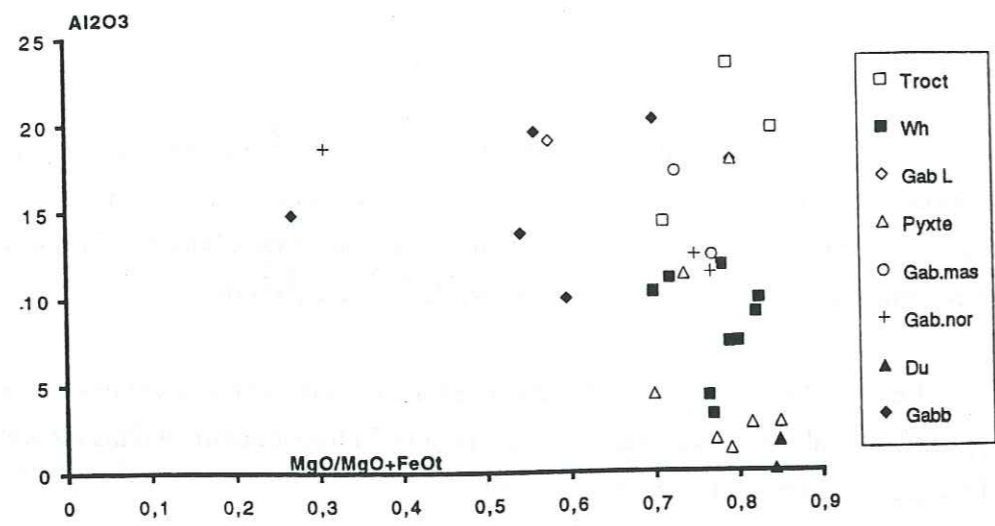


Figure 97: Variations des éléments majeurs en fonction de l'indice mafique dans les roches basiques et ultrabasiques.



Les variations de la silice (fig. 98) montrent que les wehrlites et les dunites sont plus pauvres en SiO_2 par rapport aux pyroxénites et les troctolites qui présentent des teneurs en silice assez constantes. Dans les gabbros, les teneurs en silice sont assez constantes alors que l'indice mafique est variable.

Les variations des alcalins (fig. 98) montrent des teneurs très faibles voire nulles pour les roches mafiques et ultramafiques. Quelques teneurs sont importantes dans ces ultrabasites sont liées aux altérations hydrothermales des phases minérales primaires.

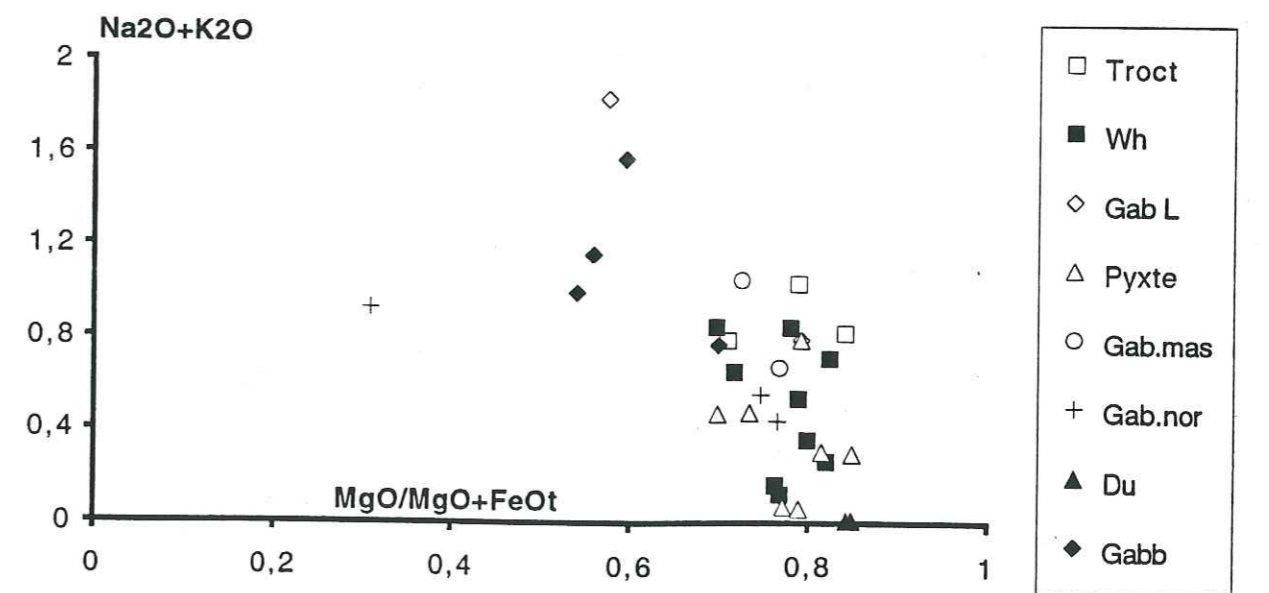
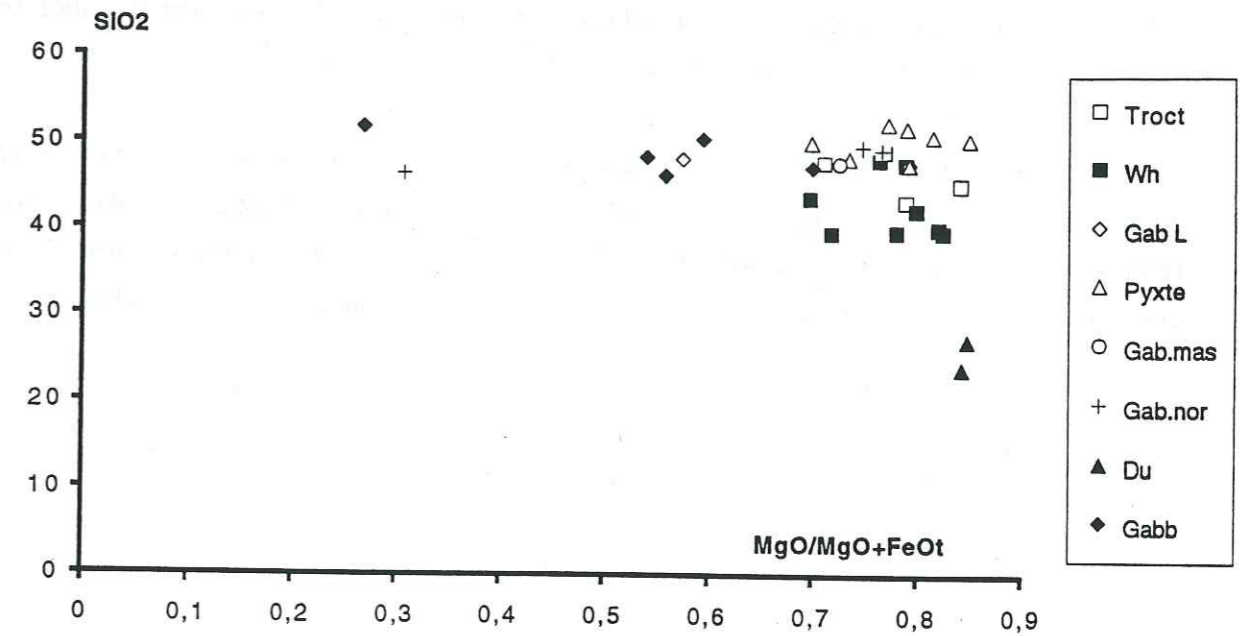


Figure 98: Variations de la silice et les alcalins en fonction de l'indice mafique dans les faciès basiques et ultrabasiques.

Le diagramme ternaire AFM (Kuno 1968) montre un enrichissement en FeO à cachet tholéitique pour les termes gabbroïques (fig. 99).

Le diagramme ternaire Al_2O_3 -FeOtotal-MgO (Besson et Fonteilles, 1974) montre que les dunites, les wehrlites et les pyroxénites sont bien individualisées par leurs teneurs importantes en MgO et peuvent être considérées comme des vrais cumulats. Les troctolites et les gabbros massifs issues de la différenciation des wehrlites et les gabbros norites montrent bien les caractéristiques de cumulats riches en liquide (les troctolites sont souvent imprégnés de liquide). Quelques gabbros montrent un caractère de liquide à tendance cumulative (fig. 99).

Le diagramme ternaire Al_2O_3 -CaO-MgO montre deux types tendances, la première allant des dunites, wehrlites et les gabbros (rapport $CaO/Al_2O_3 = 1$) et la deuxième est pauvrement alumineuse représentée par les pyroxénites ($CaO/Al_2O_3 > 1$) (fig. 99). Dans ce diagramme, on remarque, comme ci-dessus, que les troctolites, les gabbros massifs et noritiques sont des cumulats riches en liquides.

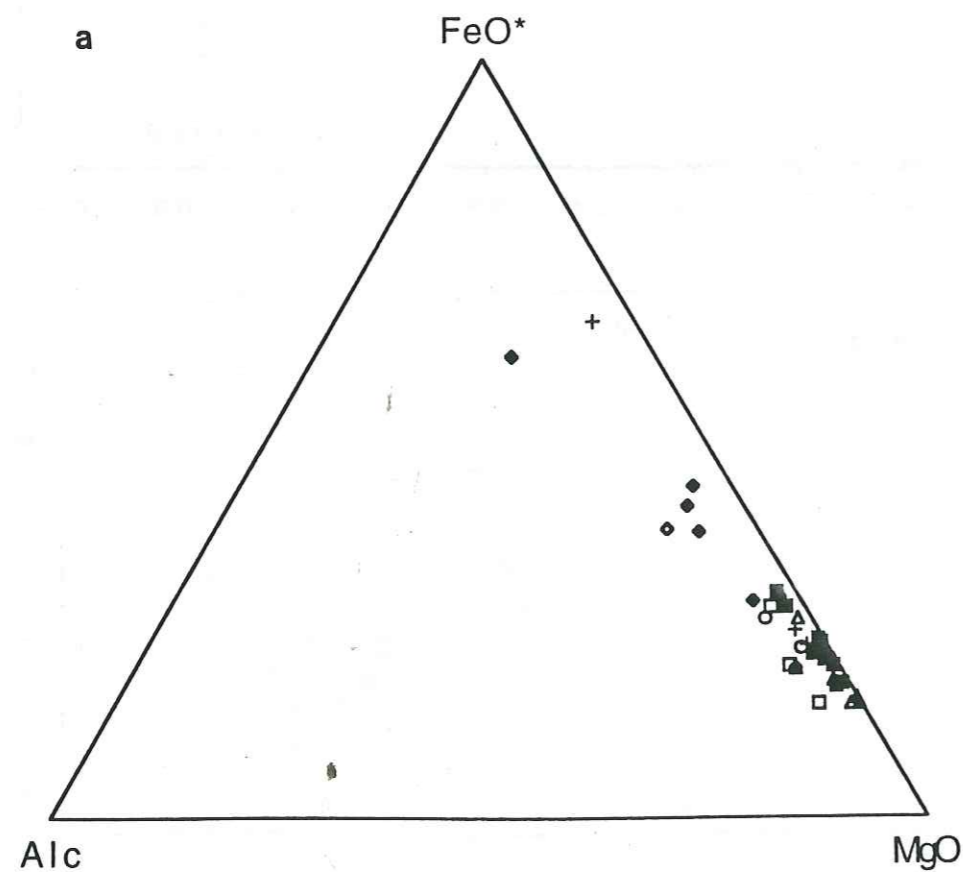
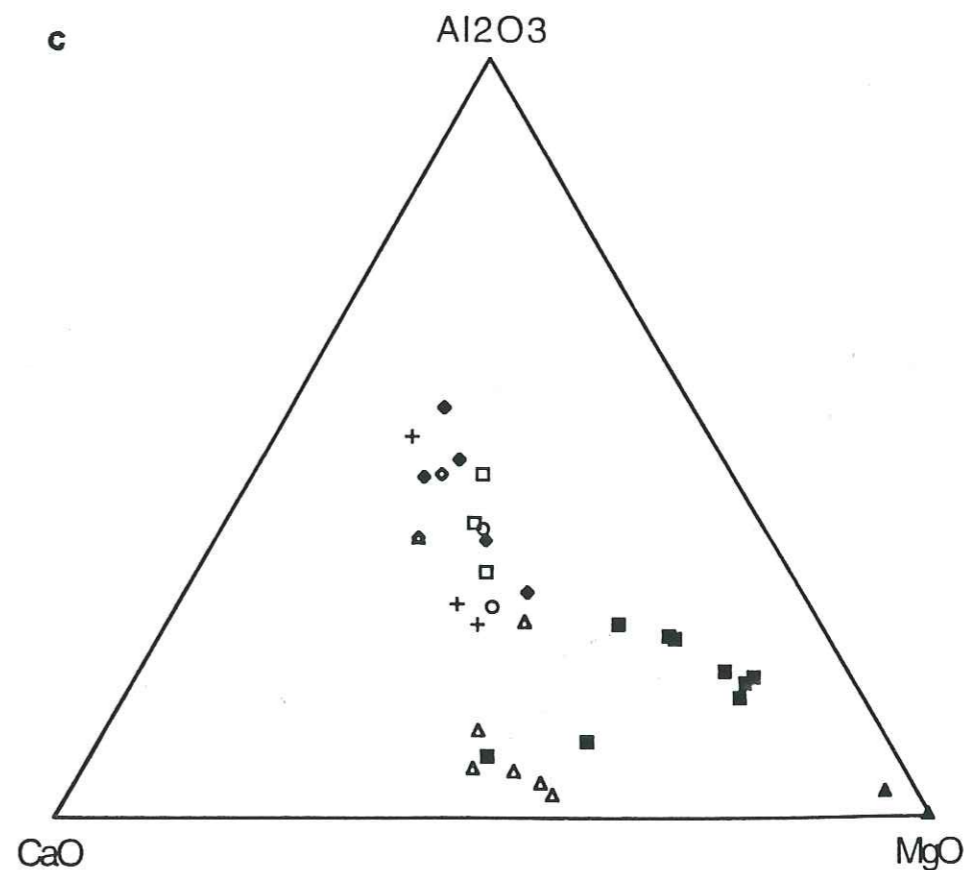
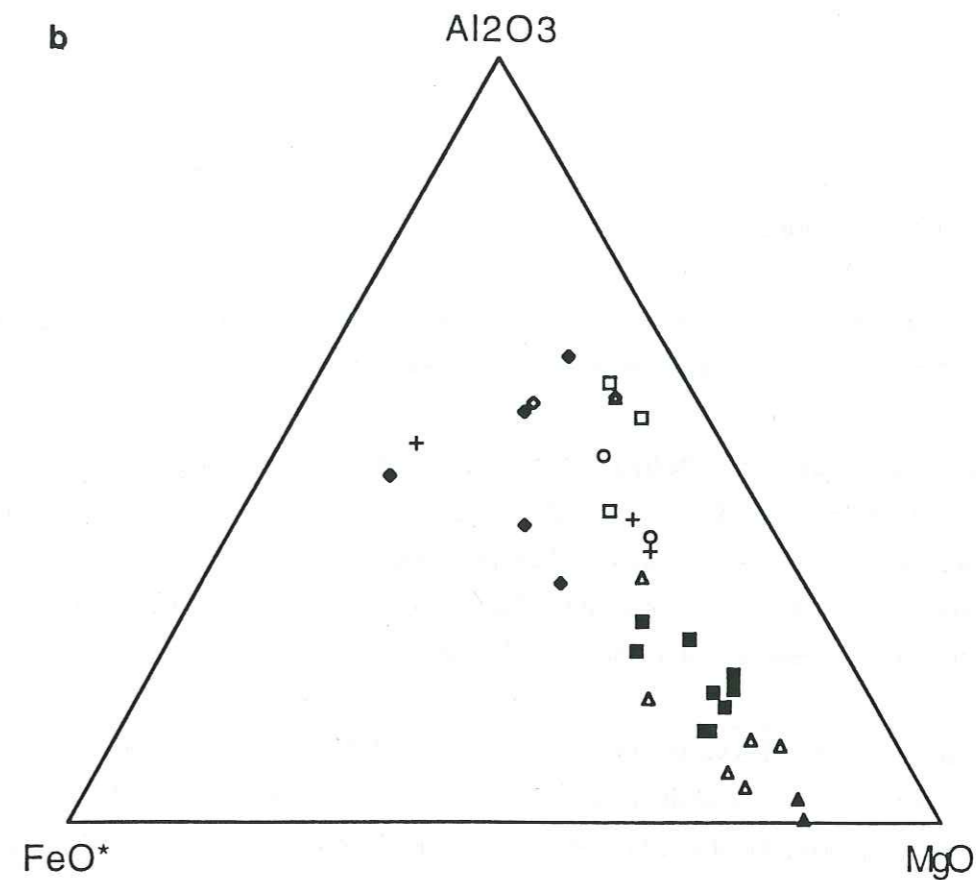


Figure 99:
a- diagramme ternaire A-F-M des roches basiques et ultrabasiques
b- diagramme ternaire Al_2O_3 -FeO*-MgO des faciès basiques et ultrabasiques
c- diagramme ternaire Al_2O_3 -CaO-MgO des roches basiques et ultrabasiques



Les variations cryptiques de quelques éléments majeurs et de l'indice mafique dans les faciès ultrabasiques et basiques des trois séquences stratigraphiques montrent:

- Wadi Fizh: les variations cryptiques (fig. 100a) se manifestent en "zig-zag", ce sont des variations inverses témoignant de réalimentations périodiques de la chambre magmatique. Cependant, vers le sommet de la coupe, l'enrichissement en fer et titane est bien marqué attestant l'existence de liquides résiduels différenciés. Dans les poches wehrlitiques intrusives dans la série gabbroïque litée, l'indice mafique et le taux de CaO sont élevés, alors que les teneurs en fer et en titane sont faibles.

- Wadi Khabiyat: (fig. 100b) l'indice mafique et les teneurs en TiO_2 restent sensiblement constants dans cette coupe. Les corps wehrlitique et pyroxénitique constituent la majeure partie de la séquence. Ici il n'y a pas de réalimentation périodique par des magmas juvéniles. Des variations inverses apparaissent, surtout concernant l'alumine et la chaux, et sont liées à la nature des wehrlites et des pyroxénites (massives, litées ou "imprégnées").

- Wadi Bani Umar: les variations cryptiques (fig. 100c) sont légèrement inverses (surtout pour l'indice mafique). Les pyroxénites montrent un enrichissement en CaO, alors que les wehrlites montrent un appauvrissement en titane et en fer. L'enrichissement en alumine est accentué vers le toit de la chambre magmatique où on note l'abondance des enclaves de gabbros lités. Dans cette séquence, les réalimentations périodiques de la chambre magmatique sont moins importantes que dans le wadi Fizh. Dans cette zone, les corps wehrlitique et pyroxénitique sont les plus abondants.

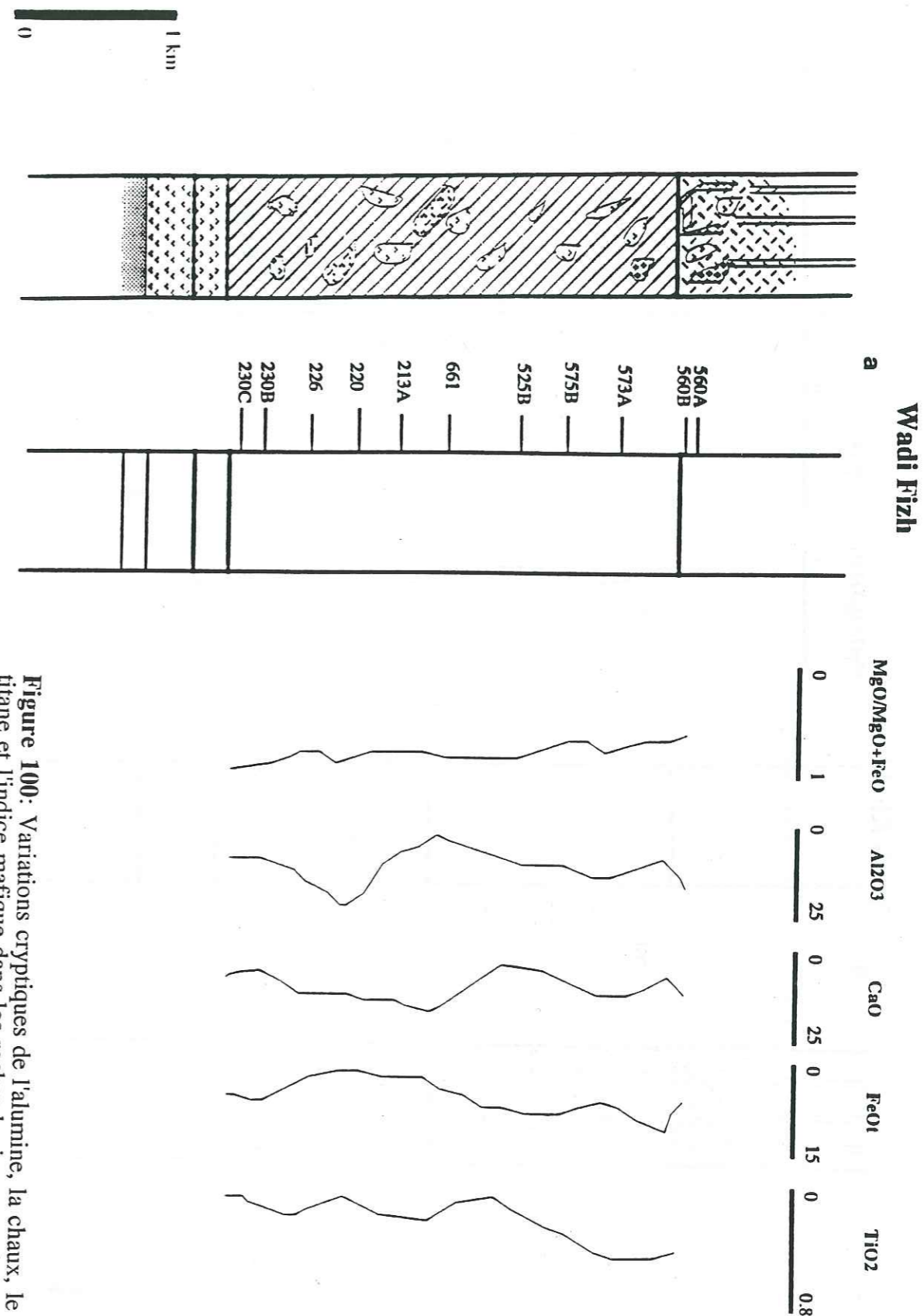
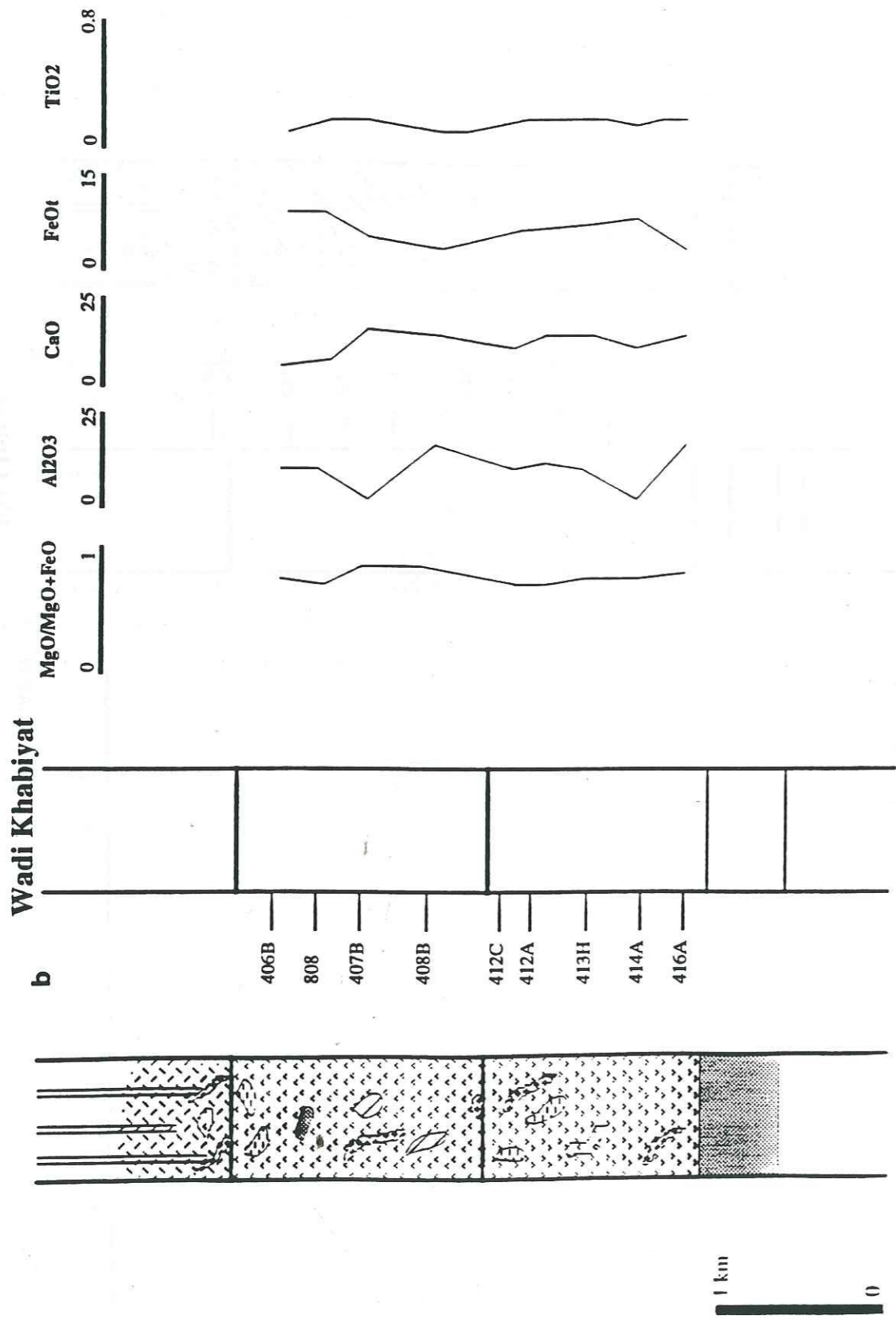
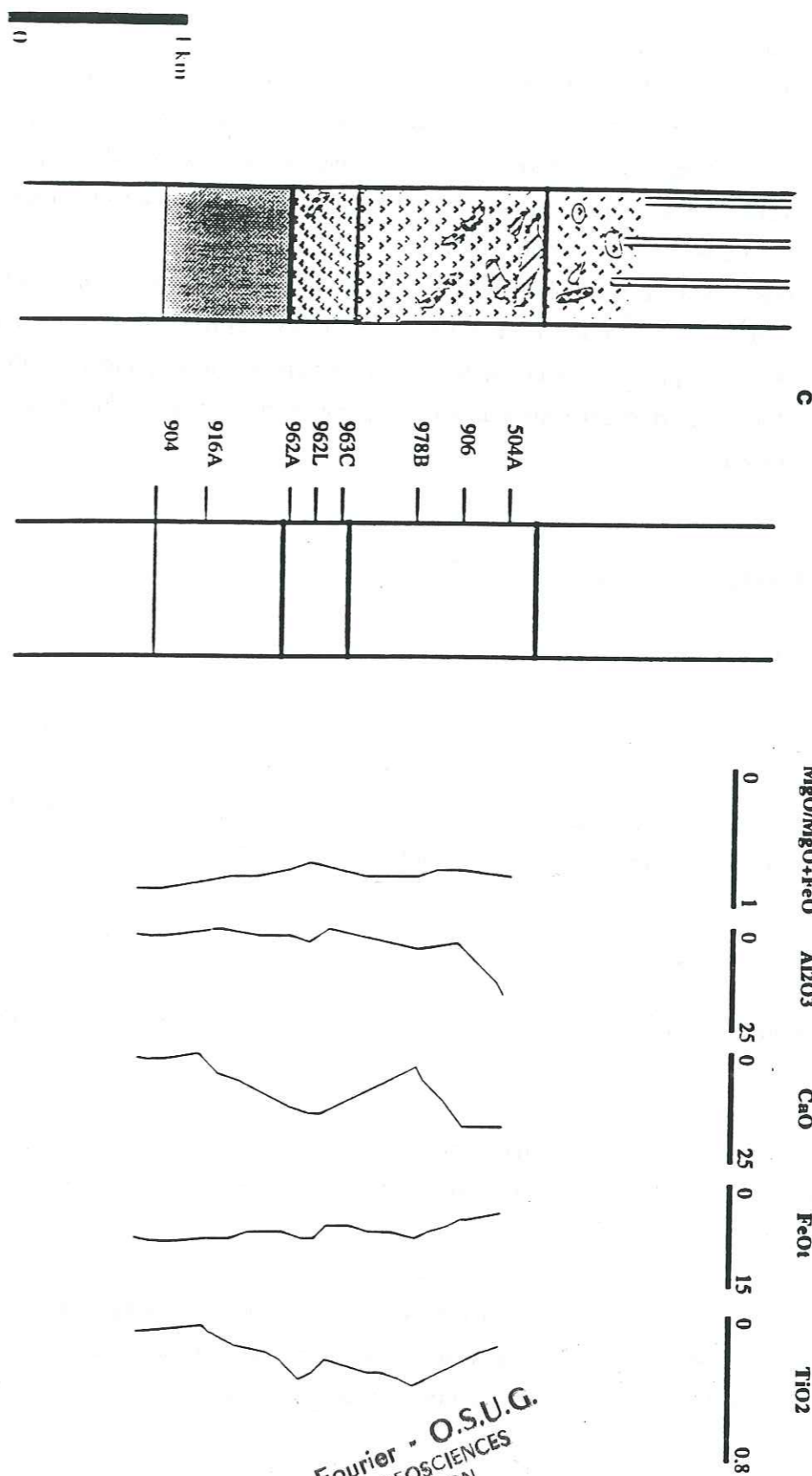


Figure 100: Variations cryptiques de l'alumine, la chaux, le fer total, le titane et l'indice mafique dans les roches basiques et ultrabasiques de la séquence crustale:
a- wadi Fizh
b- wadi Khabiyat
c- wadi Bani Umar



Wadi Bani Umar



Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 06 58
 Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

II-2- Conclusions

L'étude géochimique des éléments majeurs a permis de distinguer les faciès wehrlitiques et pyroxénitiques des faciès gabbroïques. Les Wehrlites sont plus primitives. Les troctolites et les gabbros massifs issus des wehrlites par différenciation montrent des caractéristiques de cumulats riches en liquide. Les pyroxénites montrent des compositions assez homogènes et sont pauvrement alumineuses. Elles montrent des caractéristiques intermédiaires entre les wehrlites et les troctolites.

Les gabbros offrent des compositions variées et sont plus différenciés. Quelques gabbros offrent des caractéristiques de liquides à tendance cumulative.

Les variations cryptiques en "zig-zag" (variations inverses) sont plus importantes dans la séquence crustale du wadi Fizh, alors que dans les wadis Khabiyat et Bani Umar, ces variations sont normales. Ceci est lié à la présence de corps wehrlitique et pyroxénitique qui forment l'essentiel de la séquence crustale, et traduit par suite l'absence des réalimentations périodiques de la chambre magmatique principale.

III- ELEMENTS TRACES

III-1- Résultats analytiques

- But

L'étude des éléments traces permet d'améliorer la compréhension de la genèse des différents corps magmatiques. Les éléments étudiés ici sont le Ni, Cr, Co et Cu.

- Moyen

Ces éléments traces ont été analysés à l'ICP (Institut Dolomieu) dans les cumulats de la séquence crustale de Fizh.

Les teneurs en chrome en fonction de l'indice mafique (**fig. 101**) offrent une bonne corrélation avec le rapport $MgO/MgO+FeO$ dans les pyroxénites et les wehrlites. Ces dernières montrent des teneurs très élevées en chrome.

Les variations des teneurs en Ni en fonction de l'indice mafique (**fig. 101**) montrent une tendance allant des wehrlites aux gabbros. Les pyroxénites montrent des teneurs en nickel assez constantes, le rapport $MgO/MgO+FeO$ est de même constant. Les wehrlites montrent des teneurs élevées en Ni.

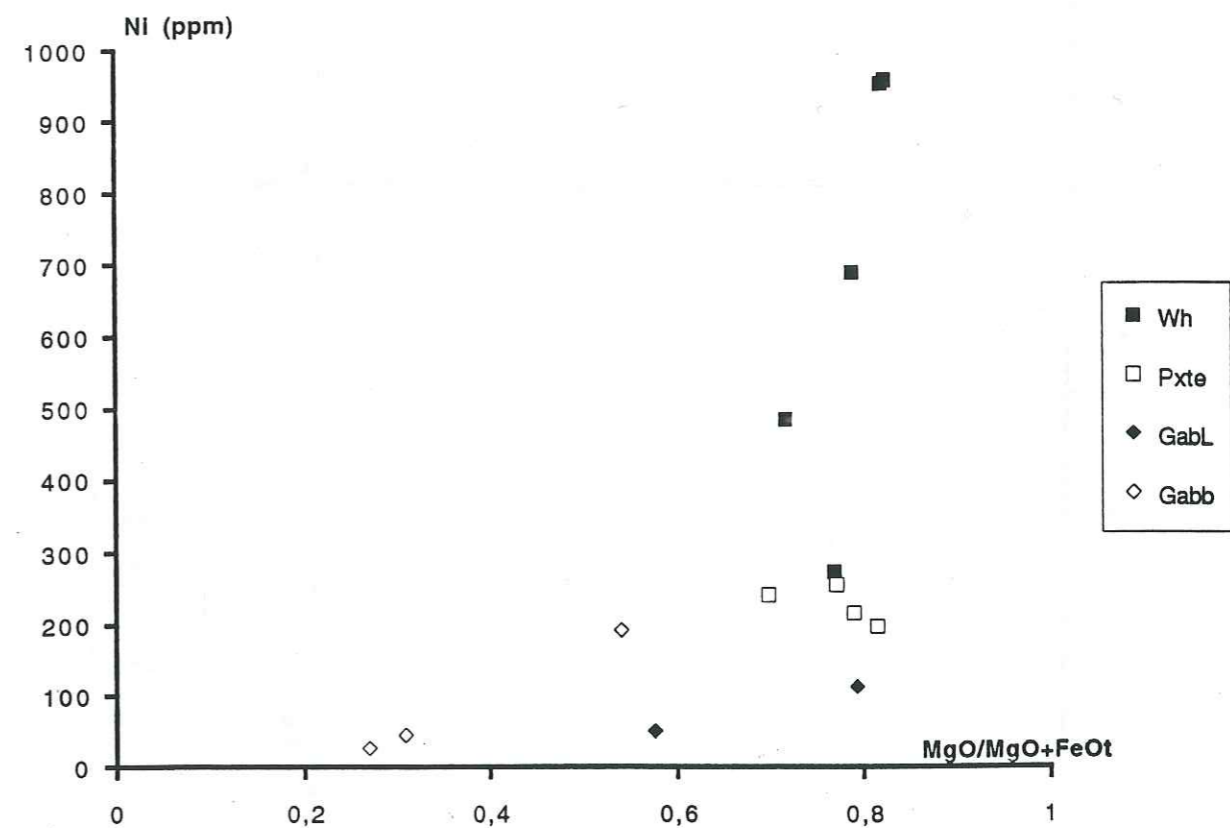
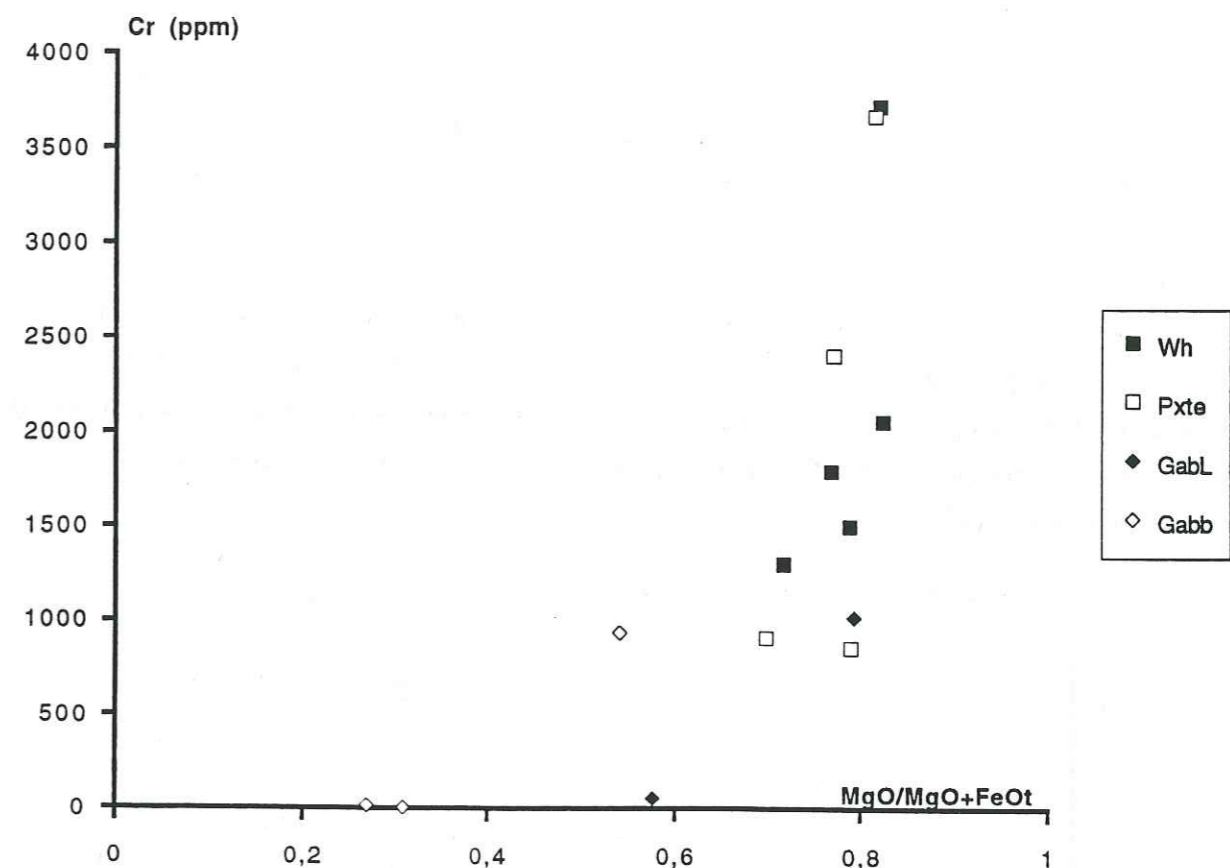


Figure 101: Variations du Ni et du Cr en fonction de l'indice mafique dans les faciès basiques et ultrabasiques.

Les variations des teneurs du cobalt en fonction du rapport $MgO/MgO+FeO$ (fig. 102) montrent que les wehrlites sont plus riches en Co et offrent une corrélation positive. Alors que dans les pyroxénites et les gabbros, la corrélation est négative, les teneurs en Co sont assez constantes dans les pyroxénites.

Les variations du Co en fonction du nickel (fig. 102) montrent une tendance en corrélation positive bien marquée surtout dans les wehrlites où les teneurs en cobalt et en nickel sont plus importantes. Dans les pyroxénites, ces teneurs sont assez constantes. Celles du Co en fonction du chrome différencient bien les wehrlites et les pyroxénites, mais aucune tendance n'apparaît entre les deux éléments (fig. 103).

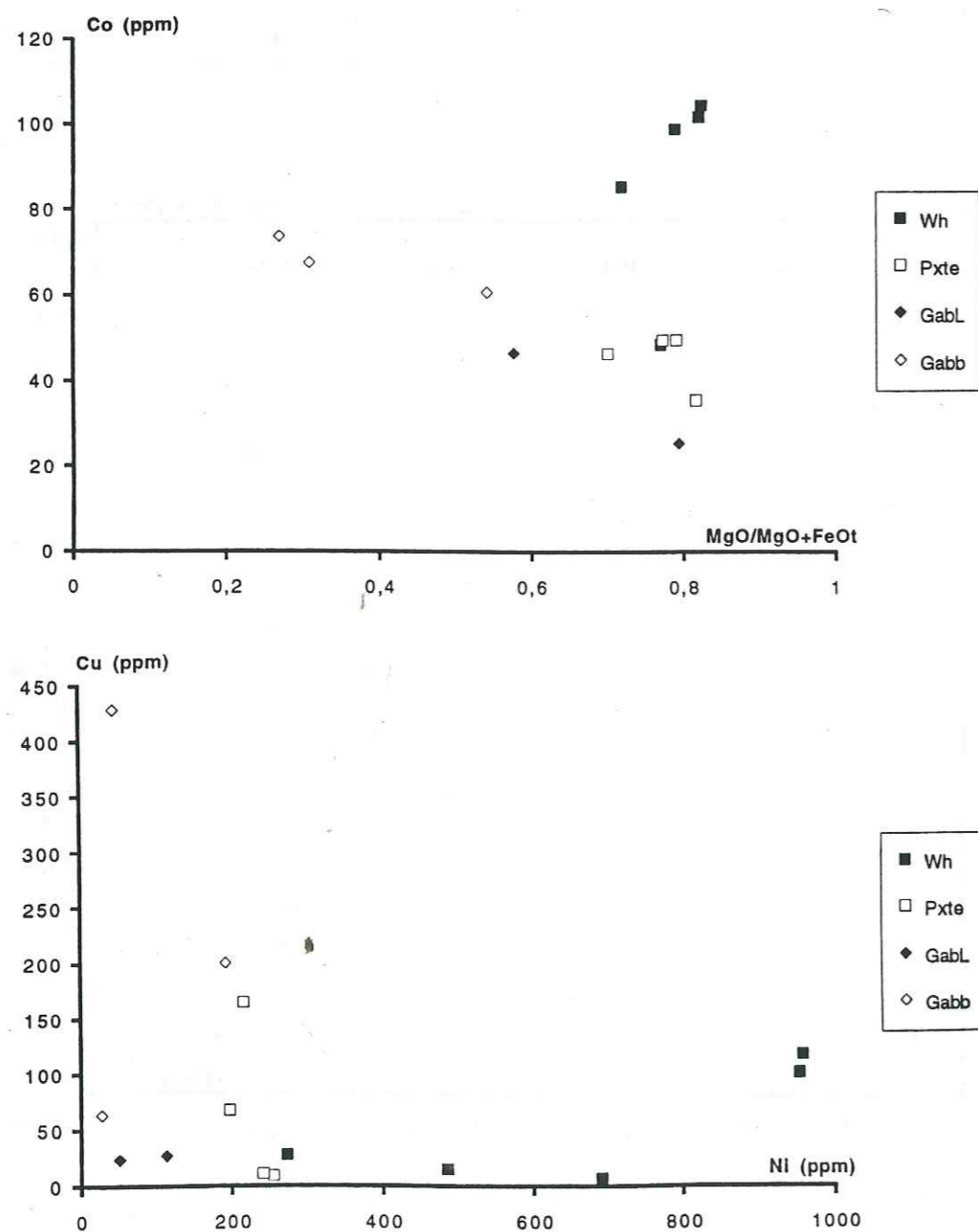


Figure 102:
Variations du Co en fonction de l'indice mafique dans les faciès basiques et ultrabasiques.
Variations du Cu en fonction du Ni.

Les variations des teneurs du cobalt en fonction du cuivre (fig. 103) montrent une distribution très hétérogène des faciès. Par contre, les wehrlites sont riches en Co par rapport aux autres faciès et cet élément offre une corrélation positive avec le cuivre. Cette hétérogénéité dans les variations des teneurs en cuivre liées aux proportions modales des sulfures dans les pyroxénites et dans les gabbros. Les mêmes caractéristiques apparaissent aussi dans les variations du taux du Cu en fonction du Ni (fig. 103).

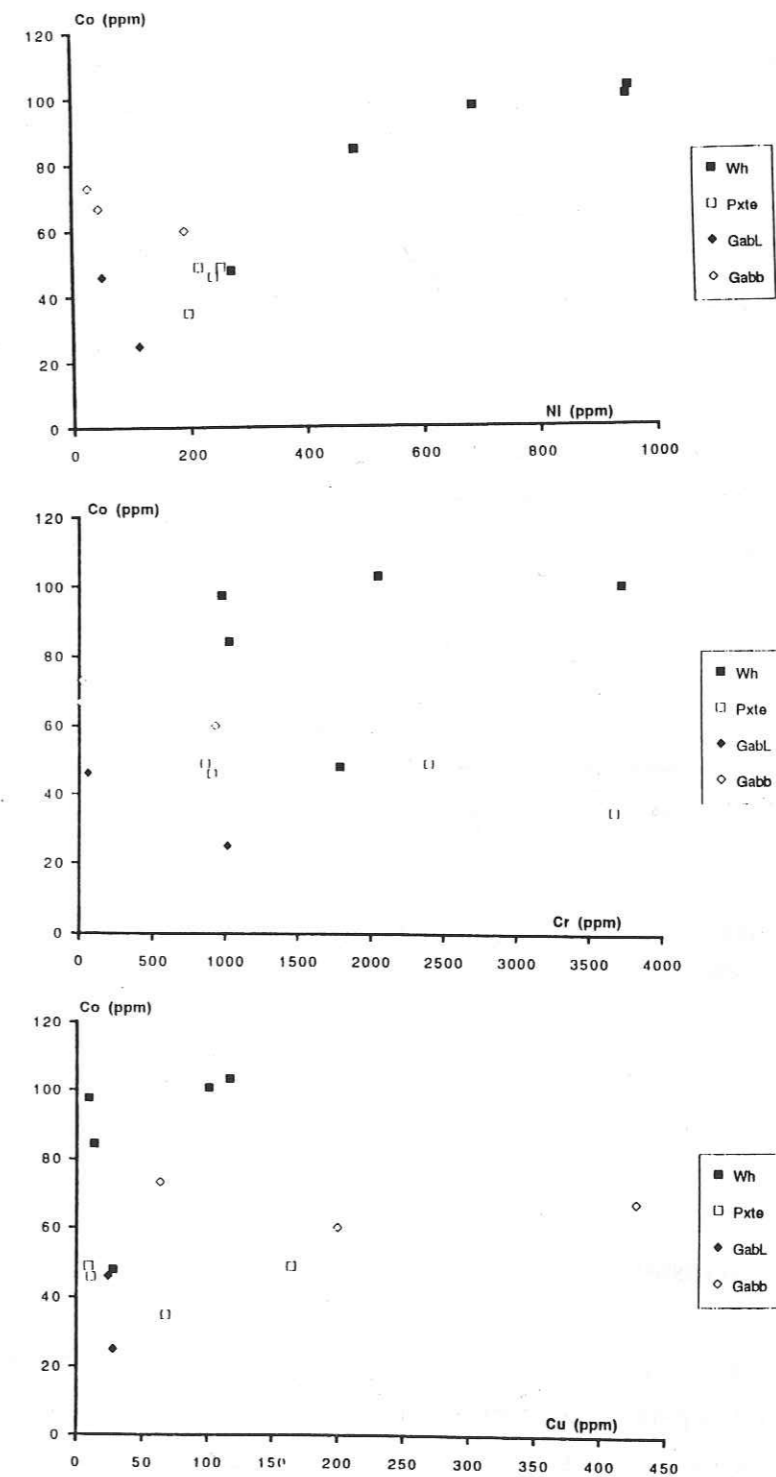


Figure 103: Variations du Co en fonction du Ni, du Cr et du Cu dans les roches basiques et ultrabasiques.

Les variations des teneurs du cuivre en fonction du rapport $MgO/MgO+FeO$ (fig. 104) offrent une légère corrélation positive dans les wehrlites et les pyroxénites. Les teneurs élevées en Cu sont liées à la précipitation des sulfures magmatiques. Les gabbros montrent des teneurs très importantes en Cu qui sont liées aux concentrations de sulfures hydrothermaux vers le sommet de la séquence crustale (les sulfures d'origine magmatiques sont rares dans les gabbros lités).

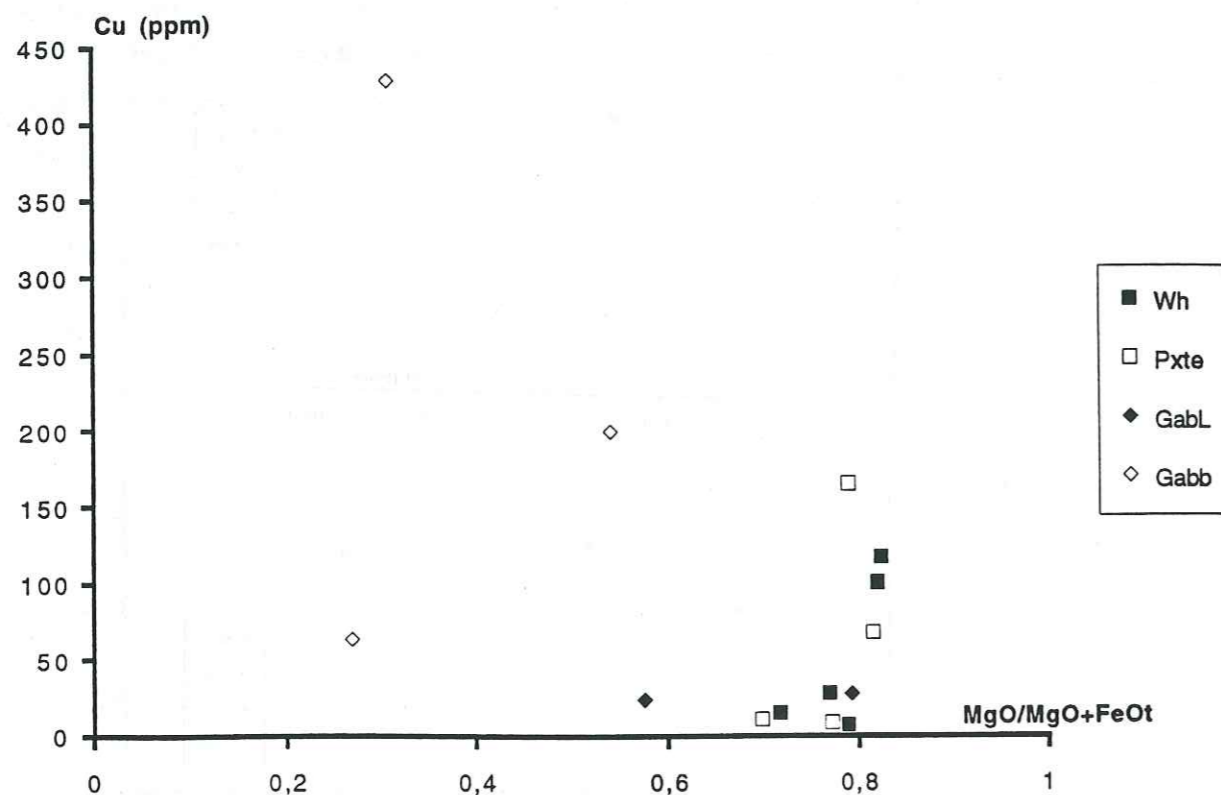


Figure 104: Variations du Cu en fonction de l'indice mafique dans les roches basiques et ultrabasiqes.

III-2- Conclusions

Les variations des éléments traces (Cr, Ni, Co, Cu) ont montré que les wehrlites sont plus riches en Ni, Cr et en Co. Les pyroxénites sont plus homogènes et montrent des teneurs assez constantes. Les gabbros ont des compositions plus basses pour ces quatre éléments. Les wehrlites apparaissent comme les faciès les plus primitifs, les pyroxénites offrent des tendances communes à celles des wehrlites et sont de ce fait cogénétiques. Les gabbros lités montrent des tendances différentes, ce qui paraît exclure ici le cogénétisme avec les ultramafites précédentes.

IV- CONCLUSIONS

La géochimie sur roche totale montre les caractéristiques suivantes:

- les variations des compositions chimiques entre les différents faciès basiques et ultrabasiqes sont liées surtout: (i) à la précipitation de certaines phases minérales; (ii) à l'ordre de cristallisation et aux proportions des cristaux de la phase cumulus.

- les pyroxénites sont pauvres en alumine et riches en chaux (précipitation des clinopyroxènes) par rapport aux wehrlites. Elles montrent en plus un net appauvrissement en fer, alors que les wehrlites sont plus riches en fer et titane. La nature des magmas est tholéitique: les wehrlites et les pyroxénites offrent les mêmes comportements élémentaires et de ce fait sont cogénétiques.

- les pyroxénites sont pauvres en Ni et en Co par rapport aux wehrlites. Les teneurs en chrome et en cuivre sont assez variables dans les deux faciès. Cependant les wehrlites sont moins différenciées que les pyroxénites.

- les pyroxénites montrent des compositions très homogènes par rapport aux autres faciès, leurs compositions en éléments majeurs et en trace sont constantes. Elles correspondent à une lignée faiblement aluminieuse (lignée wehrlitique) et sont caractérisées par rapport aux wehrlites par un appauvrissement en fer et en titane. Ceci traduit un fractionnement faible des pyroxénites à partir des liquides wehrlitiques. Ces derniers se différencient en troctolites et gabbros massifs.

CHAPITRE IV

PETROGENESE ET CONCLUSION

I- PETROGENESE

Les séries wehrlitiques intrusives dans les gabbros lités sont connues dans toutes l'ophiolite d'Oman (Ernewein et al., 1988; Nicolas et Reuber, 1988, Juteau et al., 1988a, 1988b). Les mêmes intrusions ont été étudiés dans les ophiolites de Troodos (Benn et Laurent, 1987), dans l'ophiolite de Bay of Island (Bedard, 1991) et dans le complexe Kap Edvard Holm East Greenland (Tegner et Wilson, 1993). Ces intrusions ultrabasiqes présentent les mêmes structures et les mêmes gisements dans toutes les ophiolites.

Les wehrlites montrent des contacts lobés au contact des gabbros lités ou encore sous forme de sills dans ces derniers. Ce sont des corps discordants. Leur structure (forme de sapin ou doigt...) a été interprété comme un processus de remplacement métasomatique par les liquide ultrabasiqes hydratés (Benn et Laurent, 1987). En Oman, ces structures sont liées aux injections des liquides ultrabasiqes intrusifs (Benn et al., 1988; Juteau et al., 1988a, b). Dans l'ophiolite de Bay of Island, les relations entre les wherlites et les gabbros lités sont liées à une assimilation et à une hybridation au niveau du contact entre eux deux faciès (Bédard, 1991). Tegner et Wilson (1994) ont démontré que les faciès de remplacement sont liés à un processus métasomatique, la dissolution du plagioclase est accompagnée de la cristallisation de l'olivine pour former les gabbros à olivine.

Dans le massif de Fizh, les intrusions wehrlitiques montrent les mêmes structures (contact lobé, absence de bordure figée...). Elles se présentent sous deux aspect, en poches et sills, ou en corps plus épais associé à un corps pyroxénitique.

L'étude pétrogénétique des séries wehrlitico-pyroxénitiques montre les caractéristiques suivantes:

I-1- Diagramme plagioclase/clinopyroxène/olivine (fig. 105a)

La lignée wehrlitique principale W1 est produite par "précipitation" cumulative des liquides primitifs de la séquence volcanique A. Les teneurs les plus primitives de ces cumulats sont présentées par les dunites. (Fig. 105a)

Le liquide A précipite l'olivine et donne la lignée wehrlitique principale W1. Ces liquides atteignent la courbe cotectique plagioclase/olivine. Ces liquides produisent alors la lignée wehrlitique

W2 à plagioclase et les troctolites associées. Ces roches sont des cumulats mais ont des compositions proches des liquides.

La séquence de cristallisation : olivine/ plagioclase et clinopyroxène est respectée.
Certains liquides se chargent en plagioclase, voisins des troctolites.

Les pyroxénites échappent à la séquence des liquides. On distingue deux types de pyroxénites/
- celles proches du pôle clinopyroxène
- celles situées entre ces dernières et les wehrlites W1

I-2- Diagramme olivine/quartz/plagioclase (fig. 105b)

Les pyroxénites P2 riches en clinopyroxène se place avec les wehrlites W2

Les autres pyroxénites P1 se mettent entre le pôle clinopyroxène et les wehrlites W1 ou les liquides les plus primitifs:

- soit que ces pyroxénites sont largement imprégnées de liquide primitif, d'où la position perpendiculaire de part et d'autre de la lignée cotectique clinopyroxène/olivine (fig 105a).

Dans la figure 105b, les pyroxénites P1 entre le pôle clinopyroxène et les wehrlites W1, montrent qu'elles sont très riches en orthopyroxène. La pétrographie atteste par la présence de cette phase cette position (websterite).

On peut suggérer l'hypothèse de mélange entre les wehrlites W1 et les pyroxénites (webstérite).

On note la présence de liquide gabbronoritique à olivine qui se situent entre les pyroxénites P1 et les wehrlites W1, et qui serait extrait des pyroxénites.

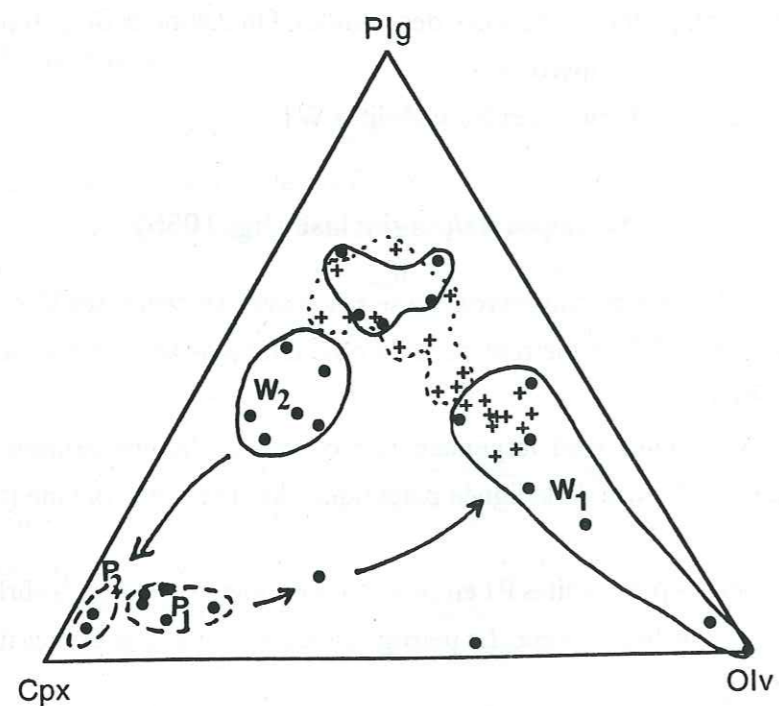
Enfin, les liquides wehrlitiques se succèdent dans le temps, et les W1 donnent suite aux wehrlites W2 par différenciation (fractionnement du plagioclase). Les pyroxénites P2 seraient liées à la différenciation des wehrlites W1 et donc feront partie des séries wehrlitiques-troctolitiques (poches intrusives dans les gabbros lités, montrant une différenciation interne).

Les pyroxénites P1 et les wehrlites W& sont cogénétiques. Ces pyroxénites sont à deux pyroxènes et sont situées à la base de la chambre et montre aussi un fractionnement précoce du plagioclase. Les wehrlites W1 riche en olivine et spinelle sont à caractère plus primitif.

L'ensemble wehrlite W1-pyroxénite P1 forme alors une chambre magmatique intrusive dans la séquence gabbroïque litée.

Figure 105:

a- Diagramme plagioclase-clinopyroxène-olivine des liquides (en croix) et des cumulats ultrabasiqes et basiques (cercles pleins).
b- Diagramme plagioclase-olivine-quartz des liquides (en croix) et des cumulats ultrabasiqes et basiques (cercles pleins).

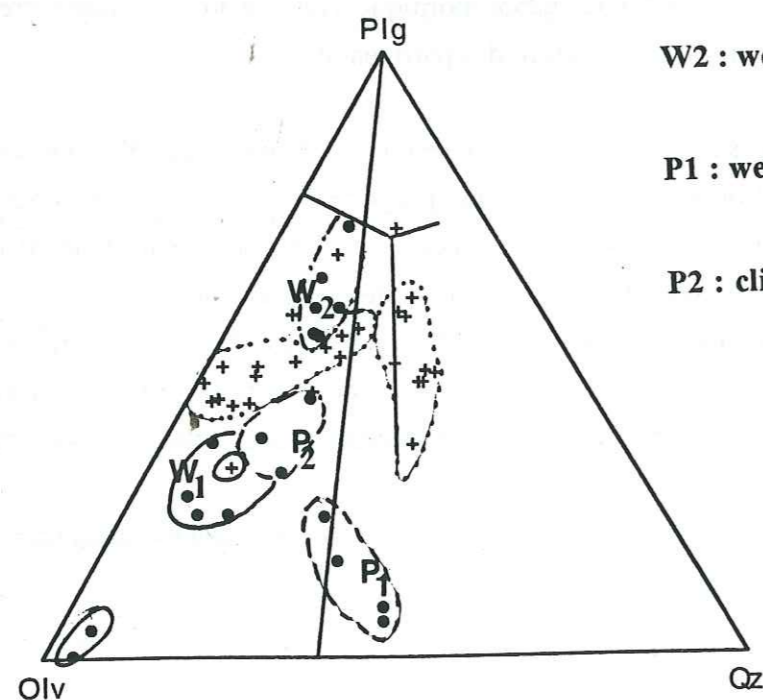


W1 : wehrlite I (primitive)

W2 : wehrlite II - troctolite

P1 : websterite

P2 : clinopyroxénite



II- CONCLUSION

Les séries wehrlitiques forme un magmatisme hors - axe, pendant les phases d'écaillage intra-océanique. Les modalités de fractionnement des ces matériaux est plus délicat, en effet les wehrlites sous forme de poches montre une différenciation interne, alors que le corps wehrlitique épais montre une imprégnation par le plagioclase et il est associé au corps pyroxénitique qui montre à la base l'existence de deux pyroxènes (websterite).

Les liquides générant ces suites ultrabasiqes sont primitifs et sont issus de la fusion partielle du manteau supérieur appauvri. Les injections successives dans la séquence crustale modifient les caractéristiques pétrologiques de celle-ci (Kellemen, 1990; Kellemen et al., 1990). Dans ce massif, la diversité des corps magmatiques et la succession des liquides magmatiques dans le temps confirment cette hypothèse et résultent de la complexité de cette zone. En plus, la zone d'enracinement des magmas wehrlitico-pyroxénitiques peut-être profonde (fusion partielle du manteau supérieur) ou à la base de la chambre magmatique (Moho pétrologique). Ceci est lié à la vitesse d'expansion et à la morphologie des segments de la paléodorsale.

Faint, illegible text visible through the paper from the reverse side of the page.

4ème PARTIE

ETUDE METALLOGENIQUE

4EME PARTIE

ETUDE METALLOGENIQUE

Les études sur les gisements de chromite de l'ophiolite d'Oman ont été effectuées par Brown (1980); Augé (1983, 1986); Al Azri (1987), Nicolas et Al Azri (1990). Ces études sont essentiellement structurales. Elles traitent des relations entre les gisements et leurs encaissants.

Les sulfures d'origine magmatique ont été étudiés pour la première fois par Juteau et al. (1991); Lachize (1993). Ces études ont été surtout focalisées sur le massif d'Halayn, l'un des massifs les plus complexes de l'ophiolite d'Oman. Celles des sulfures hydrothermaux ont été consacrées aux concentrations des filons gabbroïques, les filons acides et dans les gabbros isotropes et les amas sulfurés situés dans les laves basaltiques.

Les études des éléments du groupe du platine (PGE) dans les gisements de chromite et dans les zones à sulfures ont été faites respectivement par Le Blanc et al., 1991; Le Blanc, 1990 et par Lachize, 1993.

Le massif de Fizh présente ici une complexité crustale avec une grande variabilité des corps magmatiques et des zones à concentrations de chromite et de sulfures. Ceci nous a permis d'élaborer une étude géologique sur les principaux gisements inventoriés dans ce massif.

Le but a été de caractériser à la fois les différents types de chromite, la répartition et les compositions des sulfures, et enfin, le comportement des PGE dans les zones à chromite et à sulfures.

Ainsi, le plan de cette étude métallogénique est le suivant:

- les gisements de chromite
- les sulfures
- les éléments du groupe de platine (PGE)

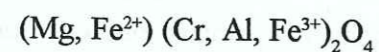
CHAPITRE I

LES GISEMENTS DE CHROMITE

I- INTRODUCTION

I-1- La chromite

La chromite présente la formule chimique générale suivante:



Selon la composition chimique, on distingue trois types, les chromites chromifères, alumineuses et ferrifères.

I-2- Mode de gisement

Les gisements de chromite sont classés en deux grands groupes selon leur environnement géologique, leur mode de concentration et leur géochimie (Thayer 1960, Irvine 1967, Jackson et Thayer 1972):

- les gisements de type stratiforme sont situés dans les intrusions stratiformes basiques et ultrabasiqes (Bushveld, Stillwater, Muskox...). Il s'agit d'horizons de chromitites parallèles entre eux et de grande extension latérale. Ils sont associés à des matériaux stériles ultrabasiqes et basiques à olivine et pyroxène. Ces gisements sont riches en fer et représentent 90% des réserves mondiales de chromite. La cristallisation fractionnée d'un magma tholéitique dans une chambre magmatique "fermée", permet la précipitation de la chromite.

Dans les séquences ophiolitiques, il existe des gisements de chromite stratiformes ou rubanés voisins de ce type, en particulier de la zone de transition (au voisinage du Moho).

- les gisements podiformes (Wells et al., 1946, Thayer 1960, 1964) sont bien connus dans les complexes ophiolitiques. Ils sont surtout localisés dans la séquence mantellaire et dans la zone du contact entre les tectonites et les cumulats (Augé, 1983). Ces gisements constituent l'essentiel des gisements exploitables des ophiolites. Leur genèse paraît liée à la précipitation et la concentration de la chromite dans des poches ou des conduits magmatiques à partir de liquides basaltiques. Comme les

péridotites encaissantes, ils sont soumis à la déformation plastique du manteau supérieur. Les chromites des gisements podiformes sont riches en chrome ou en aluminium.

En étudiant la déformation interne des gisements de la Nouvelle-Calédonie, Cassard (1980) a établi une classification suivante (fig. 106):

- les gisements discordants peu déformés,
- les gisements sub-concordants moyennement déformés,
- les gisements concordants les plus déformés.

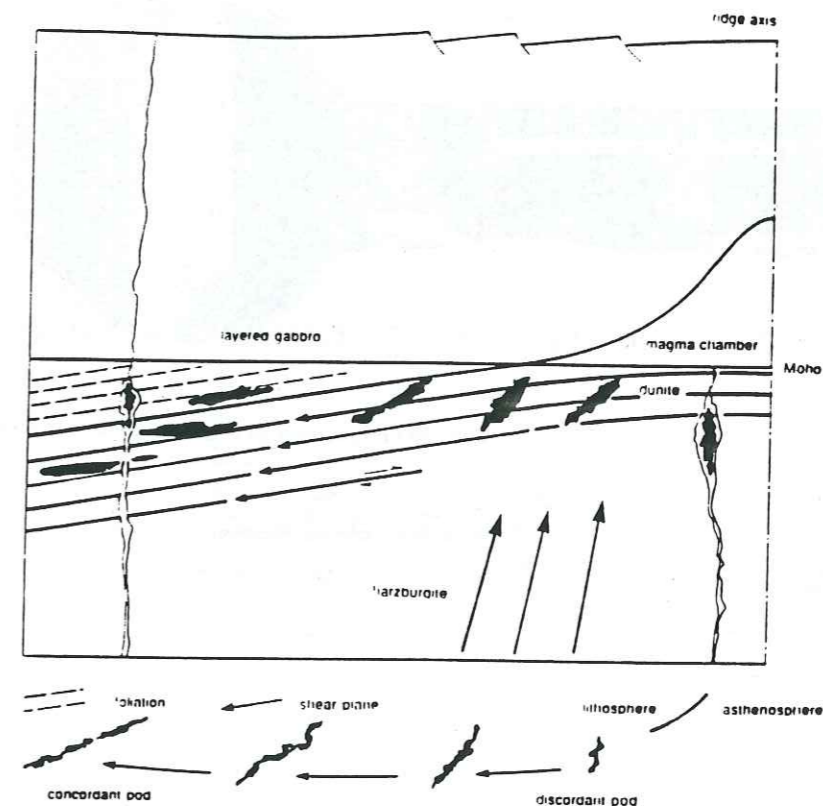


Figure 106: Modèle de la genèse et l'évolution des chromites podiformes dans le manteau océanique supérieur sous une dorsale océanique (Cassard et al., 1981)

La genèse des gisements de chromite intra-mantellaires pourrait être liée:

- soit à la sédimentation des cristaux de chromite vers la base de la chambre magmatique, d'où la formation d'horizons stratiformes de chromitites (Borchert (1964); Greenbaum (1977)).

- soit à la concentration dans des conduits magmatiques verticaux qui traversent les tectonites et qui montrent une structuration commune avec celles des harzburgites (Juteau, 1974). Ceci s'applique aux gisements podiformes dans les tectonites harzburgitiques déformées plastiquement (Cassard et al. (1981); Lago et al., (1982)).

Les gisements de chromite se forment dans des conduits magmatiques larges qui alimentent la chambre magmatique. La concentration de la chromite se fait par un mécanisme d'élutriation dans le flux magmatique (Lago et al., 1982) (fig. 107).

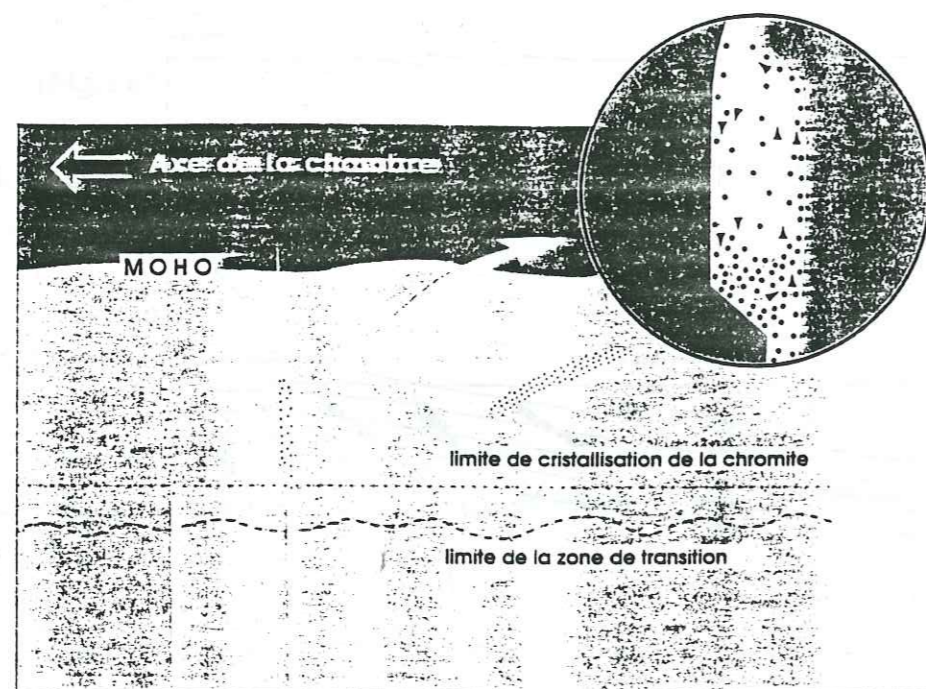


Figure 107: Genèse des gisements de chromite ophiolitique selon le modèle d'élutriation dans un conduit magmatique sous une paléoride océanique (Lago et al., 1982)

Nicolas et al., (1990) ont suggéré pour l'ophiolite d'Oman, que la genèse des gisements de chromite est régie essentiellement par la vitesse d'expansion de la paléodorsale. Ils montrent que les ophiolites de type lherzolite (LOT) sont plus pauvres en gisements que les ophiolites de type harzburgite (HOT) (fig. 108).

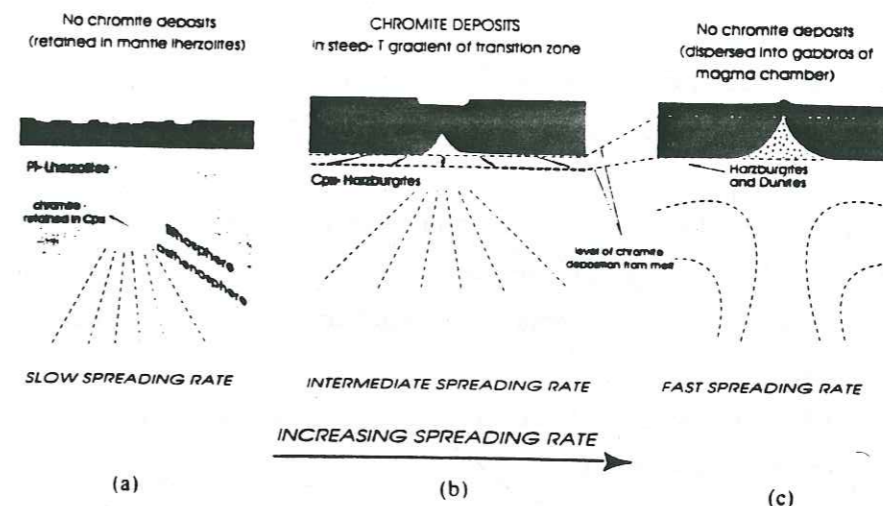


Figure 108: Modèle lié à la vitesse d'expansion au niveau d'une ride océanique, expliquant l'origine des dépôts de chromites dans les ophiolites de type HOT et LOT (Nicolas et al., 1990)

II- GISEMENTS A CHROMITE DANS L'OPHIOLITE D'OMAN

II-1- Introduction

Les gisements de chromite, dans l'ophiolite d'Oman sont très nombreux, et de l'ordre de 300 à 400 corps ("pods"). Leur exploitation a débuté en 1993 (gisements de Ghachabi-Fizh et de Shaf-Bani Umar, dans le bloc étudié ici).

Ces gisements sont localisés dans la séquence mantellique généralement à moins de 500m sous le Moho pétrologique, mais parfois à plus de 1 à 2km du Moho plus bas; ou dans la zone de transition dunitique à la base de la séquence crustale. Ils montrent des gisements de formes irrégulières. Leur taille est très variable. La composition chimique des "minerais" en est de même.

En Oman, les chromitites ont été classées selon leurs formes géométriques et leurs caractéristiques structurales en six groupes (Burgath 1981):

- lentilles en couches non plissées
- lentilles probablement plissées
- lentilles faiblement plissées
- lentilles très plissées
- pods s.s. délimités par des contacts tectoniques
- lentilles de formes irrégulières

Les autres classifications ont été établies pour ces mêmes gisements. Elles se basent surtout sur les aspects chimiques et les relations structurales avec l'encaissant (Augé, 1983 et Ohnenstetter, 1985). En effet, ces relations structurales avec les tectonites permettent de distinguer les différents types de gisements allant du type discordant au type concordant.

Les derniers travaux sur les chromitites des ophiolites d'Oman (Al Azri (1987)) ont montré, sur des bases voisines et impliquant la géochimie des phases, l'existence de trois types de gisements:

(i) type A qui correspond aux gisements intra-mantellaires, lenticulaires à tabulaires. Le rapport Cr/Cr+Al est constant;

(ii) type B formé de gisements à la limite manteau - croûte et qui sont déformés. Le rapport Cr/Cr+Al intermédiaire entre le type A et C;

(iii) type C qui correspond à des gisements stratiformes à la base des cumulats (zone de transition). Le rapport Cr/Cr+Al varie alors que l'indice mafique reste constant.

La genèse des gisements de type A est conforme à celle du modèle du Lago et al., (1982) et Cassard (1981). Celle des gisements de type B et C s'accomplit à la base de la chambre magmatique. La concentration de la chromite se fait par simple cristallisation fractionnée.

II-2- Etude des gisements de chromites du wadi Fizh (Planche IV-1)

Les gisements de chromite dans le massif de Fizh sont présents dans le manteau et dans la zone de transition dunitique. Les roches basiques et ultrabasiques montrent également des concentrations en chromite assez importantes.

Leur mode de gisement est soit podiforme ou lenticulaire stratiforme. Dans les harzburgites, les gisements sont souvent podiformes. La chromite peut être disséminée dans les dunités intramantellaires.

Dans la zone de transition dunitique et dans les poches dunitiques intrusives dans le manteau, les gisements sont souvent podiformes et parfois lenticulaires. A ce niveau, les pods montrent des épaisseurs variées. On note que de nombreux filons de gabbros recoupent les chromitites. Des zones de cisaillement affectent parfois les corps "minéralisés".

II-2-1- Mode de gisement et pétrographie (planche I)

Les termes à chromite montrent des textures massives avec, parfois des cristaux d'olivine interstitiels totalement serpentinisée. Des cristaux de pyroxène ou d'amphibole peuvent être inclus dans la chromite ou interstitiels. La chromite peut subir, comme pour les autres phases minérales, des transformations secondaires.

a- Gisements associés aux poches dunitiques au niveau du Moho pétrologique (gisement exploité de Shaf-Bani Umar)

-gisement podiforme simple

Dans ce type de gisement, la chromite est très massive (chromitite). Au niveau des bordures du pod, elle est disséminée dans le matériel dunitique encaissant.

La texture montre des grains de chromite de grande taille (2.5 mm), pluricristallins et fracturés. Ces grains "grossiers" présentent des inclusions de cristaux automorphes à subautomorphes de hornblende, d'olivine et d'oxydes variés.

Les grains de chromite peuvent être monocristallins subautomorphes à bordures arrondies, disséminés ou interstitiels dans les bordures des pods ou dans des lentilles de chromite traversant les dunités. Le reste de la roche est formée d'olivine serpentinisée.

Le "pod" à chromite (fig. 109) présent dans les dunités est recoupé par des filons gabbroïques subverticaux à textures variées. Les gabbros sont parfois déformés. Le corps chromitique est allongé dans une direction E-W. La foliation, marquée par les grains de chromite, recoupe celle des dunités encaissantes. Il s'agit là d'un corps discordant. Les chromitites peuvent montrer des microenclaves dunitiques.

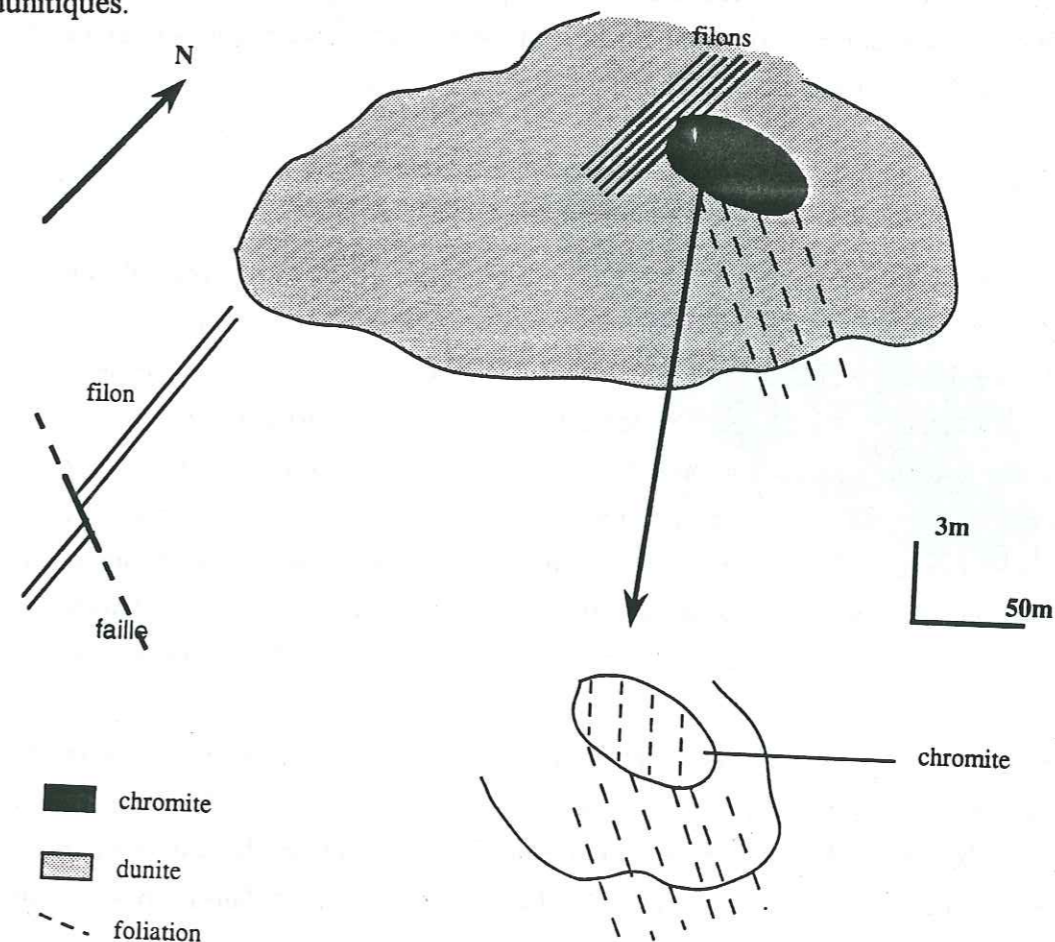


Figure 109: Structure du pod de chromite à la limite manteau-croûte dans les poches dunitiques intrusives (Wadi Shaf-Fizh)

-gisement podiforme filonien

On note la présence de petits filons porteurs de minéralisations dans les dunites au voisinage du "pod" chromitique. Ces filons sont centimétriques et sont parallèles au gisement principal contrairement aux filons gabbroïques intrusifs dans les dunites et les harzburgites. Des zones de cisaillement affectent la zone minéralisée. Elles montrent des grains de chromite déformés et étirés.

-gisement à chromite disséminée

Dans le manteau (au niveau du Moho pétrologique) on rencontre parfois des poches dunitiques intrusives (dunites intramantellaires à deux pyroxènes) à concentrations de chromite notables (5 à 10%). Elle est disséminée ou intersticielle, monogranulaire ou plurigranulaire. Elle forme des petites poches (millimétriques) qui sont perpendiculaires aux filonnets de serpentine qui traversent les dunites. Les grains de chromite sont généralement entourés par la serpentine, et sont souvent allongés et marquent une linéation magmatique. La chromite montre des figures d'interpénétration complexes entre les cristaux de chromite et d'orthopyroxène. En raison du caractère résiduel des dunites, ce type de chromite paraît hérité du stade précoce de la fusion partielle du manteau.

Ce type de concentration constitue un bon guide de prospection qui permet de déceler l'existence de "pod" de chromite dans les harzburgites sous-jacentes.

- gisements dans les dunites transitionnelles (Fizh)

Ces gisements sont également podiformes à chromite massive. Ils sont petite taille par rapport à ceux qui se trouvent dans le manteau ou à la limite manteau - croûte. Le pod est large de 5m et s'étend sur 30m dans une direction N-S. Ils sont fortement disloqués et sont recoupés par des filons qui montrent parfois des traces de sulfures. Une forte altération des ultrabasites est à noter dans la zone de transition, dite zone de compaction où l'altération et la bréchification sont assez importantes.

Les grains de chromite sont de taille moyenne (1 mm). Ils offrent des inclusions de cristaux d'olivine. Vers les bordures des gisements, la chromite devient intersticielle dans les dunites. Elle se présente également sous forme de grains de petite taille, automorphes disséminés dans le matériel dunitique. L'olivine est très serpentinisée. La chromite est souvent altérée en ouwarovite.

On note parfois la présence de lits de chromitite dans les dunites. Les rubans sont constitués de grains de grande taille. Quelques grains de chromite sont inclus dans les cristaux d'olivine; ils sont alors automorphes à subautomorphes et de petite taille. Dans ces gisements la chromite est cumulative.

Ce type de concentration présente un excellent guide de prospection dans la zone de transition ou à la limite manteau-croûte.

b- Gisement dans les harzburgites (Ghachabi-Fizh)

Ce gisement exploité, de forme ellipsoïdale (fig. 110) est recoupé par des filons subverticaux et des veines pegmatitiques. Il est large de 10m et s'étend sur une longueur de 180m, selon une direction NW-SE. La foliation NNW-SSE qui affecte le pod est conforme à celle de l'encaissant. Il s'agit d'un corps chromitique de type concordant à contact graduel.

Ce type de gisement présente un minerai souvent massif (minerai noir). La "gangue" dunitique de bordure est peu importante, voire absente. A la périphérie de la zone minéralisée, la chromite est disséminée dans l'encaissant.

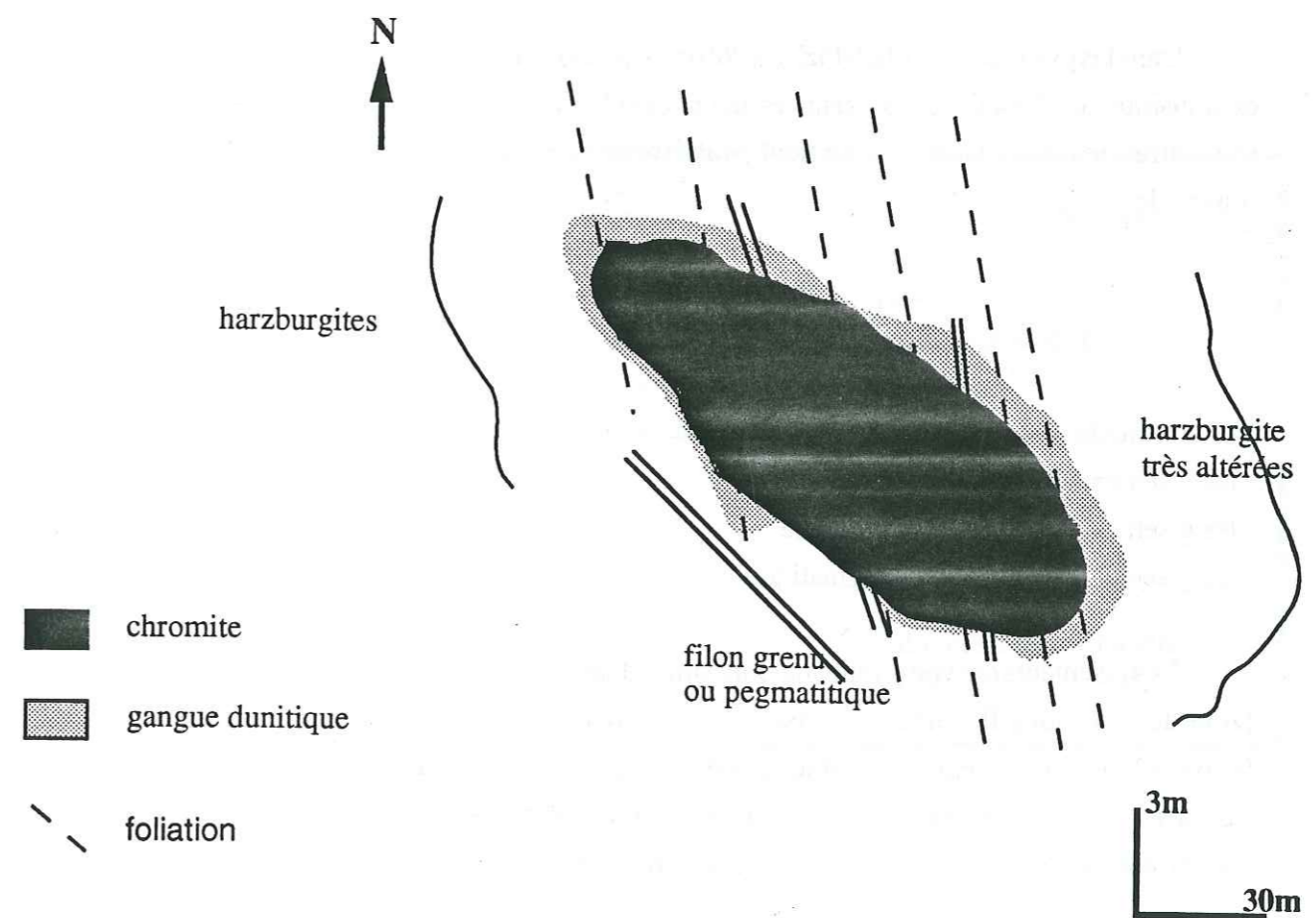


Figure 110 Structure du pod de chromite dans les tectonites (zone Ghachabi; Wadi Fizh)

Dans les tectonites (harzburgite et dunite) les grains de chromite résiduels sont de taille et de forme variables. Les grains de grande taille sont allongés, fracturés et concentrés dans les zones serpentinisées. La chromite est parfois en grains globuleux de petite taille (<1mm). Elle est également en inclusions dans les cristaux d'olivine et de pyroxène. Les relations texturales entre l'olivine et l'orthopyroxène montrent également que la chromite est résiduelle et non magmatique comme les roches de l'encaissant.

c- Gisement dans les cumulats ultrabasiques (wehrlites-troctolites-pyroxénites) (Fizh-Khabiyat)

La chromite est en grains inframillimétriques, automorphes à subautomorphes à bordures arrondies. Elle est disséminée dans l'olivine, le pyroxène et plus rarement dans le plagioclase. Les cristaux de chromite peuvent se regrouper et former des chapelets de grains. Ils sont parfois interstitiels. Dans ces faciès ultrabasiques, la chromite est d'origine magmatique.

La fréquence de la chromite est liée à celles de l'olivine et du clinopyroxène. Dans les wehrlites la fréquence du spinelle chromifère est plus grande que dans les autres roches basiques.

Dans les pyroxénites (Wadi Fizh), à 200 m du pod chromitique décrit précédemment dans la zone de transition, la chromite est présente en couches et lentilles d'épaisseur centimétrique. Il s'agit là de concentrations très locales, qui seraient peut-être piégées dans les pyroxénites au voisinage du pod principale.

II-2-2- Conclusions

Les gisements ci-dessus sont de trois types:

- les gisements de chromite podiforme
- les gisements de chromite résiduelle
- les gisements de chromite magmatique

Les gisements de type podiforme sont situés dans la séquence mantellique et à la base de la croûte (zone de transition). Ils sont caractérisés par leur structure (en pod, de taille importante) et leur texture (massive). Ils présentent systématiquement une gangue dunitique très altérée et "stérile". Dans l'encaissant, ils sont accompagnés d'un réseau filonien minéralisé. Dans les tectonites, les gisements sont concordants, alors qu'à la base de la croûte, ils sont discordants.

La chromite résiduelle est caractérisée par ses relations texturales surtout avec l'olivine et l'orthopyroxène dans les matériaux mantelliques résiduels. Elle est ainsi associée aux harzburgites et aux dunites intramantellaires. Elle est disséminée ou interstitielle.

La chromite d'origine magmatique est présente dans les cumulats ultrabasiques (dunite, wehrlite et pyroxénite). Les relations texturales montrent que les grains de chromite, disséminés dans les cristaux d'olivine et de clinopyroxène, ont cristallisé dans une chambre magmatique et sont les premiers à cristalliser avec l'olivine.

La caractérisation des différents types de chromite est illustrée dans le **tableau 11**.

Les indices miniers chromifères dans le massif de Fizh montrent les caractéristiques établies dans le **tableau 10**. On distingue les indices miniers dans la séquence mantellique et dans la zone de transition.

| | Dans le manteau | Dans la zone de transition |
|-------------------|---|---|
| Gisements | la chromite est disséminée (5 à 10 %) petites poches, allongées la chromite est résiduelle | la chromite est disséminée petits lits, rubans la chromite est cumulative altération intense |
| Encaissant | harzburgites dunites | dunites transitionnelles |

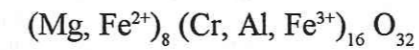
Tableau 10: Caractérisation des indices miniers chromifères dans la séquence ophiolitique (massif de Fizh)

CHAPITRE II

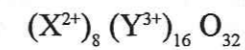
CARACTERISATION GEOCHIMIQUE DES DIFFERENTS TYPES DE CHROMITE

I- GENERALITES

Comme on l'a vu dans le chapitre précédent, la formule structurale de la chromite, rapportée ici à 32 oxygènes, est la suivante:



ou encore:



Comme dans tous les spinelles, les sites octaédriques sont occupés par les ions bivalents (Mg et Fe^{2+}) et les sites tétraédriques sont occupés par les ions trivalents (Al^{3+} , Cr^{3+} et Fe^{3+}).

Les variations de composition des spinelles chromifères sont liées surtout aux substitutions entre les éléments occupant les sites du minéral et ceux des minéraux de l'encaissant, de la gangue et du liquide en équilibre avec la chromite. Les conditions physicochimiques, telles que la température, la composition du bain silicaté, la fugacité d'oxygène..., régissent ces substitutions. La composition initiale du liquide et les rééquilibres subsolidus jouent également un rôle dans les variations des compositions chimiques des spinelles chromifères.

II- RESULTATS ET INTERPRETATIONS

II-1- Résultats analytiques

Les données analytiques des chromites sont données dans le **tableau 12**.

- le diagramme ternaire Fe^{3+} -Cr-Al des chromitites (**fig. 111**) montrent des teneurs en Fe^{3+} constantes et très faibles. Le rapport Cr/Al est supérieur à 1. Les chromites des dunités à pyroxènes présentent des teneurs en fer trivalent et en chrome variables. Celles des chromitites sont très homogènes par rapport aux grains de chromite des dunités à pyroxènes et des wehrrites massives et imprégnées. Ces dernières, au contraire, montrent des variations (fer et chrome) liées à une zonation des cristaux de chromite. La chromite des dunités et des wehrrites litées sont très homogènes, pauvres en chrome et en fer comme celles des chromitites.

| | Chromite podiforme | Chromite résiduelle | Chromite magmatique |
|------------|---|--|---|
| Gisement | massive, inclusions concordants à discordants | disseminée, intersticielle xénomorphe | disseminée globuleuse (chapelets) |
| Encaissant | harzburgite dunite dunite transitionnelle | harzburgite dunite | wehrrite dunite (pyroxénite) |
| Extension | plusieurs mètres | grains millimétriques à centimétriques | grains inframillimétriques à millimétriques |

Tableau 11 : Comparaison et caractérisation des différents types de chromite présents dans la séquence ophiolitique du massif de Fizh.

| A | Mg | Cr | Al | Fe2 | Fe3 | FeO | Fe2O3 | Cr2O3 | B | Al | Cr | Mg | Fe3 | Fe2 | |
|----|---------|---------|---------|---------|---------|---------|-------|-------|-----|-------|-------|-------|-------|-------|---|
| 1 | 0,67932 | 1,03686 | 0,77096 | 0,42778 | 0,1925 | 11,9778 | 5,39 | 43,6 | 5 | 0,62 | 1,09 | 0,249 | 0,274 | 0,735 | Wehrlites massive Wehrlite imprégnée |
| 2 | 0,6962 | 0,95838 | 0,92303 | 0,40833 | 0,18375 | 11,4333 | 5,145 | 40,3 | 37 | 0,493 | 1,28 | 0,326 | 0,21 | 0,666 | |
| 3 | 0,68776 | 1,01546 | 0,824 | 0,41944 | 0,18875 | 11,7444 | 5,285 | 42,7 | 41 | 0,699 | 1,03 | 0,457 | 0,229 | 0,551 | |
| 4 | 0,71308 | 0,96076 | 0,93717 | 0,40278 | 0,18125 | 11,2778 | 5,075 | 40,4 | 68 | 0,633 | 0,97 | 0,346 | 0,318 | 0,687 | |
| 5 | 0,67089 | 1,01784 | 0,81693 | 0,44444 | 0,2 | 12,4444 | 5,6 | 42,8 | 71 | 0,606 | 0,98 | 0,332 | 0,332 | 0,695 | |
| 6 | 0,69198 | 0,99881 | 0,87705 | 0,43056 | 0,19375 | 12,0556 | 5,425 | 42 | 74 | 0,616 | 1,06 | 0,502 | 0,249 | 0,529 | |
| 7 | 0,65401 | 1,10583 | 0,72498 | 0,44722 | 0,20125 | 12,5222 | 5,635 | 46,5 | | | | | | | |
| 8 | 0,66245 | 1,0321 | 0,82754 | 0,46111 | 0,2075 | 12,9111 | 5,81 | 43,4 | | | | | | | |
| 9 | 0,66245 | 1,11058 | 0,66133 | 0,45 | 0,2025 | 12,6 | 5,67 | 46,7 | 79 | 0,793 | 1,06 | 0,579 | 0,136 | 0,42 | Dunites |
| 10 | 0,68776 | 1,02021 | 0,86998 | 0,425 | 0,19125 | 11,9 | 5,355 | 42,9 | 80 | 0,803 | 1,03 | 0,581 | 0,159 | 0,418 | |
| 11 | 0,6962 | 0,956 | 0,89473 | 0,43889 | 0,1975 | 12,2889 | 5,53 | 40,2 | 82 | 0,781 | 1,05 | 0,588 | 0,157 | 0,41 | |
| 12 | 0,66245 | 1,06302 | 0,72145 | 0,43611 | 0,19625 | 12,2111 | 5,495 | 44,7 | 83 | 0,826 | 1,01 | 0,583 | 0,15 | 0,414 | |
| 13 | 0,72574 | 0,97741 | 0,84876 | 0,43056 | 0,19375 | 12,0556 | 5,425 | 41,1 | 85 | 0,788 | 1,03 | 0,568 | 0,171 | 0,429 | |
| 14 | 0,69198 | 0,96076 | 0,86644 | 0,45 | 0,2025 | 12,6 | 5,67 | 40,4 | 86 | 0,799 | 1,03 | 0,565 | 0,16 | 0,432 | |
| 15 | 0,64135 | 1,01308 | 0,81339 | 0,44722 | 0,20125 | 12,5222 | 5,635 | 42,6 | 87 | 0,884 | 0,93 | 0,578 | 0,171 | 0,42 | |
| 16 | 0,66667 | 1,02497 | 0,72498 | 0,45556 | 0,205 | 12,7556 | 5,74 | 43,1 | 90 | 0,998 | 0,8 | 0,541 | 0,194 | 0,456 | |
| 17 | 0,70042 | 0,99405 | 0,76742 | 0,43056 | 0,19375 | 12,0556 | 5,425 | 41,8 | 91 | 0,979 | 0,815 | 0,544 | 0,194 | 0,453 | |
| 18 | 0,70464 | 0,95125 | 0,91242 | 0,41389 | 0,18625 | 11,5889 | 5,215 | 40 | | | | | | | |
| 19 | 0,69198 | 0,91795 | 0,97254 | 0,41111 | 0,185 | 11,5111 | 5,18 | 38,6 | | | | | | | |
| 20 | 0,70886 | 0,95363 | 0,91949 | 0,41944 | 0,18875 | 11,7444 | 5,285 | 40,1 | 98 | 0,692 | 1,141 | 0,53 | 0,167 | 0,461 | |
| 21 | 0,66667 | 0,98692 | 0,87352 | 0,45 | 0,2025 | 12,6 | 5,67 | 41,5 | 99 | 0,638 | 1,2 | 0,52 | 0,16 | 0,475 | Dunites à pyroxènes |
| 22 | 0,66667 | 0,99881 | 0,83108 | 0,43889 | 0,1975 | 12,2889 | 5,53 | 42 | 100 | 0,631 | 1,234 | 0,508 | 0,133 | 0,483 | |
| 23 | 0,68776 | 0,9679 | 0,85937 | 0,42222 | 0,19 | 11,8222 | 5,32 | 40,7 | 101 | 0,656 | 1,209 | 0,525 | 0,134 | 0,469 | |
| 24 | 0,67089 | 1,05589 | 0,70376 | 0,425 | 0,19125 | 11,9 | 5,355 | 44,4 | 102 | 0,746 | 1,103 | 0,549 | 0,149 | 0,447 | |
| 25 | 0,67089 | 0,95838 | 0,86644 | 0,41667 | 0,1875 | 11,6667 | 5,25 | 40,3 | 110 | 0,667 | 1,004 | 0,423 | 0,327 | 0,571 | |
| 26 | 0,64979 | 1,08205 | 0,6684 | 0,45 | 0,2025 | 12,6 | 5,67 | 45,5 | 111 | 0,678 | 0,995 | 0,437 | 0,325 | 0,554 | |
| 27 | 0,65823 | 0,956 | 0,87352 | 0,43056 | 0,19375 | 12,0556 | 5,425 | 40,2 | 115 | 0,685 | 0,906 | 0,376 | 0,405 | 0,62 | |
| 28 | 0,67511 | 0,95363 | 0,89827 | 0,41944 | 0,18875 | 11,7444 | 5,285 | 40,1 | 116 | 0,751 | 0,94 | 0,45 | 0,307 | 0,548 | |
| 29 | 0,70042 | 0,98454 | 0,72498 | 0,40556 | 0,1825 | 11,3556 | 5,11 | 41,4 | 119 | 0,715 | 0,858 | 0,327 | 0,427 | 0,666 | |
| 30 | 0,70886 | 0,97027 | 0,92303 | 0,39167 | 0,17625 | 10,9667 | 4,935 | 40,8 | | | | | | | |
| 31 | 0,68354 | 0,95125 | 0,91949 | 0,40556 | 0,1825 | 11,3556 | 5,11 | 40 | | | | | | | |
| 32 | 0,67932 | 0,96076 | 0,77449 | 0,43889 | 0,1975 | 12,2889 | 5,53 | 40,4 | 141 | 0,711 | 1,028 | 0,508 | 0,224 | 0,503 | |
| 33 | 0,64979 | 1,05113 | 0,71084 | 0,40833 | 0,18375 | 11,4333 | 5,145 | 44,2 | 142 | 0,702 | 1,044 | 0,501 | 0,216 | 0,509 | Wehrlites litées |
| 34 | 0,67511 | 0,93936 | 0,85937 | 0,44167 | 0,19875 | 12,3667 | 5,565 | 39,5 | 143 | 0,8 | 0,998 | 0,531 | 0,172 | 0,478 | |
| 35 | 0,66667 | 0,94174 | 0,89827 | 0,43333 | 0,195 | 12,1333 | 5,46 | 39,6 | 152 | 0,774 | 0,999 | 0,524 | 0,195 | 0,489 | |
| 36 | 0,6962 | 0,93698 | 0,90181 | 0,43056 | 0,19375 | 12,0556 | 5,425 | 39,4 | | | | | | | |
| 37 | 0,68776 | 0,98216 | 0,83461 | 0,42222 | 0,19 | 11,8222 | 5,32 | 41,3 | | | | | | | |
| 38 | 0,66667 | 0,94649 | 0,84876 | 0,45278 | 0,20375 | 12,6778 | 5,705 | 39,8 | | | | | | | |
| 39 | 0,6962 | 0,91082 | 0,90181 | 0,41389 | 0,18625 | 11,5889 | 5,215 | 38,3 | | | | | | | |
| 40 | 0,68776 | 0,91795 | 0,88766 | 0,41111 | 0,185 | 11,5111 | 5,18 | 38,6 | | | | | | | |
| 41 | 0,68354 | 0,99168 | 0,7851 | 0,43056 | 0,19375 | 12,0556 | 5,425 | 41,7 | | | | | | | |
| 42 | 0,67089 | 0,93698 | 0,90888 | 0,40556 | 0,1825 | 11,3556 | 5,11 | 39,4 | | | | | | | |
| 43 | 0,64135 | 0,93222 | 0,86291 | 0,45278 | 0,20375 | 12,6778 | 5,705 | 39,2 | | | | | | | |
| 44 | 0,67089 | 1,05826 | 0,64011 | 0,46944 | 0,21125 | 13,1444 | 5,915 | 44,5 | | | | | | | |
| 45 | 0,62447 | 1,15339 | 0,5906 | 0,475 | 0,21375 | 13,3 | 5,985 | 48,5 | | | | | | | |
| 46 | 0,63713 | 1,1415 | 0,62596 | 0,45833 | 0,20625 | 12,8333 | 5,775 | 48 | | | | | | | |
| 47 | 0,66245 | 0,91795 | 0,80986 | 0,44167 | 0,19875 | 12,3667 | 5,565 | 38,6 | | | | | | | |
| 48 | 0,64557 | 0,93698 | 0,86291 | 0,45833 | 0,20625 | 12,8333 | 5,775 | 39,4 | | | | | | | |
| 49 | 0,68776 | 0,94174 | 0,89473 | 0,42222 | 0,19 | 11,8222 | 5,32 | 39,6 | | | | | | | |
| 50 | 0,66667 | 0,91082 | 0,90534 | 0,42222 | 0,19 | 11,8222 | 5,32 | 38,3 | | | | | | | |
| 51 | 0,64557 | 0,91558 | 0,90534 | 0,46389 | 0,20875 | 12,9889 | 5,845 | 38,5 | | | | | | | |
| 52 | 0,66667 | 0,95125 | 0,88766 | 0,42222 | 0,19 | 11,8222 | 5,32 | 40 | | | | | | | |

Tableau 12: Variations chimiques des grains de chromite des chromitites (A) et des ultrabasites (B). Données de microsonde Camebax, IFREMER Brest.

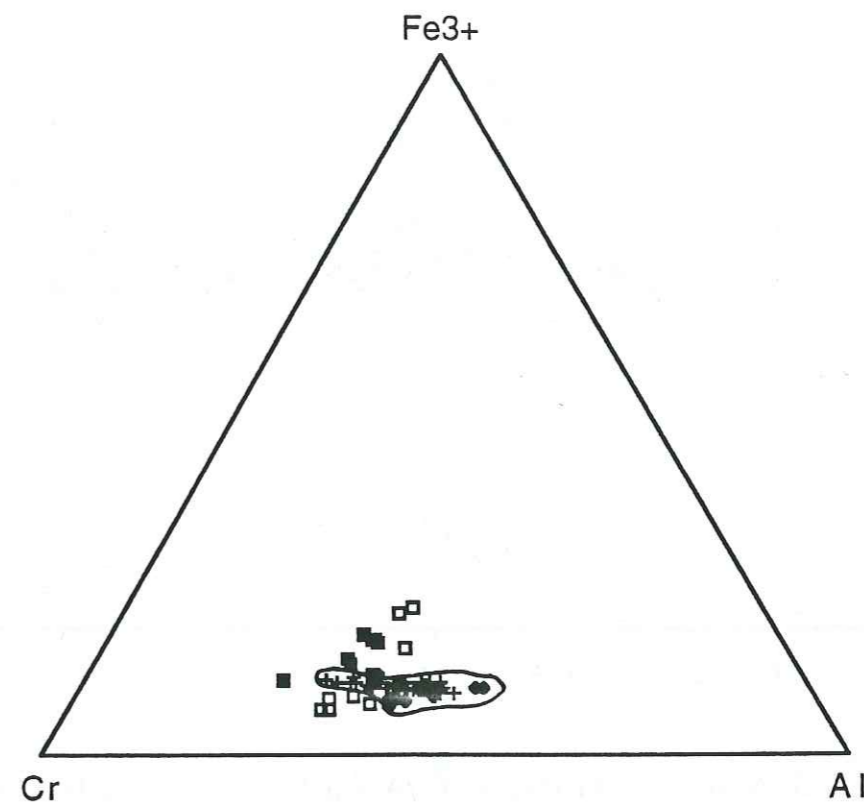


Figure 111: Diagramme triangulaire Fe³⁺-Cr-Al des chromites podiformes et des chromites disséminées dans les ultrabasites (croix: chromite podiforme, carré plein: ultrabasites, carré blanc: dunites).

- Pour les chromitites, les variations du rapport Cr/(Cr+Al) en fonction du rapport "mafique" Mg/(Mg+Fe) (fig. 112) montrent que le rapport Cr/(Cr+Al) varie de 0.50 à 0.65 en même temps le rapport Mg/(Mg+Fe) varie de 0.57 à 0.65. Ceci conforte bien l'homogénéité géochimique des chromites podiformes massives. L'indice "mafique" dans les chromitites des pods est plus élevé que celui des spinelles chromifères des dunites et des wehrlites litées. Le rapport Cr/(Cr+Al) est par contre à peu près le même pour l'ensemble des différents types. Les grains de chromite associés aux dunites, dunites à pyroxènes et aux wehrlites litées montrent la même tendance (corrélacion positive). Les variations chimiques des chromites des wehrlites massives, des wehrlites imprégnées et des dunites à pyroxènes sont liées à la zonation des grains. Ces variations du rapport Mg/(Mg+Fe) peuvent être liées à des réajustements chimiques subsolidus à la bordure des grains dans le cas des dunites et des wehrlites.

- Le rapport Cr/Al en fonction de l'indice mafique Mg/(Mg+Fe) pour les chromites podiformes (fig. 113) varie de 1 à 2. On note qu'il y a des grains homogènes (rapport Cr/Al constant) et des grains qui montrent des rapports Cr/Al plus importants et qui varient selon la différenciation. Dans un même pod, on assiste alors à une zonation de différenciation du coeur à la bordure du pod.

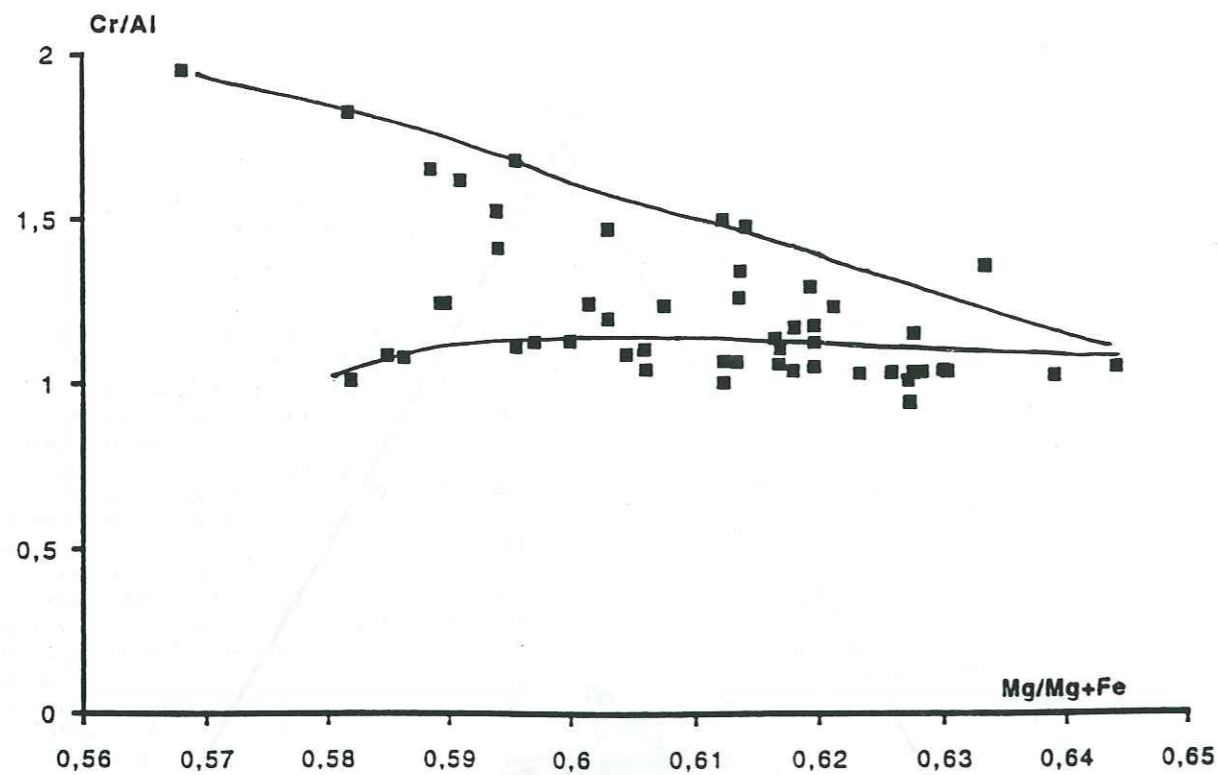


Figure 113: Variations du rapport Cr/Al en fonction de l'indice mafique dans les chromites podiformes.

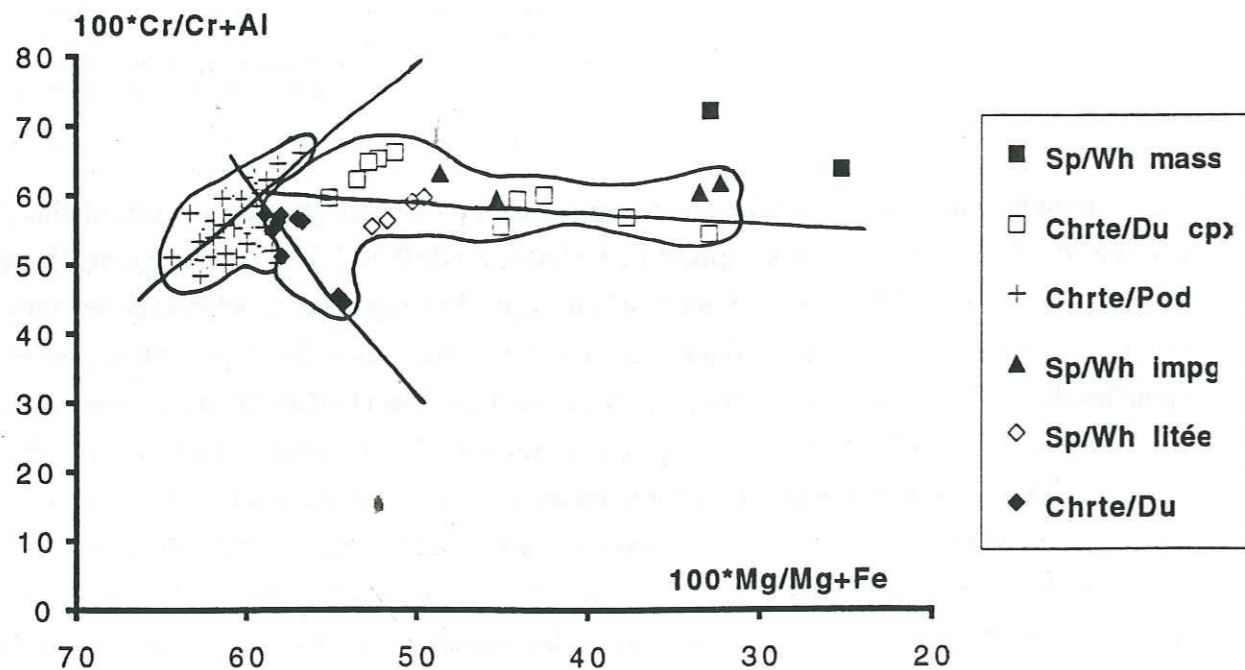


Figure 112: Variations du rapport $100 \cdot \text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ en fonction de l'indice mafique des différents types de chromite.

- Les variations du rapport Al/R^{3+} (R^{3+} : les ions trivalents, Al, Cr, Fe) en fonction du taux de Cr_2O_3 (fig. 114) se font selon une tendance négative pour les chromitites. Elles montrent un éventail de composition avec des rapports qui varient entre 0.3 et 0.45. Les chromites des dunites (à olivine et spinelle) montrent la même tendance. Celles des dunites à pyroxènes et des wehrlites massives et imprégnées montrent des rapports Al/R^{3+} nettement plus constants même si les teneurs en Cr_2O_3 varient beaucoup entre le coeur et les bordures des grains.

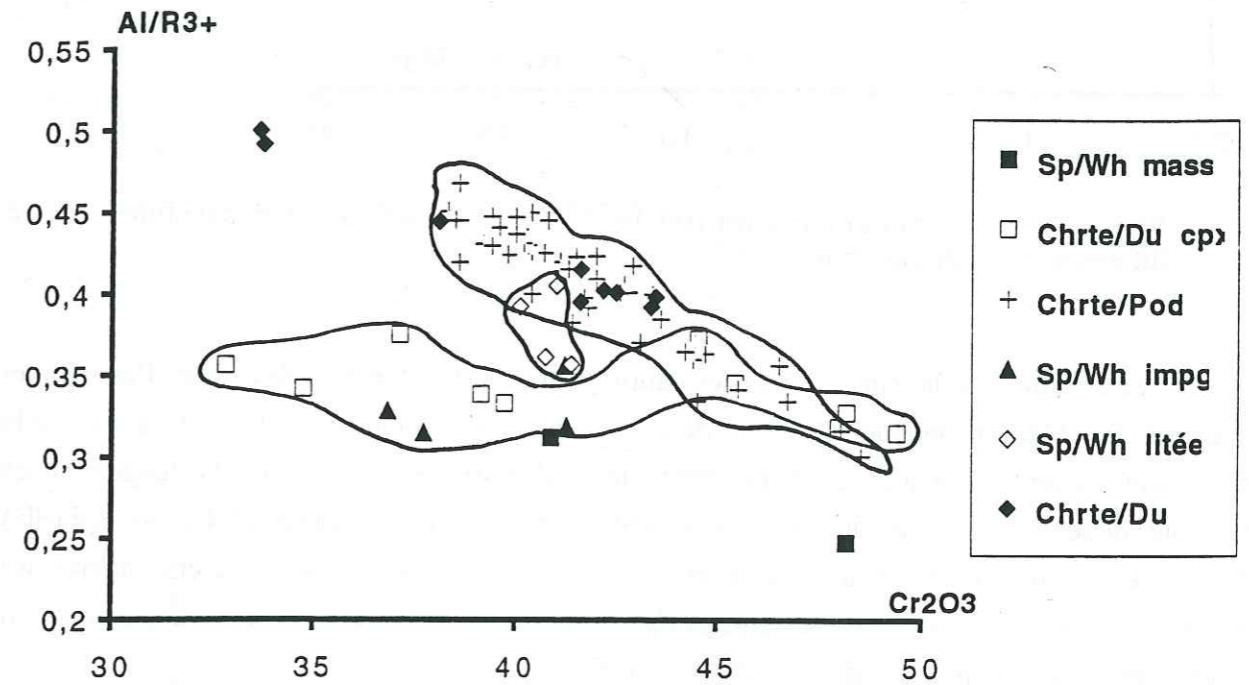


Figure 114: Variations du rapport Al/R^{3+} en fonction du taux de Cr_2O_3 dans les différents types de chromite.

- Les variations du rapport $\text{Fe}^{3+}/\text{R}^{3+}$ en fonction de l'indice "mafique" (fig. 115) se corrélaient négativement. Les chromitites massives sont très homogènes et montrent des rapports $\text{Fe}^{3+}/\text{R}^{3+}$ assez constants et du même ordre que les dunites et les wehrlites litées. Les spinelles chromifères des dunites à pyroxène et des wehrlites massives et imprégnées montrent des rapports $\text{Fe}^{3+}/\text{R}^{3+}$ plus ouverts allant de 6 à 20. Les rapports $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$ varient de 60 à 30. Cette variation pourrait être liée à la zonation des grains de chromite dans ces matériaux (cf. supra).

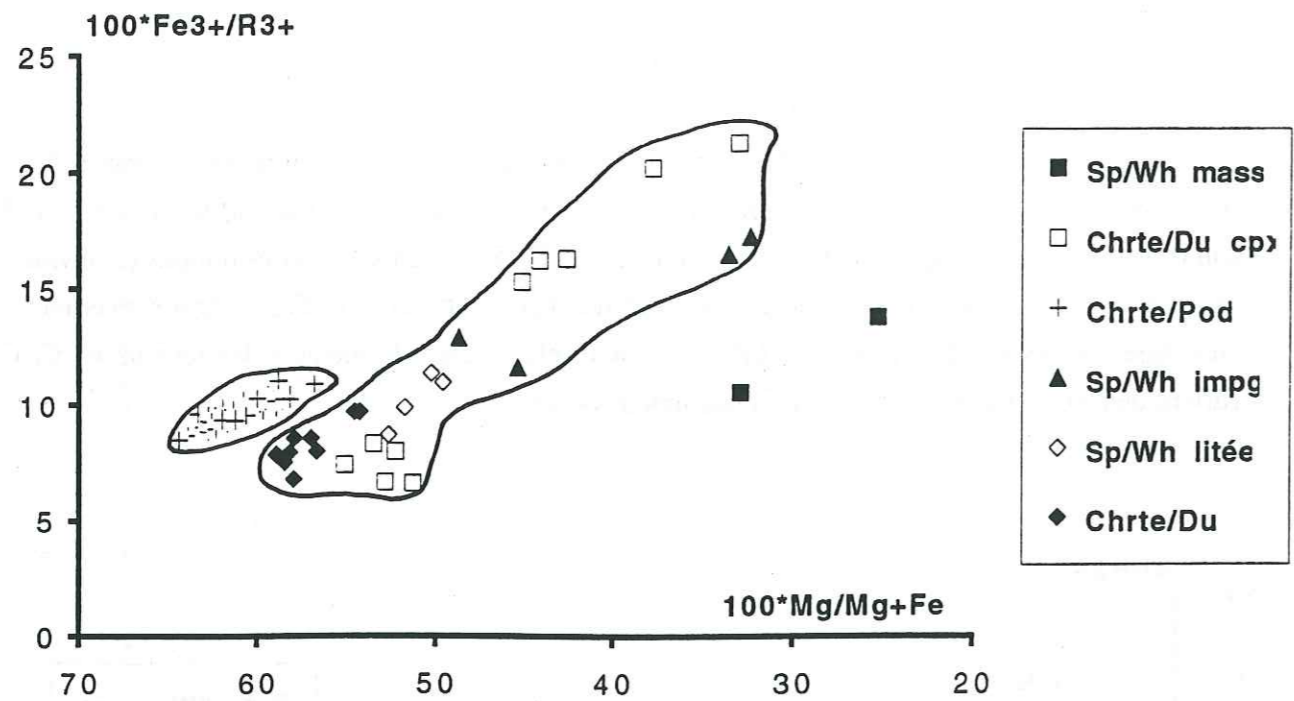


Figure 115: Variations du rapport $100 \cdot \text{Fe}^{3+}/\text{R}^{3+}$ en fonction de l'indice mafique dans les différents types de chromite.

- Les variations de la teneur de Mg (en cation pour 32 O) en fonction de celle de l'aluminium montrent (fig. 116) une indépendance des deux éléments: l'aluminium varie de 6 à 9, alors que le magnésium est sensiblement constant. Les chromites podiformes sont nettement plus magnésiennes que celles disséminées dans les dunites et les wehrlites. Les chromites des dunites (olivine et spinelle) et des wehrlites litées montrent des teneurs en magnésium constantes. Les spinelles chromifères des dunites à pyroxènes et des wehrlites imprégnées montrent au contraire une chute des teneurs en magnésium et en aluminium (surtout dans les wehrlites massives).

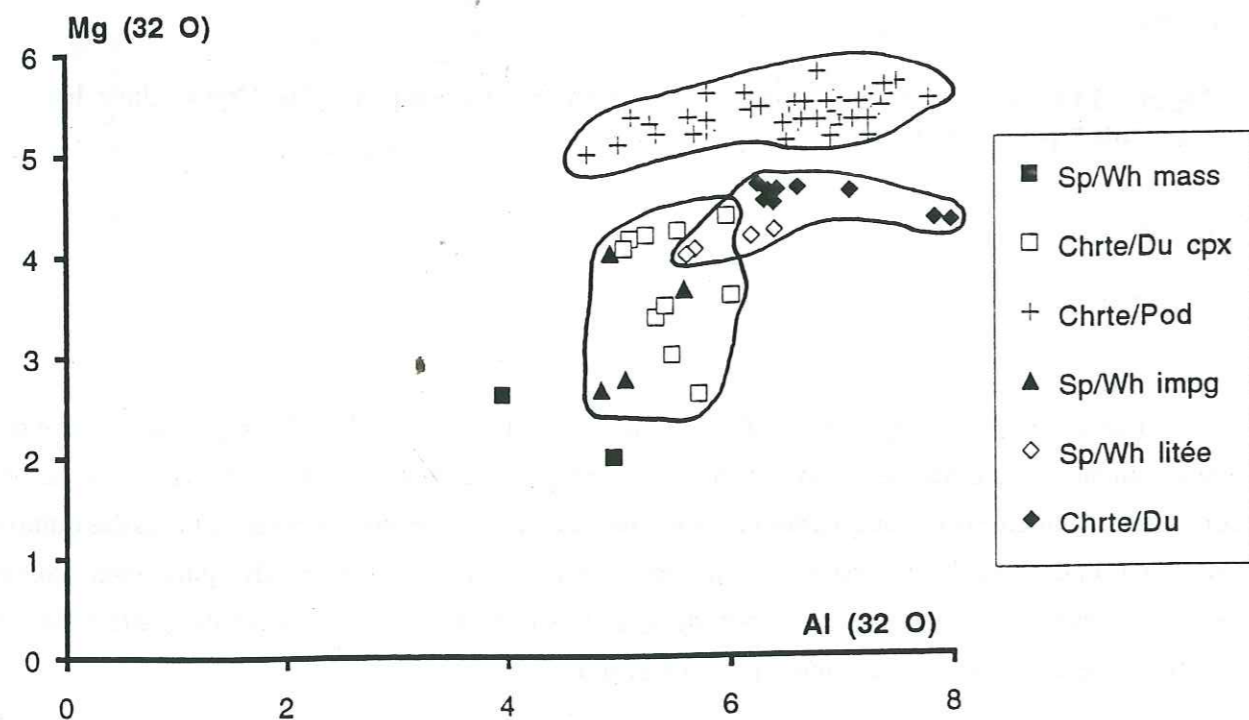


Figure 116: Variations du taux en Mg (en cations) en fonction de celui de Al (en cations) des différents types de chromite.

On a étudié les variations (fig. 117) des grains de chromite dans la séquence ophiolitique du massif de Fizh. On remarque que:

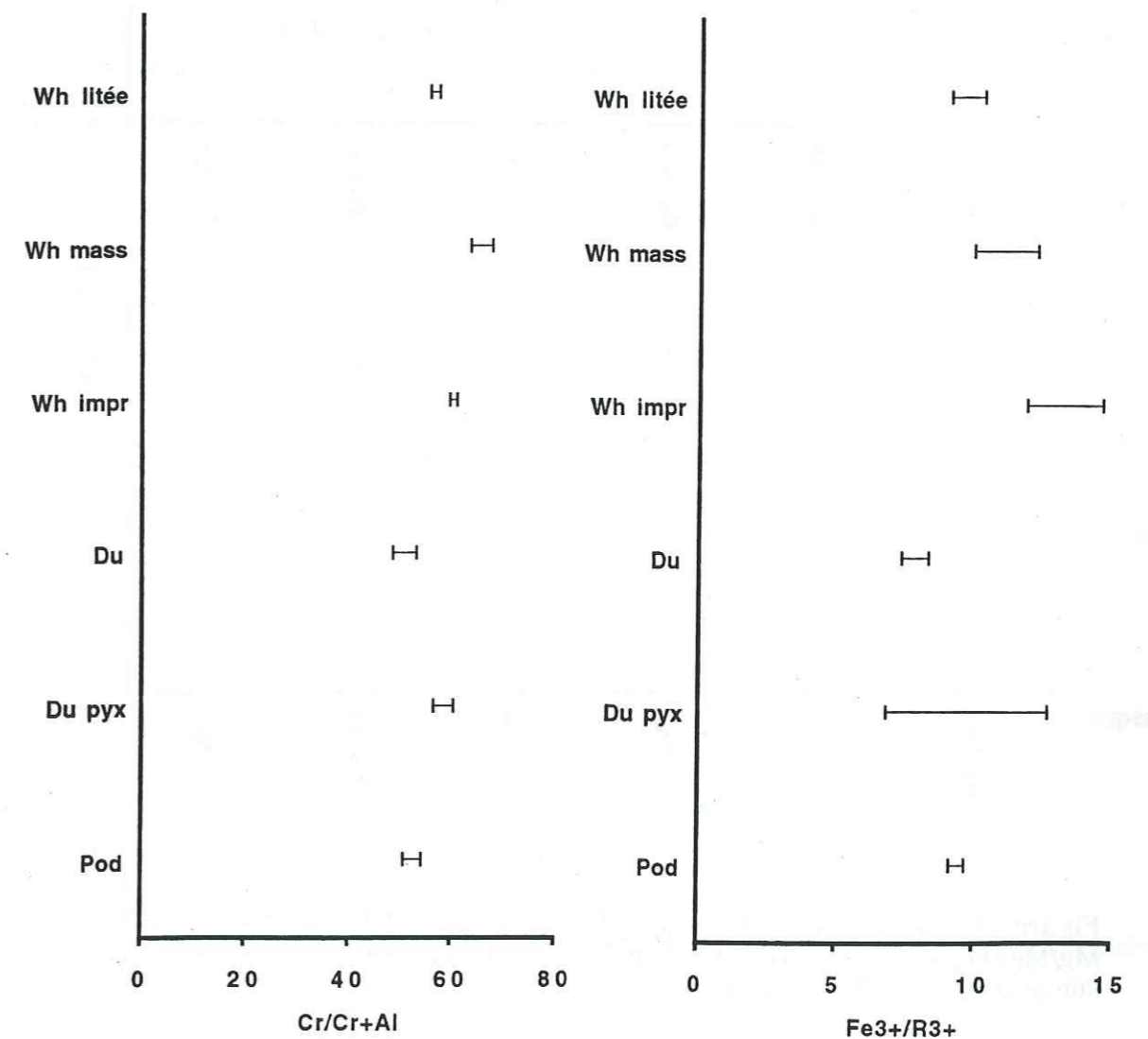
- le rapport $\text{Cr}/\text{Cr}+\text{Al}$ présente des variations en "zig-zag". Les grains de chromite des dunites (olivine-spinelle) et des wehrlites litées ont des rapports faibles (surtout dans les dunites). Ces rapports sont du même ordre dans les dunites, les wehrlites litées et les chromites podiformes. Dans les wehrlites massives et imprégnées les rapports sont plus importants.

- le rapport $\text{Fe}^{3+}/\text{R}^{3+}$ montre de même type de variations. Les chromites des dunites, des chromitites et des wehrlites litées présentent des rapports faibles, alors que les wehrlites imprégnées ont des rapports plus élevés.

- les teneurs en Cr_2O_3 présentent les mêmes variations que ci-dessus. Les chromites des wehrlites massives ont des teneurs plus élevées que celles des wehrlites litées et des dunites.

- le rapport Al/R^{3+} montre également des variations en zig-zag. Les chromitites, les dunites et les wehrlites litées sont caractérisées par des rapports plus importants.

- l'indice "mafique" offre les mêmes variations. Le rapport $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$ est plus important dans les chromitites, les dunites et dans les wehrlites litées.



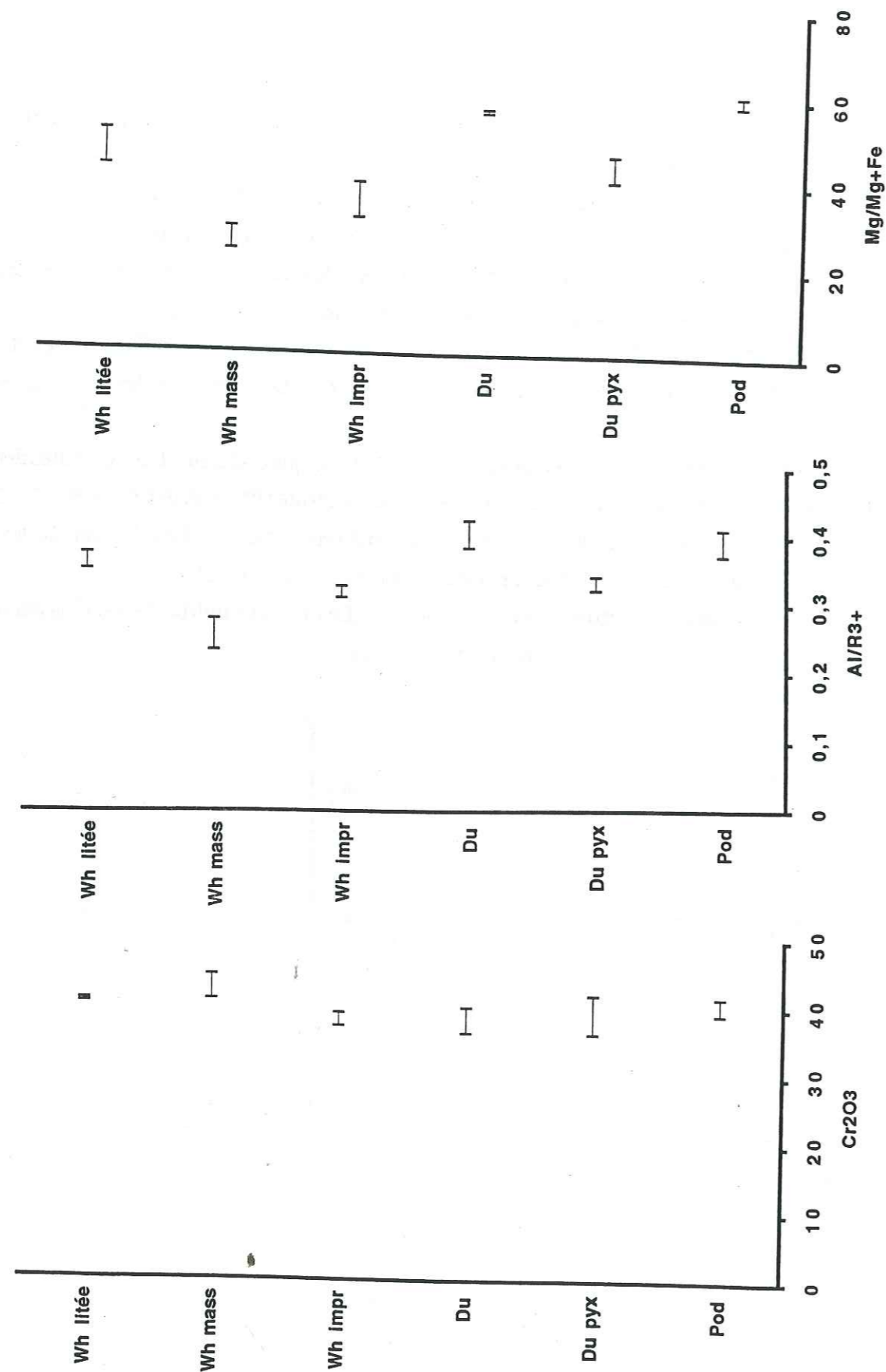


Figure 117: Variations cryptiques de la teneurs en Cr2O3, et des rapports Cr/Cr+Al, Mg/Mg+Fe, Fe³⁺/R³⁺ et Al/R³⁺ ; dans la secteur (wadi Shaf-Fizh Sud). (wh: wehrlite; Du: dunite; pod: chromite podiforme)

II-2- Estimation de la composition des liquides en équilibre avec les chromites

La composition des liquides en équilibre avec les spinelles chromifères est liée aux paramètres physico-chimiques qui contrôlent la cristallisation. Cette composition est souvent affectée par des rééquilibrages sub-solidus du fer et du magnésium entre l'olivine et le spinelle.

L'estimation de la composition des liquides en équilibre avec la chromite permet de comprendre l'origine magmatique ou résiduelle, lors de la fusion partielle, de celle-ci. De plus, elle permet d'évaluer le taux de fractionnement du liquide ou encore le cheminement des différents liquides qui peuvent télescoper la chambre magmatiques.

Les méthodes utilisées sont:

- le calcul du rapport FeO/MgO du liquide en équilibre avec la chromite se fait selon la formule de Maurel (1984) qui est la suivante:

$$\ln(\text{FeO/MgO})_{\text{liq}} = \ln(\text{FeO/MgO})_{\text{sp}} + 1.07 Y_{\text{Al}}(\text{Sp}) - 0.64 Y_{\text{Fe}^{3+}}(\text{Sp}) - 0.47$$

Cette équation tient compte du rapport FeO/MgO du spinelle chromifère et des cations trivalents (Al, Fe³⁺). Elle est utilisée pour déterminer le rapport FeO/MgO dans la cas des liquides en équilibre avec les chromitites.

- les teneurs en Al₂O₃ des liquides en équilibre avec les spinelles chromifères ont été calculées par l'équation de Maurel (1982 a):

$$(\text{Al}_2\text{O}_3)_{\text{liq}} = (1/0.035 (\text{Al}_2\text{O}_3)_{\text{sp}})^{1/2.42}$$

Les resultats sont donnés dans les **tableaux 13 et 14**.

- les liquides en équilibre avec les olivines calculés à partir de l'équation de Roeder et Emslie (1970):

$$(\text{XFeO/XMgO})_{\text{liq}} = 1/K_D (\text{XFeO/XMgO})_{\text{olv}} \quad (K = 0.3)$$

Cette équation est utilisée dans le cas des liquides issus de la fusion partielle du manteau supérieur et dans les cas des magmas liés aux séries dunitiques.

Les résultats sont donnés dans le **tableau 15**.

Le **tableau 16** montre la synthèse des données concernant les estimations des liquides en équilibre avec les spinelles chromifères et les olivines.

| Chrte Pod | FeO/MgO | Al ₂ O ₃ |
|------------|---------|--------------------------------|
| 1 | 0,88 | 14,91 |
| 2 | 0,97 | 16,08 |
| 3 | 0,91 | 15,33 |
| 4 | 0,96 | 16,19 |
| 5 | 0,97 | 15,28 |
| 6 | 0,98 | 15,74 |
| 7 | 0,90 | 14,53 |
| 8 | 1,02 | 15,36 |
| 9 | 0,84 | 13,98 |
| 10 | 0,96 | 15,68 |
| 11 | 1,00 | 15,87 |
| 12 | 0,87 | 14,50 |
| 13 | 0,90 | 15,52 |
| 14 | 1,00 | 15,66 |
| 15 | 1,01 | 15,43 |
| 16 | 0,90 | 14,53 |
| 17 | 0,86 | 14,89 |
| 18 | 0,96 | 16,01 |
| 19 | 1,04 | 16,44 |
| 20 | 0,97 | 16,05 |
| 21 | 1,04 | 15,71 |
| 22 | 0,98 | 15,39 |
| 23 | 0,95 | 15,61 |
| 24 | 0,83 | 14,35 |
| 25 | 0,97 | 15,66 |
| 26 | 0,86 | 14,05 |
| 27 | 1,02 | 15,72 |
| 28 | 1,00 | 15,90 |
| 29 | 0,78 | 14,53 |
| 30 | 0,92 | 16,10 |
| 31 | 0,98 | 16,06 |
| 32 | 0,90 | 14,95 |
| 33 | 0,83 | 14,41 |
| 34 | 1,00 | 15,61 |
| 35 | 1,04 | 15,91 |
| 36 | 1,00 | 15,93 |
| 37 | 0,92 | 15,42 |
| 38 | 1,02 | 15,53 |
| 39 | 0,96 | 15,93 |
| 40 | 0,96 | 15,82 |
| 41 | 0,89 | 15,03 |
| 42 | 0,99 | 15,98 |
| 43 | 1,08 | 15,64 |
| 44 | 0,84 | 13,79 |
| 45 | 0,86 | 13,33 |
| 46 | 0,85 | 13,67 |
| 47 | 0,97 | 15,22 |
| 48 | 1,08 | 15,64 |
| 49 | 0,98 | 15,88 |
| 50 | 1,03 | 15,95 |
| 51 | 1,14 | 15,95 |
| 52 | 1,01 | 15,82 |
| moyenne | 0,95 | 15,36 |
| écart-type | 0,07 | 0,72 |

Tableau 13: Evaluation du rapport FeO/MgO et des teneurs en Al₂O₃ des liquides en équilibre avec les chromites podiformes.

| | Spinelles | FeO/MgO | Al ₂ O ₃ |
|-----------------------|-----------------------|---------------|--------------------------------|
| wehrlite massive | 5 | | 12,18 |
| | 37 | 3,29 | 11,12 |
| | moyenne écart-type | | 11,65 0,75 |
| wehrlite imprégnée | 41 | 2,38 | 13,15 |
| | 68 | 3,41 | 12,35 |
| | 71 | 3,45 | 12,21 |
| | 74 | | 12,34 |
| | moyenne écart-type | 3,08 0,61 | 12,51 0,43 |
| dunite | 79 | 1,70 | 13,99 |
| | 80 | 1,68 | 14,08 |
| | 82 | 1,59 | 13,94 |
| | 83 | 1,70 | 14,24 |
| | 85 | 1,71 | 13,87 |
| | 86 | 1,77 | 14,06 |
| | 87 | 1,83 | 14,6 |
| | 90 | 2,36 | 15,55 |
| | 91 | 2,28 | 15,31 |
| | moyenne écart-type | 1,85 0,28 | 14,40 0,62 |
| | dunite à pyroxènes | 98 | 1,79 |
| 99 | | 1,78 | 12,67 |
| 100 | | 1,88 | 12,61 |
| 101 | | 1,81 | 12,78 |
| 102 | | 1,80 | 13,55 |
| 110 | | 2,39 | 12,84 |
| 111 | | 2,27 | 12,91 |
| 115 | | 2,80 | 12,81 |
| 116 | | 2,39 | 13,48 |
| 119 | | | 13,03 |
| moyenne écart-type | 2,10 0,37 | 12,98 0,32 | |
| wehrlite litée | 141 | 1,99 | 13,19 |
| | 142 | 2,04 | 13,12 |
| | 143 | 2,07 | 14,05 |
| | 152 | 2,05 | 13,74 |
| | moyenne écart-type | 2,04 0,03 | 13,53 0,45 |

Tableau 14: Evaluation du rapport FeO/MgO et de la teneur en Al₂O₃ des liquides en équilibre avec les spinelles chromifères dans les ultrabasites.

| | FeO/MgO | (FeO/MgO)liq | | FeO/MgO | (FeO/MgO)liq |
|---------------------------|---------|--------------|---------------------------|---------|--------------|
| | 0,26 | 0,86 | | 0,17 | 0,58 |
| | 0,25 | 0,84 | | 0,17 | 0,58 |
| Wehrlite massive | 0,26 | 0,88 | | 0,15 | 0,51 |
| | 0,25 | 0,82 | | 0,17 | 0,57 |
| | 0,24 | 0,80 | Dunite | 0,17 | 0,57 |
| | 0,27 | 0,89 | | 0,17 | 0,57 |
| | 0,34 | 1,14 | | 0,17 | 0,58 |
| | 0,28 | 0,92 | | 0,17 | 0,57 |
| | | | | 0,17 | 0,57 |
| | 0,25 | 0,83 | | 0,18 | 0,61 |
| | 0,25 | 0,83 | | 0,19 | 0,63 |
| | 0,27 | 0,89 | | 0,18 | 0,59 |
| Wehrlite imprégnée | 0,27 | 0,88 | | | |
| | 0,25 | 0,83 | | | |
| | 0,26 | 0,85 | | 0,16 | 0,52 |
| | 0,26 | 0,85 | | 0,15 | 0,50 |
| | 0,25 | 0,83 | | 0,17 | 0,57 |
| | | | | 0,17 | 0,57 |
| | | | Dunite à pyroxènes | 0,18 | 0,61 |
| Wehrlite litée | 0,28 | 0,93 | | 0,17 | 0,57 |
| | 0,26 | 0,88 | | 0,18 | 0,59 |
| | | | | 0,18 | 0,59 |
| | | | | 0,18 | 0,59 |

Tableau 15: Variation du rapport FeO/MgO dans les liquides en équilibre avec les cristaux d'olivine. (calculée à partir de l'équation de Roeder et Emslie, 1970)

| | liquide en équilibre avec les spinelles chromifères | | Liquide en équilibre avec les cristaux d'olivine |
|---------------------------|---|--------------------------------|--|
| | FeO/MgO | Al ₂ O ₃ | FeO/MgO |
| Chromitite | 0,9-1,1 | 13,7-16,4 | |
| Dunite à pyroxènes | 1,7-2,8 | 12,6-13,4 | 0,5-0,59 |
| Dunite | 1,6-2,3 | 13,9-15,5 | 0,51-0,63 |
| Wehrlite litée | 1,9-2,07 | 13,2-14,05 | 0,88-0,93 |
| Wehrlite massive | 3,3 | 11,1-12,2 | 0,8-0,92 |
| Wehrlite imprégnée | 2,4-3,5 | 12,2-13,2 | 0,83-0,89 |

Tableau 16: Synthèse des données sur la composition des liquides en équilibre avec le spinelle et l'olivine.

Le liquide en équilibre avec les spinelles des dunités à pyroxènes et des wehrlites massives et imprégnées montrent des rapports en FeO/MgO plus élevés, ce qui traduit un enrichissement en fer de ces minéraux au cours du fractionnement. Dans les chromitites, les dunités et dans les wehrlites litées le liquide en équilibre montre des rapports assez constants et très faibles par rapport aux faciès cités dessus. Dans les chromites podiformes, le liquide en équilibre avec la chromite montre des rapports FeO/MgO très faibles.

Le liquide en équilibre avec les chromitites est plus alumineux que pour les autres faciès. Le liquide en équilibre avec les spinelles chromifères des dunités et des wehrlites litées est plus alumineux que les dunités à pyroxènes et les wehrlites massives et imprégnées. Ceci montre que le liquide magmatique était au départ riche en alumine.

Le liquide en équilibre avec l'olivine montre des rapports FeO/MgO faibles par rapport au liquide en équilibre avec les spinelles chromifères. Le rapport FeO/MgO du liquide en équilibre avec les olivines des faciès basiques et ultrabasiques est assez homogène pour chacun des faciès. Ce rapport augmente vers le sommet de la séquence et le liquide alors s'enrichit en fer.

Le liquide en équilibre avec les spinelles chromifères dans les ultrabasites montre un enrichissement en fer, alors que le liquide en équilibre avec les cristaux d'olivine présente des rapports FeO/MgO très faibles.

III- DISCUSSION ET INTERPRETATIONS

III-1- Les chromites podiformes et magmatiques

Ces chromites sont les plus riches en chrome (éventail de composition large) et en Mg. Le rapport Cr/Cr+Al est variable (0.50 à 0.70) alors que l'indice mafique reste assez constant. Elles sont fortement magnésiennes (teneurs constantes en Mg), alors que l'alumine varie de façon importante. On prévoyait une corrélation négative entre ces deux éléments. Ceci serait lié aux variations des conditions physico-chimiques, telles que la fugacité d'oxygène plus forte qui peut perturber le rapport Al/Mg dans les chromites podiformes (Ulmer, 1969). Dans les autres faciès (dunités et wehrlites), les chromites montrent une bonne corrélation de Mg et de Al. Ceci est lié à l'enrichissement en alumine au dépend du chrome (Greenbaum, 1977) contrôlé par une fugacité en oxygène plus faible (Ulmer, 1969).

Les rapports Fe³⁺/R³⁺ sont plus faibles dans les chromites podiformes. Ces rapports sont assez voisins dans les dunités et les wehrlites litées. Dans les dunités à pyroxènes et les wehrlites massives et imprégnées ces rapports sont plus importants. Ceci est comparable aux teneurs en FeO qui sont faibles dans les chromites podiformes.

Les chromites podiformes intramantellaires sont formées dans un milieu dynamique (gisements

concordants à la foliation des harzburgites). Les harzburgites représentent le résidu solide de la fusion partielle du manteau supérieur. Les chromites se forment par ségrégation et se concentrent dans des poches ou des conduits très localisées et très réduites, reprises et fauchées par la grande convection mantellaire. Leur restructuration des gites à chromite témoigne ainsi de l'importance des mouvements convectifs dans le manteau supérieur au voisinage des centres d'expansion.

Les chromites disséminées dans les dunités (olivine-spinelle) et dans les wehrlites litées sont dites magmatiques. Elles sont riches aussi en alumine et pauvres en fer. Elles auraient cristallisé à partir d'un magma riche en aluminium. Cependant, elles montrent des teneurs plus élevées en Mg par rapport à celles des autres faciès (dunité à pyroxènes). On peut expliquer l'appauvrissement en chrome par le piégeage du chrome dans les zones de cheminement des magmas dans le manteau, et non pas par des variations des conditions physiques de la cristallisation, puisque le rapport Cr/Cr+Al en est indépendant.

III-2- Les chromites résiduelles

Les variations géochimiques étudiées montrent que les chromites dites résiduelles sont chimiquement hétérogènes: les teneurs en Mg, Al et Cr sont très variables. Ces variations sont liées à une zonation des grains de chromite. Les chromites résiduelles contenues dans les dunités à pyroxènes sont plus chromifères que celles des dunités (olivine et spinelle).

Les dunités à pyroxènes montrent deux types de chromites. Le type 1 correspond à des grains disséminés, de grande taille, de forme amiboïde, très chromifère et à compositions homogènes. Le second type (type 2) est formé de cristaux de taille variable, allongés, interstitiels et ils sont associés à des cristaux d'orthopyroxène et/ou de clinopyroxène. Ce type est faiblement chromifère et faiblement magnésien. Cependant le taux en alumine est le même dans les deux types de chromite; ceci correspondrait à la cristallisation du liquide interstitiel (ou intercumulus) et qui partagerait le chrome entre le spinelle et le clinopyroxène ou même encore à des substitutions entre l'aluminium et le chrome dans les pyroxènes.

IV- CONCLUSIONS

L'étude des indices à chromite du massif de Fize a montré l'existence de pods discordants implantés dans la zone de transition dunitique et de pods concordants (intramantellaires) localisés dans le manteau et présentant une "gangue" dunitique. Dans la zone "minéralisée" de la zone de transition, la présence de filons de chromite et de passées dunitiques riches en chromites disséminées est importante et peut constituer un indice de prospection.

Les variations géochimiques des différents types de chromites montrent que les corps chromitiques sont assez homogènes.

Les chromites du massif de Fizh sont plus alumineuses que celles de la Turquie (Antalya, Posanti Karsanti; Raghochay (1986)).

Les caractéristiques des chromites des dunités (olivine et spinelle) et des chromitites podiformes sont semblables. Il s'agirait des matériaux issus d'un même liquide mantellique parental.

Les chromitites sont plus magnésiennes, l'indice mafique $Mg/Mg+Fe$ et le taux en alumine sont plus élevés que dans les chromites des faciès ultrabasiques. Le rapport $Cr/Cr+Al$ est constant dans toutes les chromites, mais le rapport Al/R^{3+} est élevé dans les chromitites, alors qu'il est presque constant dans les chromites des dunités (olivine et spinelle) et des wehrlites litées, lesquelles montrent aussi des rapport Fe^{3+}/R^{3+} du même ordre que les chromites podiformes (faible teneur en fer).

Les teneurs en titane (cf. 3^{ème} partie, chapitre II) sont plus élevées dans les spinelles chromifères des dunités (olivine et spinelle) et dans les wehrlites (surtout dans les wehrlites litées). Ces spinelles chromifères sont d'origine magmatique, en plus les variations de Mg en fonction de Al montrent des teneurs en Mg assez constantes et celles en aluminium assez variables.

Les teneurs en alumine du liquide en équilibre avec les spinelles des chromitites sont plus importantes que dans les dunités. La chute du taux en Al_2O_3 peut être liée à la précipitation du plagioclase dans les wehrlites massives et imprégnées, alors que dans les dunités à pyroxènes le liquide est pauvre en Al_2O_3 .

Le liquide en équilibre avec les olivines dans les ultrabasites est plus magnésien par rapport à celui en équilibre avec les spinelles chromifères (plus riche en fer).

CHAPITRE III

LES SULFURES DE LA SEQUENCE CRUSTALE DE FIZH

I- GENERALITES

L'ophiolite d'Oman est un vaste champs d'investigation pour comprendre l'évolution, dans l'espace et dans le temps, de la paléodorsale téthysienne. La séquence crustale de ce massif montre une grande complexité, avec les différents corps magmatiques qui la constitue. En effet la géométrie de ces corps est très variable. Un réseau filonien très dense recoupe l'ensemble de la séquence crustale. Cette complexité crustale peut avoir une influence et contrôler la distribution des éléments métalliques économiquement intéressants.

On étudiera ici quelques uns des indices à sulfures reconnus lors de la cartographie. On distinguera d'une part les concentrations de sulfures d'origine magmatique et d'autre part celles d'origine hydrothermale. Cette connaissance est obligatoire pour comprendre le comportement des PGE (Chapitre IV).

I-1- Les sulfures d'origine magmatique

Les concentrations de sulfures magmatiques sont connus surtout dans les intrusions stratiformes, dans les coulées komatitiques archéennes et dans les tholéites phanérozoïques Naldrett (1981). Naldrett (1989) a attribué les concentrations des phases sulfurées d'origine magmatique à la séparation d'un liquide sulfuré immiscible dans les magmas basaltiques saturés en soufre.

Dans les ophiolites de Bay of Islands (Lydon et Richardson, 1988) des sulfures d'origine magmatique ont été décrits dans les cumulats plagioclasiques. Leur mode de formation se rapproche de ceux des intrusions stratiformes.

Dans les magmas, trois facteurs régissent la saturation en soufre:

- (i) l'apport externe du soufre par contamination crustale;
- (ii) l'atteinte de la saturation en soufre par évolution en système clos avec l'augmentation de la teneur en soufre dans les liquides résiduels;
- (iii) le mélange de deux magmas de compositions différentes.

Dans la séquence ophiolitique omanaise, en 1990, l'équipe dirigée par T. Juteau a découvert pour la première fois des concentrations de sulfures magmatiques. Ces sulfures sont rencontrés dans

la série gabbroïque (gabbros à gros grains et gabbronorites laminés) du wadi Haymiliyah (massif d'Haylayn) (Lachize et al., 1990), Lachize (1993).

Dans le massif de Fizh, les sulfures d'origine magmatique sont essentiellement concentrés dans les wehrlites, les pyroxénites et les gabbros. Parfois, ils montrent des cristaux de taille importante (centimétrique) surtout dans les pyroxénites (photo2).

I-2- Les sulfures hydrothermaux (Planche IV-2)

Les laves de la séquence ophiolitique omanaise montrent des amas sulfurés et des stockwerks à pyrite, chalcopryrite... Les gisements économiques sont situés dans le massif de Fizh (Bani Umar), où se situe le gisement le plus important en cuivre encore exploitable (Lasail et Aarja). Les minéralisations sulfurées contiennent des concentrations notables en tellure, sélénium, argent et or.

Dans les gabbros isotropes et le système filonien du toit de la séquence ophiolitique (diabase, gabbro et plagiogranite), où l'altération hydrothermale est très intense, on note des concentrations importantes de sulfures intimement associées à une épidote secondaire (photo 1).

La connaissance sur notre terrain des sulfures hydrothermaux peut être intéressante. En effet l'hydrothermalisme océanique est bien connu en particulier par l'étude des dépôts hydrothermaux liés aux décharges de fluides (Nehlig, 1989). Par contre dans les domaines crustaux océaniques, seules des études métallogéniques de leur substratum peuvent permettre de compléter et de comprendre dans la totalité l'hydrothermalisme océanique.

II- PETROGRAPHIE DES SULFURES

II-1- Les sulfures d'origine magmatique (planche IV-2)

La séquence crustale du massif de Fizh est formée de cumulats mafiques et ultramafiques.

Les sulfures magmatiques sont observés dans les séries gabbroïques, les wehrlites et les pyroxénites.

Dans les pyroxénites (webstérite) ces sulfures (essentiellement de la chalcopryrite) sont de grande taille (3mm) ou sous forme de petits grains (< 1mm) en inclusions dans les cristaux poécilitiques et intercumulus de plagioclase. Parfois, ils "corrodent" les cristaux de pyroxène quand ils sont interstitiels. Les sulfures sont subautomorphes à bordures arrondies. Leur proportion n'excède pas 5%. Ils sont parfois allongés de même que les minéraux cumulus (clinopyroxène et orthopyroxène) qui marquent une linéation magmatique. Les sulfures présentent des exsolutions et montrent parfois des structures en flammes.

Dans les séries gabbroïques:

- les gabbros lités au contact des wehrlites montrent des concentrations de sulfures d'origine magmatique. Il s'agit de pyrrhotite et de chalcopryrite. Ces phases se présentent sous la forme de taches de tailles variables (2 à 3mm) pour les gros grains et inframillimétrique pour les petits cristaux. Leur proportion est d'environ 3%. Ils sont subautomorphes, globuleux à bordures arrondies. Ils montrent parfois des inclusions de natures diverses. Les cristaux de pyroxène sont parfois entourés de sulfures. Ils se disposent également sous forme de taches ou rubans dans les minéraux cumulus (plagioclase et clinopyroxène).

- les gabbronorites contiennent des sulfures (chalcopryrite) de grande taille (2mm) interstitiels ou même parfois poécilitiques renfermant des cristaux de plagioclase et de pyroxène. Des sulfures de petite taille sont abondants au coeur de la hornblende interstitielle et dans les zones d'altération. Ils sont subautomorphes.

Dans les wehrlites (troctolites, gabbros massifs):

les sulfures sont abondants et sont de taille millimétrique. Il s'agit essentiellement de la pentlandite, la pyrrhotite et de la chalcopryrite (rare). Ces phases sont globuleuses, disséminées ou interstitielles. Les sulfures disséminés sont dominants en inclusions dans les plagioclases ou encore dans les interstices entre les cristaux de pyroxène et d'olivine. Les sulfures montrent des grains allongés, contiennent des exsolutions et des structures en flammes. Les sulfures interstitiels montrent des inclusions mineures.

II-2- Les sulfures hydrothermaux

Dans les gabbros isotropes ophiolites très altérés (métagabbros) les sulfures hydrothermaux sont présents. Ils sont souvent interstitiels de taille moyenne de 2mm, ou dans les zones d'altération associés aux cristaux de hornblende totalement ou partiellement transformés. Ils sont associés à des minéraux secondaires tels que l'épidote... Ils sont abondants (5 à 10%). Il s'agit de pyrite et de chalcopryrite. Dans ces faciès, on note la présence de concentrations d'argent natif qui se présentent en inclusions dans les amphiboles.

A la base du complexe filonien, des dolérites altérées (métadolérites) sont également riches en chalcopryrite (10 à 15%). Les cristaux sont interstitiels de taille variable (<3mm) et sont allongés. Ils sont concentrés principalement dans les zones de remplacement ou d'altération des minéraux primaires.

Dans les filons de plagiogranites et diabasiques qui sont intrusifs dans les cumulats pyroxénitiques offrent également des concentrations notables de sulfures. Il s'agit essentiellement de chalcopryrite. Les cristaux sont de grande taille (2 à 3mm) et sont interstitiels. Ils présentent des inclusions de

hornblende, et sont parfois associés à des oxydes de fer et de la malachite tardive. Les sulfures sont abondants (5%) en bordure des péridotites.

Dans les pyroxénites (zone très altérés) les sulfures sont abondants et la pyrite constitue la phase sulfurée dominante.

Dans les gabbros lités ("screen") situés au niveau du complexe filonien, les phases sulfurées sont bien représentées (5 à 10%) et sont de taille variable. Il s'agit principalement de pyrite et de covellite.

On remarque aussi l'existence des sulfures hydrothermaux (pyrite) qui sont concentrés dans les zones de remplacement des cristaux de pyroxène et qui montrent des inclusions de magnétite et de hornblende.

Les gabbros fins associés à des gabbros grossiers offrent des petites lentilles de sulfures de grande taille. Ces sulfures sont interstitiels et montrent des inclusions, des exsolutions. Parfois ils sont fracturés. Des sulfures de petite taille, de forme globuleuse sont disséminés dans une matrice amphibolique s. l..

III- GEOCHIMIE DES SULFURES

III-1- Compositions des phases sulfurées

Les différents types de sulfures analysés à la microsonde (Camebax, IFREMER, Brest) sont donnés dans les tableaux 17 à 22.

a- Les sulfures magmatiques

Les sulfures d'origine magmatique montrent plusieurs associations:

- dans les wehrlites (ou troctolite) les sulfures sont généralement des pentlandites (voire des pentlandites ferreuses) associées à de la pyrrhotite, de la chalcopyrite et de la cubanite (trace). On note la présence de phases intermédiaires entre les pentlandite et la chalcopyrite (sulfures de Ni et de Cu).
- dans les gabbros massifs associés aux wehrlites la chalcopyrite est dominante voire seule.
- dans les pyroxénites et les gabbronorites les sulfures offrent également une "dominance" de la chalcopyrite. Cette dernière est bien développée dans ces deux faciès.
- dans les gabbros lités associés aux wehrlites, les sulfures se présentent sous forme d'associations de chalcopyrite et pyrrhotite (rare).

Ces associations des faciès basiques et ultrabasiques montrent que les sulfures riches en nickel sont présents principalement dans les wehrlites surtout dans les wehrlites imprégnées (ou les wehrlites "plagioclasiques").

Tableau 17: Les variations chimiques des chalcopyrites dans les faciès basiques et ultrabasiques.

| M/S | Gabbro lité | | | | Pyroxénite | | | | Wehrlite | | | | Gabbro massif | | | | Gabbronorite | | | | | | |
|-----|-------------|---------|-------|---------|------------|---------|-------|---------|----------|---------|-------|---------|---------------|---------|-------|---------|--------------|---------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | % At. | % Conc. | % At. | % Conc. | % At. | % Conc. | % At. | % Conc. | % At. | % Conc. | % At. | % Conc. | % At. | % Conc. | % At. | % Conc. | % At. | % Conc. | | | | | |
| | Se | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | | | | |
| | Zn | 0,053 | 0 | 0 | 0,138 | 0 | 0 | 0 | 0,042 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,072 | 0,012 | | | | |
| | Fe | 29,12 | 29 | 29,47 | 29,49 | 28,58 | 29,78 | 30,62 | 30,3 | 30,42 | 29,46 | 30,22 | 30,07 | 30,56 | 29,98 | 29,7 | 30,06 | 29,09 | 29,02 | 30 | | | |
| | S | 36,72 | 35,61 | 37 | 36,91 | 36,9 | 37,55 | 35,3 | 36,41 | 36,65 | 36,43 | 36,01 | 36,36 | 37,39 | 36,19 | 37,12 | 37,26 | 37,19 | 37,7 | 36,42 | | | |
| | Te | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,004 | 0 | 0 | | | |
| | As | 0 | 0 | 0,103 | 0 | 0 | 0,035 | 0,018 | 0 | 0,007 | 0,047 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,027 | 0 | 0 | | | |
| | Ni | 0 | 0,11 | 0 | 0 | 0,06 | 0,012 | 0 | 0,027 | 0,047 | 3,756 | 0,013 | 0 | 0 | 0 | 0,192 | 0 | 0,027 | 0 | 0 | | | |
| | Cu | 32,98 | 31,93 | 33,62 | 32,35 | 34,33 | 34,29 | 33,47 | 33,68 | 33,35 | 30,56 | 34,4 | 34,69 | 34,07 | 34,4 | 33,5 | 33,14 | 34,04 | 33,09 | 33,34 | | | |
| | Au | 0 | 0,296 | 0,226 | 0,225 | 0,537 | 0 | 0,269 | 0 | 0,339 | 0,367 | 0 | 0,34 | 0 | 0,367 | 0 | 0,141 | 0 | 0 | 0,085 | | | |
| | Ag | 0,101 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,137 | 0,059 | 0,197 | 0,048 | 0,022 | 0 | 0,046 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | | | |
| | | 98,97 | 96,93 | 100,4 | 99,11 | 100,4 | 101,7 | 99,68 | 100,6 | 100,8 | 100,8 | 100,7 | 101,5 | 102 | 100,6 | 100,9 | 100,6 | 100,4 | 99,85 | 99,85 | | | |
| | Cu/Fe | 0,995 | 0,968 | 1,003 | 0,964 | 1,056 | 1,012 | 0,961 | 0,977 | 0,964 | 0,912 | 1 | 1,014 | 0,98 | 1,009 | 0,991 | 0,969 | 1,029 | 1,002 | 0,977 | | | |
| M/S | 0,91 | 0,923 | 0,918 | 0,904 | 0,917 | 0,917 | M/S | 0,978 | 0,946 | 0,938 | M/S | 0,948 | M/S | 0,965 | 0,958 | 0,929 | 0,956 | 0,919 | M/S | 0,913 | 0,912 | 0,885 | 0,935 |

| | Gabbro lité | | Wehrlite | | | |
|-----|-------------|---------|----------|---------|---------|---------|
| | % Conc. | % Conc. | % Conc. | % Conc. | % Conc. | % Conc. |
| Se | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Zn | 0,086 | 0 | 0 | 0,08 | 0 | 0 |
| Fe | 56,19 | 60,33 | 50,03 | 62,21 | 63,01 | 61,75 |
| S | 44,5 | 38,56 | 38,88 | 38,49 | 38,73 | 38,91 |
| Te | 0 | 0 | 0 | 0,053 | 0,081 | 0 |
| As | 0 | 0,094 | 0 | 0 | 0,069 | 0 |
| Ni | 1,191 | 0,159 | 1,201 | 0 | 0 | 0 |
| Cu | 0 | 0,127 | 8,155 | 0,213 | 0 | 0,065 |
| Au | 0,027 | 0,041 | 0,124 | 0,027 | 0,191 | 0 |
| Ag | 0,086 | 0 | 0 | 0,126 | 0,034 | 0 |
| M/S | 102,1 | 99,32 | 98,39 | 101,2 | 102,1 | 100,7 |
| | % At. | % At. | % At. | % At. | % At. | % At. |
| Se | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Zn | 0,055 | 0 | 0 | 0,053 | 0 | 0 |
| Fe | 41,64 | 47,19 | 39,68 | 48,01 | 48,24 | 47,66 |
| S | 57,43 | 52,54 | 53,7 | 51,72 | 51,64 | 52,3 |
| Te | 0 | 0 | 0 | 0,018 | 0,027 | 0 |
| As | 0 | 0,055 | 0 | 0 | 0,04 | 0 |
| Ni | 0,839 | 0,119 | 0,906 | 0 | 0 | 0 |
| Cu | 0 | 0,087 | 5,684 | 0,145 | 0 | 0,044 |
| Au | 0,007 | 0,009 | 0,028 | 0,006 | 0,042 | 0 |
| Ag | 0,033 | 0 | 0 | 0,05 | 0,014 | 0 |
| M/S | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |
| M/S | 0,741 | 0,903 | 0,862 | 0,933 | 0,936 | 0,912 |

Tableau 18: Les variations chimiques des pyrrhotites dans les wehrlites et les gabbros lités.

| | | | | | | | | | | | | | | |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Se | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,003 | 0 | 0,135 | 0 | 0,031 | | | |
| Zn | 0 | 0 | 0 | 0,149 | 0,171 | 0 | 0 | 0 | 0,135 | 0 | 0 | | | |
| Fe | 22,86 | 38,28 | 32,68 | 36,18 | 42,21 | 40,58 | 41,49 | 38,28 | 39,38 | 30,89 | 39,14 | 30,44 | 26,66 | |
| S | 36,62 | 35,9 | 36,12 | 35,19 | 35,12 | 35,51 | 36,36 | 35,37 | 34,93 | 34,71 | 36,85 | 33,55 | 39,21 | |
| Te | 0 | 0,009 | 0,116 | 0,079 | 0 | 0,05 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| As | 0 | 0 | 0 | 0,046 | 0,039 | 0,005 | 0 | 0,091 | 0,003 | 0,085 | 0 | 0,028 | 0 | |
| Ni | 22,63 | 26,52 | 22,89 | 28,98 | 22,94 | 23,74 | 22,97 | 27,58 | 27,28 | 35,55 | 25,11 | 34,26 | 30,09 | |
| Cu | 19,55 | 0 | 10,3 | 0 | 0,152 | 0 | 0,111 | 0,16 | 0,038 | 0,356 | 0,593 | 0,105 | 0,38 | |
| Au | 0 | 0 | 0,241 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,228 | 0,295 | |
| Ag | 0 | 0,095 | 0 | 0 | 0 | 0,036 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,12 | |
| M/S | 101,7 | 100,8 | 102,3 | 100,5 | 100,6 | 100,1 | 100,9 | 101,5 | 101,6 | 101,6 | 101,6 | 101,8 | 98,61 | 96,78 |
| | % At. | % At. | % At. | % At. | % At. | % At. | % At. | % At. | % At. | % At. | % At. | % At. | % At. | % At. |
| Se | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,002 | 0 | 0 | 0 | 0,018 | |
| Zn | 0 | 0 | 0 | 0,101 | 0,117 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,09 | 0 | 0 | 0 | |
| Fe | 18,23 | 30,36 | 25,83 | 23,92 | 33,64 | 32,41 | 32,73 | 30,3 | 31,21 | 24,61 | 30,61 | 25,02 | 21,49 | |
| S | 50,89 | 49,6 | 49,72 | 49 | 48,74 | 49,4 | 49,96 | 48,77 | 48,21 | 48,15 | 50,2 | 48,04 | 55,04 | |
| Te | 0 | 0,003 | 0,04 | 0,028 | 0 | 0,017 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| As | 0 | 0 | 0 | 0,028 | 0,023 | 0,003 | 0 | 0,054 | 0,002 | 0,05 | 0 | 0,017 | 0 | |
| Ni | 17,17 | 20,01 | 17,2 | 22,03 | 17,39 | 18,03 | 17,24 | 20,77 | 20,56 | 26,94 | 18,68 | 26,79 | 23,07 | |
| Cu | 13,71 | 0 | 7,157 | 0 | 0,107 | 0 | 0,077 | 0,112 | 0,027 | 0,25 | 0,408 | 0,076 | 0,27 | |
| Au | 0 | 0 | 0,054 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,053 | 0,067 | |
| Ag | 0 | 0,39 | 0 | 0 | 0 | 0,015 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,05 | |
| M/S | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | |
| Cu/Ni | 0,798 | 0 | 0,416 | 0 | 0,006 | 0 | 0,004 | 0,005 | 0,001 | 0,009 | 0,022 | 0,003 | 0,012 | |
| Fe/Ni | 1,062 | 1,518 | 1,501 | 1,086 | 1,934 | 1,797 | 1,899 | 1,459 | 1,518 | 0,914 | 1,639 | 0,934 | 0,931 | |
| M/S | 0,965 | 1,023 | 1,011 | 0,939 | 1,052 | 1,024 | 1,002 | 1,051 | 1,074 | 1,077 | 0,992 | 1,082 | 0,817 | |

Tableau 19: Les variations chimiques des pentlandites dans les séries wehrlitiques

b-Les sulfures hydrothermaux

Les sulfures hydrothermaux dans les gabbros isotropes et les dykes de diabase sont représentés surtout par de la pyrite associée à de la chalcopyrite. La pyrite est la plus abondante. Parfois dans les cristaux de hornblende des gabbros isotropes, il existe des concentrations d'argent natif (92%) mais de petite taille (10 μ). Dans les filons gabbroïques intrusifs dans la séquence crustale (pyroxénite-dunite) les sulfures sont représentés essentiellement par la chalcopyrite.

Les filons de diorites quartziques associés aux dykes de diabase isolés et qui bréchifient les pyroxénites encaissantes offrent essentiellement de la chalcopyrite.

Dans la séquence crustale, les sulfures d'origine hydrothermale sont représentés majoritairement par la pyrite, la covellite, la malachite...

III-2- Caractéristiques chimiques des phases sulfurées

- le taux de fer en fonction du soufre (fig. 119) montre quatre champs de composition qui définissent les phases sulfurées présentes.

- les diagrammes ternaires S-Cu-Fe et S-Fe-Ni offrent (fig. 120) les différentes compositions des sulfures, on distingue les champs de la pyrite, de la chalcopyrite, des pentlandites et des pyrrotites.

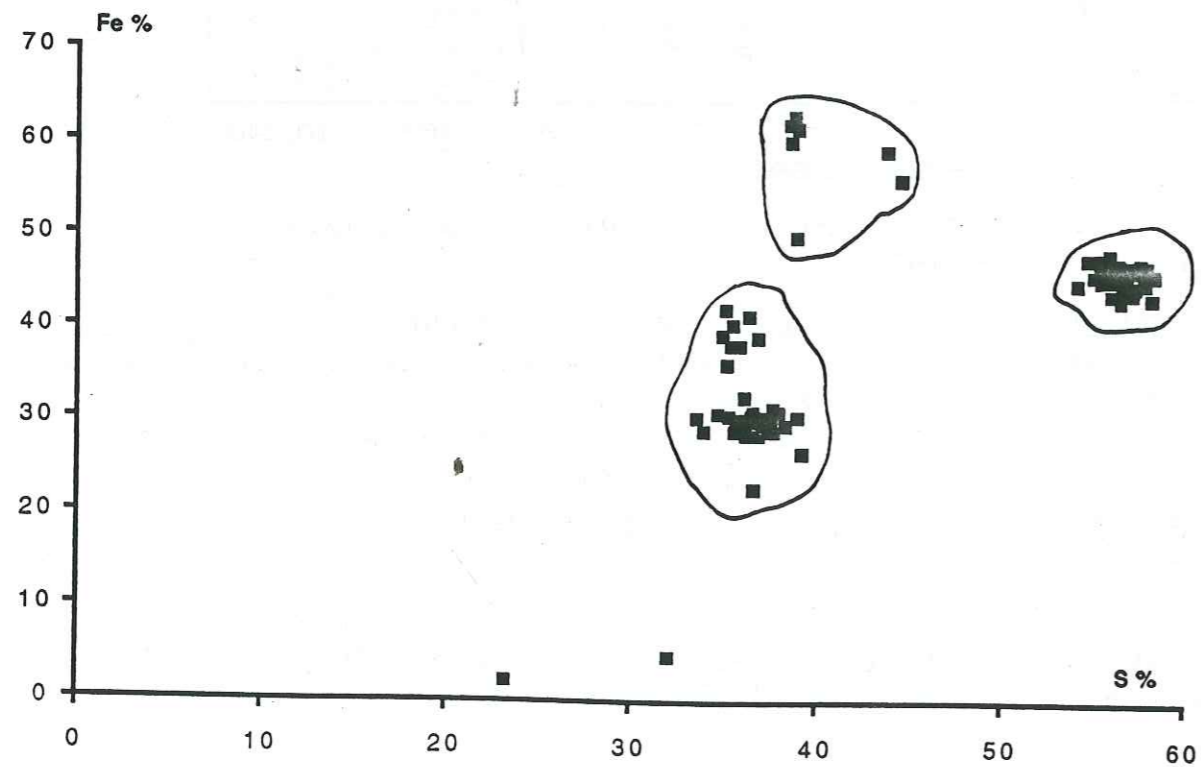


Figure 119: Variations du taux du fer en fonction de celui du soufre

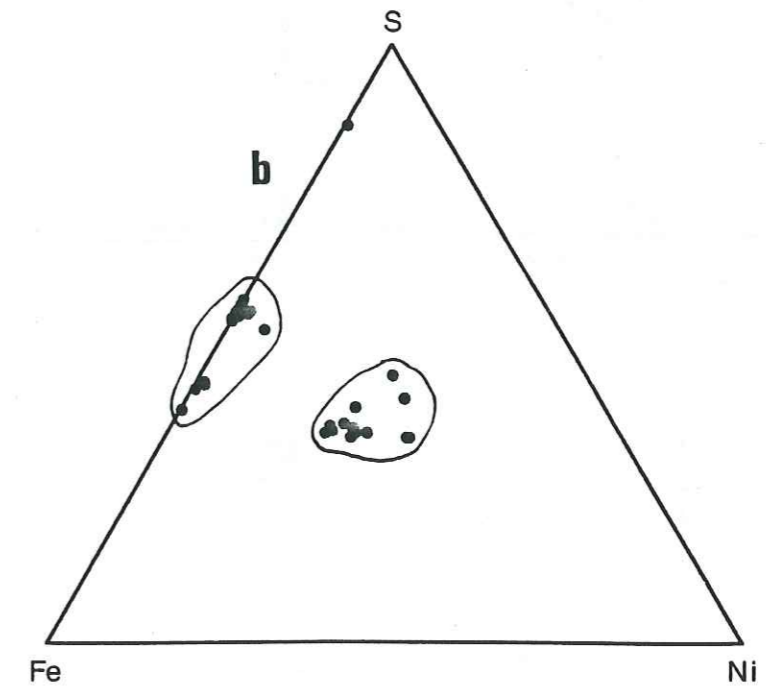
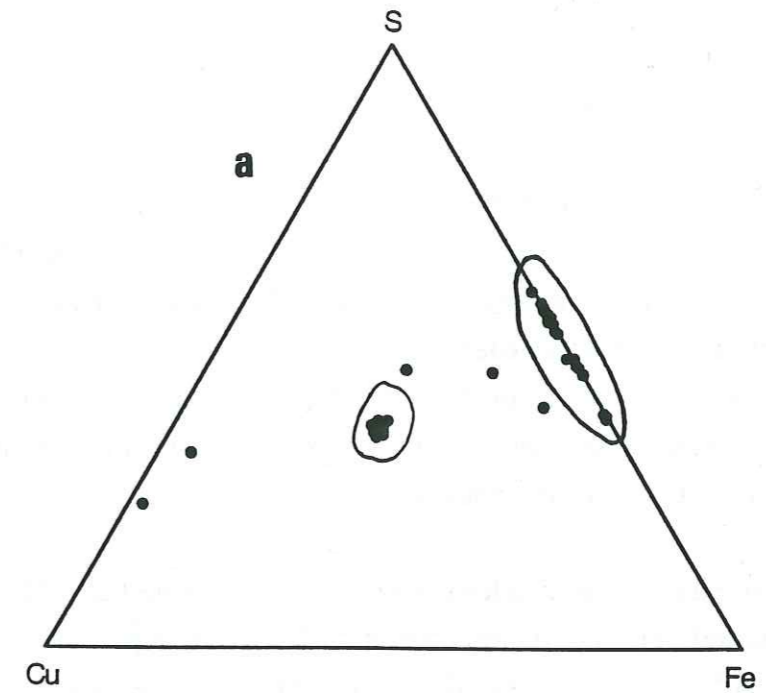


Figure 120: Diagramme triangulaire de la distributions des phases sulfurées de la séquence crustale de Fizh.

a- S-Cu-Fe
b- S-Fe-Ni

- les variations du nickel en fonction du soufre (fig. 121) illustrent la présence de la pentlandite, alors que dans la pyrite et la chalcopryrite les teneurs du Ni sont très faibles. Le taux en Ni est très variable, alors que celui du soufre est constant dans la pentlandite.

- les variations du Nickel en fonction du cuivre (fig. 121) ne présentent pas de corrélation entre ces deux éléments. Toutefois si les teneurs en Cu sont plus élevées (chalcopryrite) le taux de Ni en est faible voire nul; et inversement. Dans le cas intermédiaire les teneurs en Ni et Cu sont plus importantes dans les sulfures de la série des linnaeïtes.

- les teneurs en cuivre en fonction du soufre (fig. 121) montrent qu'elles sont constantes (30 à 35%) dans la chalcopryrite, et très faibles dans la pyrite et la pentlandite. Des teneurs intermédiaires (10 à 20%) caractérisent la série des linnaeïtes.

Les variations du tellure et du sélénium en fonction du soufre (fig. 122) offrent des teneurs en Te (moins pour le Se) plus importantes dans la chalcopryrite, la pyrrhotite et la pentlandite. Les variations du Se en fonction du cuivre (fig. 123) montrent que les teneurs en sélénium sont plus importantes dans la chalcopryrite.

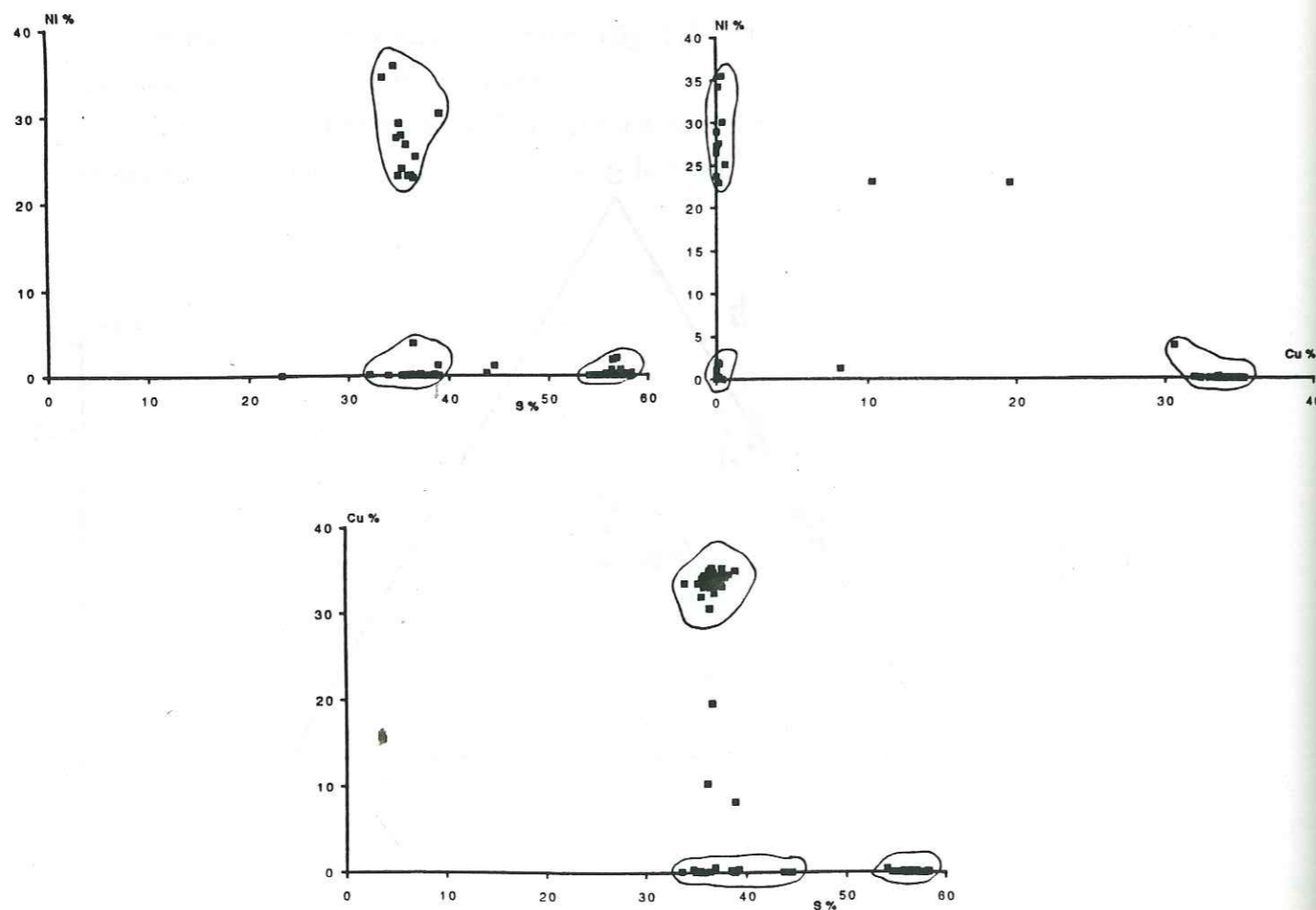


Figure 121:
a- Variations des teneurs en NI en onction de celles du S dans les phases sulfurée.
b- Variations des eneurs en Ni en fonction de elles du Cu.
c- Variations du taux du cuivre: en fonction de celui du soufre

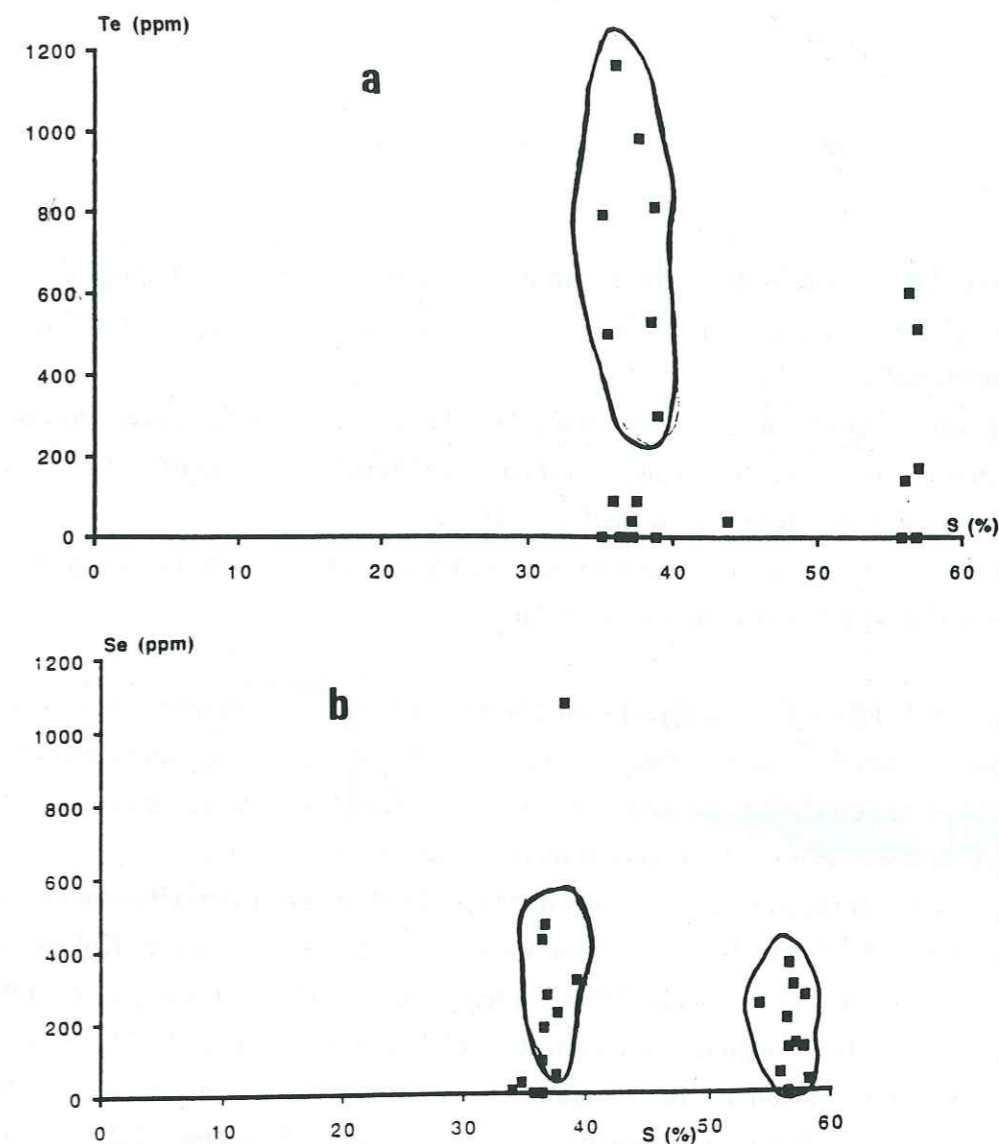


Figure 122:
a- Variations des teneurs en Te en fonction de celles du soufre
b- Variations des teneurs en Se en fonction de celles du soufre

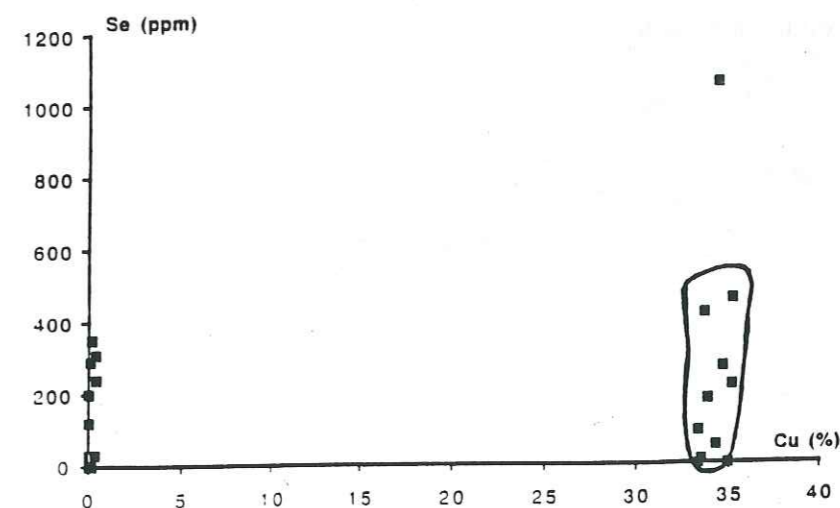


Figure 123: Variations des teneurs en Se en fonction de celles du cuivre

III-3- Caractérisation des sulfures primaires dans les roches ultrabasiques et basiques

Les wehrlites les plus riches en sulfures sont les wehrlites "imprégnées" de plagioclase. Les sulfures sont essentiellement des pentlandites et des sulfures de Ni et de Cu. Ces phases sulfurées sont riches en éléments métalliques (Te, As).

La chalcopryrite des pyroxénites est riche en Au, Ag et Se. Les phases sulfurées sont concentrées dans les pyroxénites à grains grossiers et celles imprégnées de "liquide" intercumulus plagioclasique. La chalcopryrite des gabbronorites est riche en Te, As et Zn.

Les sulfures des gabbros massifs associés aux wehrlites sont riches en Ag. La pyrite et la chalcopryrite des gabbros lités sont riches en Ni et Au.

Les sulfures nickélicifères (pentlandites) sont considérés comme des concentrations sulfurées orthomagmatiques. Lesquels se sont formés en système fermé à haute température (900-800°C, Kullerd, 1963) sous des conditions anhydres, à partir de solution solide formée de Fe-Ni-S. La température dépend essentiellement du rapport métal/soufre qui est constant.

Les paragenèses sulfurées d'origine magmatiques sont à pentlandite, pyrrhotite et chalcopryrite. Ces paragenèses peuvent évoluer dans le système Cu-Fe-Ni-S décrit par Craig et Kullerd, 1969, Naldrett et al., 1967, Cowden et Archibald, 1987. La température du liquidus des phases sulfurées dépend de l'activité de FeO et la fugacité d'oxygène. L'évolution dans le système Fe-Ni-S (fig. 124a) montre (pour quatre gammes distinctes de températures) que les sulfures se projettent dans le champs de solution solide monosulfurée et un liquide riche en Ni. Le système Cu-Fe-S (fig. 124b), montre que les phases sulfurées se projettent dans le champ d'une solution solide monosulfurée et un liquide riche en Cu. Ceci permet d'expliquer les variations chimiques des pentlandites, c'est à dire l'existence de pentlandites ferreuses et des sulfures de Ni et de Cu à haute température. On note aussi les grains de chalcopryrite monophasée qui traduisent un enrichissement du liquide en cuivre, ceci reflète une cristallisation fractionnée du liquide sulfuré.

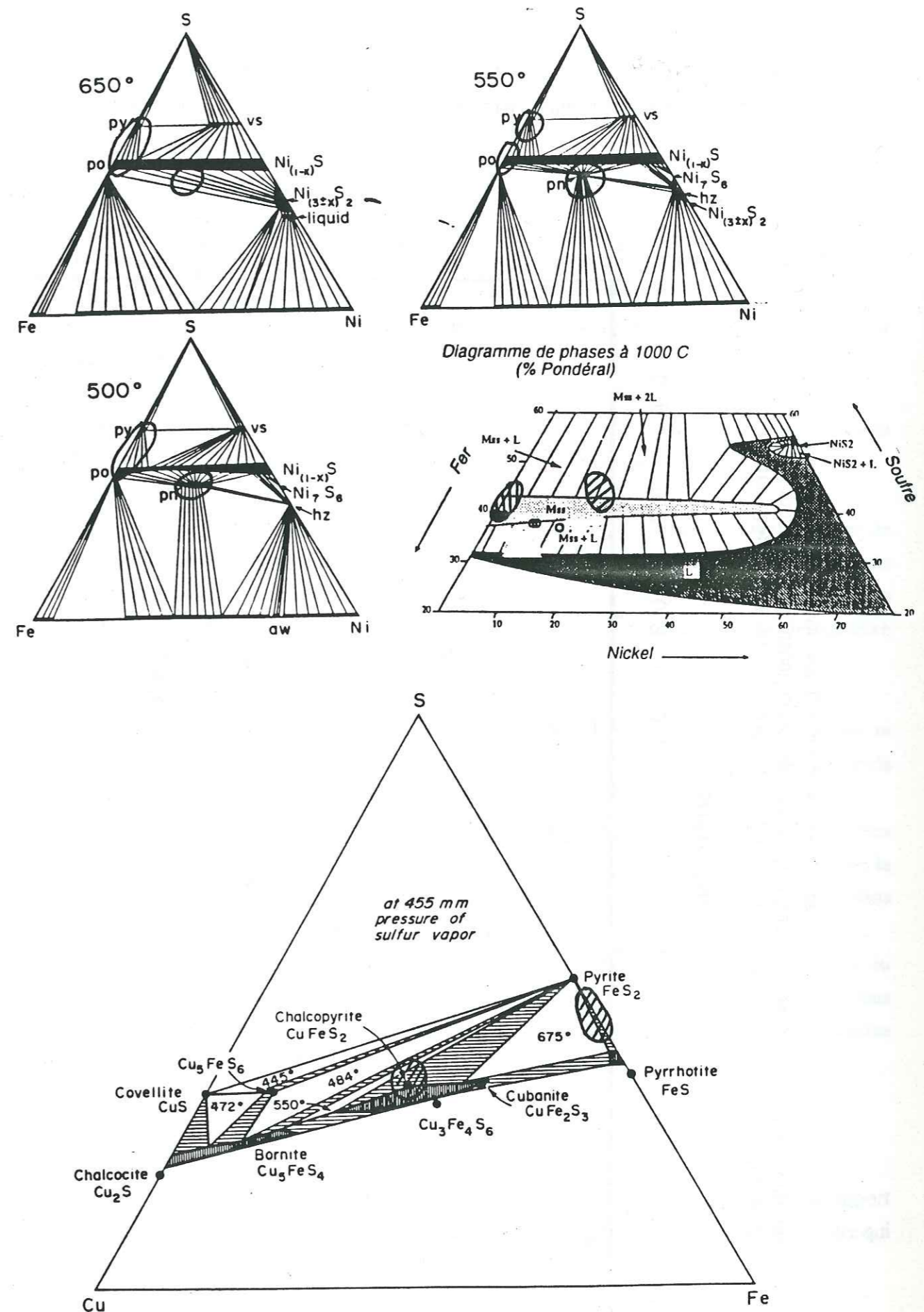


Figure 124:
 a- Variations des sulfures dans le diagramme F-Ni-S à quatre gammes de températures, relations entre les différentes solutions solides et les liquides résiduels.
 b- Variations des sulfures dans le système Cu-Fe-S

Les relations de phases entre la solution solide monosulfurée et le liquide sulfuré montrent que les paragenèses sulfurées (pentlandite, pyrrhotite et chalcopryrite) se projettent dans le domaine m.s.s. (fig. 125) (Fleet et al., 1994).

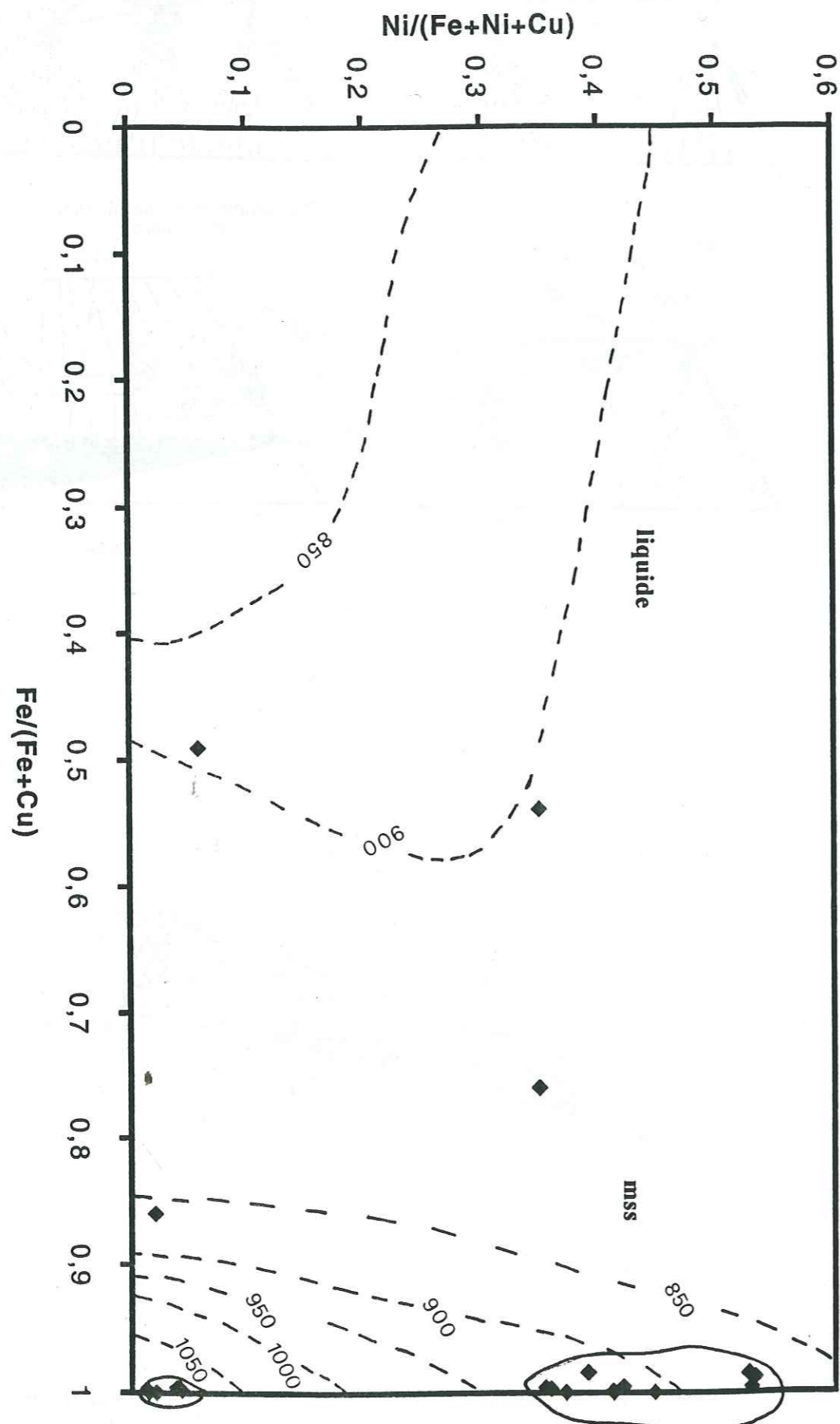


Figure 125: Diagramme Ni/(Fe+Ni+Cu) en fonction du rapport Fe/(Fe+Cu) (Fleet et al., 1994) montrant la distribution des sulfures en fonction de la température et les solutions solides formées. (mss : solution solide monosulfurée)

III-4- Quelques caractéristiques chimiques des phases sulfurées

Les sulfures magmatiques

La chalcopryrite des faciès basiques et ultrabasiques (tableau 17) montre des rapports métal/soufre allant de 0.88 à 0.97. Les rapports Cu/Fe sont de 0.97 dans les pyroxénites, de 0.91 dans les wehrlites et ils varient de 0.97 à 1.1 dans les séries gabbroïques (gabbros lités, gabbros massifs et gabbronorites).

Les pyrrhotites des wehrlites montrent des rapports métal/soufre allant de 0.86 à 0.94. Ils sont plus élevés que dans les gabbros lités où ce rapport est de 0.74 (tableau 18).

Les pentlandites des wehrlites (tableau 19) montrent des rapports métal/soufre qui varient de 0.8 à 1.08, les rapports Fe/Ni varient de façon considérable de 0.9 à 1.9, les rapports Cu/Ni sont élevés dans les sulfures de Ni et de Cu (0.4 à 0.8), et sont très faibles voire nuls dans les pentlandites. Les pentlandites ferreuses montrent des rapports Fe/Ni très élevés. Ceci pourrait être lié à un déséquilibre au sein des assemblages sulfurés (Lorand, 1989).

Ces associations minérales sulfurées ne montrent pas de sulfures de zinc, ni de marcassite, ni d'arseniures de Ni. Ce qui confirme l'origine magmatique des sulfures rencontrés dans les faciès basiques et ultrabasiques.

Le rapport pentlandite/pyrrhotite est plus important dans les ultramafites de Fizh, et il est plus faible dans les horizons sulfurés du Wadi Haymilyah (Lachize, 1993). Cette différence montre la nature des roches encaissantes. Dans le Wadi Fizh, ce sont des roches ultramafiques alors que dans le Wadi Haymilyah ce sont des roches mafiques et différenciées.

L'apparition des sulfures cupro-nickélifères dans les wehrlites est liée au fractionnement du plagioclase à partir du liquide (inclusions en gouttelettes ou taches dans ces minéraux calciques). Dans les pyroxénites, la chalcopryrite a précipité de la même façon que ci-dessus mais sous des températures plus faibles. Il s'agit là d'un sulfure magmatique de basse température.

Les sulfures hydrothermaux:

La chalcopryrite des gabbros isotopes et des filons gabbroïques (tableau 20) montre un rapport métal/soufre de 0.9. La pyrite des gabbros isotopes (tableau 21) offre des rapports métal/soufre qui varient de 0.45 à 0.5. Ces associations sulfurées sont d'origine hydrothermale.

Les rapports métal/soufre de la pyrite des pyroxénites, gabbronorites et des gabbros lités varient de 0.45 à 0.48 (tableau 22).

III-4- Conclusions

Les paragenèses sulfurées magmatiques cristallisent à partir de liquides sulfurés immiscibles (Naldrett 1969, 1989). Les sulfures rencontrés dans les pyroxénites sont soit disséminés, en inclusions dans le plagioclase ou interstitiels. De même, pour les sulfures précipités dans les wehrlites.

Les phases sulfurées présentent des associations pentlandite-pyrrhotite-chalcopryrite dans les wehrlites. Ces associations sont formées lors de l'évolution subsolidus du liquide sulfuré, qui se manifeste par des solutions solides monophasées et des liquides riches en Ni et en Cu.

Les sulfures précipités dans les pyroxénites sont essentiellement la chalcopryrite qui a cristallisé en même temps que le plagioclase intercumulus.

Les séries gabbroïques montrent des associations à chalcopryrite (et plus rarement à pyrrhotite) qui cristallisent tardivement après les phases silicatées principales. Elles précipitent en même temps que les minéraux opaques.

On note l'absence de pentlandite dans les pyroxénites et les séries gabbroïques. Cette absence serait peut-être liée à un fractionnement précoce (antérieur) du Ni entre les cristaux d'olivine des wehrlites et le liquide sulfuré au moment de son individualisation.

Les grains de chromite massive de la zone de transition, montrent des concentrations de sulfures de Ni disséminés. Cet enrichissement en Ni peut être précoce, suite à la fusion partielle du manteau supérieur pour former un liquide saturé en soufre et en Ni à haute température. Ce point est important pour comprendre le comportement des PGE dans les chromites et les liquides magmatiques (Chapitre III).

Les sulfures hydrothermaux montrent des associations chalcopryrite - pyrite, rarement à covellite. Ces sulfures de basse température sont liés à l'activité hydrothermale au niveau de la paléodorsale. Ils sont plus abondants au sommet de la séquence crustale (gabbros isotropes, plagiogranites, complexe filonien et dans les laves).

CHAPITRE VI

LES ELEMENTS DU GROUPE DE PLATINE (PGE)

I- INTRODUCTION

Le groupe du platine (PGE) renferme les six éléments suivants:

L'Osmium (Os), l'Iridium (Ir), le Ruthénium (Ru), le Rhodium (Rh), le Platine (Pt) et le Palladium (Pd). A ces éléments, s'ajoute l'Or (Au) qui a de fortes affinités physicochimiques avec le palladium.

Les éléments du groupe de platine (ou platinoïdes) sont subdivisés en deux groupes selon leur densité:

- groupe des PGE légers caractérisés par une densité de 12g/cm³ (Ru, Rh, Pd)
- groupe des PGE lourds dont la densité est de 22g/cm³ (Os, Ir, Pt)

Il existe une autre classification selon leur comportement géochimique, les PGE sont subdivisés en deux groupes:

- les IPGE sont formés des éléments de la famille de l'iridium et qui sont constitués de l'Os, l'Ir et du Ru. Ces éléments ont un caractère réfractaire, et cristallisent précocement dans les bains silicatés avec la chromite. Ils ont tendance à former des alliages ou des sulfures de haute température.

- les PPGE sont formés des éléments de la famille du platine. Ils sont constitués du Pt, du Rh et du Pd. Ces trois éléments sont moins réfractaires et sont généralement concentrés dans les sulfures de métaux de base.

Les IPGE ont un comportement fortement compatible alors que les PPGE ont un comportement plus incompatible (Naldrett et Barnes (1986); Peck et Keays (1990)).

Les éléments du groupe des PPGE sont à caractère chalcophile et sont souvent associés aux sulfures. Alors que ceux du groupe des IPGE sont à caractère sidérophile. Ces derniers sont faiblement solubles, alors que ceux à caractère chalcophile sont plus solubles dans les liquides basaltiques (Amossé et al., 1987, 1990).

La présence de liquides sulfurés immiscibles (sulfures de métaux de base) dans les liquides magmatiques intervient au niveau des comportements des éléments du groupe du platine. Les PPGE ont une grande affinité pour le liquide sulfuré, qui dépend surtout de sa composition, la température et la fugacité d'oxygène et du soufre (Stone et Fleet (1990); Fleet et al. (1991)).

Les gisements des platinoïdes les plus importants sont les gisements orthomagmatiques qui sont liés à des ségrégations magmatiques. Par exemple, les gisements de Stillwater (USA) témoignent des

processus de formation des horizons à chromite et sulfure où se concentrent les éléments du groupe du platine.

Les concentrations des éléments du groupe du platine dans les ophiolites sont liées surtout aux gisements à chromitites podiformes (Oshin et Crocket, 1982) et à quelques niveaux ultramafiques. Les concentrations sont généralement faibles.

LeBlanc (1990) a montré que dans les ophiolites on peut étudier le fractionnement des éléments du groupe du platine dans les pods chromitiques, les serpentinites, les roches magmatiques riches en sulfures et dans les sédiments métallifères.

LeBlanc et al. (1991) ont également montré que les dunites imprégnées du sommet du diapir de Maqсад (Oman) sont relativement riches en sulfures et en platinoïdes. En effet, les circulations hydrothermales "tardives" ont permis la précipitation de sulfures hydrothermaux dans les serpentinites. Les PGE (Pt, Pd et Au) sont concentrés dans les sulfures à des teneurs très importantes. Il s'agit alors de remobilisation de ces éléments sous l'action de l'altération hydrothermale.

La séquence crustale du Wadi Haymilyah (bloc d'Halayn, Oman) offre des "horizons" de sulfures d'origine magmatique (Juteau et al. (1991), Lachize (1993; Lachize et al., 1995)) qui sont concentrés dans les gabbros et les gabbronorites. L'étude des PGE dans ces horizons atteste que leur fractionnement se fait dans le manteau supérieur résiduel, ceci traduit l'appauvrissement en PGE dans les gabbros riches en sulfures.

II- ETUDE DES ELEMENTS DU GROUPE DU PLATINE (MASSIF DE FIZH, Planche IV-3)

Nous nous sommes intéressés à l'étude des platinoïdes liés aux chromites, des faciès basiques et ultrabasiques du massif de Fizh. Ceci a pour but de corréler les PGE aux phases qui les collectent pour en tirer une typologie des comportements. Ceci permet de retrouver les conditions physico-chimiques qui gèrent la pétrogénèse des matériaux lors de la cristallisation des PGE.

La normalisation des teneurs en PGE a été faite par rapport au manteau théorique (tableau 23; Barnes et al., 1988). Cette normalisation ne change rien à l'étude des platinoïdes puisqu'elle correspond à la standardisation à la chondrite C1 multipliée par un coefficient de 0.008151. Les teneurs des platinoïdes des différentes chondrites sont représentées dans le tableau 24.

La normalisation a été faite par rapport au manteau moyen, le tableau 25 montre les teneurs normalisées et les rapports Pd/Ir.

Les échantillons analysés sont représentatifs de la séquence crustale, allant du manteau (chromite podiforme) au complexe filonien, passant par les séries dunitiques, wehrilitiques, pyroxénitiques et gabbroïques.

Les analyses ont été effectuées par ICP/MS (tableau 26) après extraction et enrichissement des éléments du groupe du platine par coprécipitation avec des composés de Se et Te. La méthode de dosage des platinoïdes est décrite en annexe.

| Eléments | Teneurs |
|----------|---------|
| Ni | 2000ppm |
| Os | 4,2ppb |
| Ir | 4,4ppb |
| Ru | 5,6ppb |
| Rh | 1,6ppb |
| Pt | 8,3ppb |
| Pd | 4,4ppb |
| Au | 1,2ppb |
| Cu | 28ppm |

Tableau 23: Teneurs en PGE, Ni et Cu du manteau moyen (Barnes et al., 1988).

| Références | Os | Ir | Ru | Rh | Pt | Pd | Au |
|-----------------------------|-----|-----|------|-----|------|------|-----|
| Mac Bryde, 1972 | 700 | 500 | 1000 | 200 | 1500 | 1200 | — |
| Nadkarini et Morisson, 1974 | 970 | 830 | 840 | — | 1020 | 1560 | — |
| Wasson, 1974 | 720 | 800 | 1900 | 300 | 1200 | 1300 | — |
| Janssens et al., 1977 | 757 | 771 | — | — | — | 617 | — |
| Naldrett et Duke, 1980 | 514 | 540 | 690 | 200 | 1020 | 545 | 152 |

Tableau 24: Teneurs en ppb des éléments du groupe du platine des chondrites (voir Bégou, 1989).

| | Ni | Ir | Ru | Rh | Pt | Pd | Au | Cu | Pd/Ir |
|------|------|-------|-------|-------|------|-------|--------|--------|--------|
| ZH9A | 0,50 | 19,76 | 35,47 | 10,27 | 2,23 | 0,89 | 6,31 | 0,29 | 0,05 |
| IR2 | 0,56 | 10,98 | 16,18 | 6,52 | 3,23 | 0,55 | 1,56 | 0,22 | 0,05 |
| ZH6 | 0,69 | 13,29 | 18,41 | 7,53 | 1,83 | 0,52 | 7,18 | 0,61 | 0,04 |
| G1 | 0,56 | 3,20 | 7,77 | 3,05 | 3,15 | 1,15 | 8,77 | 0,56 | 0,36 |
| G4 | 0,72 | 3,45 | 11,24 | 2,48 | 1,53 | 0,79 | 2,99 | | 0,23 |
| 424E | 0,44 | 0,28 | 0,33 | 0,15 | 1,84 | 0,68 | 34,72 | 1,54 | 2,40 |
| 101A | 0,84 | 1,04 | 1,10 | 1,04 | 1,98 | 0,72 | 1,03 | 0,13 | 0,69 |
| 978B | 0,35 | 0,14 | 0,36 | 0,54 | 1,63 | 4,82 | 2,54 | 0,25 | 34,14 |
| 808A | 0,24 | 0,15 | 0,16 | 0,15 | 1,27 | 1,22 | 1,63 | 0,54 | 8,13 |
| 230C | 0,48 | 0,11 | 0,28 | 0,34 | 2,80 | 2,29 | 4,55 | 4,18 | 21,27 |
| 230B | 0,48 | 0,07 | 0,53 | 0,71 | 4,43 | 5,98 | 4,16 | 3,60 | 83,99 |
| 560B | 0,36 | 0,03 | 0,13 | 0,15 | 1,73 | 0,84 | 2,83 | 1,18 | 28,55 |
| 560A | 0,03 | 0,01 | 0,15 | 0,12 | 1,06 | 0,25 | 1,40 | 0,86 | 21,24 |
| 504A | 0,06 | 0,01 | 0,08 | 0,02 | 1,25 | 0,36 | 1,77 | 0,98 | 46,23 |
| 411C | 0,12 | 0,05 | 0,12 | 0,66 | 4,78 | 35,00 | 473,82 | 112,71 | 682,60 |
| 971B | 0,10 | 0,17 | 0,12 | 0,10 | 1,70 | 1,20 | 2,67 | 7,15 | 6,96 |
| 570B | 0,01 | 0,03 | 0,10 | 0,04 | 2,38 | 0,73 | 3,82 | 2,27 | 22,66 |
| 963A | 0,02 | 0,04 | 0,09 | 0,31 | 1,53 | 1,18 | 3,33 | 15,29 | 27,83 |
| S1 | 0,01 | | 0,08 | 0,32 | 0,69 | 0,74 | 15,67 | | |

Tableau 25: Les données analytiques des PGE (en ppb) normalisées au manteau moyen, avec le rapport Pd/Ir dans les chromitites, les faciès basiques et ultrabasiques, les filons gabbroïques et les amas sulfurés.

| | ZH9A | IR2 | ZH6 | G1 | G4 | 424E | 978B | 101A | 808A | 230C | 230B | 560B | 560A | 504A | 411C | 971B | 570B | 963A | S1 |
|----|-------|------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|------|------|------|------|
| Ru | 198,6 | 90,6 | 103,1 | 43,5 | 62,9 | 1,9 | 2,0 | 6,1 | 0,9 | 1,6 | 3,0 | 0,7 | 0,9 | 0,4 | 0,7 | 0,7 | 0,6 | 0,5 | 0,4 |
| Rh | 16,4 | 10,4 | 12,1 | 4,9 | 4,0 | 0,2 | 0,9 | 1,7 | 0,2 | 0,5 | 1,1 | 0,2 | 0,2 | 0,0 | 1,1 | 0,2 | 0,1 | 0,5 | 0,5 |
| Pd | 3,9 | 2,4 | 2,3 | 5,0 | 3,5 | 3,0 | 21,2 | 3,1 | 5,4 | 10,1 | 26,3 | 3,7 | 1,1 | 1,6 | 154,0 | 5,3 | 3,2 | 5,2 | 3,2 |
| Ir | 87,0 | 48,3 | 58,5 | 14,1 | 15,2 | 1,2 | 0,6 | 4,6 | 0,7 | 0,5 | 0,3 | 0,1 | 0,1 | 0,0 | 0,2 | 0,8 | 0,1 | 0,2 | 0,0 |
| Pt | 18,5 | 26,8 | 15,2 | 26,1 | 12,7 | 15,2 | 13,5 | 16,4 | 10,6 | 23,2 | 36,7 | 14,4 | 8,8 | 10,4 | 39,6 | 14,1 | 19,7 | 12,7 | 5,7 |
| Au | 7,6 | 1,9 | 8,6 | 10,5 | 3,6 | 41,7 | 3,0 | 1,2 | 2,0 | 5,5 | 5,0 | 3,4 | 1,7 | 2,1 | 568,6 | 3,2 | 4,6 | 4,0 | 18,8 |

Tableau 26: Les données analytiques des PGE dans les chromitites, les faciès basiques et ultrabasiques, les filons gabbroïques et les amas sulfurés. (ICP/MS)

II-1- Les spectres des PGE

a- Les chromites podiformes

Les chromites représentent les indices intramantellaires (G1, G4) et ceux de la zone de transition ou encore la limite croûte-manteau (Moho pétrologique) (ZH9A, ZH6, IR2).

Les chromites intramantellaires montrent des spectres (fig. 126) appauvris par rapport aux autres types de chromites. Les teneurs en Ru et Ir sont plus importantes dans les chromites des dunités transitionnelles.

Les spectres en général sont comparables à ceux étudiés dans les chromitites des autres ophiolites (Le Blanc, 1986; Le Blanc et al., 1990). On note en plus que les chromites intramantellaire (G1) et celles de la limite manteau - croûte (IR2) montrent une légère anomalie positive en platine. Les spectres de ces chromites montrent une forte anomalie négative en Pd.

L'enrichissement en Au paraît secondaire. La concentration élevée est liée à une remobilisation suite à la serpentinisation qui affecte les échantillons et leur environnement local.

Dans la zone de transition la fugacité d'oxygène est importante ce qui a permis la précipitation des IPGE, surtout l'Ir, Ru. L'abondance de ces éléments implique leur piégeage dans la chromite. Cette phase se nucléée probablement sur les iridosmines et une phase à Ru. Le Pt reste en solution (teneurs modérées en Pt et Pd). L'anomalie très légère positive en platine des échantillons G1 et IR2 est peut être liée à la précipitation subordonnée de Pt₃Fe dans les chromitites.

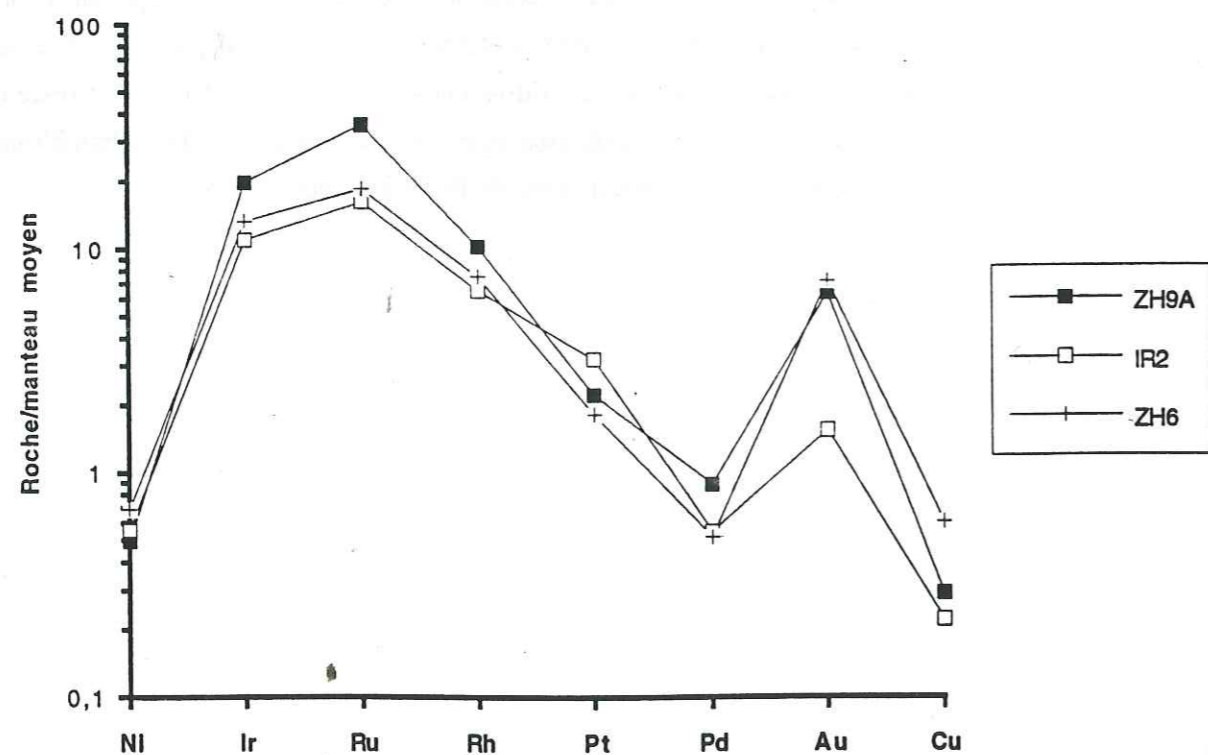
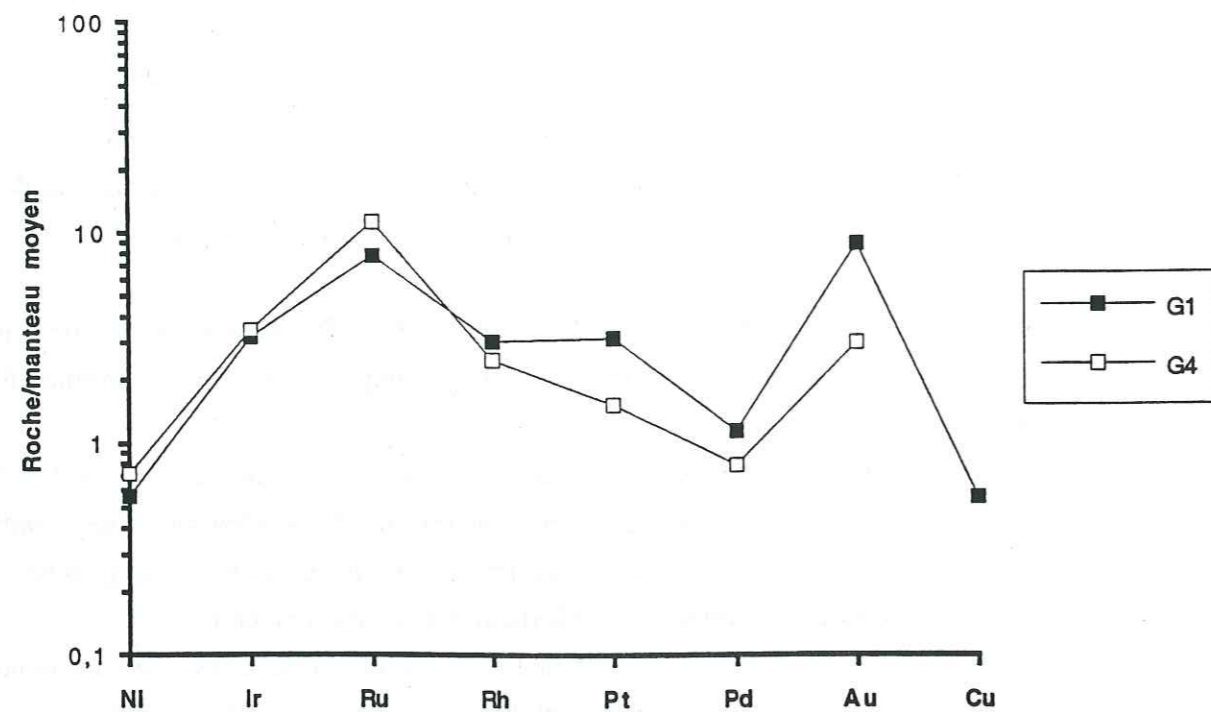


Figure 126: Spectres des PGE normalisés au manteau moyen des chromitites
 a- les chromitites intramantellaires
 b- les chromitites de la zone de transition

b- Les dunites

Les matériaux étudiés sont des dunites (dunite à olivine et spinelle de la limite manteau-croûte) riches en grains de chromite disséminés (101A, type1) et des dunites transitionnelles à pyroxènes et sont "imprégnées" de plagioclase et qui contiennent quelques grains de sulfures (424E, type2).

Le spectre du type1 (fig. 127) est presque plat, avec une légère anomalie positive en platine, alors que celui du type2 (fig. 127) est plus appauvri en IPGE et présente également une anomalie positive en platine. Dans ce type la teneur en or est très importante, il s'agit d'un élément très mobile surtout dans ces matériaux où la serpentinisation est très intense.

Les dunites de type 1 montre une tendance mantellique (spectre plat). L'anomalie marquée en Pt serait peut être liée à la présence d'alliage Pt₃Fe.

Dans les dunites transitionnelles, l'anomalie en platine serait liée soit à un relèvement de concentration lié à l'imprégnation (circulation de liquide tardif) remobilisant le platine, soit à la présence de l'alliage Pt₃Fe. Dans cette zone, l'augmentation de la fugacité du soufre entraîne la précipitation du soufre qui déstabilise les complexes sulfurés qui maintiennent les PPGE en solution.

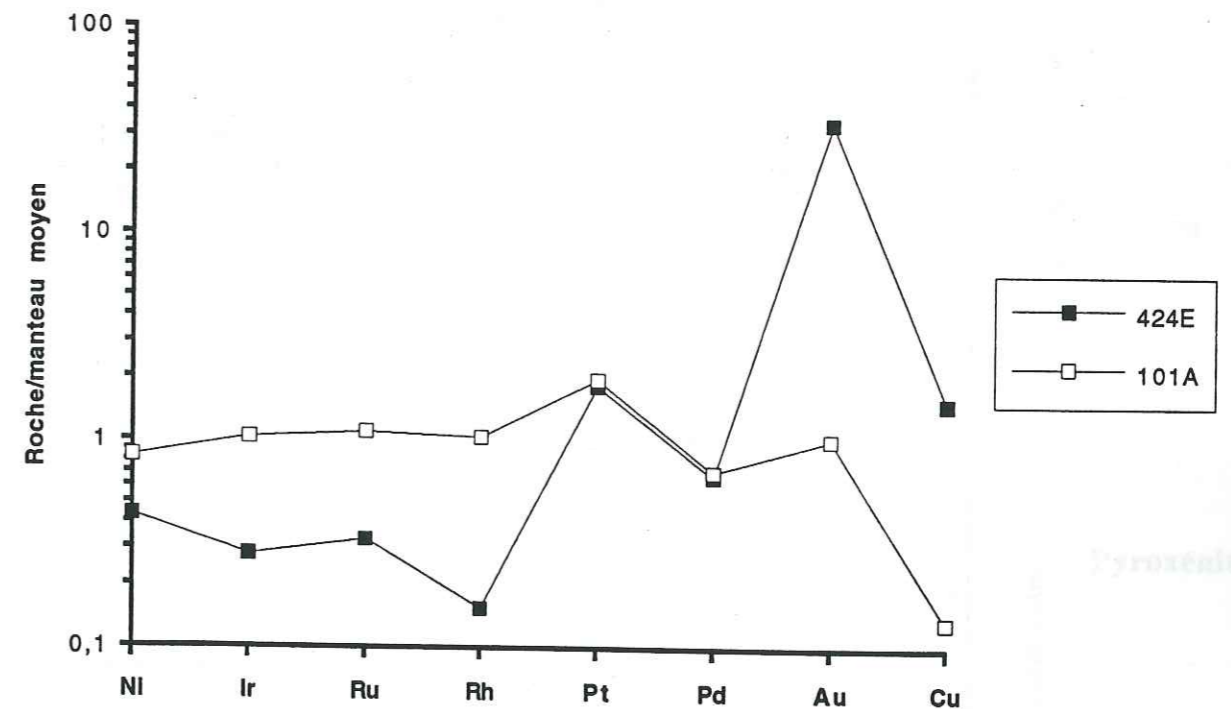


Figure 127: Spectres des PGE normalisés au manteau moyen des dunites
 424E: dunite transitionnelles, 101A: dunite intrusive dans le manteau

c- Les séries wehrlitiques

Les spectres des PGE des wehrlites imprégnées à sulfures (230B, 230C) montrent une pente positive, avec un fort enrichissement en Pt, Pd, Au et cuivre (fig. 128).

Les spectres des platinoïdes des wehrlites massives (fig. 128) rappellent ceux des wehrlites imprégnées. Toutefois, le rhodium montre une anomalie négative importante (808A), alors que le palladium montre une anomalie positive très accentuée dans la wehrlite (978B). On note un appauvrissement notable en cuivre par rapport aux wehrlites imprégnées (riches en sulfures).

Dans les wehrlites imprégnées et riches en sulfures (230B, 230C), la précipitation du clinopyroxène et du plagioclase entraîne celle des sulfures sous des conditions de fugacité de soufre très élevées. Dans ce cas la solubilité des PPGE est très importante dans le liquide magmatique. La précipitation des sulfures de métaux de base Fe-Ni-Cu-S (pentlandite) conduit donc à la précipitation des PPGE à la suite de la déstabilisation des complexes sulfurés solubles de ces éléments.

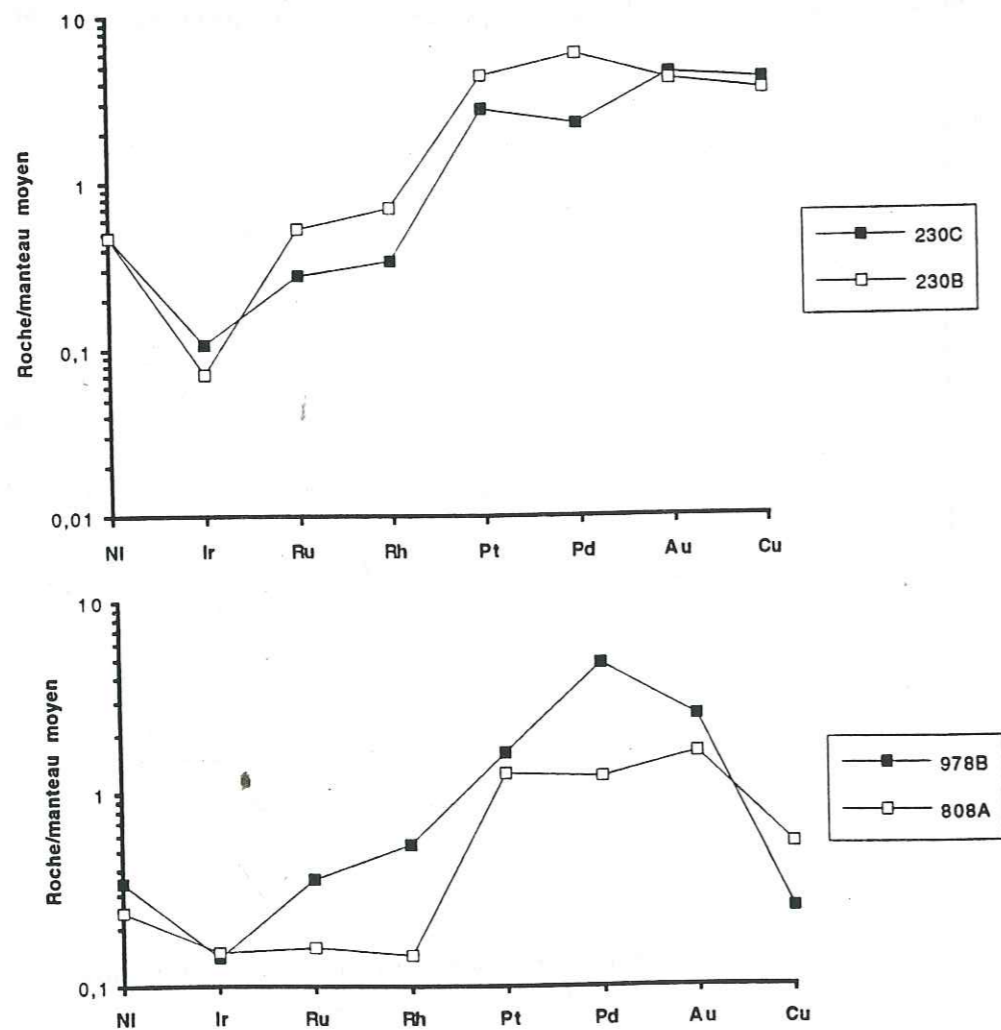


Figure 128: Spectres des PGE normalisés au manteau moyen des wehrlites imprégnées et des wehrlites massives.

d- Les pyroxénites

On a étudié une pyroxénite imprégnée à sulfures (échantillon 411). Elle montre (fig. 129) un spectre à pente positive qui rappelle aux teneurs près ceux des wehrlites imprégnées de la figure 128. Ce spectre correspond à un échantillon extrêmement anormal et se caractérise par un enrichissement en Pt, Pd, Au et en cuivre. Les teneurs en Ni sont très faibles (olivine subordonnée).

Dans cette pyroxénite, la précipitation des PPGE est dépendante de la cristallisation des sulfures (chalcopyrite). Les teneurs élevées en Pd seraient liées à la structure des PGE qui forment des complexes avec le Te et qui peuvent être également associés à As et Bi. Ces complexes sulfures-métaux retiennent les PPGE surtout le Pd conjointement à l'or.

L'enrichissement Au serait ainsi la conséquence d'une remobilisation sous l'action des processus hydrothermaux qui ont affectée la pyroxénite étudiée.

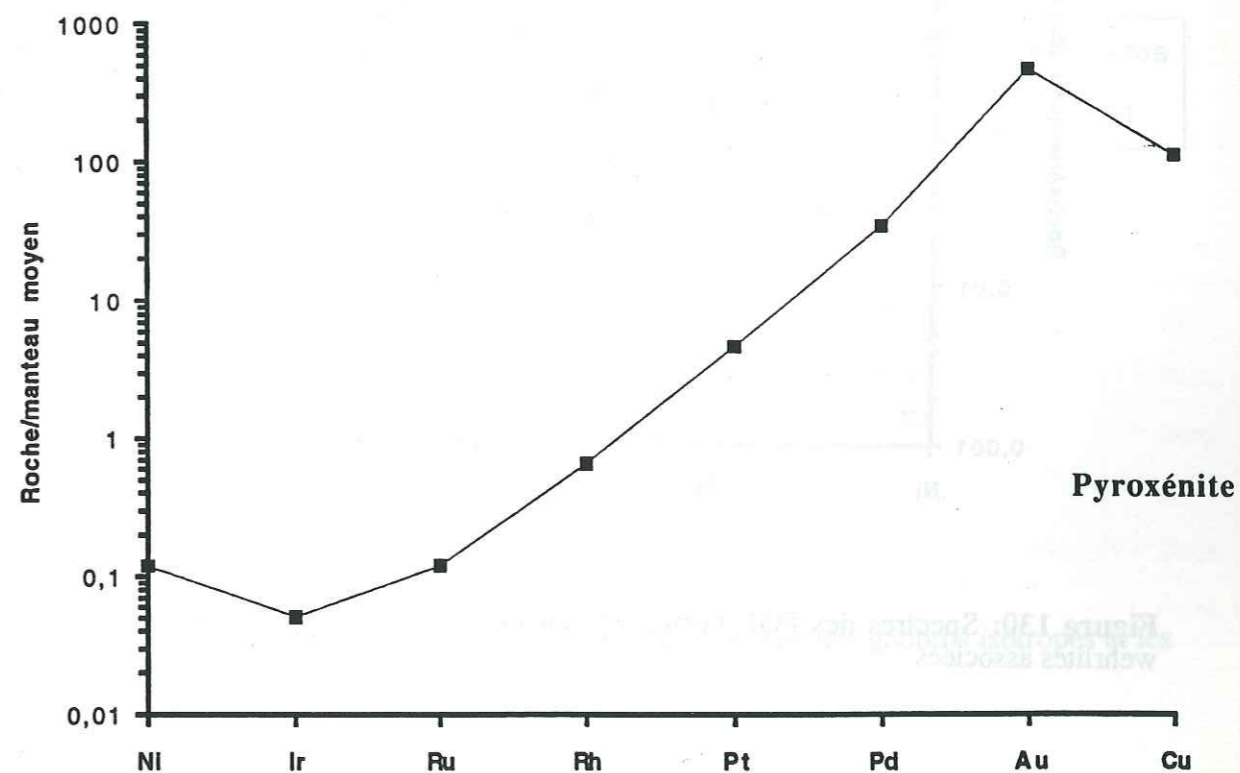


Figure 129: Spectres des PGE normalisés au manteau moyen des pyroxénites

e- Les gabbros lités

Les spectres des PGE des gabbros lités (560A, 504A) montrent une anomalies positive en platine (fig. 130). Ces gabbros contiennent quelques rares sulfures; les teneurs en Ni sont très faibles. Les wehrlites (560B) associées aux gabbros lités (560A) forment des "screen" à la base du complexe filonien, montrent la même allure de spectre. Toutefois, les wehrlites sont plus enrichies en Ni, Rh, Pt et Pd (proportions modales des olivines et des sulfures importantes).

Les gabbros lités montrent des spectres en dents de scie à des teneurs importantes en Pt. L'anomalie en Pd peut être expliquée par un lessivage hydrothermal lié à des circulations intenses de fluides. Ainsi le Pd serait lessivé alors que le platine a pu être déposé dans cette zone de percolation.

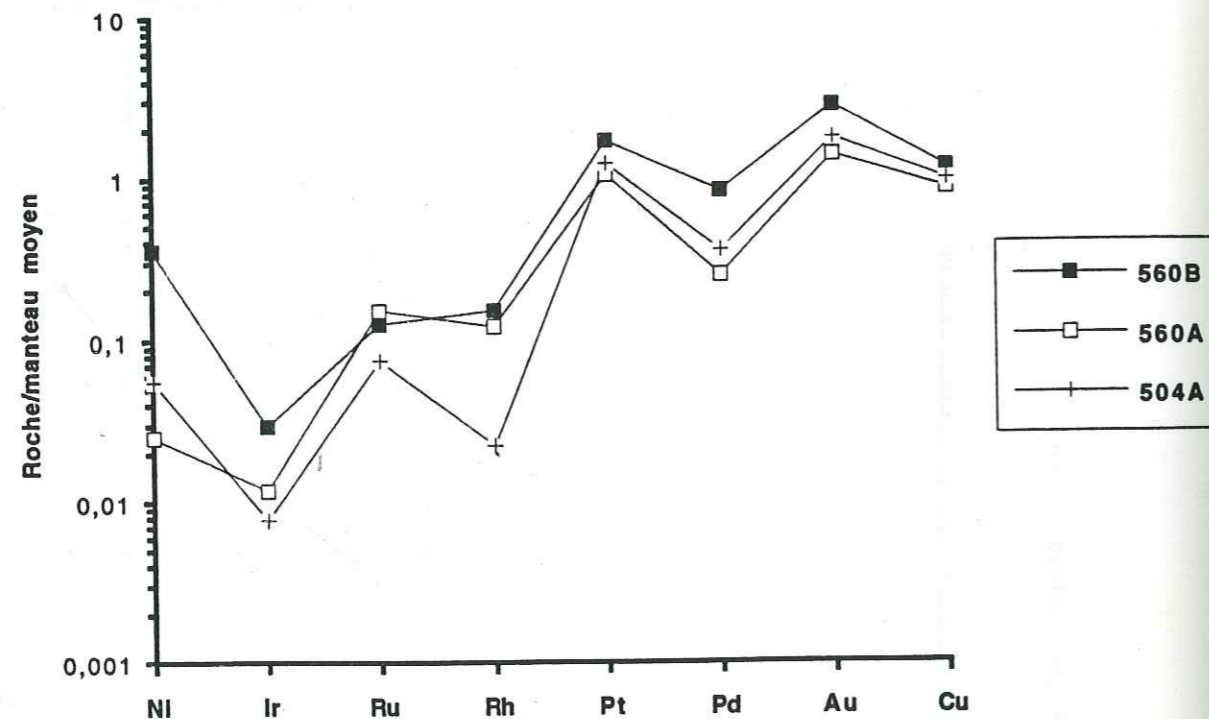


Figure 130: Spectres des PGE normalisés au manteau moyen des gabbros lités et les wehrlites associées

f- Les gabbros isotropes et les sulfures (stockwerk)

Les spectres des platinoïdes des gabbros isotropes riches en sulfures (chalcopyrite, pyrite) (570B) (fig. 131) montrent également une anomalie positive en platine. Ce spectre rappelle ainsi les trois échantillons de gabbros lités. Ici on assiste également aux effets d'un lessivage selectif des matériaux qui sont très altérés.

Les sulfures (chalcopyrite et pyrite) (S1) offrent un spectre montrant un léger enrichissement en Rh, Pt et Au par rapport à la roche totale.

L'analyse des sulfures montrent qu'ils concentrent particulièrement les PPGE. Ainsi, ce stockwerk est lié à une décharge massive de sulfure qui entraîne particulièrement l'or et le cuivre.

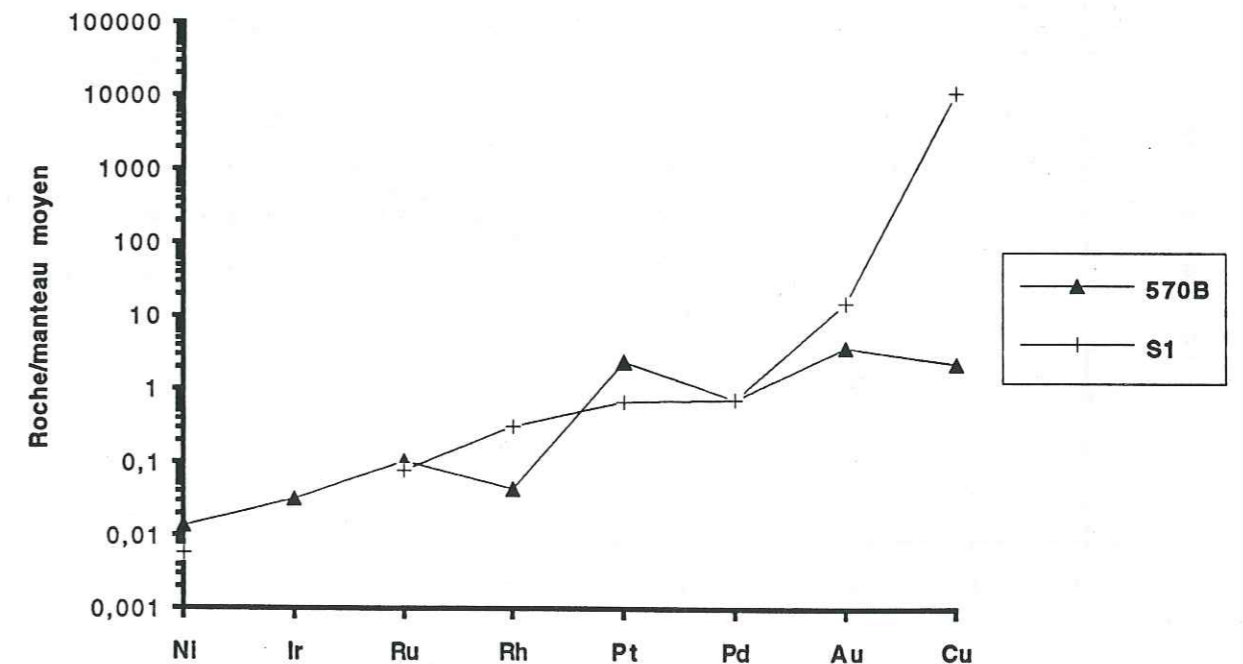


Figure 131: Spectres des PGE normalisés au manteau moyen des gabbros isotropes et les amas sulfurés

g- Les filons gabbroïques

Ce sont des filons de gabbros à deux pyroxènes qui contiennent des phases sulfurées essentiellement de la chalcopyrite. Les spectres des PGE (fig. 132) montrent une anomalie positive en platine. Le léger enrichissement en Au et en Cu est lié surtout aux transformations hydrothermales qui affectent ces matériaux. Le filon 971B montre une nette anomalie négative en Rh.

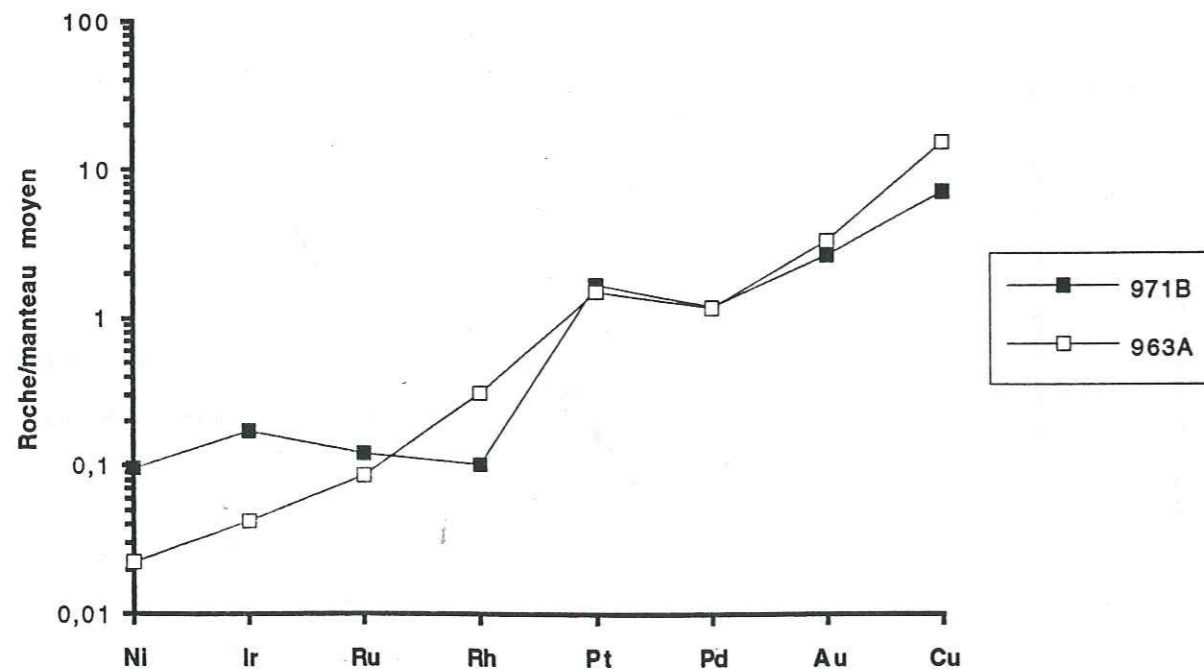


Figure 132: Spectres des PGE normalisés au manteau moyen des filons gabbroïques

II-2- Relations PGE, éléments majeurs et traces

Pour comprendre les comportements variés des PGE dans les chromites et dans les roches basiques et ultrabasiqes, on a étudié leurs variations en fonction de quelques éléments majeurs et traces (MgO, Al₂O₃, CaO, Cu):

- les variations des teneurs en platine en fonction de MgO (fig. 133) montrent que le platine est indépendant de MgO dans les chromites. Alors que dans les wehrlites, les variations se font en corrélation positive. L'enrichissement en platine est plus important dans les wehrlites les moins différenciées, ceci serait lié surtout à l'abondance des spinelles chromifères et le platine précipite sous forme de Pt₃Fe.

- Les teneurs en Pd en fonction de l'alumine (fig. 134) ne montrent aucune relation nette au sein des faciès étudiés et varient indépendamment. Dans les wehrlites, on remarque la même tendance que ci-dessus. L'enrichissement est marqué dans les matériaux qui commencent à cristalliser le plagioclase et les sulfures simultanément. Dans les wehrlites primitives, les teneurs en Pd sont élevées, ceci est conditionné par la présence des sulfures.

- Les teneurs en palladium en fonction du CaO (fig. 135) montrent qu'elles sont très faibles dans les dunites et les chromites que dans les séries gabbroïques (fortes teneurs en CaO). Par contre, les wehrlites offre un net enrichissement en Pd au fur et mesure que le plagioclase et les sulfures précipitent en même temps.

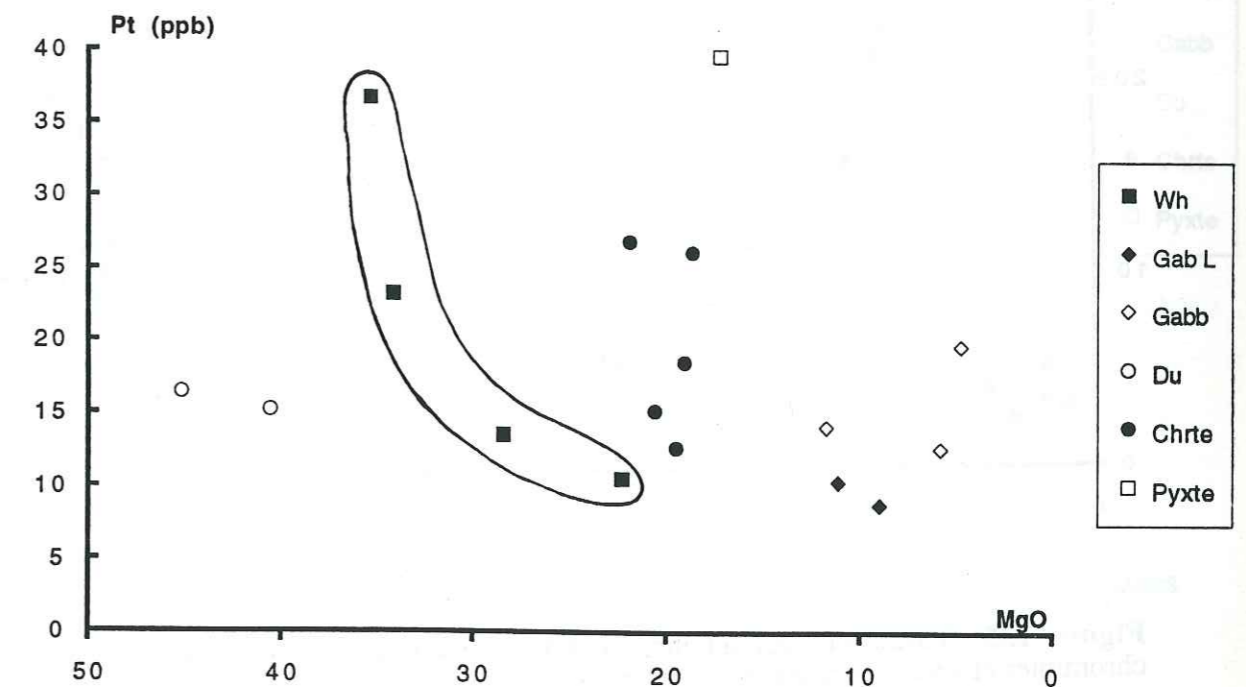


Figure 133: Variations des teneurs en Pt en fonction de celles en MgO dans les chromites et les faciès basiques et ultrabasiqes.

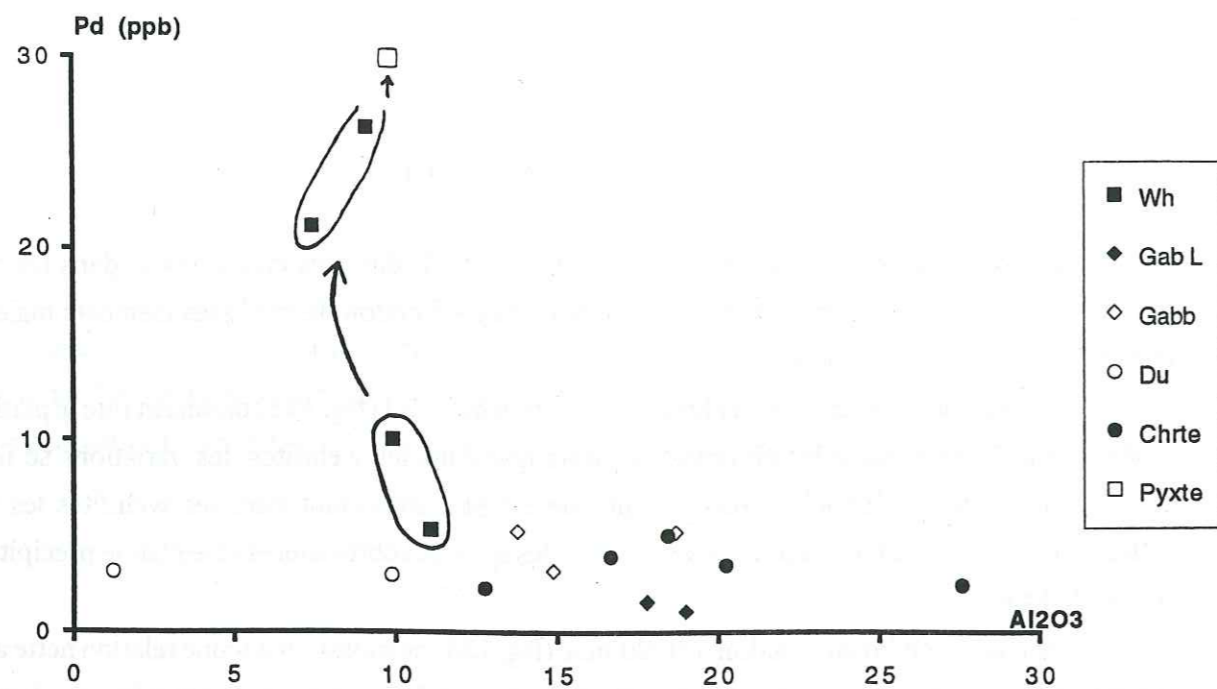


Figure 134: Variations des teneurs en Pd en fonction de celles en Al_2O_3 dans les chromitites et les faciès basiques et ultrabasiques.

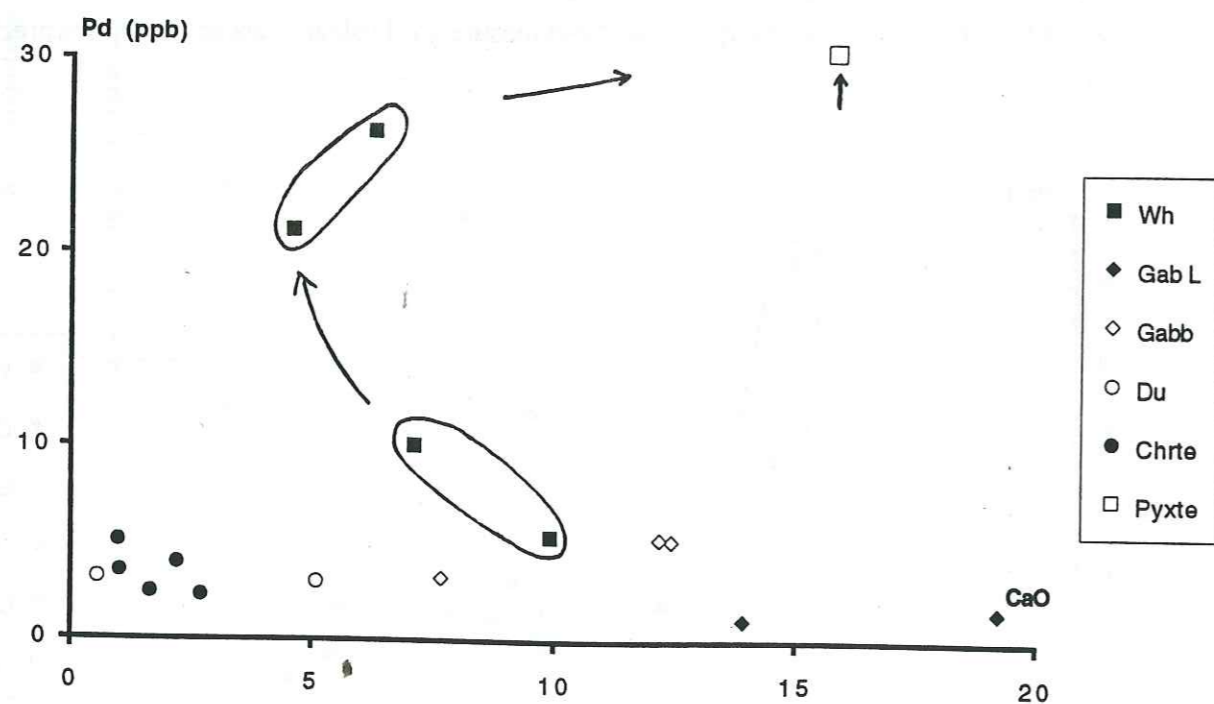


Figure 135: Variations des teneurs en Pd en fonction de celles en CaO dans les chromitites et les faciès basiques et ultrabasiques.

Les wehrlites s'enrichissent en Pd dans les termes les moins différenciés. Ceci pourrait s'expliquer par la précipitation des sulfures de métaux de base de façon précoce dans le liquide wehrlitique. Au cours de la différenciation (plagioclase et les sulfures de métaux de base précipitent simultanément) les teneurs en Pd deviennent de plus en plus importantes. On définit alors deux lignées évolutives, l'une primitive a un comportement chalcophile très faible. L'a seconde lignée est plus différenciée et plus enrichie en Pd (comportement chalcophile plus important).

- Les variations des teneurs en Pd en fonction du cuivre (fig. 136) montrent qu'il y a des corrélations entre les deux éléments. L'enrichissement en cuivre est plus important dans les pyroxénites et les wehrlites riches en sulfures, lesquelles montrent un enrichissement en Pd.

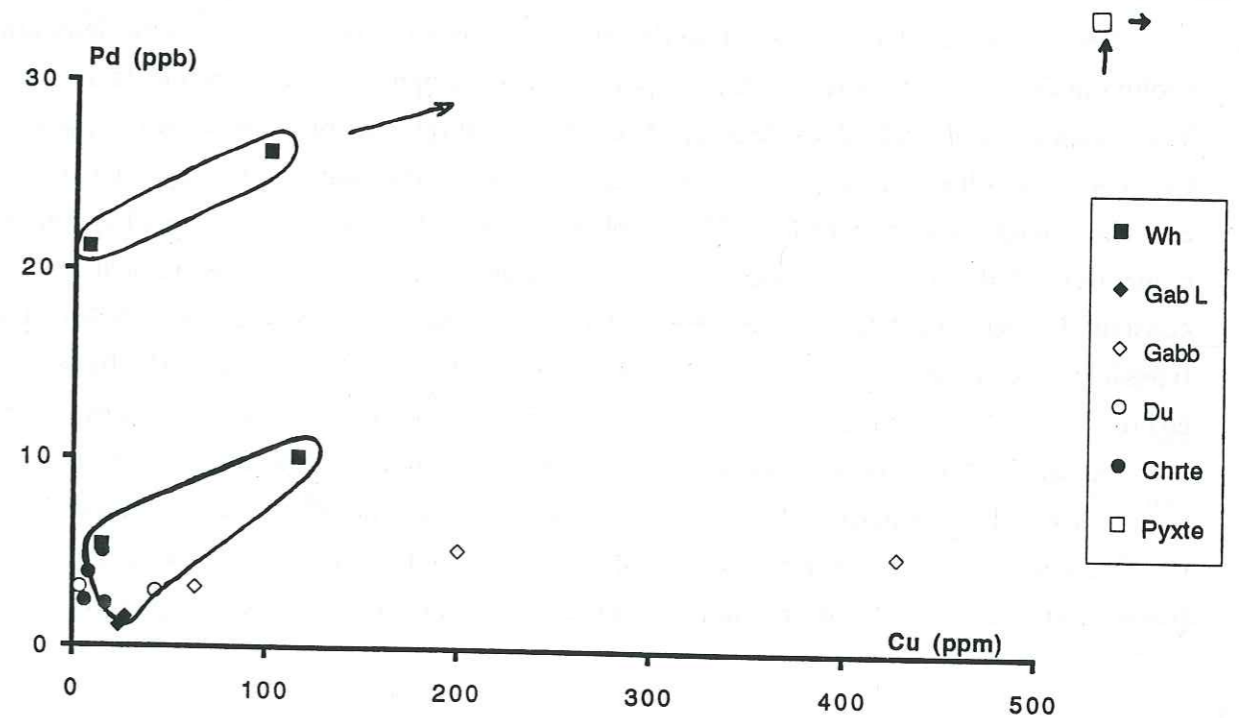


Figure 136: Variations des teneurs en Pd en fonction de celles du Cu dans les chromitites et les faciès basiques et ultrabasiques.

II-3- Caractérisation géochimique des éléments du groupe du platine

On a étudié les variations de quelques éléments du groupe du platine pour caractériser leurs comportements dans certaines roches de la séquence crustale du bloc de Fizh. Ces éléments choisis (Pd et Ir) offrent des comportements antithétiques (chalcophile ou sidérophile).

Les variations de la somme des PGE en fonction du rapport Pd/Ir (fig. 137) montrent que les chromites de la zone de transition sont plus riches, avec un rapport Pd/Ir plus faible que dans les chromites intramantellaires. Les dunites transitionnelles (424E) présentent au contraire un rapport plus élevé que les dunites intramantellaires. Ces variations (corrélation négative; absence de sulfures) définissent la lignée dunitique.

Une croissance symptomatique du rapport Pd/Ir caractérise le passage des wehrlites aux pyroxénites. Ceci est en accord avec l'augmentation de la proportion des phases sulfurées dans ces derniers matériaux.

Les teneurs en platine en fonction de celles du palladium (fig. 138) montrent deux grandes évolutions (T1 et T2) qui attestent les comportements chalcophiles des deux éléments. La tendance T1 correspond à celle où les deux éléments offrent des teneurs plus importantes (wehrlite - pyroxénite). Ces teneurs sont liées à la fugacité du soufre qui est élevée car le platine est complexé par le soufre en même temps que le palladium (lignée plus sulfurée). Une autre tendance (T2) montre un comportement différent du platine, ses teneurs augmentent; alors que grossièrement le Pd reste constant. On peut constater que ces deux tendances principales sont indépendantes de la nature des types lithologiques étudiés. Toutefois, l'examen détaillé de la figure 14b concernant les basses teneurs en Pd (< 35 ppb) montre que la tendance T2 caractérise les faciès où les sulfures sont rares. Le Pt reste constant dans les deux tendances, ce qui confirme que le Pd est lié aux proportions des phases sulfurées (dans les wehrlites et pyroxénites) ou encore il peut être soumis à des remobilisations sous des conditions de basse température. Les chromitites présentent des teneurs en Pt qui montent plus vite par rapport à celles du Pd qui restent très faibles, en raison peut être d'une précipitation de Pt_3Fe .

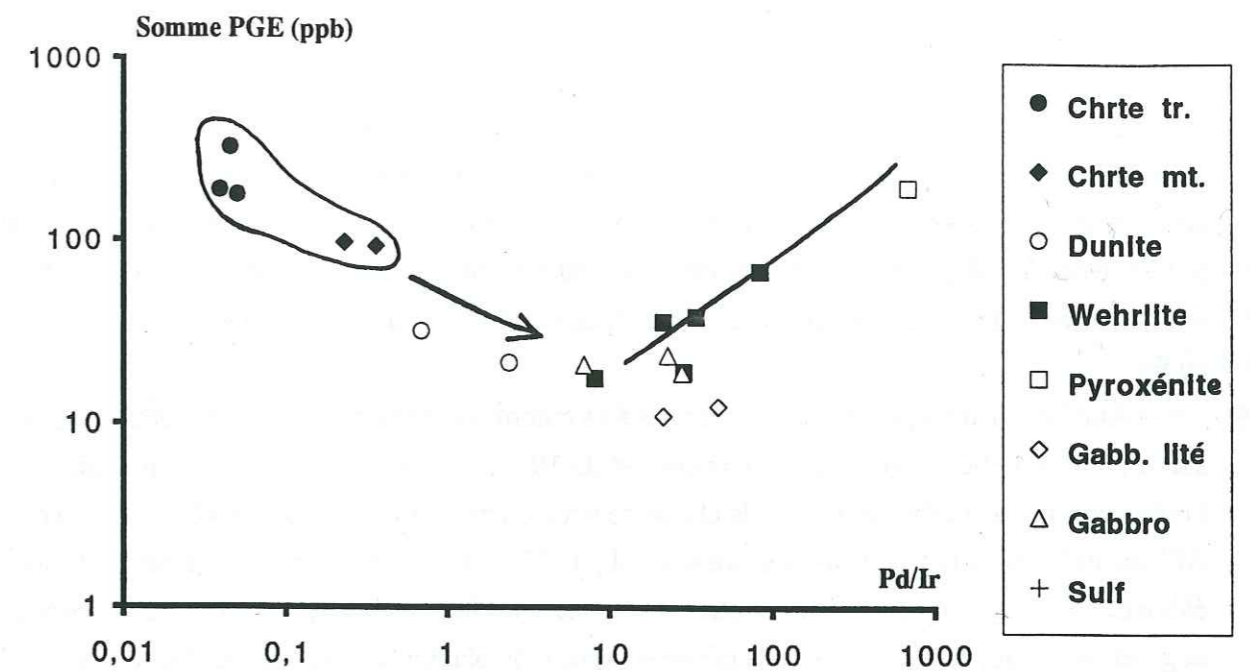


Figure 137: Variations de la somme des PGE en fonction du rapport Pd/Ir dans les chromitites et les faciès basiques et ultrabasiques.

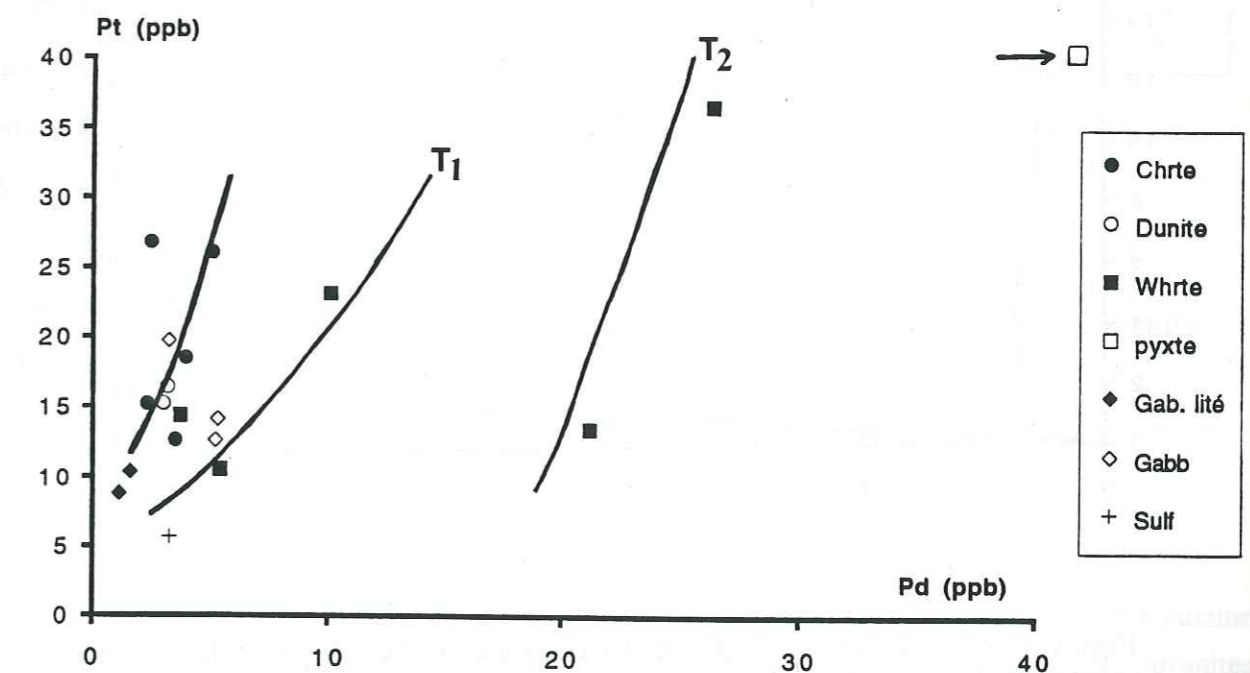


Figure 138: Variations des teneurs en Pt en fonction de celles du Pd dans les chromitites et les faciès basiques et ultrabasiques.

Les teneurs en Rh en fonction de celles du palladium (fig. 139) montrent les mêmes caractéristiques que ci-dessus. Le rhodium montre deux comportements distincts. Le premier est lié aux chromites. Celles-ci concentrent plus de Rh que de Pd. Les chromites ont précipité le Rh en présence ou bien d'une faible fugacité de soufre ou bien précipitation concomitante des sulfures de métaux de base. Le second est purement chalcophile et montre un léger enrichissement de Rh corrélé au Pd.

Ainsi le Rh alors peut se comporter à la fois comme élément chalcophile et comme un élément sidérophile. En effet, la fugacité d'oxygène est de 10^{-6} - 10^{-7} , alors que la fugacité du soufre est très faible, dans ce cas le Rh est fixé par la chromite sous forme d'ion Rh^{3+} qui prend la position de Cr^{3+} , Al^{3+} ou Fe^{3+} (cations trivalents) (Amossé et al., 1993). Le palladium et le rhodium sont alors des éléments à comportements antithétiques. Dans les wehrlites et les pyroxénites les teneurs en Rh augmentent au fur et à mesure que le clinopyroxène et le plagioclase précipitent. Dans ce second cas l'élément adopte un comportement incompatible caractéristique.

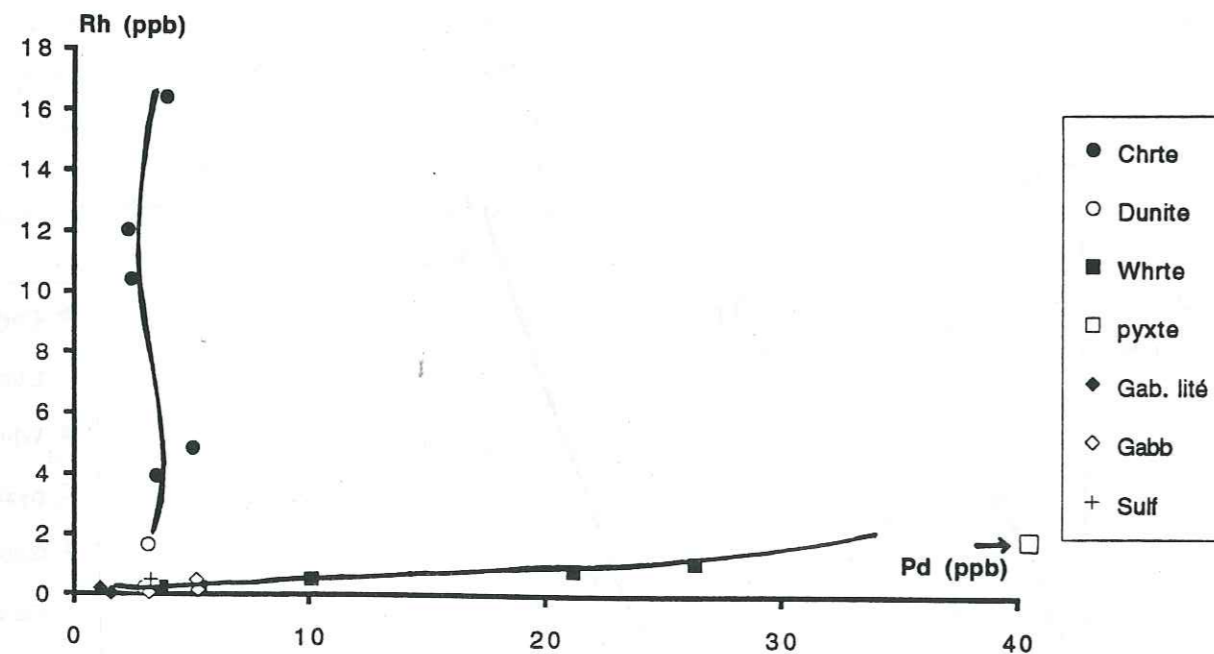


Figure 139: Variations des teneurs en Rh en fonction de celles du Pd dans les chromites et les faciès basiques et ultrabasiques.

Les variations des teneurs en Rh en fonction de celles du platine (fig. 140) montrent une évolution des chromites avec une corrélation positive entre les deux éléments (Rh et Pt). Elles différencient bien les chromites intramantellaires des autres types (zone de transition). Pour les autres faciès aucune corrélation n'est clairement décelable sauf pour les wehrlites et les pyroxénites qui voient les teneurs se corrélent entre elles avec une très faible augmentation de Rh liée à son caractère incompatible dans ce cas. Les teneurs en Pt sont plus élevées, ceci est lié à l'abondance des sulfures.

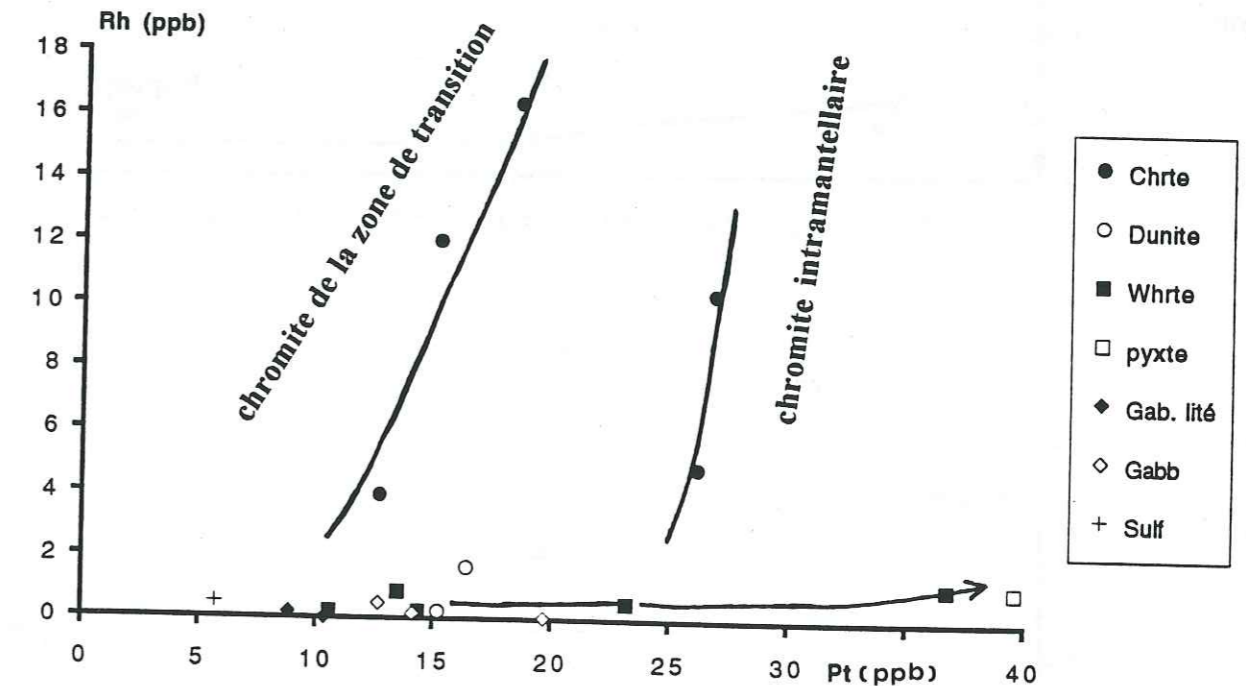


Figure 140: Variations des teneurs en Rh en fonction de celles du Pt dans les chromites et les faciès basiques et ultrabasiques.

Les variations des teneurs en Pd en fonction de l'Ir (fig. 141) montrent qu'il n'y a aucune corrélation nette entre ces deux éléments dans les basites et les ultrabasites. Par contre, les chromites offrent une légère corrélation négative entre les deux éléments. On note les mêmes caractéristiques dans le cas des variations des teneurs en Pd en fonction de celles du Ru (fig. 141). Les deux éléments montrent de même des comportements différents le Ru et l'Ir sont sidérophiles. Leur précipitation est précoce, alors que le Pd est chalcophile.

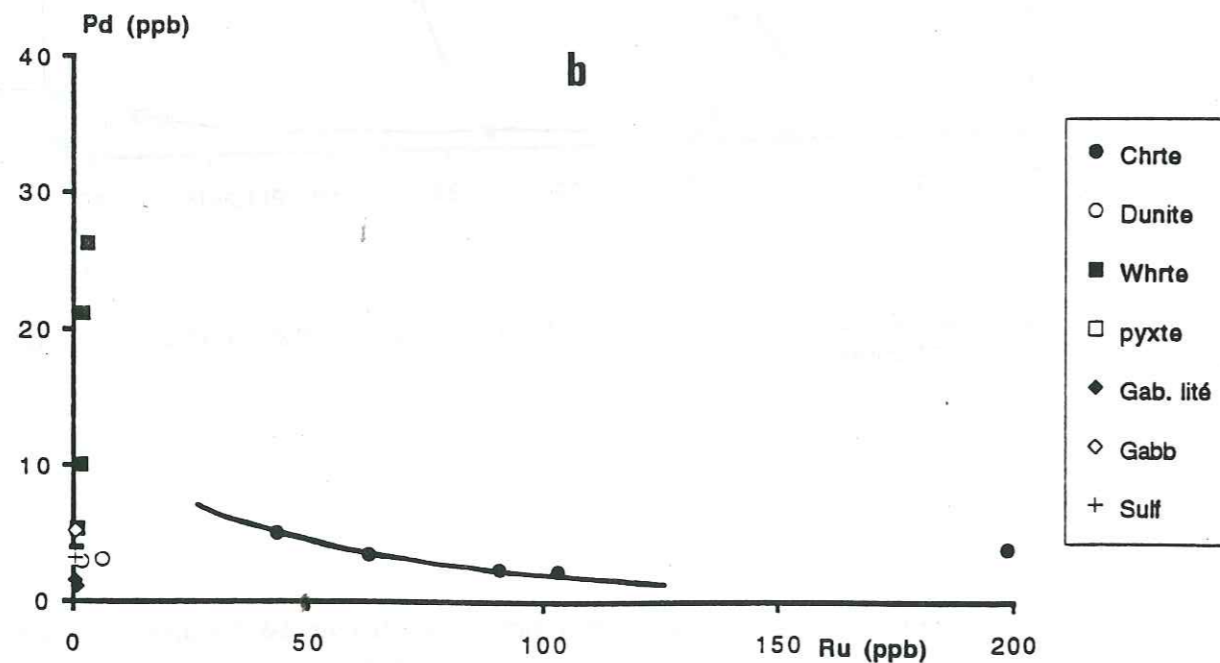
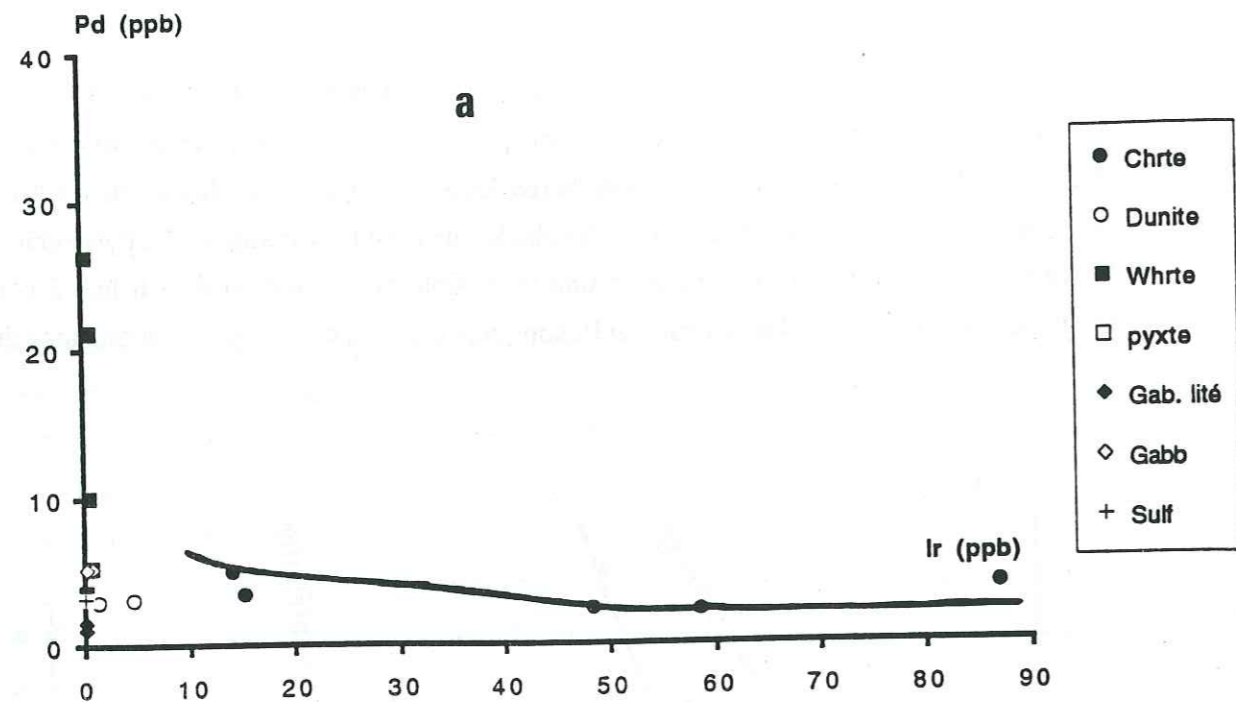


Figure 141: Variations des teneurs en Pd en fonction de celles:
 a- de l'Ir dans les chromitites et les faciès basiques et ultrabasiques.
 b- du Ru dans les chromitites et les faciès basiques et ultrabasiques.

Les teneurs en Rh en fonction de celles de l'Ir (fig. 142) montrent une bonne corrélation positive surtout dans les chromitites et les dunites (on note toujours les différents types de chromitites). Les autres faciès ne montrent aucune relation significative entre les deux éléments Rh et Ir peuvent avoir alors un comportement similaire. Dans les chromitites, en cas d'absence du soufre la précipitation précoce du Rh est lié à la substitution du Rh aux cations trivalents et qui sera fixé alors par la chromite sous forme d'ion Rh^{3+} . L'iridium, élément sidérophile, concentré par la chromite (sous forme d'alliages). L'Ir et le Rh montrent tous deux un comportement sidérophile dans les chromitites.

Les mêmes caractéristiques se présentent aussi entre le Rh et le Ru (fig. 142). Ce dernier montre le même comportement avec le Rh (sidérophile).

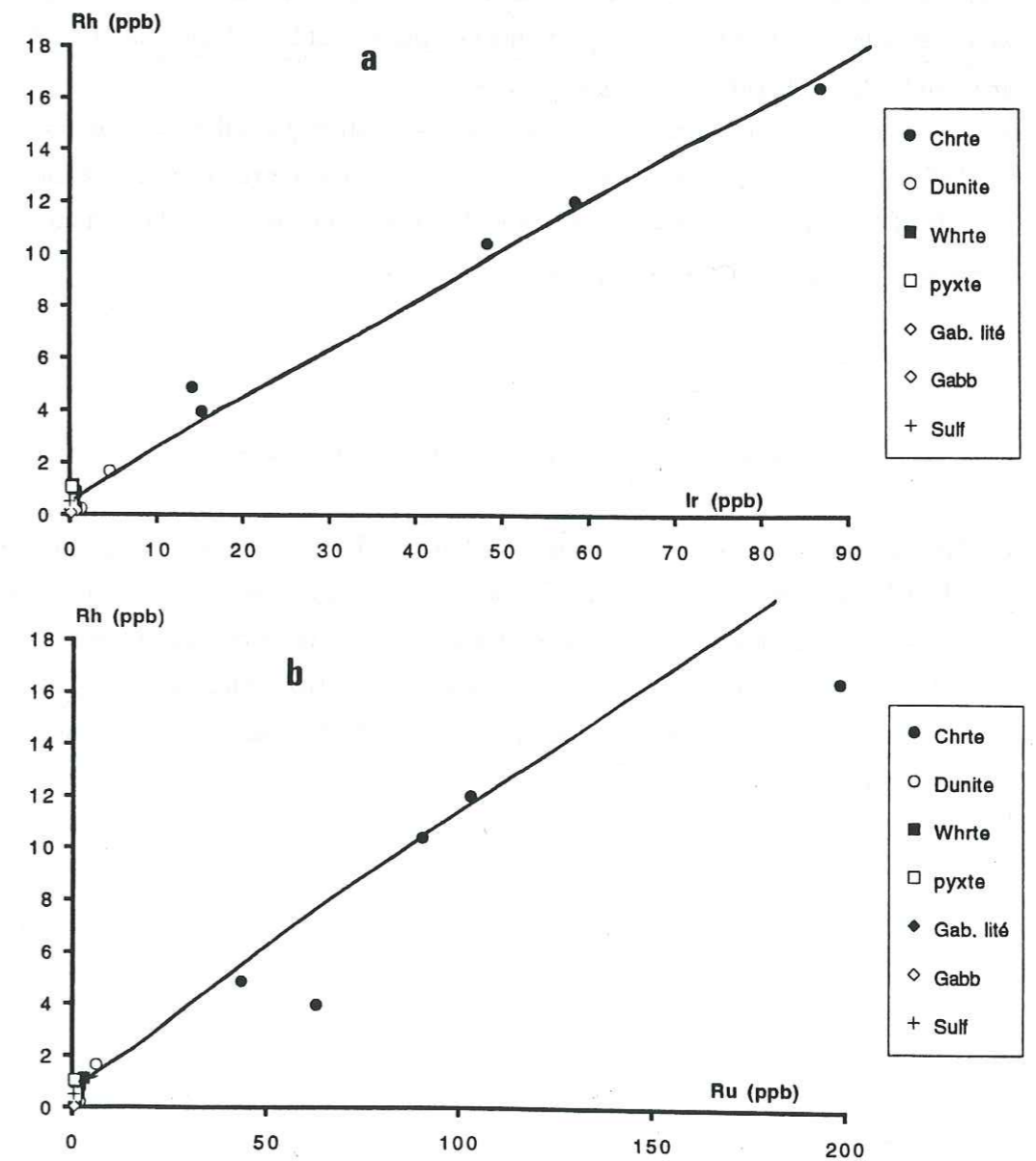


Figure 142: Variations des teneurs en Rh en fonction de celles:
 a- de l'Ir dans les chromitites et les faciès basiques et ultrabasiques.
 b- du Ru dans les chromitites et les faciès basiques et ultrabasiques.

Les variations des teneurs en platine en fonction de celles de l'Ir (fig. 143) montrent une corrélation légèrement positive voire absente dans les chromites. La fugacité d'oxygène commence à monter dans les chromites de la zone de transition, ce qui complexe le Pt dans le liquide. Dans les autres faciès, les deux éléments ne montrent pas de corrélation (teneurs très faibles en Ir).

Les mêmes caractéristiques sont observées dans les variations entre le Pt et le Ru (fig. 143). Une corrélation entre ces deux éléments dans les chromites (la même que ci-dessus) peut être admise. Toutefois, dans les autres faciès une corrélation des teneurs en Pt et Ru en allant des gabbros, wehrlites aux pyroxénites existe. Dans ce cas, le Pt et le Ru sont contenus dans les sulfures.

Dans les deux cas, le platine précipite sous forme de Pt_3Fe dans les chromites associées au Ru et à l'Ir, sous les conditions de fugacité d'oxygène de 10^{-6} bars (cf. travaux de J. Amossé). Alors que dans les wehrlites et les pyroxénites, le comportement du platine est liée à la précipitation des métaux de base (pentlandite), du clinopyroxène et du plagioclase.

Les chromitites intramantellaires sont plus enrichies en platine que celles de la zone de transition. Ceci est lié à la fugacité d'oxygène qui régnait dans le manteau et qui favorise la précipitation du platine sous la forme de Pt_3Fe . En montant dans la séquence, il y a une augmentation de la fugacité d'oxygène et de soufre avec un équilibre commandé par la réaction:



Le platine est alors lié aux sulfures surtout dans les roches ultrabasiqes.

Dans les chromites le comportement du rhodium et du platine est lié respectivement à la substitution du Rh aux ions trivalents sous forme Rh^{3+} (en cas d'absence des sulfures), et à la précipitation du Pt sous forme Pt_3Fe . Le Pd ne montre pas de teneurs très importantes dans les chromites (sulfures sont rares voire absents). Les conditions physico-chimiques peuvent agir sur ce comportement des deux éléments (Pt, Rh) et non pas sur le Pd. Cependant, dans le cas du thiospinelle, le comportement du Pt et du Rh restent chalcophile.

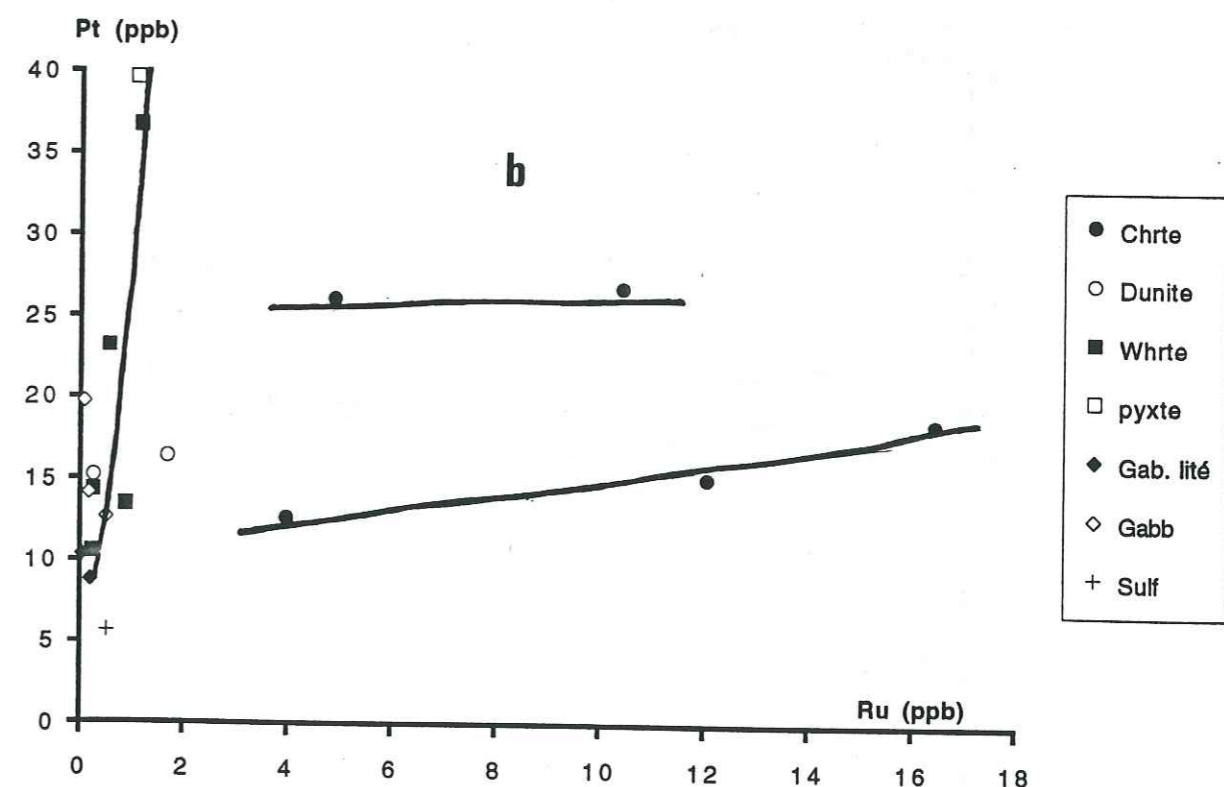
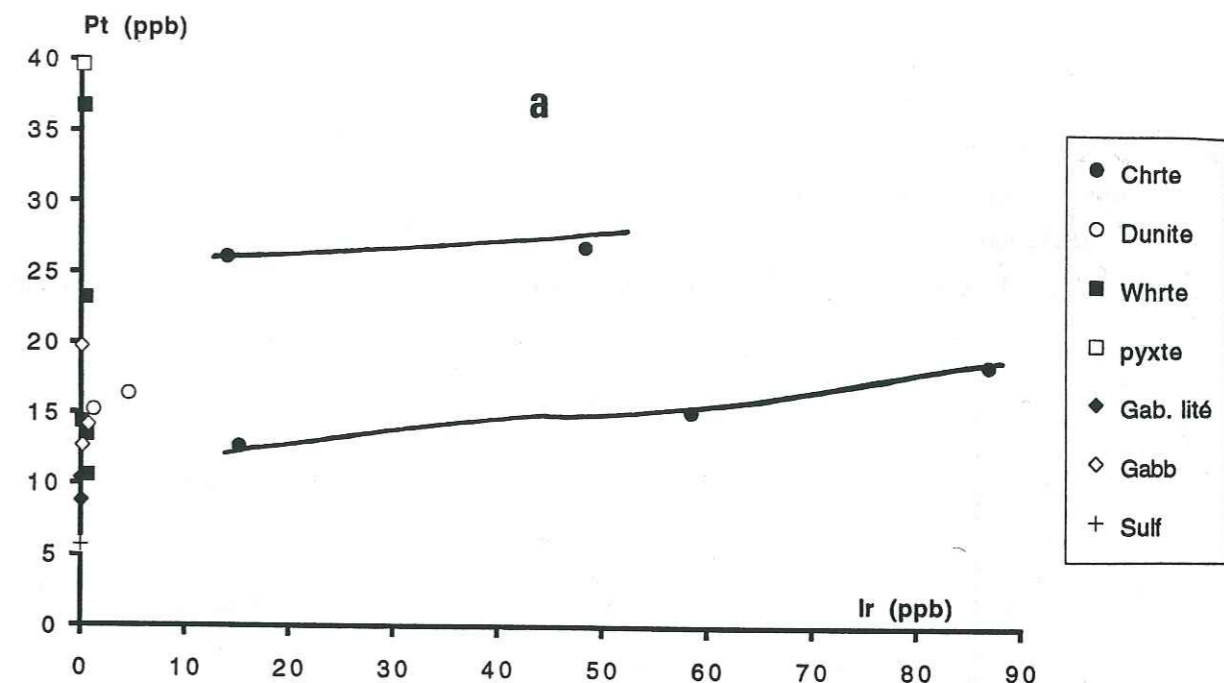


Figure 143: Variations des teneurs en Pt en fonction de celles:
a- de l'Ir dans les chromitites et les faciès basiques et ultrabasiqes.
b- du Ru dans les chromitites et les faciès basiques et ultrabasiqes.

Les variations des teneurs en or en fonction des autres éléments des PGE montrent que:

- l'or en fonction du Ru (IPGE) (fig. 144) évolue avec une corrélation négative dans les chromites. Dans les autres faciès aucune tendance n'est observée.
- les teneurs en Au en fonction de celles de l'Ir (fig. 144) montrent les mêmes caractéristiques comparables dans les chromites entre ces deux éléments. Il en est de même pour Au et Rh (fig. 144).

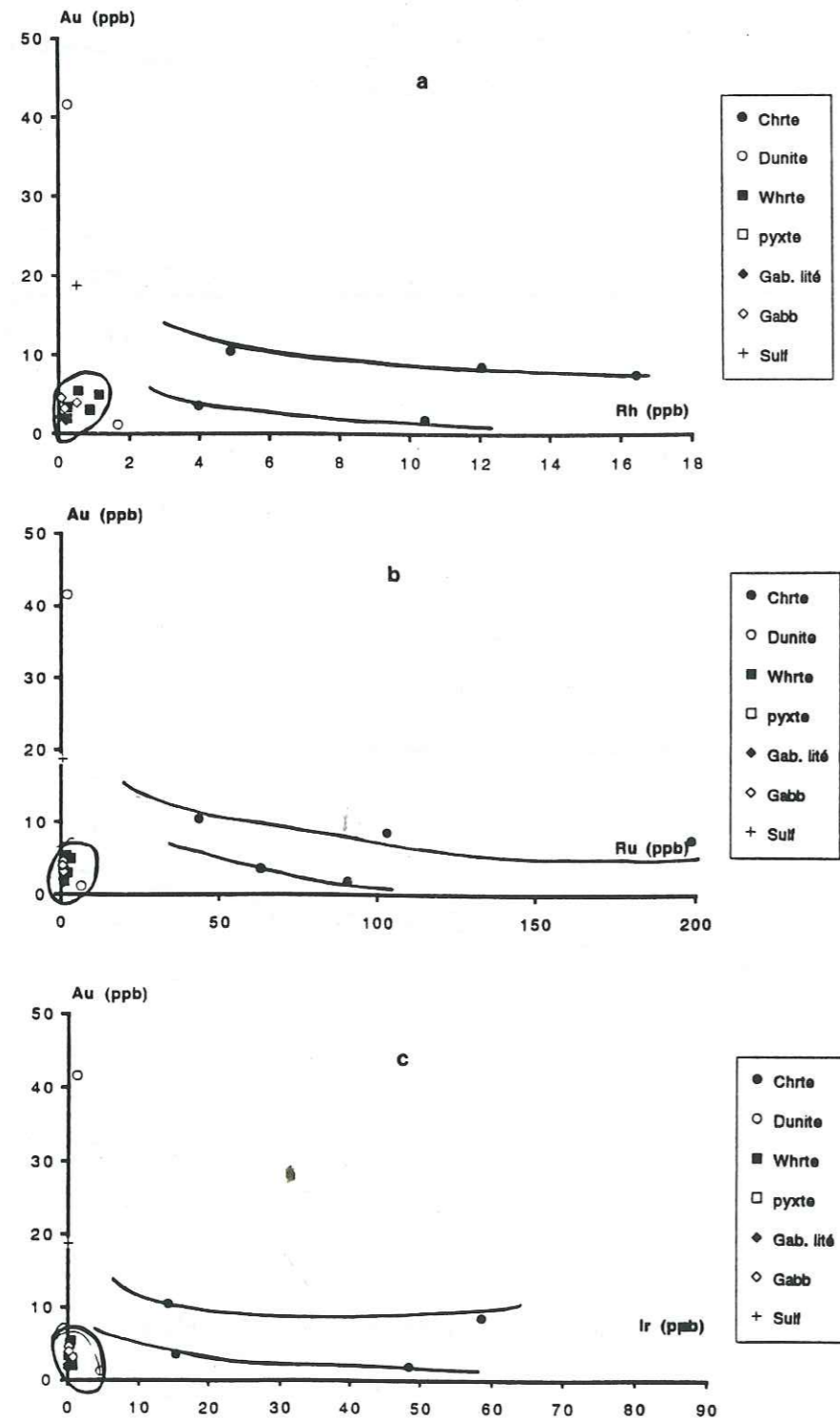


Figure 144: Variations des teneurs en Au en fonction de celles:
 a- du Rh dans les chromitites et les faciès basiques et ultrabasiques.
 b- du Ru dans les chromitites et les faciès basiques et ultrabasiques.
 c- de l'Ir dans les chromitites et les faciès basiques et ultrabasiques.

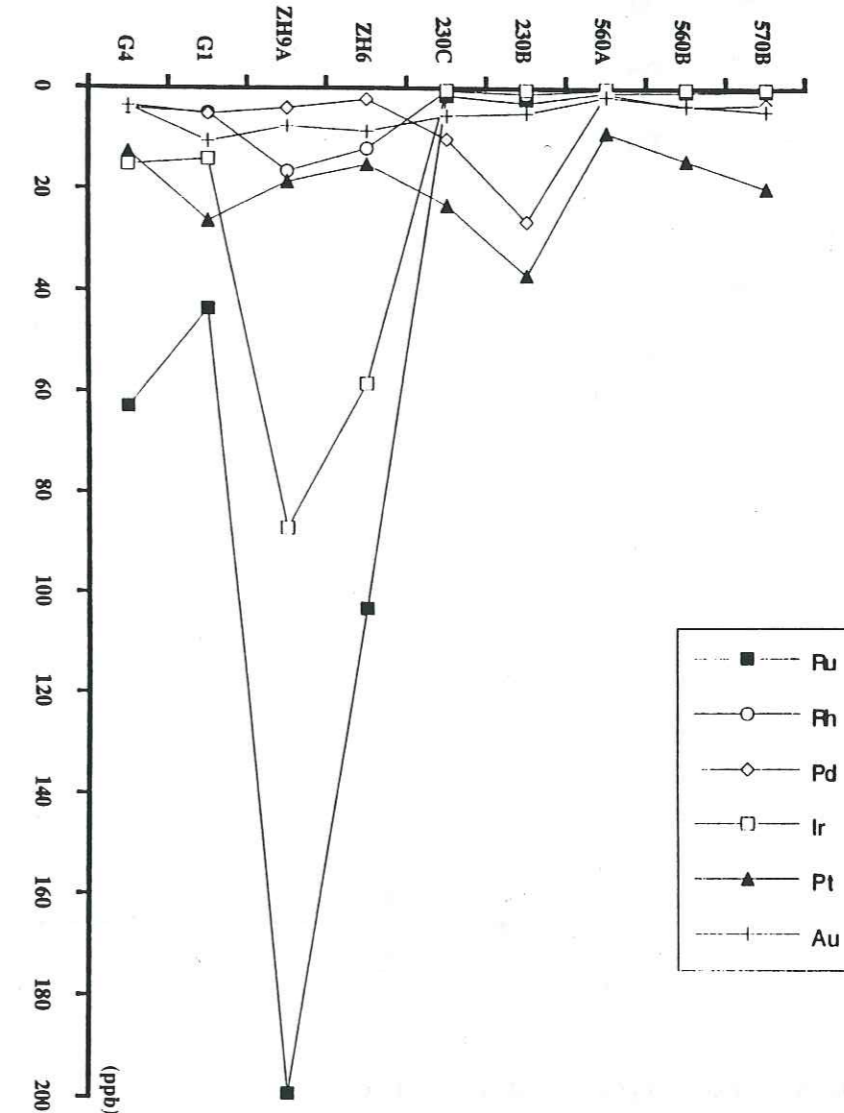
Les chromites de la zone de transition sont ainsi systématiquement plus enrichies en or que les chromitites intramantellaires. Cet enrichissement corrélé aux teneurs des PGE, pourrait être lié aux effets de la serpentinisation qui est plus importante au niveau de la zone de transition.

Afin d'avoir une idée sur les variations générales des PGE dans la séquence ophiolitique, on a étudié leurs variations cryptiques en fonction de leur position "stratigraphique":

- Wadi Fizh (fig. 145): ces variations montrent que le platine présente des variations en dents de scie avec des récurrences (variations cryptiques inverses). Le Rh et le Pd ont des variations antithétiques de la base au toit de la séquence. Le Ru offre des variations inverses à la base (dans les chromites) où ses teneurs sont très élevées (fugacité du soufre plus faible). Ensuite les teneurs en Ru deviennent très faibles en montant dans la séquence. L'Ir (aux teneurs plus faibles dans les chromites) présente les mêmes caractéristiques que le Ru.

L'Au ne donne pas de variations significatives le long de la séquence crustale.

Figure 145: Variations cryptiques des teneurs en PGE dans la séquence crustale du Wadi Fizh.



- Wadi Khabiyat (fig. 146): les variations du platine sont inverses et s'enrichissent au milieu de la croûte (pyroxénite et wehrlite). Le rhodium est enrichi dans les chromites mais s'appauvrit dans la séquence crustale. Le Pd possède les mêmes variations que le platine. Le Ru et l'Ir ont les mêmes caractéristiques que le rhodium, à part que le Ru est plus enrichi que l'Ir et le Rh dans les chromites. L'or offre les mêmes caractéristiques que le platine et le palladium: il est plus enrichi dans la séquence crustale (enrichissement hydrothermal).

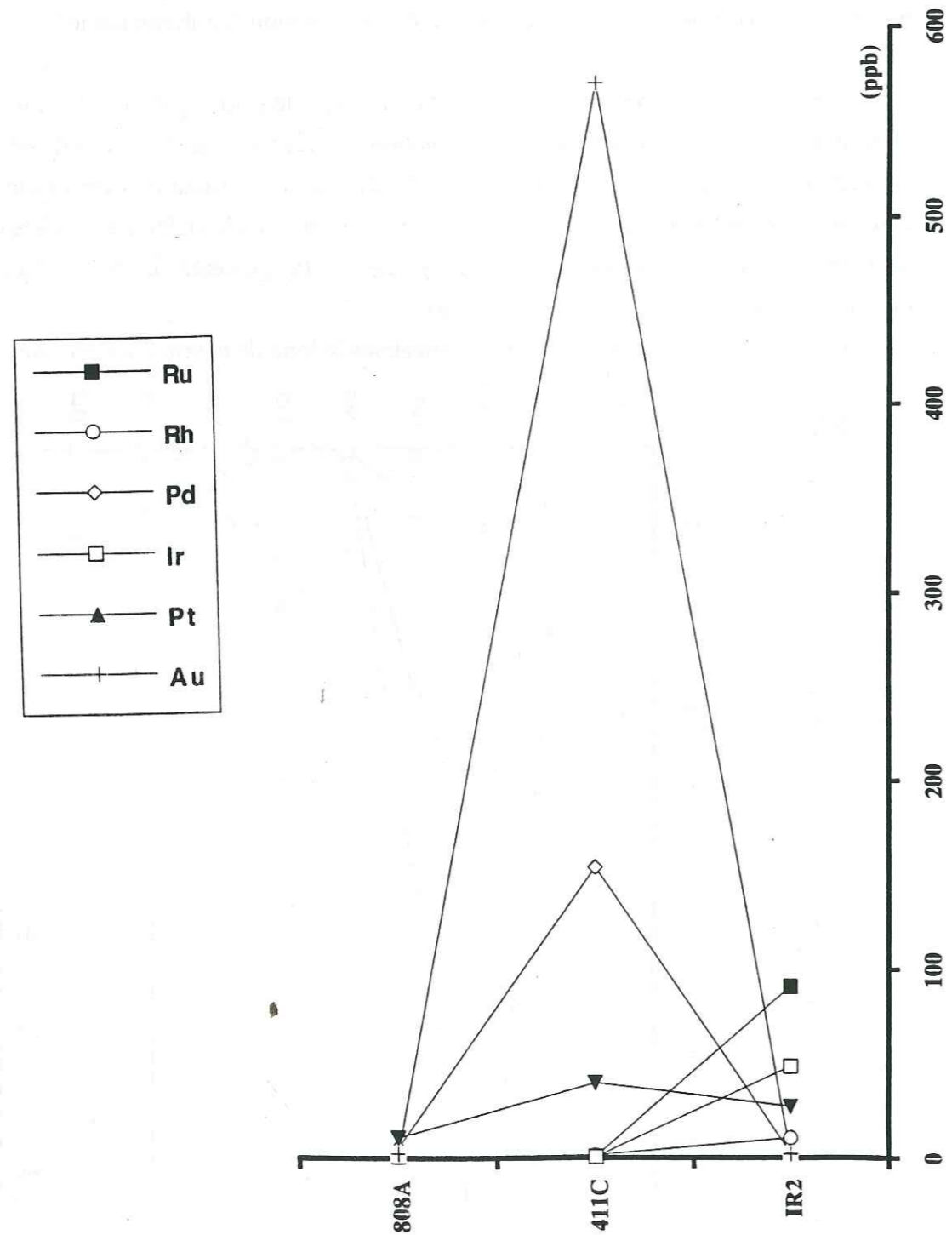


Figure 146: Variations cryptiques des teneurs en PGE dans la séquence crustale du Wadi Khabiyat.

- Wadi Bani Umar (fig. 147): les variations des teneurs en platine se font dans le sens d'une décroissance de la base de la croûte (dunite) vers les gabbros. Ceci est lié à la précipitation du platine sous forme de Pt_3Fe dans les dunites. Le Rh montre des variations légèrement inverses en "zig-zag", les teneurs sont plus élevées à la base que dans les gabbros. Le palladium présente des variations inverses et un enrichissement important dans les wehrlites. Les variations du Ru sont légèrement inverses, avec un enrichissement dans les dunites par rapport aux wehrlites et aux gabbros. L'iridium montre des variations à tendance en corrélation négative. Il décroît vers le toit de la chambre magmatique. L'or se caractérise par des variations cryptiques en "zig-zag" consécutives de remobilisations tardives liées à l'activité des fluides.

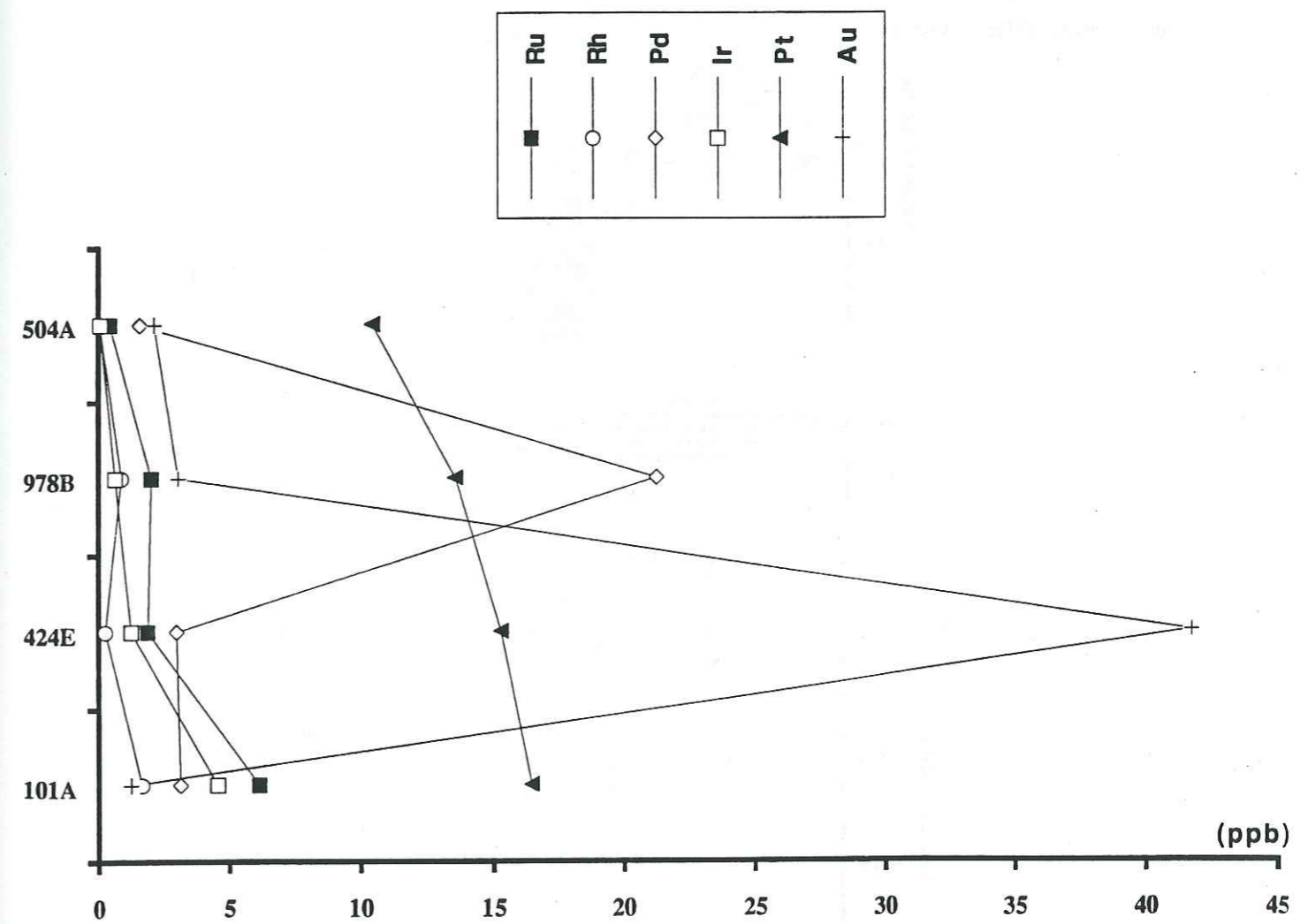


Figure 147: Variations cryptiques des teneurs en PGE dans la séquence crustale du Wadi Bani Umar.

III- DISCUSSION ET CONCLUSIONS

Dans les chromites, les PGE montre un enrichissement net en Ir et en Ru, et sont légèrement enrichis en Rh et Pt par rapport au Pd. L'Ir précipite le plus souvent sous forme d'alliage et le Ru sous forme de sulfures (laurite, RuS_2). L'enrichissement en Rh sous forme de Rh^{3+} fixé par la chromite et en Pt sous forme de Pt_3Fe sous des conditions physico-chimiques bien précises (fugacité d'oxygène élevée et celle du soufre très faibles). Les chromites de la zone de transition sont plus enrichis en Ir, Ru et en Rh que les chromites intramantellaires, ceci est lié à la dilution des éléments selon l'abondance des chromitites. Les chromites du massif de Fizeh présentent des spectres plus enrichis (fig. 148) que celles de Bou-Azzer (Maroc, Fischer et al., 1988), de Grèce (Becker et Agiorgitis, 1978), de Nouvelle Calédonie (Page et al., 1982) et de Drissa (Inde, Page et al., 1985). Les chromitites de ce massif sont alors moins différenciées.

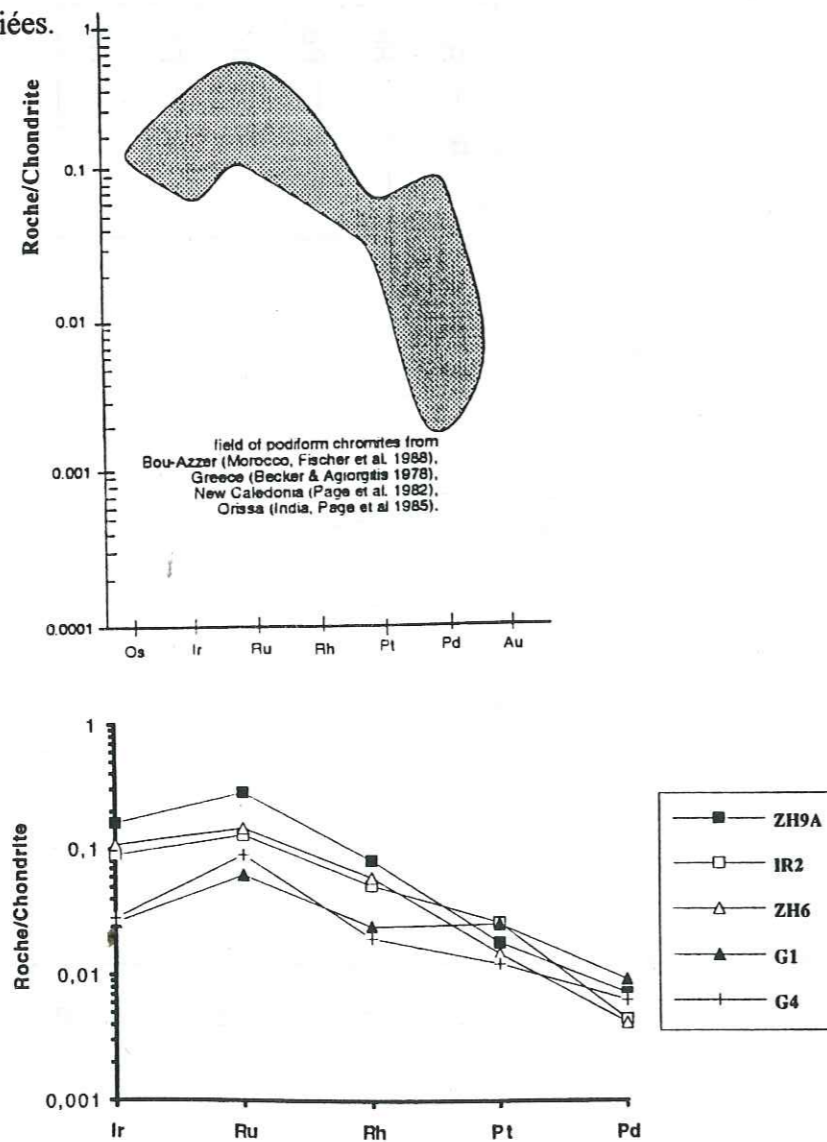


Figure 148: Champs de variations des teneurs en PGE (normalisées à la chondrite) des différents types de chromites podiformes de quelques massifs ophiolitiques et le massif de Fizeh.

Nicolas et Leblanc (1990) ont suggéré un modèle de fractionnement et de précipitation des PGE dans les gisements de chromite. Ce modèle montre que les IPGE cristallisent à haute température avec la chromite, alors que les PPGE restent dans le bain silicaté et seraient collectés ensuite par les phases sulfurées (fig. 149).

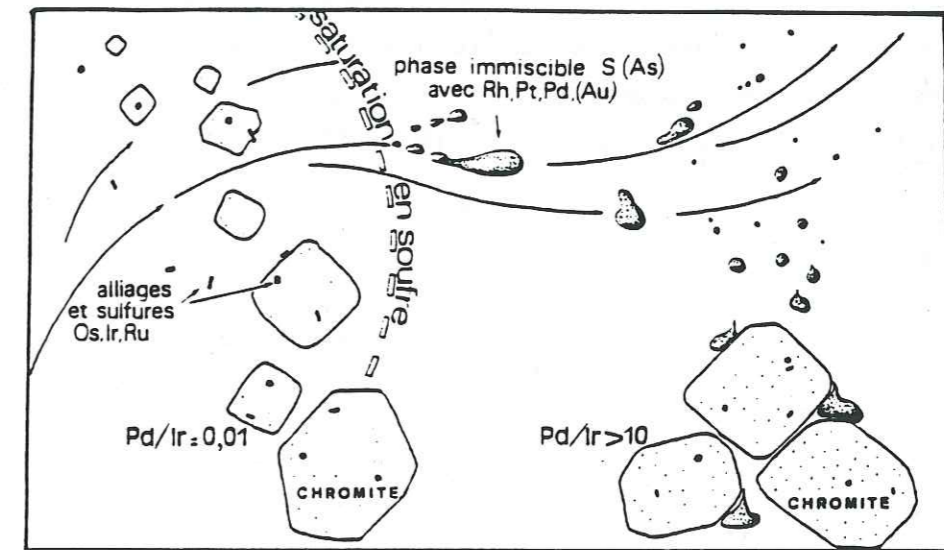


Figure 149: Modèle du fractionnement et de précipitation des PGE au cours de la formation des gisements de chromite et la relation avec les phases sulfurées.

Les dunites intramantellaires montrent des concentrations importantes en chromite disséminée. Ces dunites sont caractérisées par des spectres de PGE relativement plats avec toujours la même anomalie en Pd et un appauvrissement en Cu. Ce matériel dunitique représenterait la composition d'un manteau moyen avec une anomalie positive en Pt.

Les dunites à pyroxènes et "imprégnées" de plagioclase (dunites transitionnelles) montrent les mêmes anomalies en Pt et Pd et un enrichissement en Au. Celui-ci pourrait être lié à la serpentinisation remobilisant cet élément. Par contre les IPGE et le Rh sont très appauvris par rapport aux dunites précédentes. Ceci traduit que ces éléments ont été extraits antérieurement à l'arrivée du magma dans la chambre magmatique. On les trouverait concentrés dans les pods chromitiques sous-jacents.

Les wehrlites "imprégnées" montrent des spectres à pente positive, avec une anomalie négative en Ir. On note un enrichissement en Pt, Pd et en Cu. Ceci traduit le fait que la précipitation des PPGE est liée aux concentrations des sulfures de métaux de base. Les teneurs en Ni sont plus importantes. Ru et Rh ont des comportements comparables. Les sulfures d'origine magmatique montrent des concentrations de Pd et Pt (données à partir du MEB, (fig. 150)).

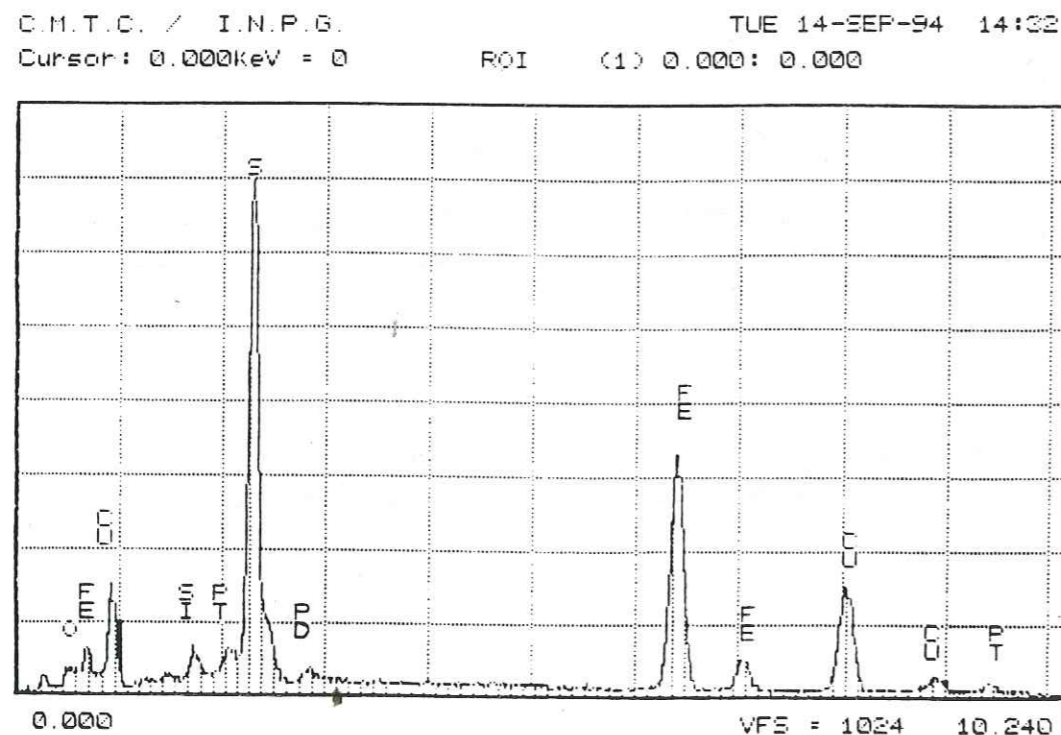


Figure 150: Concentrations des PGE dans les sulfures magmatiques des wehrlites imprégnées (données du MEB).

Les wehrlites massives non "imprégnées" montrent des spectres qui ressemblent à ceux cités ci-dessus, mais l'anomalie en Pd est, selon les cas, très marquée ou absente. Elles sont appauvries en Cu. Les spectres des wehrlites massives et imprégnées sont comparables (même tendance), en plus le comportement de l'Ir et le Pt est le même pour les deux types de wehrlites. Ceci pourrait être lié aux proportions modales des sulfures de métaux de base pour le Pd, le Rh, alors que l'appauvrissement en Ir s'explique par son fractionnement à la base de la chambre (alliage). L'enrichissement en Pt dans ces wehrlites serait lié à son fractionnement sous forme de Pt₃Fe ou lié aux sulfures.

Les pyroxénites montrent des spectres à pente positive, avec un enrichissement en PPGE, Au et Cu. Les PPGE seraient collectés par les sulfures de base. Les wehrlites sont plus enrichies en Ru que les pyroxénites, alors que le comportement de l'Ir est le même dans les deux faciès. L'enrichissement en Au et le Pd est très important. L'au serait remobilisé (cette zone est très hydrothermalisée). La solubilité du soufre est fonction de l'activité en CaO (fractionnement du clinopyroxène et du plagioclase), en même temps les sulfures et le Pd (Pt, Rh) précipitent. Le rapport Pd/Ir est très important dans ces matériaux. Les sulfures (chalcopyrite) disséminés dans les pyroxénites en inclusions dans les cristaux de plagioclase, montrent des concentrations importantes de Pd, associées à des éléments métalliques tels que le Bi, Te, Se... (données à partir du MEB, (fig. 151)). Le palladium forme alors des tellures et des sélénures.

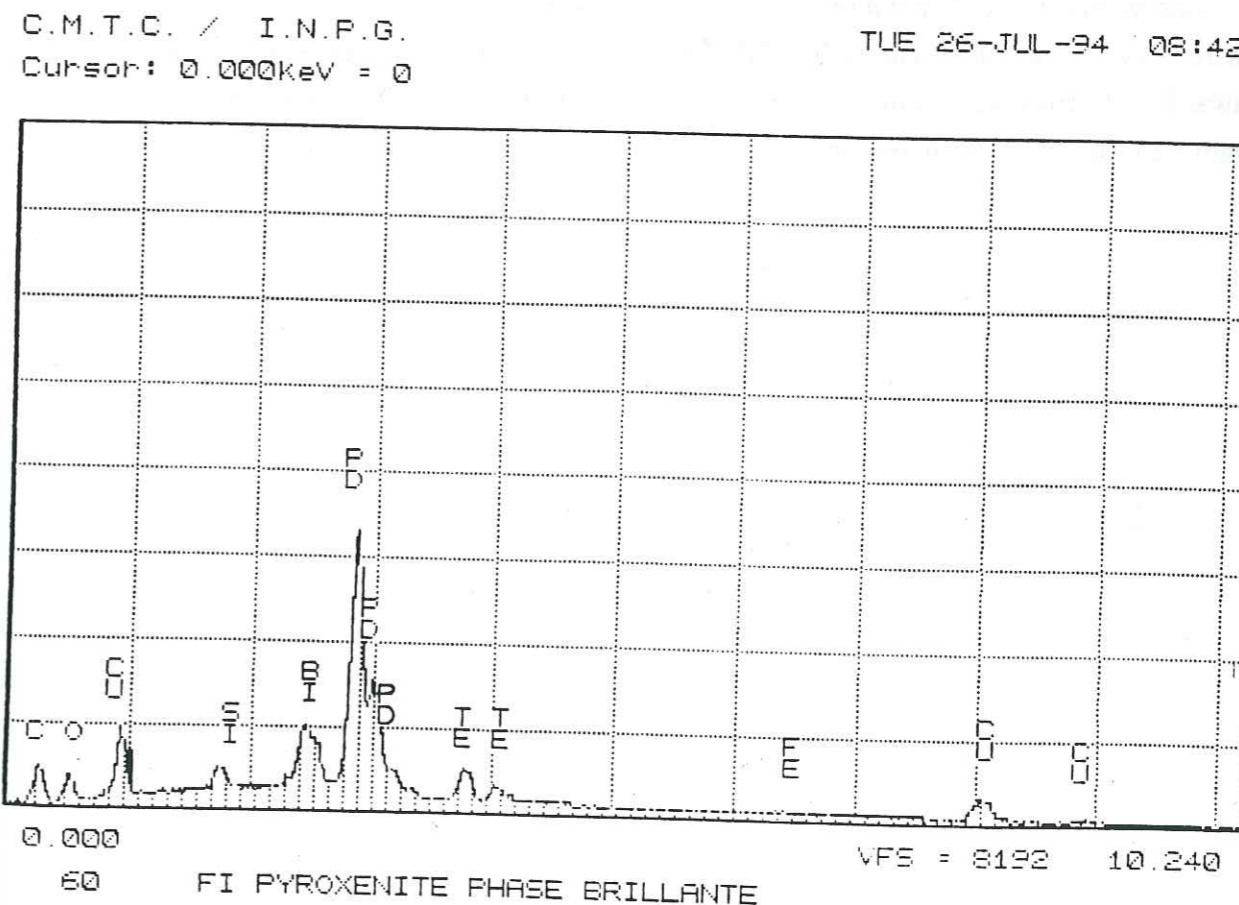


Figure 151: Concentrations des PGE et des éléments métalliques dans les sulfures magmatiques des pyroxénites (données du MEB).

Les gabbros lités montrent des spectres très appauvris en Ir à pente positive. Des anomalies positives en Ru, en Pt et en Au ont été notées. La wehrlite associée aux gabbros lités montre un spectre plus enrichi. L'anomalie négative en Pd et en Rh est liée aux proportions modales des phases sulfurées d'origine magmatique. Le Pt paraît lié à la présence de PtFe₃. On remarque que le Rh a un comportement similaire dans les wehrlites et les gabbros lités (anomalie négative). Il pourrait précipiter précocement à la base de la chambre avec les chromites. Le Ru présente le même comportement dans les faciès basiques et ultrabasiqes (anomalie positive). Cet élément précipite de façon plus importante au plancher de la chambre.

En comparant nos données à ceux élaborés dans d'autres massifs ophiolitiques, on est amené à conclure ce qui suit:

Les pyroxénites du Wadi Haymiliyah (fig. 152) (Lachize, 1993) montrent un comportement varié, certaines montrent les mêmes caractéristiques, et d'autres des caractéristiques inverses par rapport à celles du massif de Fizh. Par contre, elles sont caractérisées par un appauvrissement très notable en Cu. Les dunites transitionnelles du Wadi Haymiliyah sont plus fractionnées et montrent anomalie positive très importante en Ru (fig. 152).

Les wehrlites de l'ophiolite de Thetford (Tanguay et al., 1990) présentent les mêmes caractéristiques que celles du massif de Fizh. Les pyroxénites (massif de Lewis Hills, Bay of Islands) (Edwards, 1990) montrent les mêmes caractéristiques, sauf que l'appauvrissement en Cu et l'anomalie négative en Ru y sont très importants (fig. 152).

a : Profils de métaux nobles et de transition normalisés au manteau supérieur des roches ultramafiques intrusives dans la zone riche en sulfures et dans les gabbros à gros grain sous-jacents (échantillons HM390 et HM986) du wadi Haymiliyah.

b : Profils de métaux nobles et de transition normalisés au manteau supérieur des roches ultramafiques et des laves riches en silice et magnésium, et pauvres en titane de complexes ophiolitiques et stratiformes.

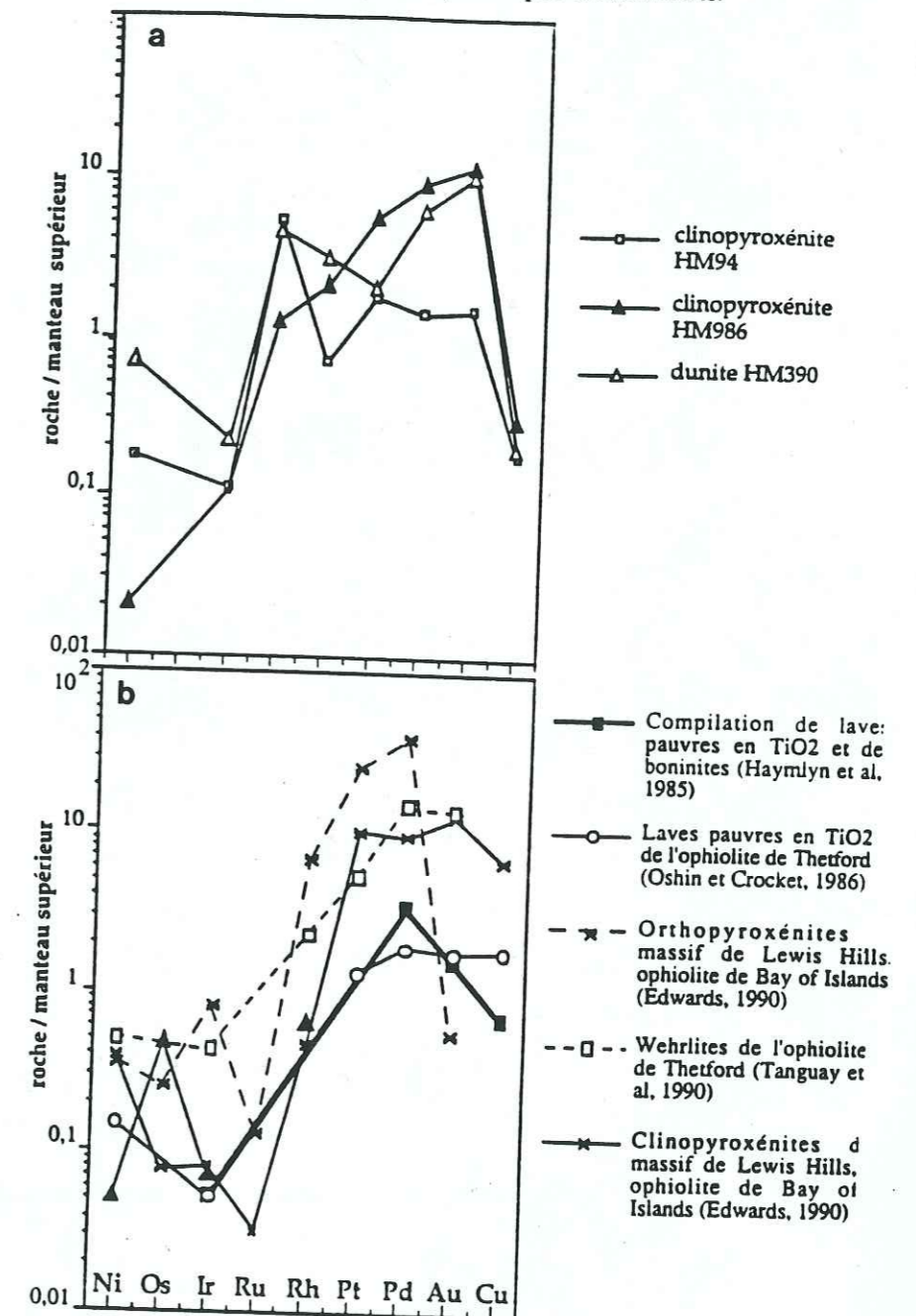


Figure 152: Variations des spectres des PGE des pyroxénites et des dunites du Wadi Haymiliyah, et celles des autres ophiolites (wehrlites, pyroxénites et les laves).

Le liquide sulfuré est le précurseur de précipitation ou encore le collecteur des PGE lors de la cristallisation dans les roches magmatiques. Les sulfures hydrothermaux par contre, sont moins riches. Dans le bain magmatique, la saturation en soufre est liée à la température, à la fugacité du soufre, à celle de l'oxygène et à l'activité de FeO et de CaO. A haute température, la solubilité du soufre dans le bain silicaté est très importante par suite la saturation est plus facilement atteinte. La solubilité du soufre augmente en montant dans la chambre, le liquide sulfuré précipite sous forme de sulfures au moment où le CaO précipite sous forme de plagioclase (pyroxénites et wehrlites imprégnées), avec des concentrations en PPGE. Cependant, la convection solutale (Tait et Jaupart, 1989) qui régné dans la chambre magmatique peut agir sur la précipitation des PPGE et surtout le Pt.

CONCLUSION

CONCLUSION

L'ophiolite omanaise montre une séquence complète qui permet de bien comprendre les modalités de l'accrétion, la dynamique des magmas et l'évolution tectonique et magmatique au niveau de la paléodorsale tethysienne.

L'étude faite ici, à partir d'une étude cartographique détaillée des lithofaciès a consisté à compléter les travaux antérieurs sur le massif de Fizh (partie Nord de l'ophiolite d'Oman).

Ce massif offre une complexité crustale manifestée par la diversité des corps magmatiques et la densité du réseau filonien. Les résultats sont focalisés selon deux approches.

APPROCHE GEODYNAMIQUE

L'étude structurale nous a conduit à distinguer des discontinuités lithologiques verticales et latérales à l'échelle de la dizaine de kilomètre. Ces discontinuités sont mineures par rapport à celles connues au niveau des dorsales medio-océaniques actuelles (faille transformante, "overlapping spreading center", propagateur...). Elles sont liées à la succession de plusieurs épisodes magmatiques et tectoniques régi par la segmentation lors d'une accrétion océanique normale; ou au changement de régime de l'extension vers la compression au début de l'obduction. La diversité des corps magmatiques est marquée par la présence des wehrlites et des pyroxénites sous forme de deux grands types de gisements différents: le premier type est caractérisé par des poches ou des sills wehrlitiques intrusifs dans les gabbros de la série litée antérieure. Ces intrusions montrent une différenciation interne allant des wehrlites, pyroxénites, troctolites aux gabbros massifs. Le deuxième type consiste en des corps très épais, allongés et à structure homogène et massive. Le bombement (doming) et l'imprégnation de la zone de transition montrent que les wehrlites et les pyroxénites seraient extraits au niveau de cette zone. Seuls les liquides wehrlitiques seraient issus d'une source plus profonde. Ils 'agit d'une asymétrie au niveau de l'axe d'accrétion (zone passive et zone active). Les gabbronorites se présentent sous forme de poches et seraient extraits au niveau des liquides pyroxénitiques par filtre presse. Dans les wehrlites et les gabbros lités, la mise en place des gabbronorites est tectonique. Elle serait rattachée à l'épisode d'écaillage intra-océanique.

Le réseau filonien est varié et s'inscrit dans la même histoire géodynamique que les liquides magmatiques des corps plutoniques précédents. La géochimie des basaltes s'accorde avec cette logique. Les dykes de diabase isolés sont cogénétiques des liquides wehrlitiques et pyroxénitiques. Ce magmatisme dit "hors-axe" peut être attribué à la fermeture de la chambre axiale et aux phases d'écaillage intra-océanique.

Les wehrlites présentent des faciès variés: massifs, lités et imprégnés qui montrent des degrés de fractionnement différents. Les dunites intrusives seraient cogénétiques avec les wehrlites massives.

Les pyroxénites offrent deux pyroxènes. Il s'agit de matériaux plus fractionnés et plus homogènes que les wehrlites massives précédentes. L'ensemble de ces matériaux cumulatifs présente une imprégnation par le plagioclase.

Les gabbronorites sont abondantes et sont intimement liées spatialement aux pyroxénites. Elles présentent les mêmes caractéristiques minéralogiques que les pyroxénites associées.

L'étude pétrogénétique des ultramafites et des mafites a montré l'existence de deux types de wehrlite: massives et litées. Les pyroxénites, de même, offrent les deux types de faciès massifs et lités.

L'étude des granitoïdes est en accord avec l'histoire géodynamique précédente de la séquence ophiolitique du massif de Fizh.

Les filons ou stocks de granite à biotite et de leucogranite offrent une origine crustale. Ces matériaux magmatiques se rapportent à des granites à cachet collisionnel. Ils sont peralumineux et potassiques. Ils offrent des enclaves et sont souvent déformés. Les granites sont liés à la fusion de la semelle métamorphique de l'ophiolite. La source est constituée de métasédiments associés à des amphibolites.

Les granodiorites et les diorites quartziques montrent des caractères intermédiaires entre les granites à biotite et les plagiogranites s.s.. Ces séries franchement dioritiques sont liées spatialement aux liquides wehrlitico-pyroxénitiques. Les granodiorites sont souvent déformées et présentent des enclaves basiques. Les diorites quartziques à gros grains sont de deux types: le premier est intimement lié aux granodiorites; l'autre se localise au contact entre les faciès basiques et ultrabasiqes. Ces séries acides seraient liées à la cristallisation fractionnée ultime des liquides basaltiques à l'origine du magmatisme wehrlitique, sous des conditions hydratées lors des phases de l'écaillage intra-océanique. L'altération hydrothermale affecte intensément ces séries granodioritiques.

Les séries plagiogranitiques montrent de matériaux diversement différenciés. Ces plagiogranites sont liés à la cristallisation fractionnée d'un liquide tholéitique de type MORB lors de la phase d'accrétion majeure. Ces faciès sont également soumis à une altération hydrothermale très intense.

Les événements magmatiques et tectoniques enregistrés par les variations lithologiques et d'épaisseur dans la séquence ophiolitique du massif de Fizh montrent:

- une série litée formée dans une chambre magmatique permanente "steady state": elle a fonctionné en système ouvert. Cette configuration correspond à la phase d'accrétion océanique.

- une série wehrlitico-pyroxénitique épaisse qui constitue une chambre "transitoire" laccolitique et qui fonctionne en système fermé. Ce magmatisme "hors-axe" se met en place lors de la fermeture de l'axe d'accrétion. Cette fermeture reflète probablement la segmentation axiale à ce niveau. Ces faciès magmatiques seraient pénécotemporains de la phase d'écaillage intra-océanique.

APPROCHE METALLOGENIQUE

L'examen de quelques gisements de chromite montre trois types de gisements bien définis:

- gisements podiformes concordants ou discordants. Ils sont localisés dans le manteau ou à la limite manteau-croûte (Moho pétrologique).

- gisements à chromite résiduelle situés dans les dunités et dans les tectonites.

- gisements à chromite cumulative localisés dans les cumuls ultrabasiqes.

Les indices miniers rencontrés sont tous localisés dans la séquence mantellique et à la limite Moho pétrologique. Les caractéristiques des chromites des dunités et des chromitites sont sensiblement semblables: ces matériaux seraient issus de la même génération de liquides mantelliques.

Les sulfures d'origine magmatique précipités dans les wehrlites de la séquence crustale du massif de Fizh, offrent des associations pentlandite-pyrrhotite-chalcopryrite. Dans les pyroxénites, la chalcopryrite est la phase principale; elle précipite en même temps que le plagioclase intercumulus. Le fractionnement précoce du Ni entre l'olivine et le liquide sulfuré, explique l'absence de la pentlandite dans les pyroxénites. Les gabbros lités présentent des paragenèses à chalcopryrite (rarement à pyrrhotite) qui cristallisent tardivement après les phases silicatées principales (clinopyroxène et plagioclase). La distribution des phases sulfurées d'origine magmatique contrôle les teneurs en PGE.

Les sulfures secondaires sont concentrés dans les laves (amas sulfurés), dans les filons acides et basiques et dans les gabbros isotropes (métadolérites). Ils sont secondaires et liés à la décharge des fluides hydrothermaux. Aucune relation évidente avec les éléments du groupe du platine - à l'exception de l'Au - n'a été relevée.

L'étude des éléments du groupe du platine (PGE) a permis de comprendre le comportement de ces éléments dans les gisements chromifères et la séquence crustale du massif de Fizh. Les gisements de chromite de la zone de transition sont plus enrichis que les gisements intramantellaires. Les wehrlites définissent deux lignées, sulfurée et non sulfurée. Les pyroxénites sont plus enrichies en PPGE (riches en sulfures).

Les IPGE (Ir, Ru) précipitent précocement avec la chromite. Le comportement du Rh est comparable à celui de Ir. Le Rh est sidérophile en l'absence des sulfures, et précipite dans la chromite sous forme de Rh^{3+} (substitution). Le platine, de même, précipite sous forme de Pt_3Fe dans la chromite.

Les teneurs en PPGE sont conditionnées par la présence des sulfures (pentlandite, chalcopryrite) dans les wehrlites et les pyroxénites. Dans ce type de magma, la solubilité du soufre est fonction de l'activité en CaO, aussi la précipitation de CaO sous forme de plagioclase et de clinopyroxène entraîne la précipitation des sulfures et par suite celle des PPGE.

Le massif de Fizh, dont la complexité crustale est démontrée, compte des différences par rapport aux autres massifs omanais. La succession des deux événements magmatiques (magmatisme I et II) (à chaud) forme des figures de mélange et d'écoulement. Dans ces zones (wehrlite-pyroxénite) les minéralisations à sulfures (PPGE) sont importantes. Le fractionnement du plagioclase est précoce.

La modélisation par les équations de la mécanique des fluides, nous permettra de connaître mieux la structure de ces écoulements (turbulants), et déterminer les interfaces liquide-liquide (différence de viscosité et de densité). On essaiera alors de reconstruire le cheminement de ces liquides magmatiques lors de l'accrétion océanique et l'influence de la phase de préobduction et de l'obduction.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abbotts I. L., 1978.** High-potassium granites in the Masirah ophiolite of Oman. *Geol. Mag.*, 115, 415-425.
- Alabaster T., 1982.** The interrelationship between volcanic and hydrothermal processes in the Oman ophiolite. PhD, The Open University, 407 p.
- Alabaster T., Pearce J. A. et Malpas J., 1982.** The volcanic stratigraphy and petrogenesis of the Oman ophiolite complex. *Contr. Mineral. Petrol.*, 81, 168-183.
- Al Azri H., 1987.** Typologie des gisements de chromite dans la partie Sud de l'ophiolite du Nord-Oman. Thèse Université d'Orléans, Doc. B.R.G.M. n° 126.
- Aldiss D. T., 1978.** Granitic rocks of ophiolites Unpubl. PhD. Thesis, Open University, 198p.
- Amossé J., Allibert M., Fisher W. et Piboule M., 1990.** Experimental study of the solubility of platinum and iridium in basic silicate melts : implications of the differentiation of platinum-group elements during magmatic process. *Chem. Geol.*, 81, pp. 45-54.
- Amossé J., Allibert M., Ostrosi B., Qoku E. & Lleshi B., 1992.** Comportement géochimique et minéralogie des éléments du groupe du platine (PGE) dans les gisements de Krasta (Albanie). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 315, Série II, pp. 559-564.
- Amossé J. and Allibert M., 1993.** Partitioning of iridium and platinum between metals and silicate melts : evidence for passivation of the metals depending on fO_2 . *Geochimica et Cosmochimica Acta*, V. 57, p. 2395-2398.
- Arth J. G., 1979.** Some trace elements in trondhjemites-their implications to magma genesis and paleotectonic setting. In : *Trondhjemites, dacites, and related rocks*. Ed. by Barker, F., 123-132.
- Arth J. G. et Hanson G.N., 1972.** Quartz diorites derived by partial melting of eclogite or amphibolite at mantle depths. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 37, 161-174.
- Augé T., 1983.** Etude minéralogique et pétrologique des roches basiques et ultrabasiqes du complexe du Nord-Oman. Relations avec les chromites. Comparaison avec deux complexes d'Arabie Saoudite. Thèse Doc. Spec., Univ. Orléans et Doc. B.R.G.M., 65, 285 p.
- Augé T., 1986.** Chromitite et minéraux du groupe du platine dans les complexes ophiolitique. Caractérisation des séries hôtes. Thèse Doc. d'Etat, Univ. Orléans, 270p.
- Aumento F., 1969.** Diorites from the Mid-Atlantic Ridge at 45°N. *Science*, 165, p. 112-113.
- Barker D. S., 1970.** Composition of granophyre, myrmekite and graphic granite. *Geol. Soc. Am. Bull.*, V. 81, P. 3339-3350.

Barker F., 1979. -Trondhjemite, dacites and related rocks. Elsevier, Amsterdam, developments in petrology, n°6, 659p.

Barker F., 1979. -Trondhjemite : Definition, environment and hypotheses of origin. In Trondhjemites, dacites, and related rocks, Ed. Barker F. 1-12.

Barker F., Arth J.G., Peterman Z.E. et Friedman I., (1976). The 1,7 to 1,8 b.y. old trondhjemite of southwestern Colorado and northern New Mexico : geochemistry and depth of genesis. Geol. Soc. Am. Bull., V.87, 189-198.

Barker F., Arth J.G. et Millaard h.T., (1979). Archean trondhjemites of the southwestern Big HORN mountains (Wyoming) : Apreliminary report. in Barker (1979), 517-529.

Barnes S.J., Boyd R., Korneliussen A., Nilsson L.P., Pedersen R.B. et Rbins B., 1988. The use of normalization and metal ratios in discrimination between the effects of partial melting, crystal fractionation and sulphide segregation on platinum-group elements, gold, nickel and copper : examples from Norway. In : Geoplatinum 87, Prichard H.M., Potts P.J., Bowles J.G.W., Cribb S.J. ed., Elsevier Applied Science, pp. 113-144.

Bébién J. et Gagny C., 1980. Différenciation des magmas ophiolitiques : l'exemple du cortège de Guevgueli. Intern. Ophiolite Symposium, Cyprus 1979, Geol. Survey Department, Nicosia, p. 351-359.

Béchenec F., 1989. Géologie des nappes de Hawasina dans les parties orientale et centrale des montagnes d'Oman. Thèse d'Etat, Orléans, 412 p.

Béchenec F., Le Métour J., Rabu D., Beurrier M. et Villey M., 1989. Les nappes de Hawasina : évolution paléogéographique et structurale d'un fragment de la marge continentale passive sud de la Téthys orientale. Bull. Soc. Géol. France, V, 2, 231-240.

Bédard J. H., 1991. Cumulate recycling and crustal evolution in the Bay of Islands ophiolite. Journal of Geology, Vol. 99, pp. 225-249.

Bédard J. H. et Constantin M., 1991. Syn-and post-kinematic intrusions gabbro and peridotite into layered gabbroic cumulates in the Bay of Islands ophiolite Newfoundland: genesis of anorthosite by reaction, and troctolite by hybridization. Current Research, Part D, Geological Survey of Canada, Paper 91-1, pp. 79-88.

Begou P., 1989. Distribution des éléments du groupe du platine et de l'or dans les roches basiques et ultrabasiques. Thèse d'Univ. Joseph Fourier. Grenoble.

Becker L.M. et Agiorgitis G., 1978. Iridium, osmium and palladium distribution in rocks of the Troodos complex, Cyprus, Chem; erde 37, 302-306.

Bender J.F., Hanson G.N., Bence A.E. et Ratcliffe N.M., (1980). Evidence for large scale liquid immiscibility involving granodiorites and dioritic magmas. E.O.S., V.61, n°17, 411.

Benn K., 1989. Etude cinématique des complexes plutoniques des ophiolites d'Oman et du

Troodos. Thèse de doctorat de l'Université de Montpellier, 216 p.

Benn K. et Laurent R., 1987. Intrusive suite documented in the Troodos ophiolite plutonic complex, Cyprus. Geology, 15, 821-824.

Benn K., Nicolas A. et Reuber I., 1988. Mantle-crust transition zone and origin of wehrlitic magmas : evidence from the Oman ophiolite. Tectonophysics, 151, 75-85.

Besson M. et Fonteilles M., 1974. Relations entre les comportements contrastés de l'alumine et du fer dans la différenciation des séries tholéitique et calco-alcaline. Bull. Soc. Fr. Min. Cristallog., V. 97, p. 445-449.

Beurrier M., 1987. Géologie de la nappe ophiolitique de Samail dans les parties orientale et centrale de l'Oman. Thèse Doc. Etat, Paris 6, 406p.

Beurrier M., Ohnenstetter M., Cabanis B., Lescuyer J.L., Tegye M. et Le Méteur J., 1989. Géochimie des filons doléritiques et des roches volcaniques ophiolitiques de la nappe de Semail : contraintes sur leur origine géotectonique au Crétacé supérieur. 1989. Bull. Soc. géol. fr, (8), t.V, n°2, pp.205-219.

Blandorf W.I., 1872. Note on Muscat and Massandim on the coast of Arabia. Rec. Geol. Surv. India, 5, 75-77.

Bonatti E., 1978. Vertical tectonism in oceanic fracture zones. Earth and Planet. Sci. Lett., 37, 369-379.

Borchert H., 1964. Principles on the genesis and enrichment of chromite ore deposits. In : Methods of Prospection for chromite, R. Woodtliand D. Ostle (ed) Organ. Economic Coop. Devel., Paris, p. 175-202.

Boudier F. et Coleman R.G., 1981. Cross section through the peridotites in the Samail ophiolite, Southeastern Oman. J. geophys. Res., 86, 2573-2592.

Boudier F. et Michard A., 1981. Oman ophiolites. The quiet obduction of oceanic crust. Terra Cognita, 1, 109-118.

Boudier F., Nicolas A., Bouchez J.L., Crambert S., Dahl R. et Juteau T., 1983. Les ophiolites des nappes de Semail (Oman) : structures internes des massifs de Nakhl et de Rustaq. Sci. Geol. Strasbourg, 36, 17-33.

Boudier F., Bouchez J.L., Nicolas A., Cannat M., Ceuleneer G., Misseri M. et Montigny R., 1985. Kinematics of oceanic thrusting in the Oman ophiolite : model of plate convergence. Earth and Planet. Sci. Lett., 75, 215-221.

Boudier F., Ceuleneer G. et Nicolas A., 1988. Shear zones, thrusts and related magmatism in the Oman ophiolite : initiation of thrusting on an oceanic ridge. Tectonophysics, 151, 275-296.

Boudier F., Nicolas A. et Ceuleneer G., 1989. De l'accrétion océanique à la convergence. Le cas de l'ophiolite d'Oman. Bull. Soc. géol. France, 1989, (8), t. V, n° 2, pp. 221-230.

- Briqueu L., Mével C. et Boudier F., 1990.** Sr, Nd and Pb isotopic constraints in the genesis of a calc-alkaline plutonic suite in Oman ophiolite related to the obduction process. In : Peters, Tj., Nicolas, A. and Coleman, R.G. (Eds), Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere, 517-542.
- Brown, G.M., 1956.** The layered ultrabasic rocks of Rhum, Inner Hebrides. Phil. Trans. r. Soc. London, 240, 1-53.
- Brown M. A., 1980.** Textural and geochemical evidence for the origin of some chromite deposits in the Oman ophiolite. In "Ophiolites", proceed intern. ophiolite Sym., A. Papayiotou Ed, pp. 714-721.
- Brown M. A., 1982.** Chromite deposits and their ultramafic host rocks in the Oman ophiolite. (Ph. D. Thesis), Milton Keynes Open University England, 263 pp.
- Browning P., 1982.** The petrology, geochemistry and structure of the plutonic rocks of the Oman ophiolite. Ph.D., The Open University, Milton Keynes (U.K.), 404 p.
- Browning P., 1984.** Cryptic variation within the cumulate sequence of the Oman ophiolite : magma chamber depth and petrological implications. Geol. Soc. London Sp. Pub. 13, 71-82.
- Brunn, I.H., 1956.** Contribution à l'étude géologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédoine occidentale. Ann. géol. Pays helléniques, 7, 358 p.
- Brunn, I.H., 1959.** La dorsale médio-atlantique et les épanchements ophiolitiques. C.R. Soc. géol. France, 8, 234-236.
- Cann J.R., 1970.** New model for the structure of the oceanic crust. Nature, 226: 928-930.
- Cann J.R., 1974.** A model for oceanic crustal structure developed. Geophys. J. r. Astron. Soc., 39, 169-187.
- Cannat M., 1983.** Cinématique de charriages océaniques (Klamath, Semail, Groix) et convergence océanique. Thèse Doc. 3^o cycle, Univ. Nantes, 145 p.
- Cannat, M., 1985.** Tectonics of the Seiad massif, northern Klamath Mountains, California. Geol. Soc. Amer. Bull., 96, 15-26.
- Cassard D., 1980.** Structure et origine des gisements de chromite du Massif du Sud (ophiolite de Nouvelle Calédonie). Guides de prospection. Thèse Doc. 3^o Cycle, Univ. Nantes, 152p.
- Cassard D., Nicolas A., Rabinowicz M., Moutte M., Leblanc M. et Prinzhofer A., 1981.** Structural classification of chromite pods in southern New Caledonia. Econ. Geol., 76, 805-831.
- Ceuleneer G., 1986.** Structure des ophiolites d'Oman : flux mantellaire sous un centre d'expansion océanique et charriage à la dorsale. Thèse Doc. Univ. Nantes, 217 p.
- Ceuleneer G., 1990.** Evidence for a paleo-spreading in the Oman ophiolite : mantle structures in the Masqat area. In : Peters, Tj., Nicolas, A. and Coleman, R.G. (Eds), Ophiolite

genesis and evolution of the oceanic lithosphere, 147-173.

- Ceuleneer G., Nicolas A. et Boudier F., 1988.** Mantle flow patterns at an oceanic spreading centre : the Oman peridotites record. Tectonophysics, 151, 1-26.
- Chen J. H. et Pallister J. S., 1981.** Lead isotopic studies of the Semail ophiolite, Oman. J. Geoph. Res. Vol. 86, n^o B4, pp. 2699-2708.
- Christensen N.I. et Smewing J.D., 1981.** Geology and seismic structure of the Northern section of the Oman ophiolite. J. geophys. Res., 86, pp. 2545-2555.
- Cocherie A., 1978.** Géochimie des terres rares dans les granitoïdes. Thèse, 3^e Cycle, 207p, Univ. Rennes.
- Coleman R.G., 1981.** Tectonic setting for ophiolite obduction in Oman. J. geophys. Res., 86, 2497-2508.
- Coleman R.G. et Peterman Z.E., 1975.** Oceanic plagiogranite. J. geophys. Res., 80, 1099-1108.
- Coleman R.G. et Donato M.M., 1979.** Oceanic plagiogranite revisited. In : Trondhjemites, dacites, and related rocks. Ed. by Barker, F. 149-168.
- Condie K.C., Narayana P.A. et Allen P., 1982.** Geochemistry of the archaic low-to-high grade transition zone, southern India. Contr. Mineral. petrol., 81, 157-167.
- Cormier M.H. et MacDonald Ken C., 1994.** East pacific rise 18°-19°S : Asymmetric spreading and ridge reorientation by ultrafast migration of axial discontinuities. J. geophys. Res., Vol. 99, No. B1, pp. 543-564.
- Cowden A. et Archibald N.J., 1987.** The fabrics and textures of massive iron-nickel sulfides from Kambalda, Western Australia. Can. Mineral., 25; 37-50.
- Craig J.R. et Kullerud G., 1969.** Phase relations in the Cu Fe Ni S system and their applications to magmatic ore deposits, "Magmatic ore deposits". Econ. Geol. Monog., 4; 343-358.
- Dahl R., 1984.** Etude géométrique, pétrologique et géochimique de la séquence crustale de l'ophiolite d'Oman, massif de Rustaq (bloc d'Haylayn) ; un modèle tridimensionnel de zone d'accrétion. Thèse Doc. 3^o cycle, Univ. Clermont-Ferrand, 275 p.
- Dahl R. et Juteau T., 1983.** Hétérogénéités crustales et variations lithologiques longitudinales d'une chambre à cumulats : exemple du massif ophiolitique de Rustaq (nappe de Semail, Oman). Séance spécialisée S.G.F. et ATP G.G.O. Brest, Décembre 1983. Résumé des communications.
- Debon F. et Le Fort P., 1983.** A chemical-mineralogical classifications of common plutonic rocks and associations. Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sciences, 73, p. 135-149.
- Debon F. et Le Fort P., 1988.** A cationic classification of common plutonic rocks and their

magmatic associations: principles, method, applications. Bull. Minéral. 111, pp. 493-510.

Delfour J., Teguey M., Piboule M., Plaquin A., Lemiere B., Lecuyer E., et 1982. Pétrographie et géochimie des intrusions dévono-dinantiennes de Sauvigny-Chizeuil, S.O. Morvan. 9^{ème} R.A.S.T., Paris, p. 194.

Detrick R.S., Bulh P., Vera E., Mutter J., Orcutt J., Madsen J. et Brocher T., 1987. Multichannel seismic imaging of a crustal magma chamber along the East Pacific Rise. Nature, 326, 35-41.

Detrick R.S., 1990. Ridge crest magma chambers : A review of results from marine seismic experiments at the east pacific rise. In : Peters, Tj., Nicolas, A. and Coleman, R.G. (Eds), Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere, 7-20.

Dewey J.F. et Kidd W.S.F., 1977. Geometry of plate accretion. Geol. Soc. Amer. Bull., 88, 960-968.

Dixon S. et Rutherford M.J., (1980). Origin of granitic rocks in oceanic crust : an experimental study. E.O.S. V. 61, n°17, p.411.

Engel C. G. et Fisher R. L., 1975. Granitic to ultramafic rock complexes of the Indian Ocean Ridge System, Western Indian Ocean. Bull. Geol. Soc. Am. 86, p. 1553-1578.

Edwards S.J. 1990. The decoupling of Rare Earth and Platinum group element concentrations in two magmatic suites of the Lewis Hills massif, Bay of Islands ophiolite complex : implications for the origin of peridotite and pyroxenite lithologies. Symposium on Ophiolite Genesis and evolution of the Oceanic Lithosphere, Muscat, Abs. with program.

Ernewein M., 1987. Histoire magmatique d'un segment de croûte océanique tethysienne : pétrologie de la séquence plutonique du massif ophiolitique de Salahi (nappe de Samail, Oman). Thèse Univ. L. Pasteur de Strasbourg, 205p.

Ernewein M. et Whitechurch H., 1986. Les intrusions ultrabasiques de la séquence crustale de l'ophiolite d'Oman : un événement témoin de l'extinction d'une zone d'accrétion océanique ? C.R. Acad. Sci. Paris, 303, Ser. II, pp. 379-384.

Ernewein M., Pflumio C. et Whitechurch H., 1988. The death of accretion zone as evidenced by the magmatic history of the Sumail ophiolite (Oman). Tectonophysics, 155, 247-274.

Fischer W., Amosse J. et Leblanc M., 1988. PGE distribution in some Ultramafic Rocks and Minerals from the Bou-Azzer Ophiolite Complex (Morocco), Geoplatinum 87, édité par H.M. Prichard, P.J. Potts, J.F.W. Bowles et S.J. Cribb, Elsevier applied science, p.199-210.

Fleet M.E., Stone W.E. et Crockett H., 1991. Partitioning of palladium, iridium and platinum between sulfide liquid and basalt melt; affects of melts composition, concentration, and oxygen fugacity. Geochim. Cosmochim. Acta, 55 (9); 2545-2554.

Fleet M.E. et Pan. Y., 1994. Fractional crystallisation of anhydrous sulfide liquid in the system Fe-Ni-Cu-S, with application to magmatic sulfide deposits. Geochimica et

Cosmochimica Acta. Vol. 58. N°16, pp. 3369-3377.

Fox P.J. et Gallo D.G., 1984. A tectonic model for ridge-transform-ridge plate boundaries : implications for the structure of oceanic lithosphere. Tectonophysics, 104, 205-242.

Francheteau J. et Ballard R.D., 1983. The East Pacific Rise near 21°N, 13°N and 20°S : inferences for along-strike variability of axial processes of the Mid-Ocean Ridge. Earth and Planet. Sci. Lett., 64, 93-116.

Furnes H., Pedersen R.B. and Stillman C.J., 1988. The Leka Ophiolite Complex, central Norwegian Caledonides : field characteristics and geotectonic significance. J. Geol. Soc. (London), 145, 401-412.

Gansser, A., 1966. The Indian Ocean and the Himalayas, a geological interpretation. Eclogae geol. Helv., 59, 832-848.

Gass I. et Smewing J.O., 1973. Intrusion, extrusion and metamorphism at constructive plate margins. Inter. Counc. Sci. Uni. W.G. 4, Reykjavik Meet., Rep. 5.

Gente P., 1987. Etude morphostructurale comparative de dorsales océaniques à taux d'expansion variés. Thèse Doc. Univ. Brest, 371p.

Gerlach, D.C., Leeman, W.P. et Avé Lallemant H.G., 1980. Origin of plagiogranites and basic rocks of the Canyon Mountain ophiolite, Oregon. E.O.S., V.61, n°17, 411.

Gerlach, D.C., Leeman, W.P. et Avé Lallemant H.G., 1981b. Petrology and geochemistry of plagiogranite in the Canyon Mountain Ophiolite, Oregon. Contr. Mineral. Petrol, 77, 82-92.

Ghent E. D. et Stout M. Z., 1981. Metamorphism at the base of the Semail ophiolite, Southeastern Oman mountains. J. Geophys. Res., 86, p. 2557-2573.

Gilluly J., 1933. Replacement origin of the albite granite near Sparta, Oregon. geol. Surv. Prof. Pap. 175C, p. 65-81.

Glennie K.W., Boeuf M.G.A., Hughes Clarke M.W., Moody-Stuart M., Pilaar W.F.H. et Reinhardt B.M., 1973. Late Cretaceous nappes in Oman mountains and their geologic evolution. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 57, 5-27.

Glennie K.W., Boeuf M.G.A., Hughes Clarke M.W., Moody-Stuart M., Pilaar W.F.H. et Reinhardt B.M., 1974. Geology of the Oman mountains. Verhandelingen van het Koninklijk Nederlands Geologisch Mijnbouwkundig Genootschap, 31, 423p.

Glikson A. Y., 1972. Early precambrian evidence of primitive ocean crust and island nuclei of sodic granite. Geol. Soc. Am. Bull., V. 83, p. 3323-3344.

Graham G.M., 1980a. Evolution of a passive margin and nappe emplacement in the Oman mountains. Proc. Inter. Ophiolite Symp., Geol. Survey Dept. Cyprus, 414-423.

Green D.H. et Ringwood A.E., 1967. The genesis of basaltic magmas. *Contr. Mineral. Petrol.*, 15, 103-190.

Grennbaum D., 1977. Textural, structural and chemical evidence of the origin of chromite in the Troodos ophiolite complex, Cyprus. *Econ. Geol.*, n° 72, pp. 1175-1194.

Gregory R.T., 1980. Oxygen and hydrogen isotope study of the Samail ophiolite, Oman : implications for origin and hydrothermal alteration of the oceanic crust, Ph.D., Calif. Inst. Tech., Pasadena.

Gregory R.T. et Taylor H.P., 1981. An oxygen isotope profile in a section of Cretaceous oceanic crust, Samail Ophiolite, Oman : evidence for $\delta^{18}O$ buffering of the oceans by deep (>5 km) seawater-hydrothermal circulation at mid-ocean ridges. *J. geophys. Res.*, 86, 2737-2755.

Haggerty S. E., 1976. Oxydation of opaque mineral oxides in basalts. *Reviews in Mineralogy*, 3, Hg 1 - Hg 98, Oxyde Minerals. Rumble D. (ed), Min. Soc. Am.

Hedge C. E., Futa K., Engel C. G. et Fisher R. L., 1979. Rare earth abundances and Rb-Sr systematics of basalts, gabbro, anorthosite and minor granitic rocks from the Indian Ocean Ridge System, Western Indian Ocean. *Contrib. Mineral. Petrol.* 68, pp. 373-376.

Hopson C. A. et Pallister J. S., 1979. semail ophiolite magma chamber : I, evidence from gabbro phase variation, internal structure and layering. In "International ophiolite symposium, Cyprus".

Hopson C.A., Coleman R.G., Gregory R.T., Pallister J.S. et Bailey E.H., 1981. Geologic section through the Samail ophiolite and associated rocks along a Muscat-Ibra transect. *J. geophys. Res.*, 86, 2527-2544.

Huebner J. S., 1980. Pyroxene phase equilibria at low pressure. In *Reviews in Mineralogy*, 7, 213-288, Pyroxenes. Prewitt C. H. (ed), Min. Soc. Am.

Irving A. J., 1978. A review of experimental studies of crystal-liquid trace element partitioning. *Geochim. Cosmoch. Acta*, 42, 743-770.

Irving T.N., 1967. Chromium spinel as a petrogenetic indicator. Part 2, Petrologic applications. *Ibid* 4, 71-103.

Jackson E.D., Green H.W., et Moores E.M., 1975. The Vourinos ophiolite, Greece : cyclic units of lineated cumulates overlying harzburgite tectonite. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 86, 390-398.

Jacob K. H. et Quittmeyer R. L., 1979. The Makran Region at Pakistan and Iran : Trench-arc system with active plate subduction. In *geodynamics of Pakistan*. Geological Survey of Pakistan, Quetta, 306-317.

Janssens M.J., Hertogen J., Takahashi H., Anders E. et Lambert P., 1977. Rochechouart meteorite crater : identification of projectile, *Journal of geophysical research*, 82, p. 750-758.

Johan Z. et Augé T., 1986. Ophiolitic mantle sequence and their evolution : mineral

chemistry constraints. In "Metallogeny of basic and ultrabasic rocks". Inst. of Mining and Metall., London, pp. 305-317.

Juteau T. et Whitechurch H., 1980. The magmatic cumulates of Antalya (Turkey) : evidence of multiple intrusions in an ophiolitic magma chamber. *Proc. Inter. Ophiolite Symp.*, Geol Surv. Dept. Cyprus, 377-391.

Juteau T., Ernewein M., Reuber I., Whitechurch H. et Dahl R., 1988a. Duality of magmatism in the plutonic sequence of the Sumail nappe, Oman. *Tectonophysics*, 151, 107-135.

Juteau T., Beurrier M., Dahl R. et Nehlig P., 1988b. Segmentation at a fossil spreading axis. The plutonic sequence of the Wadi Haymiliyah area (Haylayn Block, Sumail Nappe, Oman). *Tectonophysics*, 151, 167-197.

Juteau T., Nehlig P., Lachize M. et Lorand J. P., 1991. Découverte de concentrations de sulfures d'origine magmatique dans un complexe ophiolitique. La chambre gabbroïque fossile d'Haymiliyah, dans la nappe de Semail (Sultanat d'Oman). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 309, Série II, pp. 1773-1780.

Juteau T., Cannat M. et Lagabrielle Y., 1990. Serpentinized peridotites in the upper oceanic crust away from transform zones: a comparison of the results of previous DSDP and ODP Legs. *Scientifics Results*, Vol 106/109, 303-308

Juteau T., Berger E. et Cannat M., 1990. Serpentinized, residual mantle peridotites from the M.A.R; median valley, ODP hole 670A (21°02'W, LEG 109): Primary mineralogy and geothermometry. *Scientifics Results*, Vol 106/109, 27-45

Karson J. A., 1984. Variations in structure and petrology in the Coastal Complex, Newfoundland : anatomy of an oceanic fracture zone. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 13, p. 131-144.

Karson J.A. et Dick H.J.B., 1983. Tectonics of the ridge-transform intersection at the Kane fracture zone. *Mar. Geophys. Res.*, 6 : 51-98.

Karson J.A., Thompson G., Humphris S.E., Edmond J.M., Bryan W.B., Brown J.R., Winters A.T., Pockalny R.A., Casey J.F., Campbell A.C., Klinkhammer G., Palmer M.R., Kinzler R.J. et Sulanowska M.M., 1987. Along-axis variations in seafloor spreading in the MARK area. *Nature*, 328, 681-685.

Kelemen P.B., 1990. Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma I. Phase relations, the origin of calc-alkaline magmaseries and the formation of discordant dunite. *J. Petrol.*, n° 31, pp. 51-98.

Kelemen P. B., Joyce D. B., Webster J. D. et Holloway J. R., 1990. Reaction between ultramafic Rock and fractionating basaltic magma II. Experimental investigation of reaction between olivine tholeiite and harzburgite at 1150-1050°C and 5kb. *Jou. Petrology*, Vol. 31, Part 1, pp. 99-134.

Kent G. M., Harding A. J. et Orcutt J. A., 1994. Uniform accretion of oceanic crust south

of Garrett transform at 14°15' S on the East Pacific Rise. *J. Geophys. Res.* Vol. 99, n° B5, pp. 9097-9116.

Kullerud G., 1963. Thermal stability of pentlandite. *Can. Mineral.*, 7; 353-366.

Lachize M., 1993. La chambre magmatique fossile d'Haymiliah (massif de Haylayn, ophiolite de Semail, Sultanat d'Oman) : un cas de précipitation de sulfures magmatiques dans la couche 3 de la lithosphère océanique. Thèse de doctorat de l'univ. de Bretagne occidentale.

Lachize M., Lorand J.P. et Juteau T., 1990. Cu-Ni-PGE Magmatic sulfide ores their host layered gabbros in the haymilayah fossil magma chamber (haylayn block, semail ophiolite nappe, Oman). In : Peters, Tj., Nicolas, A. and Coleman, R.G. (Eds), *Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere*, 209-229.

Lago B.L., Rabinowicz M. et Nicolas A., 1982. Podiform chromite ore bodies : a genetic model. *J. Petrol.*, 23, 103-125.

Lameyre J. et Bowden P., 1982. Plutonic type series: Discrimination of various granitoid series and related rocks by their modal composition. *J. Geoth. Res.* 14, pp. 169-286.

Lanphere M. A., Coleman R. G. et Hopson C. A., 1981. Sr isotopic tracer study of the Samail ophiolite, Oman. *J. Geoph. Res.* Vol. 86, n° B4, pp. 2709-2720.

Leblanc M., 1986. Co-Ni arsenide deposits, with accessory gold, in ultramafic rocks from Morocco. *Canad. J. Earth Sci.*, 23, 1592-1602.

Leblanc M., 1987. Chromite in oceanic arc environments : New Caledonia. In : *Evolution of chromium ore fields*, C.W. Stowe ed., Van Nostrand Reinhold Co, New-York, 265-296.

Leblanc M., 1990. Platinum-group elements and gold in ophiolitic complexes : distribution and fractionation from mantle to oceanic floor. In : Peters, Tj., Nicolas, A. and Coleman, R.G. (Eds), *Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere*, 231-260.

Leblanc M. and Fischer W., 1990. Gold and Platinum elements in cobalt-arsenide ores : hydrothermal concentration from a serpentine source-rock (Bou Azzer, Morocco). *Mineralogy and Petrology* (42) : 197-209.

Leblanc M., Ceuleneer G., Al Azri H. et Jedwab J., 1991. Concentration hydrothermale de palladium et de platine dans les péridotites mantellaires du complexe ophiolitique d'Oman. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 312, Série II, p. 1007-1012.

Leblanc M. et Nicolas A., 1992. Les chromites ophiolitiques. *Chron. Rech. Min.*, n° 507, pp. 3-25, 15 fig., 1 tabl.

Le Métour J., 1987. Géologie de l'autochtone des montagnes d'Oman dans la fenêtre du Saih Hatat. Thèse Doc. Etat, Univ. Paris, 420 p.

Lindsley D. H., 1976. Experimental study of oxide minerals. *Reviews in Mineralogy*, 3, L61-L88. *Oxydes minerals*. Rumble D. (ed), Min. Soc. Am.

Lindsley D. H., 1983. Pyroxene thermometry. *AM. Mineral.*, 68, 477-493.

Lippard S.J., 1980. Wadi Jizi Oman geological ophiolite Project Map 2. Open University

Lippard S.J., Shelton A.W. et Gass, I.G., 1986. The ophiolite of Northern Oman. *Geol. Soc. London Mem.*, 11, 178 p.

Lonsdale P., 1983. Overlapping rift zones at the 5.5°S offset of the East Pacific Rise. *J. geophys. Res.*, 88, 9393-9406.

Lorand J.P., 1989. Mineralogy and chemistry of Cu-Fe-Ni sulfides in orogenic-type spinel peridotite bodies from Ariège (Northeastern, France). *Contrib Mineral Petro.* 103, 335-345.

Lovelock P.E.R., Potter T.L., Walsworth Bell E.B. et Wiener W.M., 1981. Ordovician rocks in Oman Mountains : Amdeh formation. *Geol. Mijnb.*, 60, 487-495.

Lydon J.W. et Richardson D.G., 1988. Distribution of PGE in sulphides of the Bay of Islands ophiolite complex, Newfoundland. in : *Geo-Platinum 87*, eds H.M. Prichard et al (Elsevier); 251-252.

Macbride W.A.E., 1972. Platinum metals in the encyclopedia of geochemical and environmental sciences, edition R.W. Fairbridge, Van Nostrand Reinhold Co., New York.

MacDonald K.C., Sempere J.C. et Fox P.J., 1986. Reply : the debate concerning overlapping spreading centers and mid-ocean ridge processes. *J. geophys. Res.*, 91, 10501-10511.

MacDonald K.C., Haymon R.M., Miller S.P., Sempere J.C. et Fox P.J., 1988. Deep-tow and sea beam studies of dueling propagating ridges on the east pacific rise near 20°40'S. *J. geophys. Res.*, 93, 2875-2898.

MacDonald K.C., Fox P.J., Perram L. J., Eisen M. F., Haymon R. M., Miller S. P., Carbotte S. M., Cormier M. H. et Shor A. N., 1988. A new view of the mid - ocean ridge from the behaviour of ridge - axis discontinuities. *Nature*, Vol. 335, n° 6187, pp. 217-225.

Malpas J., 1979. The dynamo-metamorphic aureole of the Bay of Islands ophiolite suite. *Canad. J. Earth Sci.*, 16, 2086-2101.

Maurel C. et Maurel P., 1982a. Etude expérimentale de la distribution de l'aluminium entre bain silicaté basique et spinelle chromifère. Implications pétrogénétiques : teneur en chrome des spinelles. *Bull. Mineral.*, 105, 197-202.

Maurel C. et Maurel P., 1982c. Détermination expérimentale de la solubilité du chrome dans les bains silicatés basiques Applications : distribution du chrome entre liquides et spinelles chromifères. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 295, 371-373.

Maurel C. et Maurel P., 1982e. Etude expérimentale de la solubilité du chrome dans les bains silicatés basiques et de sa distribution entre liquide et minéraux coexistants : conditions d'existence du spinelle chromifère. *Bull. Minéral.*, 105, 640-647.

Maurel C. et Maurel P., 1984. Etude expérimentale de la distribution du fer ferrique entre spinelle chromifère et bain silicaté basique. *Bull. Minéral.*, 107, p. 25-33.

Ménot R. P., Scarenzi D., Piboule M. et Oliver R., 1983. Les méta-trondhjémites des complexes basiques-ultrabasiques et des formations volcanosédimentaires du Sud du massif de Belledonne (Alpes françaises, Massifs Cristallins Extenes). *European Un. Geol., Str.*, 1983, *Terra Cog.*, 3, n° 2-3, 1B31.

Michard A., 1982. Contribution à la connaissance de la marge nord du Gondwana : une chaine plissée paléozoïque, vraisemblablement hercynienne en Oman. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 295, II, 1031-1036

Michard A., 1983. Les nappes de Mascate (Oman), rampe épicontinentale d'obduction à faciès schistes bleu, et la dualité apparente des ophiolites omanaises. *Sci. Geol. Bull.*, 36, 1, 3-16

Michard A., Bouchez J.L. et Ouazzani-Touhami M., 1984. Obduction related planar and linear fabrics in Oman. *J. Struct. Geol.*, 6, (1/2), 39-49.

Michard A., Juteau T. et Whitechurch H., 1985. L'obduction : revue des modèles et confrontation au cas de l'Oman. *Bull. Soc. géol. France*, 2, 189-198.

Misseri M., 1982. Structures des massifs ophiolitiques de Canyon Mountain (Oregon) et de Wadi Tayin (Oman) : lithosphère d'arc insulaire, lithosphère océanique. Thèse Doc. 3° cycle, Univ. Nantes, 165 p.

Morton D.M., 1959. The geology of Oman. *Proc. 5th World Petrol. Congr. New York*, I, 277-290.

Nadkarini R.A. et Morisson G.M., 1974. Determination of the noble metals in geological materials by neutron activation analysis, *Analytical Chemistry*, n°46, p.232-236.

Nakamura N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous an ordinary chondrites. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 38, p. 757-775.

Naldrett A.J., 1981. Nickel sulfide deposits : classification, composition and genesis. *Econ. geology*, 75th Anniv. Vol.; 628-685.

Naldrett A.J., 1989. Sulfide melts : crystallization temperatures, solubilities in silicate melts, and Fe, Ni and Cu partitioning between basaltic magmas and olivine. in : *Ore deposition associated with magmas*. J.A. Whitney et A.J. Naldrett (eds), *Reviews in Economic Geology* (4); 5-20.

Naldrett A.J., Craig J. et Kullerud G., 1967. The central portion of the Fe-Ni-S system and its bearing on pentlandite exsolution in iron-nickel sulfides ores. *Econ. Geology*, 62; 826-847.

Naldrett A.J. et Dukej.M., 1980. Platinum metals in magmatic sulfides ores; the occurrence of these metals is discussed in relation to the formation and importance of these is ores, *Science*, Vol 208, n°4451, p.1417-1424.

Naldrett A.J. et Barnes S.J., 1986. The behavior of Pt group elements during fractional

crystallization and partial melting with special reference to the composition of magmatic sulfide ore. *Fortsch. Mineral.*, 64 (2); 113-133.

Nehlig P., 1989. Etude d'un système hydrothermal océanique fossile: l'ophiolite de Semail (Oman). Thèse de Doctorat de l'Université de Brest, 313 p.

Nehlig P. et Juteau T., 1988. Flow porosities, permeabilities and preliminary data on fluid inclusions and fossil thermal gradients in the crustal sequence of the Sumail ophiolite (Oman). *Tectonophysics*, 151 : 199-221.

Nicolas A. et Le Pichon X., 1980. Thrusting of young lithosphere in subduction zones with special reference to structures in ophiolitic peridotites. *Earth and Planet. Sci. Lett.* 46, pp. 397-406.

Nicolas A., Ceuleneer G., Boudier F. et Misseri M., 1988a. A structural mapping in the Oman ophiolites : mantle diapirism along an oceanic ridge. *Tectonophysics*, 151, 27-56.

Nicolas A., Reuber I. et Benn K., 1988b. A new magma chamber model based on structural studies in the Oman ophiolite. *Tectonophysics*, 151, 87-105.

Nicolas A. et Al Azri H., 1990. Chromite-rich and chromite-poor ophiolites : the Oman case. In : Peters, Tj., Nicolas, A. and Coleman, R.G. (Eds), *Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere*, 261-274.

Ohnenstetter M., 1985. Classification pétrographique et structurale des ophiolites, écho de la dynamique des zones de transition croûte-manteau. Incidence sur la nature et la disposition des corps de chromite associés. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, 301, (II), n° 20.

Oshin I.O. et Crocket J.H., 1982. Noble metals in Thetford mines ophiolites, Quebec, Canada; part I: distribution of gold, iridium, Pt and Pd in ultramafic and gabbroic rocks. *Econ. Geology*, 77 (6); 1556-1570.

Page N. J., Cassard D. et Haffty J., 1982. Palladium, platinum, rhodium, ruthenium and iridium in chromitites from the massif du Sud and Tiebaghi Massif, New Caledonia, *Econ. Geol.*, 77, p. 1571-1577.

Pallister J.S. et Hopson C.A., 1981. Samail ophiolite plutonic suite : field relations, phase variation, cryptic variation and layering, and a model of a spreading ridge magma chamber. *J. geophys. Res.*, 86, 2593-2644.

Pallister J.S. et Knight R.J., 1981. Rare-earth element geochemistry of the Samail ophiolite near Ibra, Oman. *J. geophys. Res.*, 86, 2673-2698.

Payne J.G. et Strong D.F., 1979. Origin of Twillingate trondhjémitite, North-Central Newfoundland : partial melting in the roots of an island arc. In : *Trondhjémites, dacites, and related rocks*, F. Barker ed., Elsevier, Amsterdam, 489-516.

Pearce J.A., 1989. High T/P metamorphism and granite genesis beneath ophiolite thrust sheets. *Ophiolite*, V. 14 (3), p. 195-211.

Pearce J.A., Alabaster T., Shelton A.W. et Searle M.P., 1981. The Oman ophiolite as a Cretaceous arc-basin complex : evidences and implications. *Phil. Trans. r. Soc. London*, 300, 299-317.

Pearce J.A., Harris N. B. W. et Tindle A. G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Jou. Petrology*, V. 25, p. 956-983.

Pearce J. A., Lippard S. J. et Roberts S., 1984. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone (s.s.z.) ophiolites. In : *Marginal basin geology*, Kobellar and Howells (eds). *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, 16, p. 77-94.

Peck D.C. et Keays, 1990. Insights into the behaviour of precious metals in primitive, S undersaturated magmas. Evidence from the Heazwood River complex. *Can. Mineral.*, 28; 553-579.

Pedersen R.B. et Malpas J., 1984. The origin of oceanic plagiogranites from the Karmoy ophiolite, Western Norway. *Contr. Mineral. Petrol.*, 88, pp. 36-52.

Peterman Z. E., Coleman R. G. et Hildreth R. A., 1971. Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ in mafic rocks of the Troodos Massif, Cyprus. *U. S. Geol. Surv. Prof. pap.*, 750-D : D157-D161.

Pflumio, C., 1988. Histoire magmatique et hydrothermale du bloc de Salahi: implications sur l'origine et l'évolution de l'ophiolite de Semail (Oman). *Ecole des Mines de Paris, Mémoires des Sciences de la Terre n°6*, 245 p.

Piboule M., Briand B. et Beurrier M., 1982. Géochimie de quelques granites albitiques dévoniens de l'Est du Massif Central français. *N. Jb. Miner. Abh.*, 143, 3, p. 279-308.

Pilgrim, 1908. Geology of the Persian gulf and adjoining portions of Persia and Arabia. *Geol. Inst. India Mem.*, 34, 4.

Poldervaart A. et Hess H. H., 1951. pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. *J. Geol.*, 59, 472-489.

Prichard H.M. et Lord R.A., 1990. Platinum and palladium in the Troodos ophiolite complex, Cyprus. *Canadian Mineralogist*. Vol.28, pp. 607-617.

Pride C. et Moore J. M., 1983. Petrology of the Elsevir batholith and the related trochjemitic intrusion in the Grenville Province of Eastern Ontario, Canada. *Contrib. Mineral. Petrol.*, V. 82, p. 187-194.

Rabinowicz M., Nicolas A. et Vigneresse J.L., 1984. A rolling mill effect in asthenospheric beneath oceanic spreading centers. *Earth Planet Sci. Lett.*, 67, 97-108.

Rabinowicz M., Ceuleneer G. et Nicolas A., 1987. Melt segregation and flow in mantle diapirs below spreading centers : evidence from the Oman ophiolites. *J. geophys. Res.*, 92 : 3475-3486.

Rabu, D., 1987. Géologie de l'autochtone des Montagnes d'Oman. Thèse Doc. Etat, Univ.

Paris, 582 p.

Rahgoshay M. 1986. Les chromites et leur gisements dans les complexes ophiolitiques de la chaîne du Taurus (Turquie) comparaison avec les gisements omanais. Thèse d'univ. Louis Pasteur de Strasbourg.

Reinhardt B.M., 1969. On the genesis and emplacement of ophiolites in the Oman Mountains geosyncline. *Schweiz Mineral. Petrogr. Mitt.*, 49, 1-30.

Reuber I., 1982. Générations successives de filons grenus dans le complexe ophiolitique d'Antalya (Turquie) : origine, évolution et mécanismes d'injection des liquides. Thèse 3è Cycle, Strasbourg, 246p.

Reuber I., 1984. Mylonitic ductile shear zones within tectonites and cumulates as evidence for an oceanic transform fault in the Antalya ophiolite, S.W. Turkey. *Geol. Soc. London Sp. Publ.*, 17, 319-334.

Reuber I., 1988. Complexity of the crustal sequence in northern Oman ophiolite (Fizh and southern Aswad block) : the effect of early slicing ?. *Tectonophysics*, 151, 137-165.

Reuber I., 1990. Geometry and flow pattern of plutonic sequence of the salahi massif (another Oman ophiolite)-A key to decipher successive magmatic events. In : *Peters, Tj., Nicolas, A. and Coleman, R.G. (Eds), Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere*, 83-103.

Reuber I., Nehlig P. et Juteau T., 1991. Axial segmentation at a fossil oceanic spreading centre in the Haylayn block (Semail nappe, Oman) : Off-axis mantle diapir and advancing ridge tip. *Geodynamics*, V. 13.

Reynolds D. L., 1950. The transformation of caledonian granodiorite to tertiary granophyric on Slieve Gullio, Aemagh, N. Ireland. 18th. *Internat. Geol. Cong.* part. 3, p. 20-30.

Rochette P., Jenatton L., Dupuy C., Boudier F. et Reuber I., 1990. Diabase dikes emplacement in the Oman ophiolite : a magnetic fabric study with reference to geochemistry. In : *Peters, Tj., Nicolas, A. and Coleman, R.G. (Eds), Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere*, 83-103.

Roeder E., 1951. Silicate liquid immiscibility in magmas. in the evolution of igneous rocks, *LODER H. S., ed. Princeton Univ. Press.* p. 15-57.

Roeder P. L. et Emslie R. E., 1970. Olivine - liquide equilibrium. *Contrib. Mineral. Petrol.* 15, p. 257-289.

Routhier P., 1946. Volcano-plutons sous marins du cortège ophiolitique. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 22, 192-194.

Searle M.P., 1980. The metamorphic sheet and underlying volcanic rocks beneath the Semail ophiolite in the northern Oman mountains of Arabia. PhD Thesis, Open Univ., Milton Keynes (U.K.), 213 p.

Searle M.P. et Malpas J., 1982. Petrochemistry and origin of sub-ophiolitic metamorphic and related rocks in the Oman mountains. *J. geol. Soc. (London)*, 139, 235-248.

Sinton J. M. et Byerly G. R., 1980. Silicic differentiates of abyssal oceanic magmas : evidence for late magmatic vapor transport of potassium. *Earth Planet. sci. Lett.*, 47, p. 423-430.

Smewing J.D., 1975. Metamorphism of the Troodos Massif. Cyprus. PhD. Open University (Unpubl.).

Smewing J.D., 1980. An upper Cretaceous ridge-transform intersection in the Oman ophiolite. In : *Proc. Inter. Ophiolite Symp., Geol. Surv. Dept. Cyprus*, 407-413.

Smewing J.D., 1981. Mixing characteristics and compositional differences in mantle-derived melts beneath spreading axes : evidence from cyclically layered rocks in the ophiolite of North Oman. *J. geophys. Res.*, 86, 2645-2660.

Stone W.E. et Fleet M.E., 1990. Platinum-iron alloy (Pt₃Fe) in Kimberlite from Fayette County, Pennsylvania. *Am. Mineral.*, 75, 881-885.

Streckeisen A. L., 1973. Plutonic rocks : classification and nomenclature recommended by the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. *geotimes*, 18, p. 26-30.

Tait S. et Jaupart C., 1989. Compositional convection in viscous melts. *Nature*, Vol. 338, pp. 571-574.

Tanguay S. et Hébert R., 1990. Distribution of PGE in pyroxene-bearing ultramafic cumulates in the thetford mines ophiolitic complex, Quebec. *Canadian Mineralogist*. Vol.28, pp. 597-605.

Tegner C. et Wilson R., 1993. A late ultramafic uite in the kap Edvard Holm layered gabbro complex, East Greenland. *Geological Magazine*, 130, pp. 431-442.

Thayer T.P., 1960. Some critical differences between alpine-type and stratiform peridotite-gabbro complexes. 21st Intern. Geol. Congress, Copenhagen, n° 13, pp. 247-259.

Thayer T.P., 1963. Flow layering in alpine peridotite gabbro complexes. *Mineral. Soc. Amer. Sp.Pap.*, 1, 55-61.

Thayer T.P., 1964. Geological features of podiform chromite deposits. In : *Methodes de prospection de la chromite*. R. Woodtli ed., OCDE, Paris, 135-146.

Thayer T.P., 1964. Principal features and origin of podiform chromite deposits, and some observations of the Guleman-Soridag district, Turkey. *Econ. Geol.*, n° 59, pp. 1497-1524.

Tilton G.R., Hopson C.A. et Wright J.E., 1981. Uranium-lead isotopic ages of the Samail ophiolite, Oman, with applications to Tethyan Ocean. *J. geophys. Res.*, Vol. 86, 2763-2775.

Ulmer G.C., 1969. Experimental investigations of chromite spinels (with discussion). In :

Magmatic ore deposits, *Econ. Geol. Monogr.*, n° 4, pp. 114-131.

Wasson J.T., 1974. *Meteorites*, Springer Verlag, 10, 316 pages

Wilson R. A. M., 1959. The geology of the Xeros-Troodos area Cyprus. *Geol. Surv. Mem.*, 1, 135 p.

Wilson H.H., 1969. Late cretaceous eugeosynclinal sedimentation, gravity, tectonics and ophiolite emplacement in Oman mountains, Southeast Arabia. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, 53, 626-671.

Wood B. J. et Banno S., 1973. Garnet - orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petro.*, 42, p. 109-124.

Wells F. G., Carter F. W. J. et Rynearson G. A., 1946. Chromite deposits of Del Norte County California : *California Div. Mines Bull.*, 134, pt. 1, ch. 1, p. 1-76.

ANNEXES

II- Détermination en ICP/MS

Les déterminations ont été effectuées avec un ICP/MS Fisons Instruments VG Elemental, type PQ2. Cette technique est plus sensible et plus rapide que la méthode d'absorption atomique électrothermique (EAA).

Le problème des interfaces isobariques est minimisé. En effet, les teneurs en impuretés sont très faibles, le Zr et l'Hf sont insolubilisés avec la silice et les teneurs résiduelles en cuivre restent trop faibles lors de notre expérience d'extraction. L'addition des ions I inhibe partiellement la précipitation du cuivre.

Les taux d'extraction ont été effectués sur une solution contenant 10 ppb de chacun des éléments dissous dans une matrice formée d'une roche basique. Les résultats sont donnés dans le tableau 1.

Les limites de détection et de détermination:

La déviation standard pour chaque élément est relevée en analysant dix fois un échantillon de blanc. Les limites de détection (LOD) instrumentales sont données par l'équation suivante:

$$\text{LOD} = 3 * \text{standard deviation (blanc)} * \text{stand conc.} / \text{stand counts} - \text{blank counts}$$

Le standard c'est l'échantillon qui contient dix fois le niveau du blanc.

Le tableau 2 montre les valeurs obtenues pour les limites de détection des deux techniques, ICPMS et EAA. Ces valeurs instrumentales permettent de comparer les performances des différents appareils.

La limite de détermination effective d'un élément dans une roche dépend de la pureté des produits utilisés lors de la préparation des échantillons et du taux de préconcentration. La valeur de cette limite de détermination est alors variable.

Le tableau 3 présente des valeurs typiques obtenues sur un blanc des réactifs utilisés pour l'attaque et l'extraction. De plus, on donne les valeurs des blancs obtenues au laboratoire pour le traitement d'un échantillon de 5 grammes.

Annexe 1

DOSAGE DES ELEMENTS DU GROUPE DU PLATINE

I- Extraction

1- On pèse x grammes d'échantillon, qu'on mélange avec 4x grammes de Na₂O₂, 0.75x grammes de NaKCO₃ et x grammes de KOH. Ce mélange placé dans un creuset de zirconium est fondu sur un bec Bunsen.

2- Après homogénéisation du liquide, on laisse refroidir et on dissout le contenu du creuset dans l'eau chaude. On acidifie avec HCl afin de dissoudre les oxydes de fer. Pour réduire le Cr(VI) et le Cr(III) on ajoute 1 ml de H₂O₂. Le produit est évaporé dans un bain de sable à une température de 110°C, pour insolubiliser la silice.

3- Après environ 48 h, on obtient un résidu sec que l'on reprend à l'eau chaude avec 20 ml d'HCl. La solution est filtrée (filtration de la silice) sur un filtre de papier résistant aux acides.

4- A la solution filtrée, on ajoute 10 ml d'une solution contenant 1 gl⁻¹ de sélénium et 0.1 gl⁻¹ de tellure (10 mg Se et 1 mg Te) dissous sous forme d'oxydes SeO₂ et TeO₂ et de 5 g d'iodure de potassium (KI). Enfin, pour avoir une solution finale HCl 4N, on additionne une quantité d'HCl suffisante.

5- Cette solution est portée à l'ébullition. En même temps on ajoute goutte par goutte du chlorure d'étain (SnCl₂, 20 gl⁻¹ de Sn) fraîchement préparé en dissolvant le métal dans HCl. On assiste à la réduction de SeO₂, ensuite du TeO₂ et enfin du Fe³⁺ (changement de couleur de la solution). On laisse à l'ébullition pendant 10 mn.

6- On laisse refroidir et on filtre la solution sur filtre Millipore d'acétate de cellulose de 0.22 µ. On lave le filtre avec une solution d'HCl de 15%. Le précipité obtenu et le papier filtre sont mis dans un petit bécher où l'on dissout le précipité avec 1 ml de HNO₃ et 2 ml de HCL à une température de 50°C. La solution contenant les PGE est alors évaporée sur bain de sable à une température de 40°C.

7- Le résidu final sec est dissout avec quelques gouttes d'eau régale puis jaugé à 10 ml pour l'analyse en ICP/MS.

Table 1

| Element | Pt | Pd | Rh | Ru | Ir | Au | Cu |
|------------|--------|---------|---------|---------|--------|---------|-----|
| With IK | 90-95% | 95% | 98-100% | 98-100% | 95% | 50-70% | 3% |
| Without IK | 85-90% | 98-100% | 98-100% | 85% | 30-50% | 95-100% | 75% |

Table 2

Instrumental limits of detection (in ppb)

| Element | Pt | Pd | Rh | Ru | Ir |
|---------|-------|-------|-------|-------|-------|
| EAA | 1.5 | 3 | 0.3 | 1.5 | 1.5 |
| ICPMS | 0.011 | 0.012 | 0.012 | 0.006 | 0.005 |

Experimental limits of determination (in ppb)

| Element | Pt | Pd | Rh | Ru | Ir |
|---------|-------|-------|-------|-------|------|
| EAA | 0.6 | 1.2 | 0.2 | 0.6 | 0.6 |
| ICPMS | 0.022 | 0.024 | 0.022 | 0.012 | 0.01 |

Typical blank of reagents (in ppb)

| Element | Pt | Pd | Rh | Ru | Ir |
|-------------|------|------|------|------|------|
| Mean values | 0.35 | 0.15 | 0.03 | 0.03 | 0.02 |

Table 3

Forward power: 1320 w; reflected power: 2w

Argon gaz flow

Plasma: 13 l.m-1

Auxiliary: 1l.m-1

Nebulizer: 0.763 l.m-1

Sample uptake : 1ml.m-1

Nebulizer: Meinhart type

Data acquisition parameters:

Measurement mode: multi channel, pulse counting

Integration time: 3 runs of 20 sec each.

Uptake time : 60 sec

| | | | | | | | |
|----------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|
| Determined ions | ¹⁰² Ru | ¹⁰³ Rh | ¹⁰⁵ Pd | ¹⁹¹ Ir | ¹⁹³ Ir | ¹⁹⁴ Pt | ¹⁹⁵ Pt |
| Isotopic abundance % | 31.57 | 100 | 22.33 | 37.3 | 62.7 | 32.9 | 33.8 |

ANNEXE 2

DONNEES ANALYTIQUES

| | SiO2 | Al2O3 | Fe2O3 | MnO | MgO | CaO | Na2O | K2O | TiO2 | P2O5 | PF | Total |
|------|-------|-------|-------|------|-------|-------|------|------|------|------|------|-------|
| 220B | 41,34 | 22,28 | 3,85 | 0,07 | 12,97 | 13,96 | 0,94 | 0,05 | 0,06 | 0 | 4,05 | 99,56 |
| 230B | 36,39 | 8,24 | 7,82 | 0,13 | 32,13 | 5,69 | 0,18 | 0,06 | 0,04 | 0,03 | 9,36 | 100,1 |
| 504A | 46,95 | 17,55 | 3,2 | 0,06 | 11 | 18,95 | 0,75 | 0,03 | 0,16 | 0,01 | 1,82 | 100,5 |
| 408B | 44 | 19,16 | 2,98 | 0,06 | 14,18 | 16,1 | 0,75 | 0,05 | 0,07 | 0,11 | 2,45 | 99,91 |
| 407B | 49,1 | 2,73 | 4,2 | 0,1 | 21,3 | 19,25 | 0,26 | 0,03 | 0,19 | 0,07 | 2,59 | 99,82 |
| 575B | 42,45 | 10 | 11,65 | 0,18 | 24,17 | 7,5 | 0,75 | 0,07 | 0,25 | 0,05 | 3,42 | 100,5 |
| 213A | 47,65 | 12 | 5,22 | 0,11 | 15,6 | 15,62 | 0,62 | 0,03 | 0,19 | 0 | 2,63 | 99,67 |
| 560A | 47,17 | 18,58 | 7,21 | 0,13 | 8,8 | 13,61 | 1,65 | 0,14 | 0,49 | 0 | 2,12 | 99,9 |
| 412C | 46,96 | 10,98 | 6,93 | 0,19 | 17,3 | 14,14 | 0,4 | 0,06 | 0,15 | 0,08 | 2,59 | 99,78 |
| 413H | 49,5 | 11,45 | 5,4 | 0,13 | 15,95 | 17,4 | 0,4 | 0,04 | 0,1 | 0,04 | 0,58 | 101 |
| 406C | 39,48 | 11,7 | 9,17 | 0,15 | 29,32 | 8,74 | 0,65 | 0,19 | 0,05 | 0 | 0,71 | 100,2 |
| 416A | 50,5 | 2,1 | 5,8 | 0,17 | 19,05 | 19,9 | 0,18 | 0,13 | 0,1 | 0,13 | 0,55 | 98,61 |
| 230C | 36,3 | 9,05 | 7,41 | 0,13 | 31,28 | 6,5 | 0,58 | 0,07 | 0,04 | 0,14 | 8,51 | 100 |
| 226C | 47,2 | 16,98 | 5,6 | 0,11 | 13,31 | 14,36 | 0,98 | 0,06 | 0,21 | 0,13 | 1,76 | 100,7 |
| 525B | 39,15 | 6,9 | 8,65 | 0,15 | 31 | 6,35 | 0,3 | 0,03 | 0,05 | 0,07 | 8,15 | 100,8 |
| 573A | 46,2 | 13,8 | 6,4 | 0,13 | 14,15 | 14,7 | 0,71 | 0,05 | 0,45 | 0 | 2,53 | 99,12 |
| 570B | 50,3 | 14,48 | 14,08 | 0,29 | 4,66 | 7,46 | 3,23 | 0,1 | 2,52 | 0,22 | 2,35 | 99,67 |
| 412A | 49,45 | 12,35 | 5,29 | 0,14 | 14,1 | 17,63 | 0,51 | 0,04 | 0,14 | 0 | 0,8 | 100,5 |
| 414A | 47,3 | 4,25 | 8,1 | 0,18 | 23,6 | 14,65 | 0,16 | 0 | 0,15 | 0 | 2,31 | 100,7 |
| 560B | 42,33 | 7,09 | 15,22 | 0,25 | 25,45 | 6,7 | 0,36 | 0,08 | 0,4 | 0,06 | 3,63 | 101,6 |

Les données analytiques des roches basiques et ultrabasiques du massif de Fizh (par XRF, ICP; Grenoble)

| | SiO2 | Al2O3 | Fe2O3 | MnO | MgO | CaO | Na2O | K2O | TiO2 | P2O5 | PF | Total |
|-------|-------|-------|-------|------|-------|-------|------|-------|------|------|-------|-------|
| 808A | 43.5 | 10.55 | 9.3 | 0.16 | 21.28 | 9.44 | 0.59 | 0.03 | 0.18 | 0 | 4.13 | 99.44 |
| 916 | 37.2 | 1.55 | 8.1 | 0.13 | 40.7 | 1.59 | 0.01 | 0 | 0.03 | 0 | 10.18 | 99.85 |
| 904A | 36 | 0.1 | 8.88 | 0.13 | 42.8 | 0.08 | 0 | 0.01 | 0.04 | 0 | 11.94 | 100.4 |
| 966 | 50.5 | 3.18 | 6.1 | 0.15 | 18.3 | 18.8 | 0.11 | 0.01 | 0.21 | 0 | 1.74 | 99.3 |
| 661 | 51.4 | 2.7 | 4.64 | 0.13 | 18.4 | 20.2 | 0.27 | 0.03 | 0.25 | 0 | 1.01 | 99.14 |
| 978B | 48.6 | 7.2 | 8.21 | 0.14 | 27.68 | 4.46 | 0.48 | 0.04 | 0.32 | 0 | 1.57 | 98.84 |
| 962L | 51.55 | 4.3 | 7.55 | 0.16 | 15.77 | 17 | 0.43 | 0.025 | 0.29 | 0 | 1.88 | 99.07 |
| 962A | 52.8 | 1.8 | 6.71 | 0.16 | 20.5 | 16.45 | 0.07 | 0 | 0.15 | 0 | 0.75 | 99.48 |
| 963C | 52.7 | 1.25 | 6.27 | 0.16 | 21.23 | 16 | 0.06 | 0 | 0.19 | 0 | 1.2 | 99.39 |
| 963A | 46.3 | 18.64 | 14.6 | 0.19 | 5.85 | 12.42 | 0.88 | 0.05 | 0.79 | 0 | 0.06 | 99.91 |
| 962 F | 48.9 | 19.7 | 4.14 | 0.05 | 8.69 | 15.2 | 0.73 | 0.02 | 0.16 | 0 | 1.86 | 99.56 |
| 910B | 47.8 | 19.05 | 8.03 | 0.13 | 9.15 | 11.95 | 1.12 | 0.01 | 0.11 | 0 | 1.82 | 99.46 |
| 962B | 53 | 9.8 | 9.75 | 0.17 | 12.9 | 10.25 | 1.49 | 0.05 | 0.4 | 0 | 2.3 | 100.3 |
| 971B | 48.65 | 13.55 | 10.94 | 0.17 | 11.6 | 12.02 | 0.96 | 0.02 | 0.59 | 0 | 0.64 | 99.27 |

Les données analytiques des roches basiques et ultrabasiques du massif de Fizh (par ICP, Brest)

| | Ni | Co | Cr | Cu |
|------|--------|--------|--------|---------|
| 504 | 112 | 25.05 | 1018 | 27.55 |
| 560A | 50.25 | 46.15 | 46.15 | 24 |
| 230C | 958.5 | 103.1 | 56.25 | 116.9 |
| 978B | 690.5 | 97.6 | 2052.5 | 7.1 |
| 560B | 710 | 105.6 | 1501.5 | 32.9 |
| 808A | 485.7 | 84.35 | 1300.5 | 15.25 |
| 230B | 953.5 | 100.5 | 3723 | 100.75 |
| 101A | 1673.5 | 134.6 | 14110 | 3.75 |
| 424E | 870.5 | 91.6 | 1640 | 43 |
| 411C | 239.05 | 68.4 | 1144.5 | 3156 |
| 963A | 45.225 | 66.975 | 7.2 | 428.175 |
| 971B | 192.1 | 60.05 | 931 | 200.1 |
| 570B | 27.15 | 73.2 | 17.625 | 63.6 |
| S1 | 11.6 | 132.1 | 7.4 | 313400 |

Les données de quelques éléments traces dans les basites et les ultrabasites (ICP, Grenoble)

| | 410B | FB5E | 414B | FB7G | 296AG | 459A | FB5I | FB7C |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 74,8 | 75,98 | 78,4 | 77,1 | 70,52 | 75,1 | 75,2 | 74,75 |
| Al ₂ O ₃ | 12,4 | 12,66 | 12,55 | 12,1 | 13,87 | 12,85 | 12,1 | 12,65 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,51 | 1,4 | 0,5 | 0,94 | 4,04 | 2,15 | 2,45 | 1,27 |
| MnO | 0,04 | 0,03 | 0,01 | 0,01 | 0,05 | 0,04 | 0,03 | 0,03 |
| MgO | 0,62 | 0,68 | 0,15 | 0,42 | 0,96 | 0,6 | 0,65 | 0,55 |
| CaO | 2,73 | 2,7 | 1,2 | 2,4 | 3,22 | 2,8 | 3,28 | 3,37 |
| Na ₂ O | 4,95 | 5,73 | 6,05 | 5,62 | 5,18 | 4,76 | 4,15 | 5,21 |
| K ₂ O | 0,21 | 0,25 | 0,13 | 0,18 | 0,3 | 0,12 | 0,15 | 0,15 |
| TiO ₂ | 0,23 | 0,17 | 0,05 | 0,16 | 0,39 | 0,26 | 0,25 | 0,24 |
| P ₂ O ₅ | 0,1 | 0,05 | 0,13 | 0,04 | 0,13 | 0,16 | 0,08 | 0,08 |
| P.F. | 1,02 | 0,82 | 0,52 | 0,8 | 1,03 | 0,94 | 1,22 | 0,72 |
| TOTAL | 99,61 | 100,5 | 99,69 | 98,89 | 100,1 | 99,75 | 99,64 | 99,02 |

| | | | | | | | | |
|----|-------|------|------|------|-----|-------|-------|-------|
| Zr | 72 | 79 | 61,2 | 96,6 | 83 | 91,4 | 111,3 | 50,8 |
| Y | 8,6 | 11 | 4,81 | 13,4 | 13 | 16,4 | 11,1 | 9,3 |
| Nb | 2,8 | 2,1 | 3,2 | 2,9 | 2,5 | 3,2 | 2,3 | 2,1 |
| Rb | 1,5 | 3,1 | 1,6 | 0,7 | 1,2 | 1,3 | 1,3 | 1,3 |
| Sr | 119,8 | 85,1 | 50,8 | 81,2 | 126 | 133,7 | 109,3 | 163,3 |
| Th | 0,45 | 1 | 4,22 | 0,93 | | | 0,55 | 0,45 |
| Ta | 0,43 | 0,11 | 2,14 | 0,07 | | | 0,06 | 0,07 |
| Hf | 1,63 | 2,63 | 4,81 | 3,93 | | | 1,51 | 1,89 |
| U | 0,35 | 0,64 | 0,88 | 0,47 | | | 0,81 | 0,91 |
| Cr | 9,83 | 4,58 | 66,7 | 10,8 | | | 8,81 | 5,91 |

| | | | | | | | | |
|----|------|-------|-------|--|--|--|------|------|
| La | 2,79 | 5,01 | 4,02 | | | | 2,2 | 2,02 |
| Ce | 4,91 | 10,66 | 11,36 | | | | 5,4 | 3,59 |
| Nd | 3,05 | 6,01 | 10,04 | | | | 3,82 | 2,55 |
| Sm | 0,24 | 1,2 | 3,85 | | | | 1,2 | 0,74 |
| Eu | 0,46 | 0,3 | 0,22 | | | | 0,54 | 0,39 |
| Gd | 0,38 | 1,51 | 4,8 | | | | 1,33 | 1,11 |
| Tb | 0,08 | 0,29 | 0,92 | | | | 0,24 | 0,23 |
| Yb | 0,66 | 2,04 | 4,14 | | | | 1,61 | 1,32 |
| Lu | 0,12 | 0,3 | 0,64 | | | | 0,23 | 0,19 |

Les données analytiques des séries granodioritiques (par fluorescence X, INNA, Grenoble)

| | 296K | 200A | 201A | 210 | 208D | 196A | 752A | 570C | 196E | 195E |
|--------------------------------|-------|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 68,95 | 64 | 73 | 74,04 | 69,25 | 72,28 | 61,2 | 68,35 | 60,12 | 68,52 |
| Al ₂ O ₃ | 13,91 | 15,1 | 13,4 | 11,94 | 12,8 | 13,35 | 15,4 | 14,15 | 14,77 | 12,59 |
| Fe ₂ O ₃ | 5,67 | 7,4 | 3,7 | 3,78 | 2,91 | 4,87 | 8,85 | 3,36 | 6,94 | 6,08 |
| MnO | 0,08 | 0,13 | 0,02 | 0,05 | 0,04 | 0,03 | 0,19 | 0,05 | 0,1 | 0,12 |
| MgO | 0,98 | 3,2 | 1 | 0,49 | 1,48 | 0,45 | 1,75 | 1,11 | 4,48 | 2,03 |
| CaO | 4,89 | 5,5 | 3 | 2,41 | 5,17 | 1,8 | 4,2 | 6,02 | 5,09 | 5,12 |
| Na ₂ O | 4,13 | 3,9 | 5,3 | 5,58 | 8 | 6,7 | 5,27 | 6,25 | 5,73 | 3,58 |
| K ₂ O | 0 | 0,18 | 0,12 | 0 | 0,02 | 0 | 0 | 0 | 0,39 | 0,11 |
| TiO ₂ | 0,52 | 0,92 | 0,47 | 0,29 | 0,94 | 0,35 | 1,35 | 0,81 | 0,48 | 0,64 |
| P ₂ O ₅ | 0,12 | 0,12 | 0,12 | 0,08 | 0,17 | 0,08 | 0,18 | 0,18 | 0,04 | 0,14 |
| P.F. | 0,81 | 0,88 | 0,89 | 0,98 | 0,8 | 1,01 | 1,85 | 1,11 | 1,8 | 1,77 |
| TOTAL | 99,86 | 101,3 | 101 | 99,8 | 99,59 | 100,7 | 100,2 | 99,36 | 99,92 | 100,7 |

| | | | | | | | | | | |
|----|-----|------|------|-----|-------|-----|-----|-------|-----|-----|
| Zr | 65 | 88 | 108 | 97 | 127,6 | 72 | 105 | 161,3 | 37 | 51 |
| Y | 25 | | | 39 | 34,1 | 32 | 39 | 64,5 | 19 | 22 |
| Nb | 2,9 | | | 2,9 | 5,2 | 3,1 | 3,7 | 4,8 | 2,4 | 2,1 |
| Rb | 0,7 | 5 | 5 | 1,4 | 0,6 | 1,9 | 0,8 | 0,2 | 3,8 | 3,2 |
| Sr | 105 | | | 78 | 142,1 | 98 | 175 | 128,9 | 155 | 158 |
| Th | | 1,2 | 0,4 | | 1,1 | | | 0,26 | | |
| Ta | | | | | 0,33 | | | 1,81 | | |
| Hf | | 2,4 | 3,9 | | 4,28 | | | 1,64 | | |
| U | | 0,28 | 0,19 | | 0,78 | | | 0,01 | | |
| Cr | | 14 | 2 | | 16,93 | | | 17,45 | | |

| | | | | | | | | | | |
|----|--|-----|-----|--|-------|--|--|------|--|--|
| La | | 3 | 4 | | 9 | | | 1,8 | | |
| Ce | | 9 | 12 | | 22,75 | | | 4,86 | | |
| Nd | | | | | 16,18 | | | 4,06 | | |
| Sm | | 2,8 | 3,8 | | 4,77 | | | 1,7 | | |
| Eu | | 0,9 | 1,1 | | 1,5 | | | 0,68 | | |
| Gd | | | | | 4,74 | | | 3,79 | | |
| Tb | | 0,7 | 1 | | 0,8 | | | 0,88 | | |
| Yb | | 3,5 | 4,9 | | 3,27 | | | 2,29 | | |
| Lu | | 0,5 | 0,8 | | 0,49 | | | 0,35 | | |

Les données analytiques des séries plagiogranitiques (par fluorescence X, INNA, Grenoble)

| | 102L | 453B | 116A | 413M | 413D | 455 F | 962H | F743 | 48EG | 272A | 606BG | 523A | 411A |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|
| SiO ₂ | 76,38 | 67,75 | 72,05 | 75,45 | 75 | 70,03 | 77,6 | 73,45 | 77,31 | 75,66 | 76,33 | 70,4 | |
| Al ₂ O ₃ | 11,67 | 12,15 | 12,95 | 12,05 | 13,55 | 13,45 | 9,92 | 12,27 | 11,88 | 12,8 | 11,63 | 14,15 | |
| Fe ₂ O ₃ | 1,07 | 2 | 2,04 | 2,79 | 0,82 | 1,7 | 1,21 | 3,43 | 0,76 | 0,84 | 0,81 | 2,42 | |
| MnO | 0,02 | 0,04 | 0,05 | 0,03 | 0,03 | 0,05 | 0,03 | 0,08 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,04 | |
| MgO | 1,07 | 2 | 2,72 | 0,55 | 0,69 | 1,28 | 0,95 | 0,87 | 0,5 | 1,18 | 1,07 | 0,97 | |
| CaO | 3,28 | 6,72 | 3,7 | 3,94 | 4,97 | 6,72 | 3,72 | 3,49 | 3,49 | 2,63 | 2,97 | 4,89 | |
| Na ₂ O | 3,31 | 6,22 | 5,33 | 3,78 | 2,75 | 4,35 | 4,32 | 4,51 | 4,42 | 5,68 | 5,06 | 4,47 | |
| K ₂ O | 0 | 0,02 | 0 | 0,11 | 0,05 | 0,07 | 0,03 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,07 | |
| TiO ₂ | 0,19 | 0,33 | 0,27 | 0,19 | 0,03 | 0,34 | 0,16 | 0,42 | 0,13 | 0,1 | 0,09 | 0,4 | |
| P ₂ O ₅ | 0,04 | 0,14 | 0,07 | 0,14 | 0,17 | 0 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,04 | 0,1 | 0,1 | |
| P.F. | 1,69 | 2,23 | 1,07 | 0,39 | 1,5 | 1,37 | 1,19 | 0,9 | 0,58 | 1,11 | 1,88 | 1,58 | |
| TOTAL | 98,72 | 99,6 | 99,69 | 99,35 | 99,53 | 99,51 | 99,28 | 99,47 | 99,08 | 99,82 | 99,98 | 99,49 | |

| | | | | | | | | | | | | | |
|----|-------|-------|-----|-------|-------|-------|------|-----|-----|-----|-----|-------|--|
| Zr | 132 | 107,6 | 48 | 22,1 | 32,9 | 61,2 | | 117 | 79 | 69 | 118 | 38,2 | |
| Y | 6,8 | 11,5 | 15 | 6,2 | 5 | 5,8 | | 14 | 5 | 4,5 | 15 | 5,3 | |
| Nb | 2,9 | 2,4 | 3,1 | 2,4 | 2,2 | 2,8 | | 3 | 2,6 | 3,3 | 2,2 | 3,9 | |
| Rb | 1,8 | 0,2 | 3,9 | 1 | 0,3 | 0,8 | | 1,4 | 1,1 | 0,2 | 0,5 | 0,7 | |
| Sr | 141 | 88,7 | 115 | 115,9 | 143,1 | | | 108 | 88 | 102 | 89 | 167,2 | |
| Th | 0,34 | | | 0,18 | | 0,25 | 0,54 | | | | | 4,08 | |
| Ta | 1,95 | | | 0,04 | | 0,07 | 0,11 | | | | | 2,09 | |
| Hf | 3,19 | | | 0,67 | | 1,99 | 4,04 | | | | | 4,67 | |
| U | 0,51 | | | 0,46 | | 0,65 | 0,67 | | | | | 0,36 | |
| Cr | 15,18 | | | 7,57 | | 30,64 | 3,85 | | | | | 64,47 | |
| La | 1,86 | | | 1,21 | | 2,02 | 2,3 | | | | | 2,11 | |
| Ce | 3,91 | | | 2,19 | | 4,58 | 5,47 | | | | | 5,82 | |
| Nd | 2,41 | | | 1,63 | | 3,78 | 5,15 | | | | | 4,68 | |
| Sm | 0,58 | | | 0,55 | | 0,79 | 1,75 | | | | | 1,67 | |
| Eu | 0,2 | | | 0,52 | | 0,57 | 0,42 | | | | | 0,65 | |
| Gd | 1,22 | | | 0,89 | | 0,88 | 2,65 | | | | | 1,59 | |
| Tb | 0,28 | | | 0,19 | | 0,16 | 0,55 | | | | | 0,26 | |
| Yb | 0,85 | | | 0,68 | | 0,95 | 3,93 | | | | | 1,12 | |
| Lu | 0,13 | | | 0,2 | | 0,16 | 0,64 | | | | | 0,16 | |

Les données analytiques des diorites quartziques (par fluorescence X, INNA, Grenoble)

| | BB 50A | BB50B | BB50C | BB51 | BB52 | BB75A | BB75B | BB75C |
|--------------------------------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 75,13 | 75,41 | 73,15 | 75,12 | 75,74 | 76,4 | 75,36 | 74,94 |
| Al ₂ O ₃ | 12,66 | 12,7 | 13,16 | 12,95 | 13,62 | 12,73 | 12,5 | 12,7 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,1 | 1,08 | 1,98 | 0,24 | 0,53 | 1,18 | 1,81 | 1,77 |
| MnO | 0,03 | 0,03 | 0,06 | 0 | 0,17 | 0,04 | 0,06 | 0,06 |
| MgO | 0,64 | 0,59 | 1,16 | 2,49 | 0,46 | 0,58 | 0,88 | 0,82 |
| CaO | 1,09 | 1,1 | 1,72 | 0,45 | 0,63 | 1,87 | 1,66 | 1,74 |
| Na ₂ O | 2,72 | 2,75 | 2,35 | 6,35 | 3,97 | 2,81 | 2,86 | 2,91 |
| K ₂ O | 5,23 | 5,36 | 5,39 | 0,7 | 4,27 | 3,38 | 3,23 | 3,12 |
| TiO ₂ | 0,18 | 0,18 | 0,34 | 0,1 | 0,07 | 0,09 | 0,14 | 0,13 |
| P ₂ O ₅ | 0,06 | 0,06 | 0,16 | 0,03 | 0,04 | 0,04 | 0,05 | 0,06 |
| P.F. | 0,47 | 0,44 | 0,45 | 1,26 | 0,42 | 0,73 | 1,13 | 1,07 |
| TOTAL | 99,36 | 99,72 | 99,96 | 99,83 | 99,97 | 99,94 | 99,82 | 99,46 |

| | | | | | | | | |
|----|-----|-----|-------|-----|------|------|----|-----|
| Zr | 109 | 107 | 258 | 75 | 109 | 39 | 85 | 83 |
| Y | 49 | 49 | 24 | 41 | 50 | 26 | 25 | 25 |
| Nb | 31 | 30 | 17 | 10 | 31 | 19 | 16 | 15 |
| Rb | 144 | 144 | 95 | 8,2 | 145 | 230 | 69 | 68 |
| Sr | 79 | 88 | 160 | 49 | 79 | 11 | 17 | 153 |
| Th | | | 16,26 | | 4,41 | 5,38 | | |
| Ta | | | 1,2 | | | | | |

La chimie des plagioclases des veuhrites

| | | | | | | | | | | |
|-------|--------|--------|--------|---------|--------|---------|---------|---------|---------|---------|
| SiO2 | 46,525 | 48,833 | 46,968 | 48,868 | 44,84 | 47,096 | 45,869 | 47,087 | 46,622 | 46,547 |
| TiO2 | 0,027 | 0,04 | 0 | 0,017 | 0,005 | 0 | 0,023 | 0,025 | 0,017 | 0,017 |
| Al2O3 | 33,806 | 33,857 | 33,475 | 33,906 | 33,857 | 33,913 | 34,079 | 33,813 | 33,804 | 33,834 |
| Fe2O3 | 0,177 | 0,3 | 0,204 | 0,379 | 0,093 | 0,14 | 0,19 | 0,229 | 0,298 | 0,332 |
| MgO | 0,008 | 0,012 | 0 | 0,04 | 0,002 | 0,027 | 0,002 | 0,048 | 0,08 | 0,088 |
| BaO | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| CaO | 17,772 | 17,932 | 18,161 | 18,094 | 17,876 | 18,008 | 18,497 | 17,858 | 17,837 | 18,013 |
| Na2O | 1,849 | 1,636 | 1,498 | 1,595 | 1,828 | 1,805 | 1,288 | 1,494 | 1,499 | 1,471 |
| K2O | 0,01 | 0 | 0,016 | 0 | 0,019 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,012 |
| Rb2O | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Cs2O | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| SO | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| -> | 99,974 | 100,61 | 100,32 | 100,861 | 98,031 | 100,793 | 100,805 | 100,329 | 100,132 | 100,293 |
| Si | 2,143 | 2,144 | 2,158 | 2,141 | 2,109 | 2,151 | 2,107 | 2,156 | 2,143 | 2,138 |
| Al | 1,835 | 1,827 | 1,811 | 1,826 | 1,877 | 1,825 | 1,874 | 1,826 | 1,832 | 1,832 |
| Fe3 | 0,008 | 0,01 | 0,007 | 0,013 | 0,003 | 0,005 | 0,007 | 0,008 | 0,01 | 0,011 |
| Ti | 0,001 | 0,001 | 0 | 0 | 0,001 | 0 | 0 | 0,001 | 0,001 | 0,001 |
| Mg | 0,001 | 0,001 | 0 | 0,003 | 0 | 0,002 | 0 | 0,003 | 0,004 | 0,005 |
| Nb | 0,147 | 0,145 | 0,133 | 0,141 | 0,187 | 0,142 | 0,113 | 0,133 | 0,134 | 0,131 |
| Ca | 0,877 | 0,88 | 0,886 | 0,886 | 0,876 | 0,881 | 0,909 | 0,867 | 0,879 | 0,887 |
| K | 0,001 | 0 | 0,001 | 0 | 0,001 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,001 |
| Ba | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Rb | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Cs | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Sr | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| -> | 5,01 | 5,008 | 5,002 | 5,01 | 5,034 | 5,005 | 5,009 | 4,993 | 5,002 | 5,005 |
| CN | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| CR | 0,001 | 0 | 0,001 | 0 | 0,001 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,001 |
| AB | 0,144 | 0,142 | 0,13 | 0,138 | 0,16 | 0,139 | 0,11 | 0,133 | 0,132 | 0,129 |
| AN | 0,858 | 0,858 | 0,869 | 0,862 | 0,839 | 0,861 | 0,89 | 0,867 | 0,868 | 0,871 |

La chimie des plagioclases des pyroxénites

| | | | | | | | | | | | | | | |
|-------|---------|---------|--------|---------|---------|--------|---------|---------|--------|---------|---------|---------|---------|---------|
| SiO2 | 45,627 | 45,992 | 49,892 | 45,28 | 44,707 | 44,529 | 45,77 | 45,43 | 45,889 | 46,538 | 46,104 | 46,247 | 45,892 | 46,153 |
| TiO2 | 0 | 0,023 | 0 | 0,023 | 0,017 | 0 | 0,013 | 0,013 | 0,013 | 0,013 | 0,013 | 0,013 | 0,013 | 0,013 |
| Al2O3 | 35,289 | 35,18 | 34,829 | 35,172 | 35,164 | 35,264 | 34,905 | 35,321 | 34,878 | 34,865 | 34,754 | 34,333 | 34,752 | 34,86 |
| Fe2O3 | 0,429 | 0,588 | 0,455 | 0,558 | 0,283 | 0,283 | 0,287 | 0,287 | 0,418 | 0,366 | 0,26 | 0,378 | 0,312 | 0,323 |
| MgO | 0,02 | 0,018 | 0,027 | 0,007 | 0 | 0,012 | 0,027 | 0 | 0,041 | 0,027 | 0,038 | 0,013 | 0,003 | 0,038 |
| BaO | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| CaO | 18,474 | 19,453 | 19,341 | 19,708 | 19,479 | 18,257 | 18,587 | 19,449 | 18,688 | 18,124 | 18,359 | 18,307 | 18,011 | 19,02 |
| Na2O | 0,887 | 0,861 | 0,874 | 0,744 | 0,667 | 0,805 | 1,146 | 0,86 | 1,277 | 1,241 | 1,042 | 1,12 | 1,165 | 1,202 |
| K2O | 0 | 0,017 | 0 | 0 | 0,024 | 0,041 | 0 | 0,042 | 0 | 0,018 | 0 | 0 | 0,017 | 0 |
| Rb2O | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Cs2O | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| SO | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| -> | 101,528 | 100,992 | 99,017 | 101,488 | 100,344 | 99,991 | 100,732 | 101,347 | 100,83 | 100,871 | 100,587 | 100,428 | 100,935 | 101,414 |
| Si | 2,078 | 2,087 | 2,054 | 2,087 | 2,082 | 2,059 | 2,097 | 2,073 | 2,095 | 2,122 | 2,111 | 2,122 | 2,1 | 2,103 |
| Al | 1,894 | 1,899 | 1,91 | 1,892 | 1,911 | 1,922 | 1,884 | 1,9 | 1,874 | 1,863 | 1,876 | 1,858 | 1,874 | 1,891 |
| Fe3 | 0,015 | 0,02 | 0,016 | 0,019 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,014 | 0,013 | 0,009 | 0,013 | 0,011 | 0,011 |
| Ti | 0 | 0,001 | 0 | 0,001 | 0,001 | 0 | 0 | 0 | 0,001 | 0 | 0,001 | 0 | 0 | 0,001 |
| Mg | 0,001 | 0,001 | 0,002 | 0 | 0,001 | 0,002 | 0 | 0,003 | 0,002 | 0,002 | 0,002 | 0,001 | 0 | 0,002 |
| Nb | 0,061 | 0,059 | 0,061 | 0,068 | 0,06 | 0,054 | 0,102 | 0,078 | 0,113 | 0,111 | 0,103 | 0,108 | 0,081 | 0,079 |
| Ca | 0,95 | 0,955 | 0,97 | 0,964 | 0,963 | 0,954 | 0,913 | 0,951 | 0,918 | 0,855 | 0,901 | 0,9 | 0,922 | 0,929 |
| K | 0 | 0,001 | 0 | 0,001 | 0,002 | 0 | 0 | 0,002 | 0,001 | 0 | 0,001 | 0 | 0,001 | 0 |
| Ba | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Rb | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Cs | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Sr | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| -> | 4,998 | 5,003 | 5,013 | 5,009 | 5,007 | 5,003 | 5,007 | 5,01 | 5,019 | 4,995 | 4,993 | 4,992 | 5,01 | 5,014 |
| CN | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| CR | 0,001 | 0 | 0,001 | 0 | 0,001 | 0,002 | 0 | 0,002 | 0 | 0,001 | 0 | 0,001 | 0 | 0,001 |
| AB | 0,08 | 0,058 | 0,059 | 0,064 | 0,068 | 0,054 | 0,1 | 0,074 | 0,11 | 0,11 | 0,093 | 0,1 | 0,101 | 0,103 |
| AN | 0,94 | 0,941 | 0,941 | 0,938 | 0,94 | 0,944 | 0,9 | 0,928 | 0,888 | 0,89 | 0,908 | 0,9 | 0,899 | 0,898 |

La chimie des plagioclases des gabbros lités

| | | | | | | | | | | | | |
|-------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|--------|---------|
| SiO2 | 50,22 | 51,02 | 49,833 | 49,418 | 50,327 | 49,595 | 49,965 | 53,054 | 50,815 | 50,273 | 50,889 | 50,41 |
| TiO2 | 0,03 | 0,018 | 0,03 | 0,027 | 0,042 | 0,033 | 0,023 | 0,053 | 0,02 | 0,027 | 0,027 | 0,027 |
| Al2O3 | 31,748 | 31,368 | 31,835 | 33,141 | 31,795 | 32,358 | 32,392 | 30,238 | 31,51 | 32,158 | 31,945 | 32,881 |
| Fe2O3 | 0,003 | 0,184 | 0,41 | 0,4 | 0,439 | 0,509 | 0,452 | 0,104 | 0,392 | 0,25 | 0,319 | 0,17 |
| MgO | 0,035 | 0,015 | 0,043 | 0,005 | 0,098 | 0,05 | 0,053 | 0,008 | 0,015 | 0 | 0,038 | 0,018 |
| BaO | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| CaO | 15,079 | 14,518 | 15,818 | 16,724 | 15,482 | 16,077 | 15,714 | 13,217 | 14,991 | 15,51 | 15,499 | 15,310 |
| Na2O | 3,22 | 3,47 | 2,759 | 2,993 | 3,059 | 2,718 | 2,951 | 4,087 | 3,17 | 3,046 | 3,238 | 3,111 |
| K2O | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,037 | 0,042 | 0,035 | 0,002 | 0,071 | 0,024 | 0,002 | 0,024 |
| Rb2O | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Cs2O | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| SO | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| -> | 100,335 | 100,593 | 100,728 | 102,107 | 101,278 | 101,381 | 101,588 | 100,785 | 100,954 | 101,292 | 101,93 | 101,742 |
| Si | 2,283 | 2,31 | 2,263 | 2,219 | 2,273 | 2,242 | 2,251 | 2,388 | 2,297 | 2,288 | 2,282 | 2,282 |
| Al | 1,701 | 1,674 | 1,704 | 1,754 | 1,692 | 1,724 | 1,72 | 1,803 | 1,678 | 1,71 | 1,688 | 1,728 |
| Fe3 | 0 | 0,006 | 0,014 | 0,014 | 0,015 | 0,017 | 0,015 | 0,004 | 0,013 | 0,008 | 0,011 | 0,006 |
| Ti | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,002 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,001 |
| Mg | 0,002 | 0,001 | 0,003 | 0 | 0,007 | 0,003 | 0,004 | 0,001 | 0,001 | 0 | 0,003 | 0 |
| Nb | 0,284 | 0,305 | 0,243 | 0,208 | 0,268 | 0,238 | 0,258 | 0,358 | 0,278 | 0,286 | 0,281 | 0,271 |
| Ca | 0,735 | 0,704 | 0,77 | 0,805 | 0,748 | 0,779 | 0,759 | 0,637 | 0,725 | 0,75 | 0,745 | 0,737 |
| K | 0 | 0 | 0 | 0,002 | 0,002 | 0,002 | 0 | 0,004 | 0,001 | 0 | 0,001 | 0 |
| Ba | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Rb | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Cs | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Sr | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| -> | 5,007 | 5,001 | 4,998 | 5,001 | 5,007 | 5,007 | 5,01 | 4,988 | 4,997 | 5,005 | 5,01 | 5,008 |
| CN | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| CR | 0,001 | 0 | 0 | 0 | 0,002 | 0,002 | 0,002 | 0 | 0,004 | 0,001 | 0 | 0,001 |
| AB | 0,279 | 0,302 | 0,24 | 0,208 | 0,263 | 0,234 | 0,253 | 0,359 | 0,278 | 0,282 | 0,274 | 0,288 |
| AN | 0,721 | 0,698 | 0,78 | 0,794 | 0,735 | 0,764 | 0,745 | 0,641 | 0,72 | 0,737 | 0,728 | 0,73 |

La chimie des plagioclases des gabbros massifs

| | | | | | | | | | |
|-------|--------|--------|--------|---------|---------|--------|---------|---------|---------|
| SiO2 | 44,281 | 47,745 | 47,559 | 48,282 | 46,521 | 47,208 | 47,293 | 47,08 | 47,738 |
| TiO2 | 0,023 | 0,047 | 0 | 0,002 | 0 | 0,012 | 0 | 0,03 | 0,04 |
| Al2O3 | 31,88 | 33,388 | 33,785 | 33,282 | 33,842 | 33,751 | 33,628 | 33,405 | 33,503 |
| Fe2O3 | 0,365 | 0,472 | 0,38 | 0,395 | 0,456 | 0,528 | 0,325 | 0,805 | 0,883 |
| MgO | 0,073 | 0,015 | 0,023 | 0,025 | 0,03 | 0,02 | 0,003 | 0,128 | 0,022 |
| BaO | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| CaO | 18,488 | 17,39 | 17,753 | 17,283 | 17,718 | 17,521 | 17,334 | 17,392 | 17,127 |
| Na2O | 1,394 | 1,994 | 1,877 | 2,081 | 2,018 | 1,774 | 1,933 | 1,728 | 1,928 |
| K2O | 0 | 0 | 0,013 | 0,039 | 0,022 | 0 | 0,008 | 0 | 0,03 |
| Rb2O | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Cs2O | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| SO | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| -> | 97,484 | 101,05 | 101,19 | 101,377 | 102,005 | 100,81 | 100,525 | 100,548 | 101,068 |
| Si | 2,113 | 2,174 | 2,182 | 2,189 | 2,176 | 2,155 | 2,164 | 2,158 | 2,172 |
| Al | 1,793 | 1,792 | 1,81 | 1,779 | 1,789 | 1,818 | 1,813 | 1,804 | 1,787 |
| Fe3 | 0,013 | 0,018 | 0,013 | 0,013 | 0,015 | 0,018 | 0,011 | 0,028 | 0,023 |
| Ti | 0,001 | 0,002 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,001 | 0,001 |
| Mg | 0,005 | 0,001 | 0,002 | 0,002 | 0,002 | 0,001 | 0 | 0,009 | 0,001 |
| Nb | 0,129 | 0,178 | 0,148 | 0,18 | | | | | |

La chimie des clinopyroxènes des pyroxénites

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| SiO ₂ | 54.702 | 53.608 | 53.892 | 54.578 | 53.589 | 53.889 | 54.079 | 53.645 | 54.244 | 54.235 | 54.171 | 54.488 | 54.372 | 54.086 | 53.748 | 54.359 | 54.041 | 54.359 | 54.041 |
| TiO ₂ | 0.100 | 0.193 | 0.147 | 0.112 | 0.172 | 0.115 | 0.183 | 0.212 | 0.284 | 0.279 | 0.115 | 0.178 | 0.232 | 0.254 | 0.222 | 0.250 | 0.292 | 0.250 | 0.292 |
| Al ₂ O ₃ | 1.198 | 2.093 | 1.585 | 2.041 | 2.083 | 1.848 | 1.946 | 0.76 | 0.998 | 1.639 | 1.219 | 0.859 | 1.478 | 1.593 | 1.672 | 1.340 | 1.555 | 1.340 | 1.555 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.134 | 0.140 | 0.188 | 0.262 | 0.181 | 0.219 | 0.174 | 0.218 | 0.000 | 0.079 | 0.087 | 0.045 | 0.000 | 0.000 | 0.287 | 0.148 | 0.089 | 0.148 | 0.089 |
| FeO | 3.852 | 4.897 | 4.735 | 4.841 | 3.427 | 4.037 | 4.186 | 3.885 | 3.887 | 4.110 | 4.883 | 4.599 | 5.898 | 6.214 | 4.128 | 4.484 | 5.800 | 4.484 | 5.800 |
| MnO | 0.060 | 0.186 | 0.102 | 0.077 | 0.139 | 0.067 | 0.087 | 0.133 | 0.172 | 0.170 | 0.182 | 0.240 | 0.178 | 0.188 | 0.147 | 0.150 | 0.294 | 0.150 | 0.294 |
| NO | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| MgO | 16.674 | 17.949 | 16.325 | 17.305 | 16.627 | 17.655 | 18.073 | 16.272 | 16.329 | 16.703 | 16.290 | 16.248 | 17.380 | 16.884 | 16.062 | 16.370 | 16.043 | 16.370 | 16.043 |
| ZnO | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| ZrO | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| CaO | 24.788 | 20.784 | 23.418 | 21.941 | 23.709 | 21.984 | 21.43 | 23.856 | 24.269 | 23.543 | 23.232 | 23.818 | 21.683 | 21.532 | 23.790 | 23.808 | 23.131 | 23.808 | 23.131 |
| Na ₂ O | 0.007 | 0.116 | 0.077 | 0.108 | 0.133 | 0.155 | 0.185 | 0.148 | 0.185 | 0.188 | 0.218 | 0.129 | 0.084 | 0.170 | 0.212 | 0.178 | 0.162 | 0.178 | 0.162 |
| K ₂ O | 0.000 | 0.018 | 0.013 | 0.000 | 0.008 | 0.024 | 0.025 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| -> | 101.533 | 101.180 | 100.323 | 101.383 | 101.814 | 101.521 | 102.057 | 101.443 | 100.951 | 102.337 | 101.389 | 100.581 | 101.509 | 101.482 | 101.882 | 101.989 | 101.623 | 101.989 | 101.623 |
| Si | 1.971 | 1.937 | 1.982 | 1.983 | 1.933 | 1.940 | 1.925 | 1.938 | 1.989 | 1.945 | 1.984 | 1.985 | 1.982 | 1.958 | 1.941 | 1.958 | 1.957 | 1.958 | 1.957 |
| Aliv | 0.029 | 0.063 | 0.038 | 0.037 | 0.067 | 0.060 | 0.065 | 0.092 | 0.031 | 0.055 | 0.038 | 0.015 | 0.038 | 0.042 | 0.059 | 0.042 | 0.043 | 0.042 | 0.043 |
| Alvi | 0.022 | 0.023 | 0.030 | 0.049 | 0.020 | 0.018 | 0.017 | 0.038 | 0.008 | 0.014 | 0.018 | 0.021 | 0.025 | 0.028 | 0.013 | 0.015 | 0.028 | 0.015 | 0.028 |
| Ti | 0.003 | 0.005 | 0.004 | 0.003 | 0.005 | 0.003 | 0.004 | 0.008 | 0.008 | 0.008 | 0.005 | 0.008 | 0.007 | 0.008 | 0.007 | 0.008 | 0.007 | 0.008 | 0.007 |
| Zr | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Fe ₃ | 0.000 | 0.034 | 0.002 | 0.000 | 0.043 | 0.042 | 0.046 | 0.02 | 0.018 | 0.037 | 0.028 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Zn | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Cr | 0.004 | 0.004 | 0.005 | 0.007 | 0.005 | 0.008 | 0.005 | 0.008 | 0.000 | 0.002 | 0.002 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Mg | 0.895 | 0.987 | 0.898 | 0.928 | 0.884 | 0.947 | 0.964 | 0.878 | 0.884 | 0.893 | 0.880 | 0.882 | 0.935 | 0.911 | 0.885 | 0.879 | 0.888 | 0.879 | 0.888 |
| Ni | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Fe ₂ | 0.118 | 0.146 | 0.145 | 0.149 | 0.104 | 0.122 | 0.128 | 0.117 | 0.118 | 0.124 | 0.148 | 0.140 | 0.178 | 0.188 | 0.125 | 0.135 | 0.170 | 0.135 | 0.170 |
| Mn | 0.002 | 0.006 | 0.003 | 0.002 | 0.004 | 0.002 | 0.003 | 0.004 | 0.005 | 0.005 | 0.008 | 0.007 | 0.005 | 0.008 | 0.005 | 0.005 | 0.009 | 0.005 | 0.009 |
| Ca | 0.957 | 0.804 | 0.917 | 0.845 | 0.918 | 0.847 | 0.822 | 0.904 | 0.905 | 0.904 | 0.902 | 0.890 | 0.839 | 0.835 | 0.921 | 0.919 | 0.897 | 0.919 | 0.897 |
| Na | 0.000 | 0.008 | 0.005 | 0.007 | 0.009 | 0.011 | 0.013 | 0.01 | 0.019 | 0.013 | 0.015 | 0.009 | 0.008 | 0.012 | 0.015 | 0.012 | 0.011 | 0.012 | 0.011 |
| K | 0.000 | 0.001 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.001 | 0.000 | 0.001 | 0.000 |
| WO | 3.999 | 4.000 | 4.000 | 3.991 | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 |
| CaO | 48.812 | 41.891 | 47.000 | 43.994 | 47.874 | 44.205 | 42.987 | 48.179 | 48.518 | 47.087 | 48.728 | 47.828 | 42.985 | 43.171 | 48.189 | 47.530 | 46.425 | 47.530 | 46.425 |
| BN | 45.492 | 50.375 | 45.581 | 48.272 | 46.708 | 49.431 | 50.434 | 45.718 | 45.411 | 46.470 | 45.807 | 45.193 | 47.009 | 47.093 | 45.290 | 45.469 | 44.795 | 45.469 | 44.795 |
| RS | 5.898 | 7.734 | 7.418 | 7.734 | 5.420 | 6.364 | 6.579 | 6.103 | 6.074 | 6.438 | 7.655 | 7.179 | 9.128 | 9.738 | 6.552 | 7.001 | 6.780 | 7.001 | 6.780 |

La chimie des clinopyroxènes des gabbrorites

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|-------------------|--------------------------------|---------|-------------------|-----------------|---------|---------|---------|---------|---------|
| SiO ₂ | 54.319 | 54.950 | 56.837 | 53.986 | 54.351 | 53.857 | 56.591 | 56.032 | 54.657 | 54.486 | 54.319 | 54.950 | 56.837 | 53.986 | 54.351 | 53.857 | 56.591 | 56.032 | 54.657 |
| TiO ₂ | 0.098 | 0.130 | 0.113 | 0.173 | 0.205 | 0.200 | 0.117 | 0.135 | 0.095 | 0.118 | TiO ₂ | 0.577 | 0.490 | 0.160 | 0.537 | 0.898 | 0.544 | 0.532 | 0.904 |
| Al ₂ O ₃ | 0.850 | 0.805 | 0.935 | 1.767 | 1.785 | 1.185 | 1.079 | 1.198 | 1.255 | 0.935 | Al ₂ O ₃ | 3.157 | 2.167 | 1.124 | 2.152 | 2.373 | 2.377 | 2.198 | 2.502 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.263 | 0.000 | 0.125 | 0.000 | 0.000 | 0.319 | 0.942 | Fe ₂ O ₃ | 0.321 | 1.897 | 0.499 | 1.843 | 2.582 | 1.341 | 3.002 | 2.354 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.089 | 0.171 | 0.224 | 0.393 | 0.187 | 0.139 | 0.088 | 0.237 | 0.158 | 0.384 | Cr ₂ O ₃ | 0.089 | 0.111 | 0.045 | 0.089 | 0.045 | 0.000 | 0.048 | 0.038 |
| FeO | 4.001 | 4.975 | 4.433 | 5.259 | 4.843 | 13.907 | 13.692 | 10.919 | 3.384 | FeO | 0.089 | 0.111 | 0.045 | 0.089 | 0.045 | 0.000 | 0.048 | 0.038 | |
| MnO | 0.260 | 0.082 | 0.239 | 0.177 | 0.212 | 0.150 | 0.253 | 0.210 | 0.059 | MnO | 0.018 | 0.115 | MnO | 8.902 | 5.398 | 6.214 | 5.398 | 4.872 | 6.030 |
| NO | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | NO | 0.000 | 0.000 | NO | 0.000 | 0.000 | 0.244 | 0.254 | 0.019 | 0.998 |
| MgO | 15.816 | 16.279 | 15.213 | 15.852 | 15.803 | 16.118 | 28.681 | 28.871 | 24.929 | 16.809 | MgO | 17.461 | 17.750 | MgO | 18.848 | 15.503 | 15.944 | 15.599 | 15.312 |
| ZnO | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | ZnO | 0.000 | 0.000 | ZnO | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| ZrO | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | ZrO | 0.000 | 0.000 | ZrO | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| CaO | 24.788 | 23.828 | 23.429 | 23.498 | 23.419 | 23.604 | 1.234 | 1.171 | 7.441 | CaO | 25.581 | 25.133 | CaO | 19.215 | 22.352 | 22.905 | 22.579 | 22.721 | 22.952 |
| Na ₂ O | 0.108 | 0.184 | 0.138 | 0.148 | 0.209 | 0.125 | 0.046 | 0.013 | 0.073 | Na ₂ O | 0.078 | 0.094 | Na ₂ O | 0.723 | 0.310 | 0.288 | 0.392 | 0.391 | 0.394 |
| K ₂ O | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.011 | 0.000 | 0.012 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | K ₂ O | 0.000 | 0.057 | K ₂ O | 0.004 | 0.000 | 0.000 | 0.008 | 0.005 | 0.000 |
| -> | 100.127 | 101.164 | 101.559 | 101.805 | 101.513 | 100.404 | 102.048 | 101.382 | 100.135 | 101.298 | -> | 103.057 | 101.820 | -> | 101.470 | 101.438 | 101.714 | 102.180 | 101.787 |
| Si | 1.989 | 1.990 | 2.035 | 1.954 | 1.965 | 1.989 | 1.981 | 1.975 | 1.986 | 1.971 | Si | 1.937 | 1.924 | 1.974 | 1.928 | 1.903 | 1.930 | 1.911 | 1.901 |
| Aliv | 0.011 | 0.010 | 0.000 | 0.046 | 0.035 | 0.031 | 0.019 | 0.025 | 0.034 | 0.027 | Aliv | 0.063 | 0.076 | 0.026 | 0.074 | 0.097 | 0.070 | 0.089 | 0.099 |
| Alvi | 0.017 | 0.024 | 0.039 | 0.029 | 0.040 | 0.020 | 0.028 | 0.024 | 0.019 | 0.019 | Alvi | 0.071 | 0.017 | 0.022 | 0.018 | 0.005 | 0.032 | 0.005 | 0.008 |
| Ti | 0.003 | 0.004 | 0.003 | 0.005 | 0.006 | 0.006 | 0.003 | 0.004 | 0.003 | 0.003 | Ti | 0.018 | 0.013 | 0.004 | 0.015 | 0.005 | 0.032 | 0.005 | 0.008 |
| Zr | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | Zr | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Fe ₃ | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.007 | 0.000 | 0.003 | 0.000 | 0.000 | 0.008 | 0.025 | Fe ₃ | 0.009 | 0.034 | Fe ₃ | 0.009 | 0.051 | 0.013 | 0.052 | 0.070 |
| Zn | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | Zn | 0.000 | 0.000 | Zn | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Cr | 0.003 | 0.005 | 0.006 | 0.011 | 0.008 | 0.005 | 0.004 | 0.002 | 0.007 | 0.005 | Cr | 0.003 | 0.003 | 0.001 | 0.003 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Mg | 0.893 | 0.979 | 0.812 | 0.857 | 0.850 | 0.878 | 1.497 | 1.508 | 1.338 | 0.896 | Mg | 0.905 | 0.842 | 0.861 | 0.839 | 0.830 | 0.838 | 0.849 | 0.858 |
| Ni | 0.000 | 0.000 | 0.00 | | | | | | | | | | | | | | | | |

19 - MARS 1999.

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
15, RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TÉL. (33) 76 83 59 66
FAX. (33) 76 87 82 43

PLANCHES PHOTOS

PLANCHE I

- 1- enclave de gabbro lité dans une wehrlite
- 2- enclave de gabbro lité dans une pyroxénite
- 3 & 4- zone de cisaillement dans un gabbro lité associé à des poches, sills wehrlitiques
- 5- relations entre les wehrlites et les gabbros lités affectés par une zone de cisaillement (figure de mélange)
- 6- bréchification dans la zone de transition dunitique
- 7- "Moho" pétrologique limite entre les gabbros lités et les tectonites
- 8- bréchification dans la zone de transition dunitique
- 9- zone d'imprégnation dans les les harzburgites
- 10- filon de gabbro pegmatoïde intrusif dans les tectonites
- 11- filon de gabbro lité intrusif dans les harzburgites
- 12- corps wehrlitique montrant une alternance et passage wehrlite-troctolite-gabbro
- 13- enclave dunitique dans une pyroxénite
- 14- contact entre une dunité saine et une dunité imprégnée

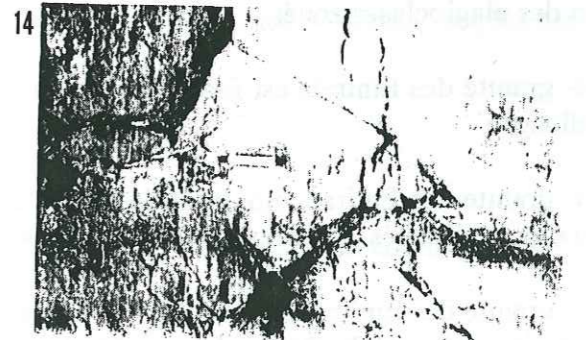
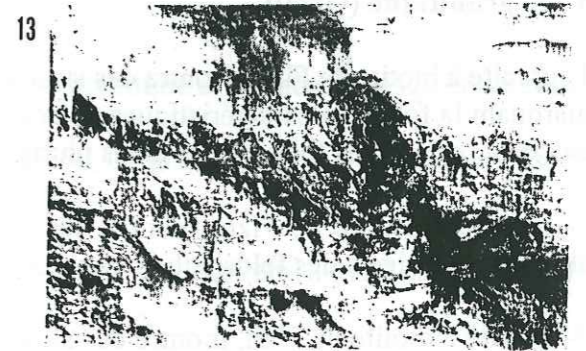
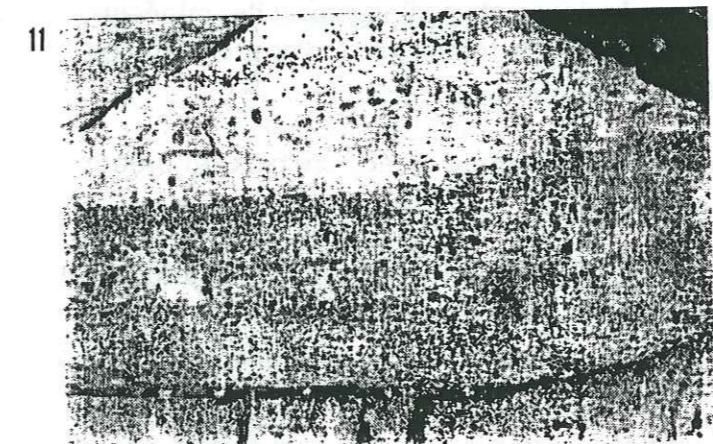
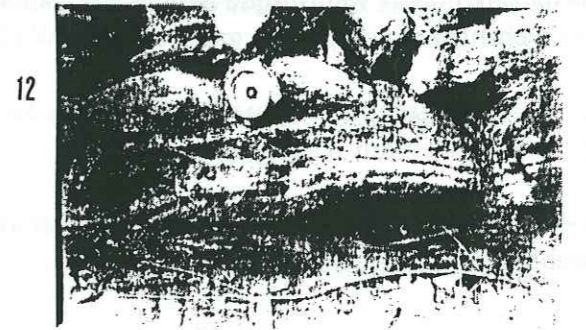
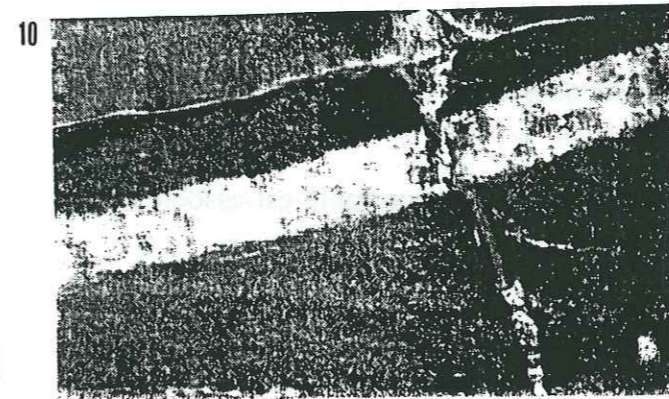
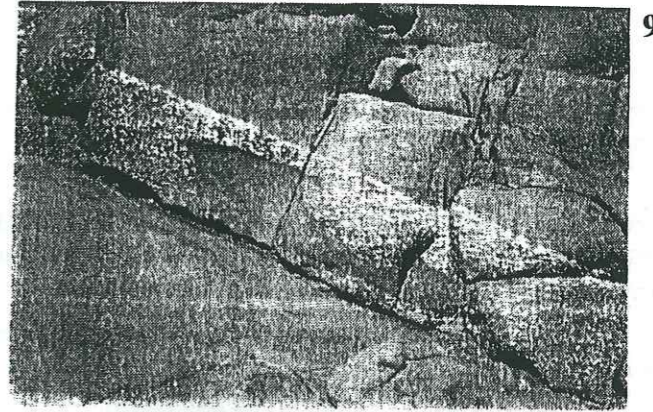
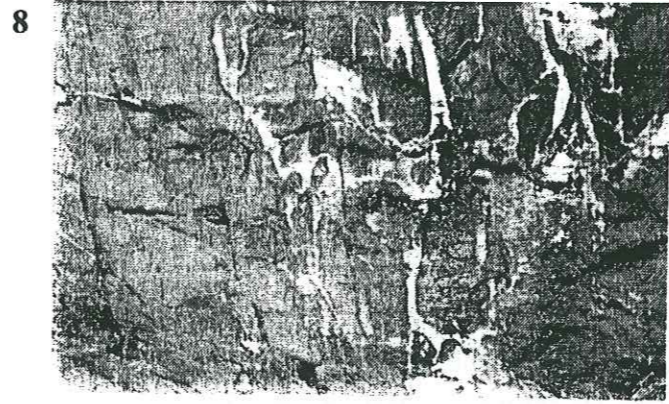
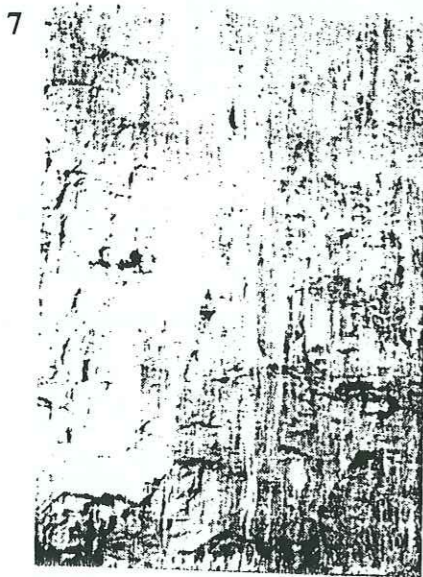
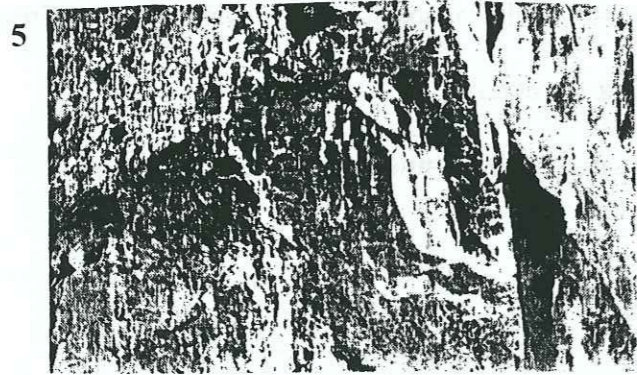
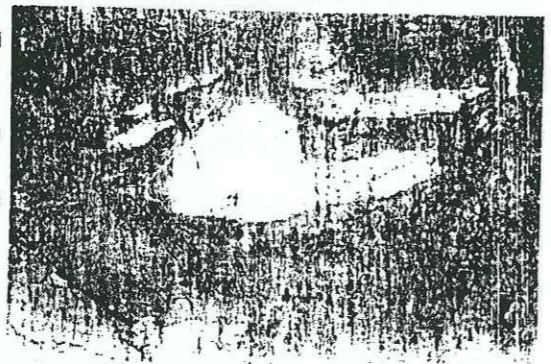
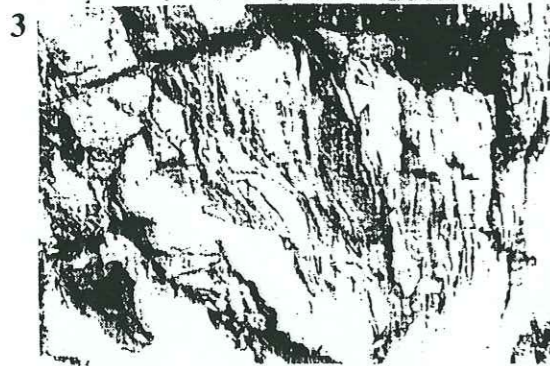
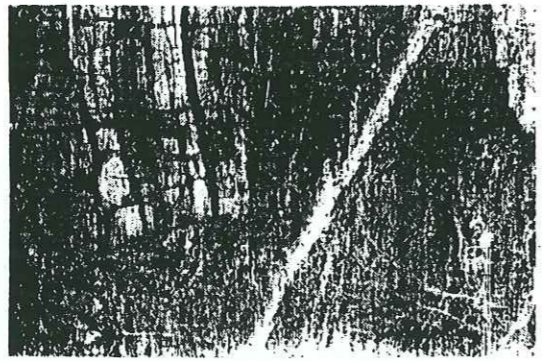
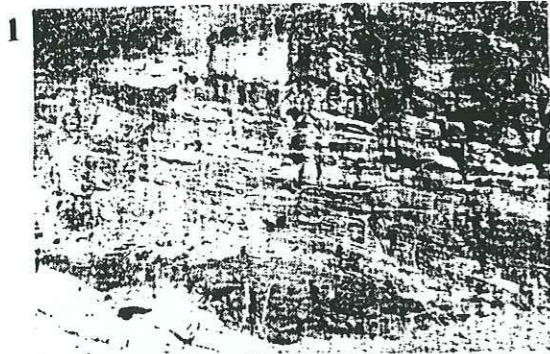


PLANCHE II

1- diorite quartzique qui bréchifie la pyroxénite, associée à des dépôts de sulfures hydrothermaux importants (Wadi Khabiyat).

2- diorite quartzique peut être bréchifiée par des dykes de diabase isolés auxquels elle est souvent associée, surtout dans les zones de cisaillement où l'ensemble montre une déformation mylonitique (Wadi Khabiyat, Wadi Fizh).

3 & 4- les filons ou les poches de granites à biotite intrusifs dans les harzburgites (Wadi Fizh).
Ils montrent des enclaves basiques.

4- dans le massif wehrlitique associé aux gabbros lités, on remarque que les filons acides recoupent les wehrlites et non pas les gabbros lités (Wadi Khabiyat, Wadi Ban Umar).

5- un filon granodioritique intrusif dans les gabbros laminés, l'ensemble est intrusif dans les pyroxénites (Wadi Khabiyat).

6- des poches granodioritiques qui montrent des enclaves basiques, l'ensemble est associé aux wehrlites (Wadi Khabiyat).

Type granitique (G*60)

1- granite à biotite de Fizh, montre des structures granophyriques, et un allongement des minéraux marquant la foliation caractéristiques de ces granites. Présence de tourmaline (en gros cristaux ou en cristaux fracturés formant des amas plurigranulaires).

2- granite à biotite de Fizh, montre des structures granophyriques, et des cristaux de biotite allongés associée à des feldspath potassiques et du quartz.

3- granite à biotite de Fizh, montre des structures myrmékites, des cristaux de biotite allongés et des plagioclases zonés.

4- granite des Emirats est formé de grenat globuleux, des cristaux de tourmaline et de muscovite allongée.

5- granite des Emirats montrant des granats globuleux et des cristaux de muscovite et de biotite toujours allongés. Présence de feldspaths potassiques de grande taille perthitique.

6- granite des Emirats qui montre des cristaux de biotite et de feldspath potassique associés à des structures granophyriques. La matrice est formée de grains de quartz et de feldspath; elle suit l'allongement des biotites (foliation).

Type granodioritiques (G*60)

7- granodiorite est formée de plagioclase zoné, de feldspath potassique et de biotite chloritisée. La biotite est interstitielle et allongée et montre des inclusions de plagioclase. Elle corrode les feldspaths.

8- granodiorite formée de cristaux de plagioclase zonés et de biotite allongée partiellement ou totalement chloritisée. Les cristaux du quartz sont corrodés.

9- granodiorite montrant des plagioclases zonés et des cristaux de biotite allongés.

10- granodiorite montrant des structures granophyriques.

11- granodiorite formée de quartz et feldspath potassique corrodés, des cristaux de biotite allongés et chloritisés.

12- granodiorite formée de cristaux de biotite allongés, de quartz, de plagioclase et de feldspath potassique. La biotite est partiellement chloritisée.

13- granodiorite montrant des cristaux de biotite chloritisées et des feldspaths potassiques de grande taille perthitiques. Des structures granophyriques apparaissent interstitiellement.

14- granodiorite montrant une hornblende entourée de chlorite qui est totalement altérée, et des structures granophyriques.

15- diorite quartzique montrant une texture pegmatitique et formée de plagioclase et de quartz.

16- diorite quartzique formée de quartz corrodé, de plagioclase et des cristaux d'hornblende. La texture est pegmatitique.

17- diorite quartzique déformée prise dans une zone de cisaillement, Les cristaux de plagioclase et d'hornblende sont allongés.

18 et 19- diorite quartzique montrant une association hornblende et biotite, en plus des cristaux de plagioclase et de quartz.

20- zone où les diorites quartziques sont abondantes, elles sont souvent associées à des gabbros recristallisés.

21- zone de cisaillement montrant que les diorites quartziques peuvent être prises dans ces zones et qui montrent en plus une bréchification du matériel encaissant (blocs sombres).

Type plagiogranitique (G*60)

22- plagiogranite formée de cristaux d'épidote automorphe (hydrothermale) et corrodent les cristaux du quartz.

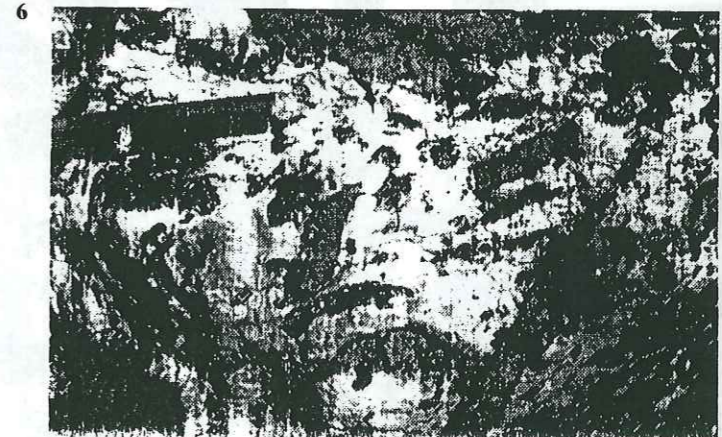
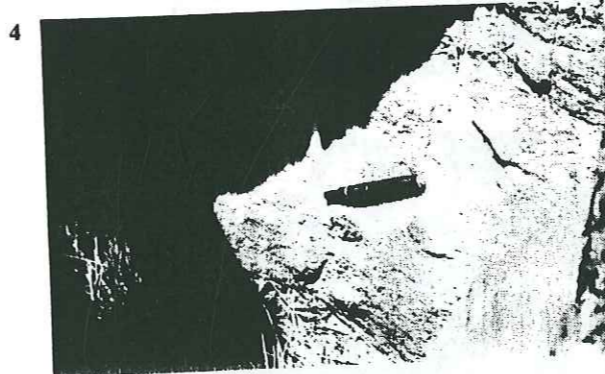
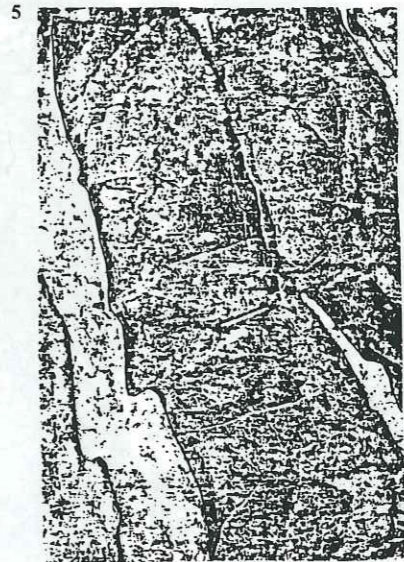
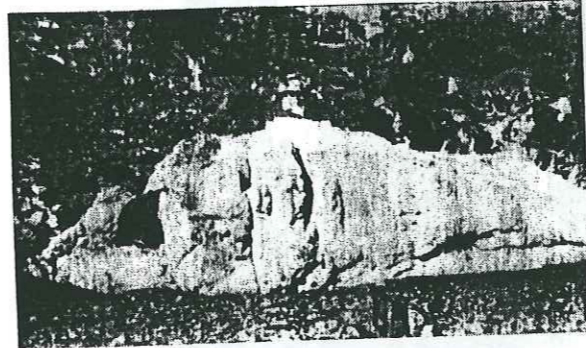
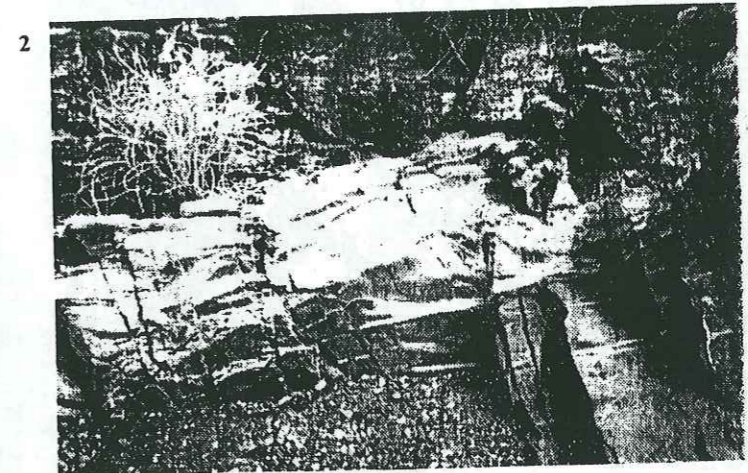
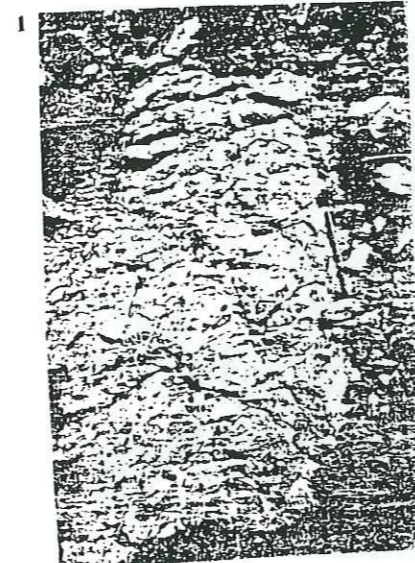
23- plagiogranite formée de vacuoles hydrothermales épidotisées associées à des cristaux de quartz. Parfois des relations secondaires se forment entre les cristaux d'épidote et de quartz.

24- plagiogranite montrant des structures granophyriques associées à des structures secondaires myrmékitiques.

25- trondhémite formés de cristaux de plagioclase, de quartz, d'hornblende et des minéraux opaques. L'altération hydrothermale est intense.

26- trondhémite formée de cristaux de quartz, de plagioclase, d'hornblende et des minéraux opaques.

27- Diorite à diorite quartzique montrant plus de cristaux de plagioclase et d'hornblende, les minéraux opaques sont abondants. L'altération hydrothermales est très intense à l'interface gabbros lités - gabbros isotropes.



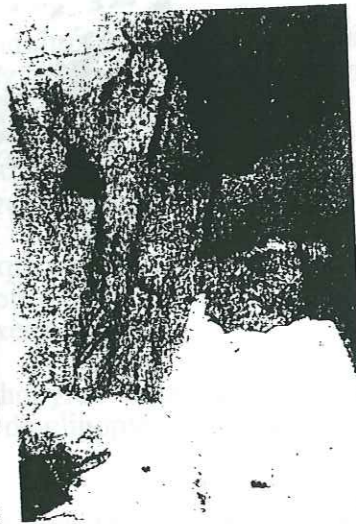
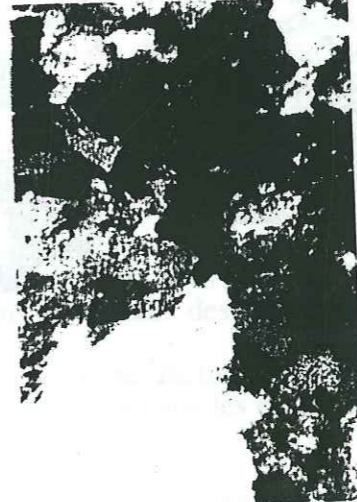
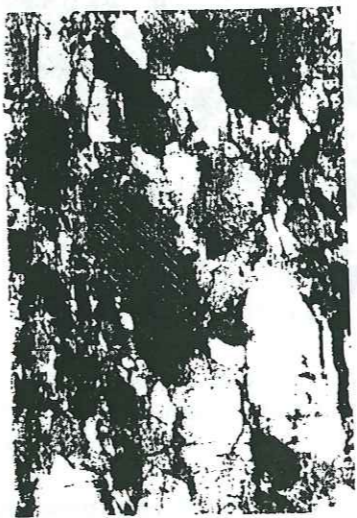
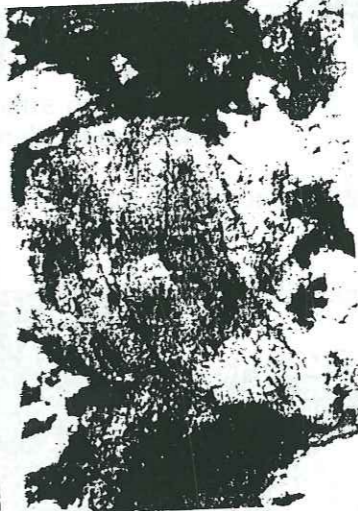
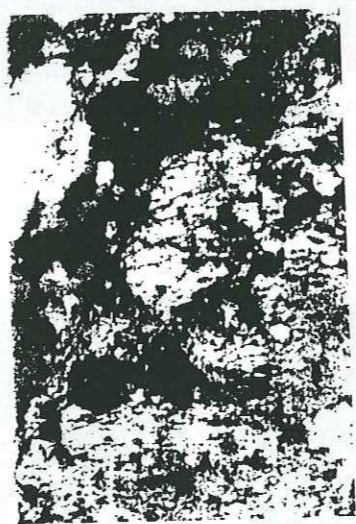
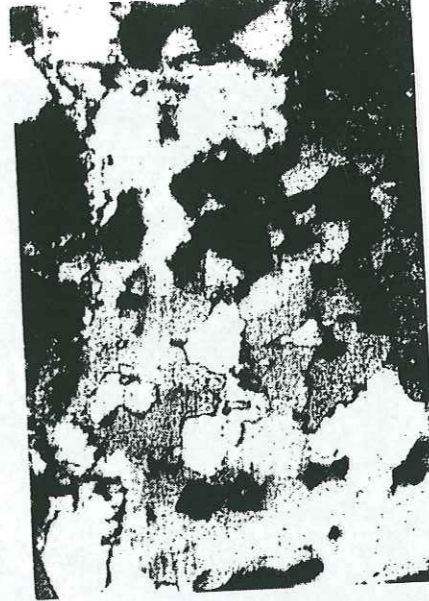
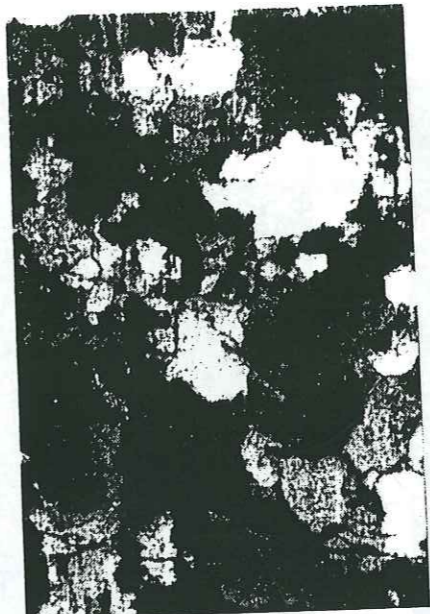
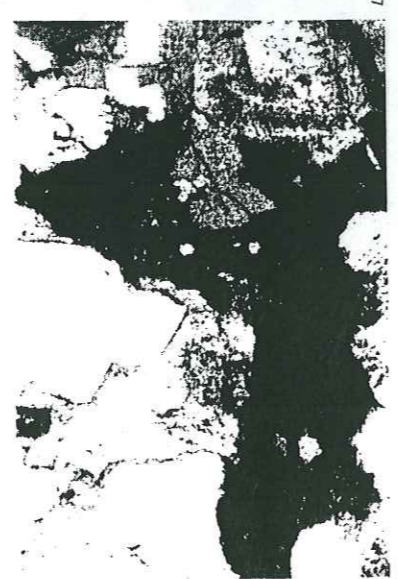
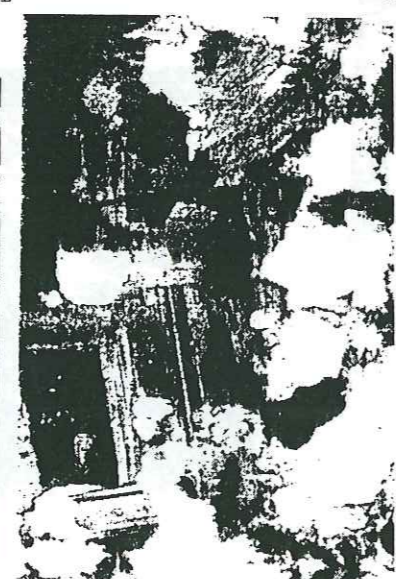
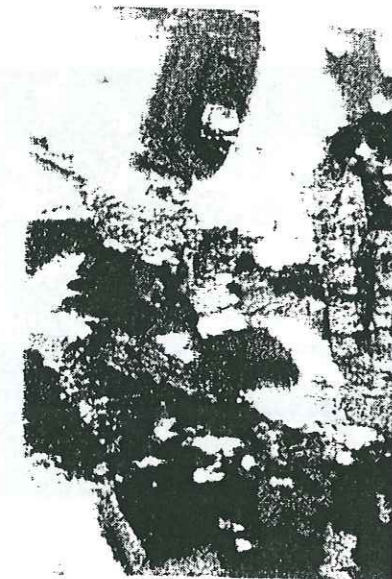
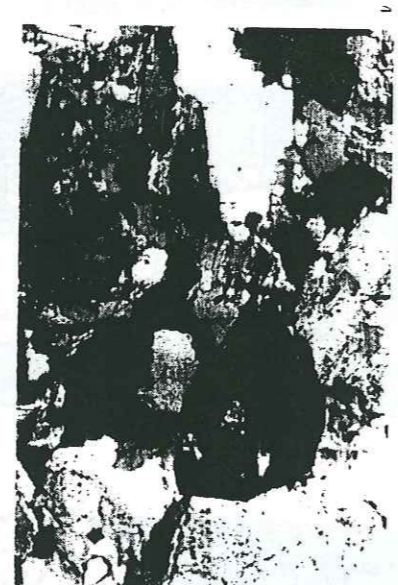
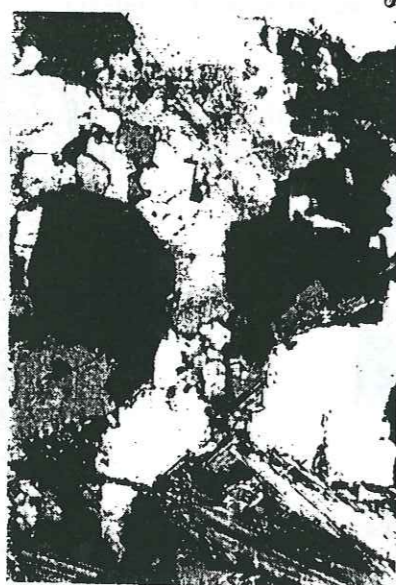
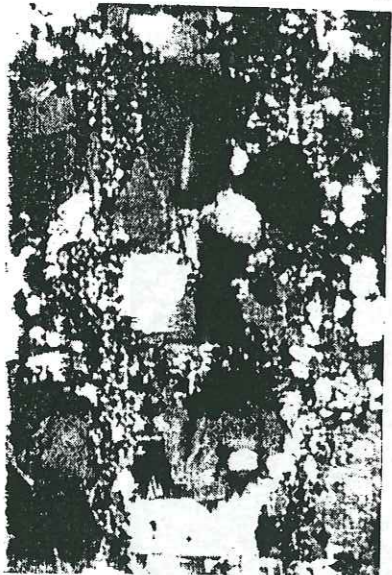
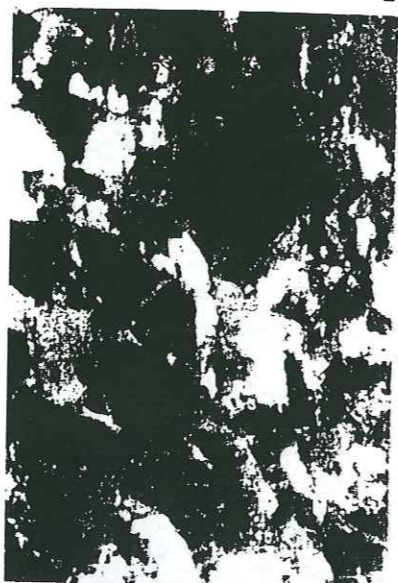
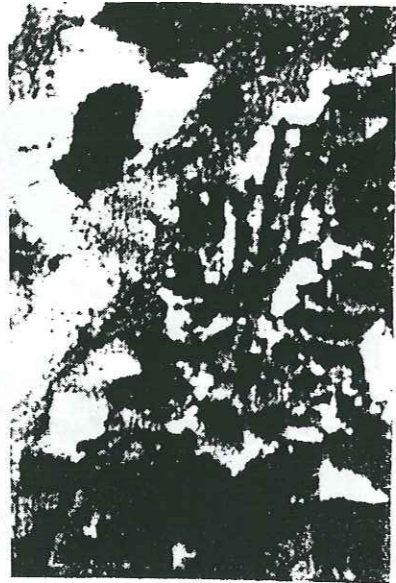
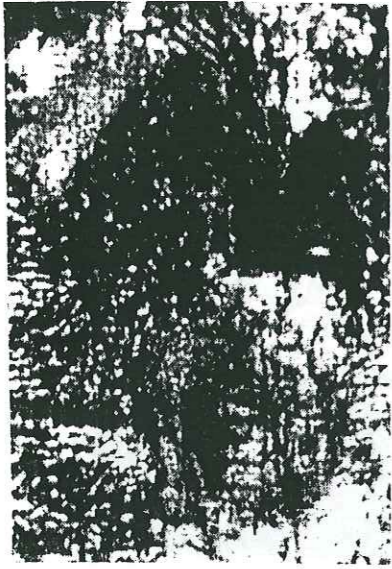


PLANCHE III

Dunite - Chromite (G*60, G*100: pour les inclusions dans la chromite)

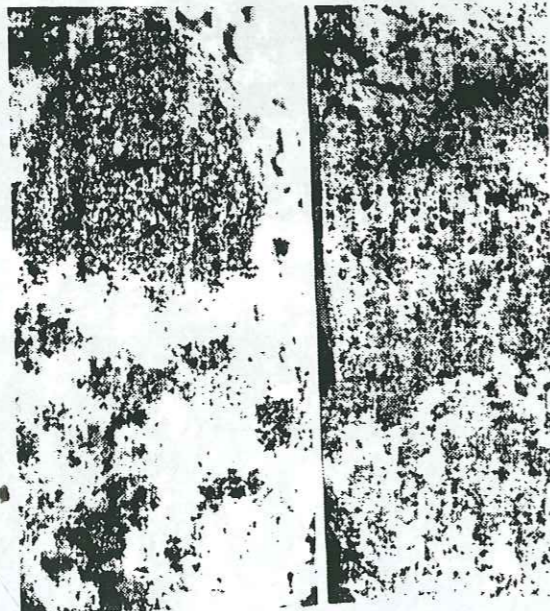
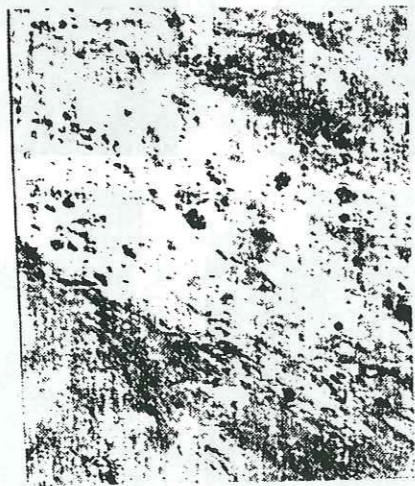
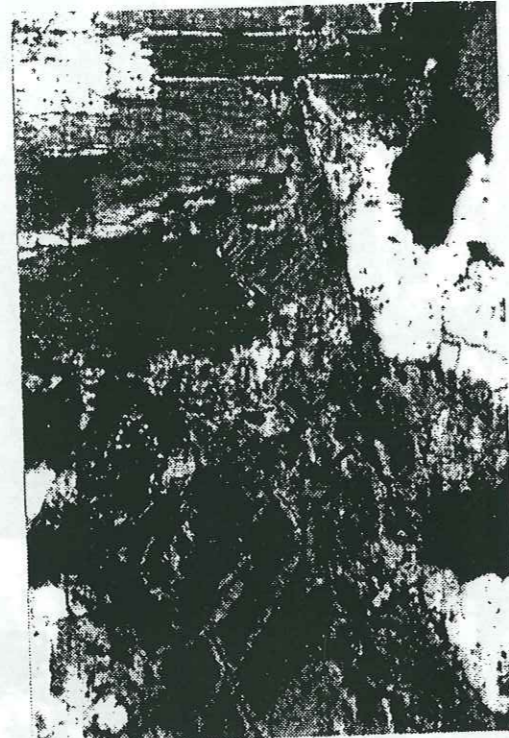
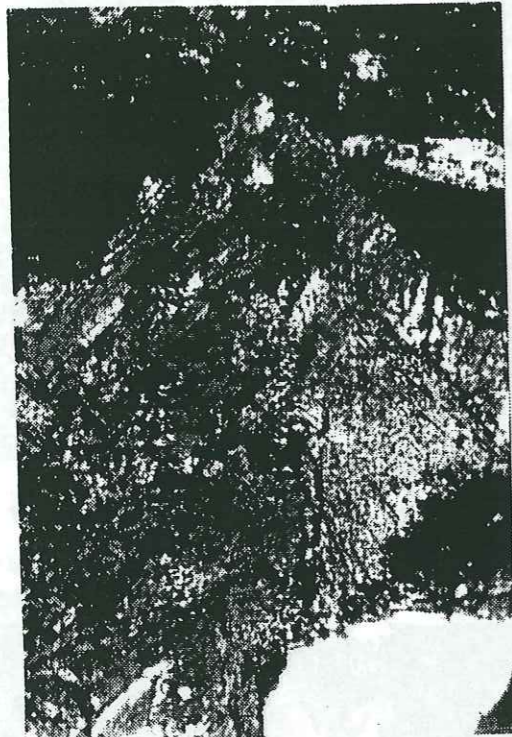
- 1- grain de chromite dans une dunite transitionnelle montrant d'importantes inclusions.
- 2- grain de chromite fracturé et corrodé, dans une dunite dont les olivines sont très serpentinisées.
- 3- des grains de chromite dont la forme est très variée et sont fracturés et corrodés. Ces grains forment de lentille au sein de la dunite où les olivines sont très serpentinisées.
- 4- dunite à clinopyroxène montrant des grains de chromites de taille différente, les gros cristaux sont souvent fracturés. Les olivines sont serpentinisées et les clinopyroxènes sont fracturés.
- 5- dunite à orthopyroxène montrant des grains de chromite à bordures arrondies, à la limite olivine (serpentinisée) et l'orthopyroxène (fracturé).

Wehrlite (G*60)

- 6- wehrlite mésocumulat montrant des cristaux de clinopyroxènes et des olivines serpentinisées. Les clinopyroxènes montrent des exsolutions.
- 7- wehrlite à texture hétéradcumulat montre des clinopyroxènes poécilitiques avec des inclusions d'olivine et des grains automorphes de spinelle chromifère.
- 8- wehrlite montrant un gros clinopyroxène fracturé et qui contient des petits grains automorphes de spinelle chromifère.
- 9- wehrlite hétéradcumulat formée de cristaux d'olivine monogranulaires serpentinisés englobés dans des clinopyroxènes.
- 10- wehrlite imprégnée de plagioclase intercumulus, des cristaux d'olivine serpentinisés avec des inclusions de spinelle chromifère. Des cristaux de clinopyroxène fracturés et montrent des exsolutions.

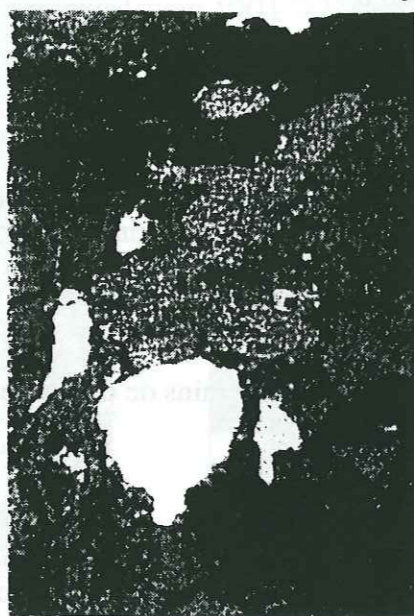
Pyroxénite (G*60)

- 11- pyroxénite formée de cristaux de clinopyroxènes plus ou moins ouralitisés et montrent parfois des exsolutions. Des cristaux d'orthopyroxène de petite taille et de plagioclase intercumulus moins abondants. Des sulfures précipitent abondamment dans ces pyroxénites.
- 12- relations mutuelles entre les cristaux de clinopyroxène et d'orthopyroxène (montre des exsolutions et des inclusions de clinopyroxène). Ces cristaux sont souvent fracturés.
- 13- pyroxénite formée de cristaux de clinopyroxènes de grande taille qui contiennent des inclusions de clinopyroxènes de petite taille (deux générations). Des cristaux d'orthopyroxène de petite taille apparaissent interstitiels et des sulfures dans les cristaux des clinopyroxènes.
- 14- pyroxénite formée de cristaux de clinopyroxène fracturés, et d'orthopyroxène qui montrent des exsolutions. Des sulfures magmatiques précipitent dans les cristaux de clinopyroxènes et parfois interstitiellement.
- 15- pyroxénite montrant des cristaux d'orthopyroxène fracturés de grande taille et qui englobent des clinopyroxènes de petite taille. Les clinopyroxènes sont altérés en amphibole formant des petits





24



23



22

filonnet ou des couronnes de recristallisation..

Gabbro lité (G*60)

16- gabbro lité à olivine à texture adcumulat hétérogranulaire, formé de plagioclase, de clinopyroxène et d'olivine. Une structuration minérale apparait entre les plagioclase et les clinopyroxènes. Ces derniers sont ouralitisés.

17- gabbro lité à olivine montrant des cristaux d'olivine qui englobent des clinopyroxènes. L'allongement des minéraux est bien marquée.

18- gabbro lité à olivine formé de grs cristaux d'olivine moins abondants et qui englobent des plagioclases et des clinopyroxènes. Les cristaux de clinopyroxènes montrent des exsolutions. L'hornblende tardi-magmatique apparit interstitiellement.

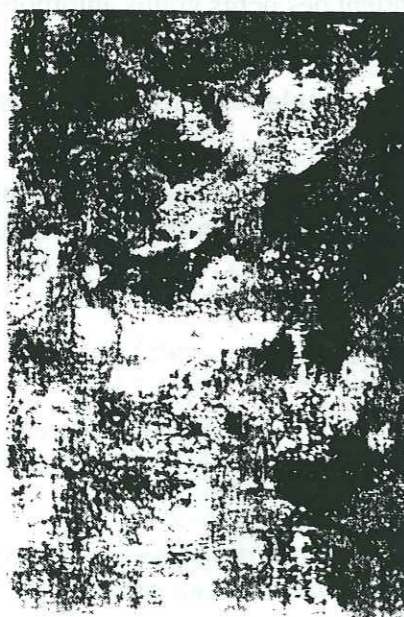
Gabbronorite (G*60)

19- gabbronorite caractérisé par une lamination magmatique, est formé de cristaux clinopyroxène, orthopyroxène et de plagioclase. Les orthopyroxènes montrent des exsolutions et sont souvent fracturés.

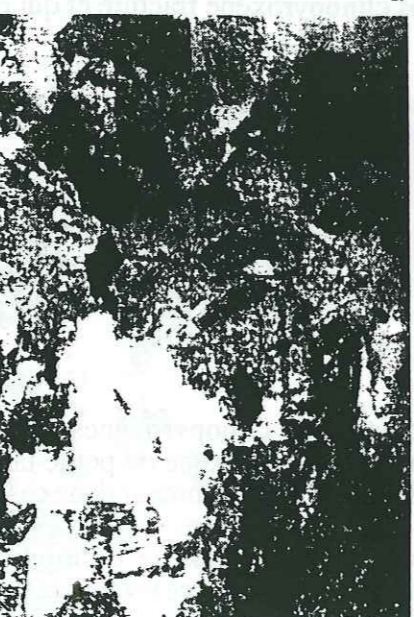
20- gabbronorite toujours laminé et formé de cristaux de clinopyroxène, orthopyroxène et de plagioclase. Des points triples apparaissent entre les trois phases minérales.

21- gabbronorite formé de cristaux d'olivine à bordures blindées. Les orthopyroxènes montrent des exsolutions et des inclusions de plagioclase et de clinopyroxène.

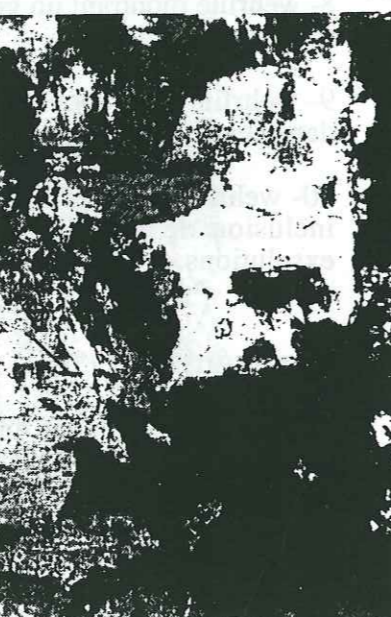
22- wehrlite imprégnée de liquide plagioclasique, montrant des inclusions de pyroxène et/ou d'olivine. Ce sont de grandes taches centimétriques diffuses dans le matériel ultrabasique.



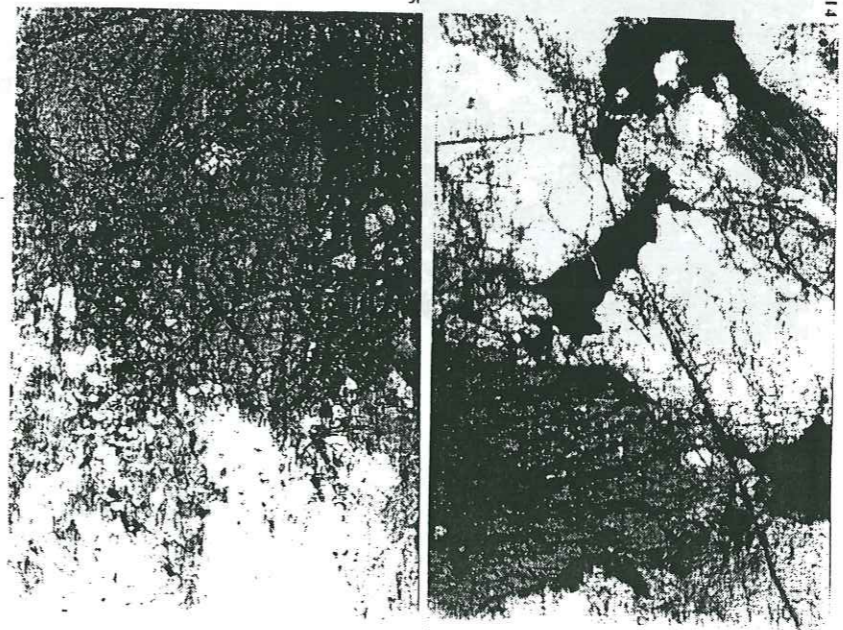
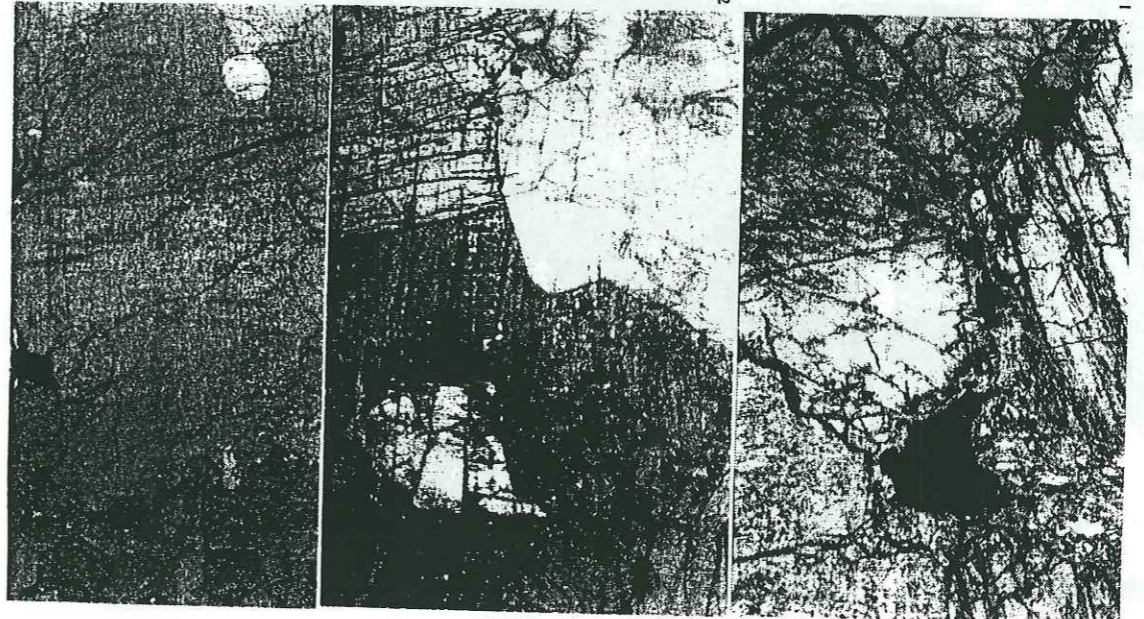
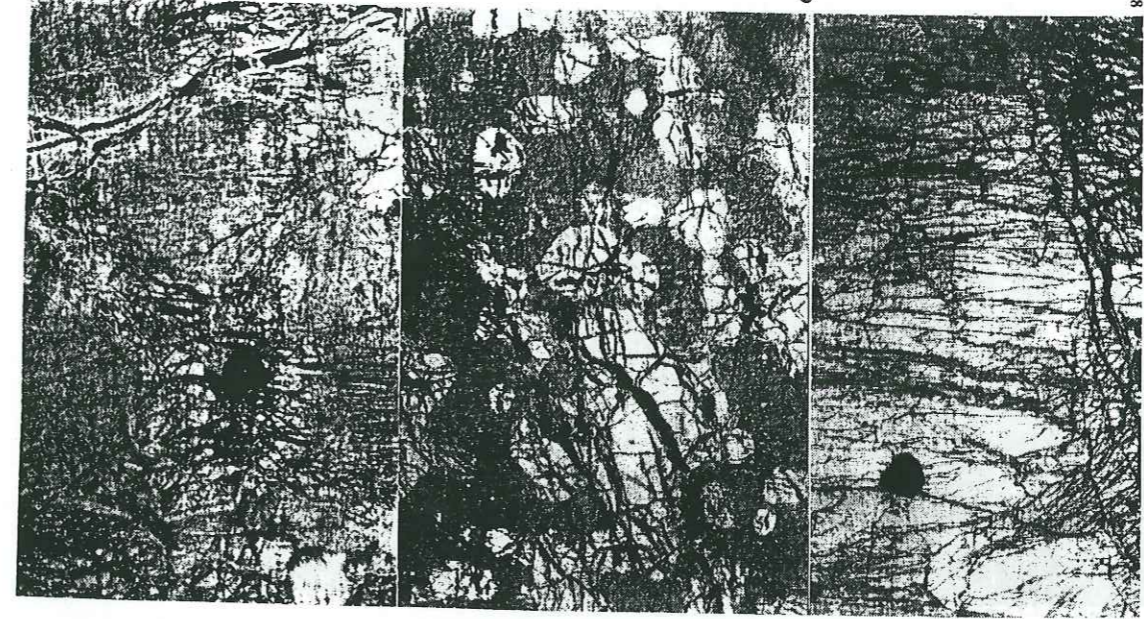
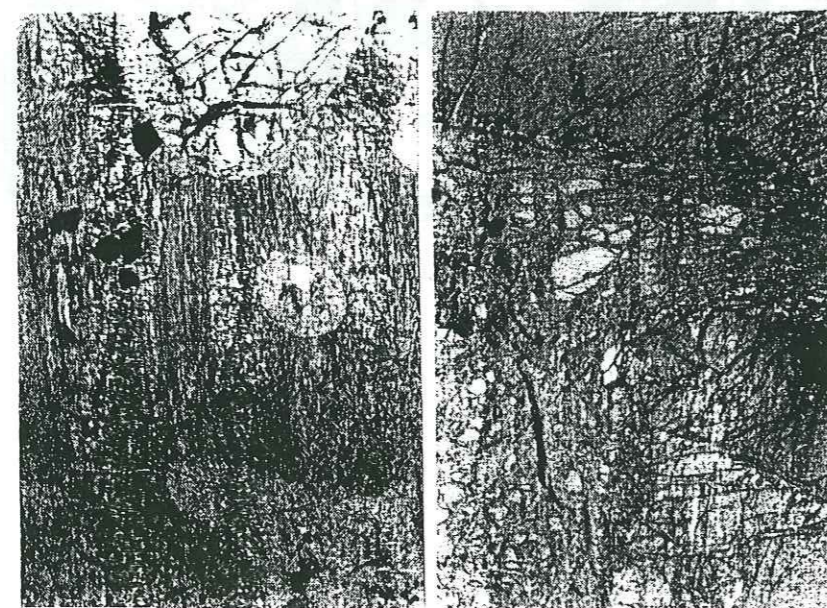
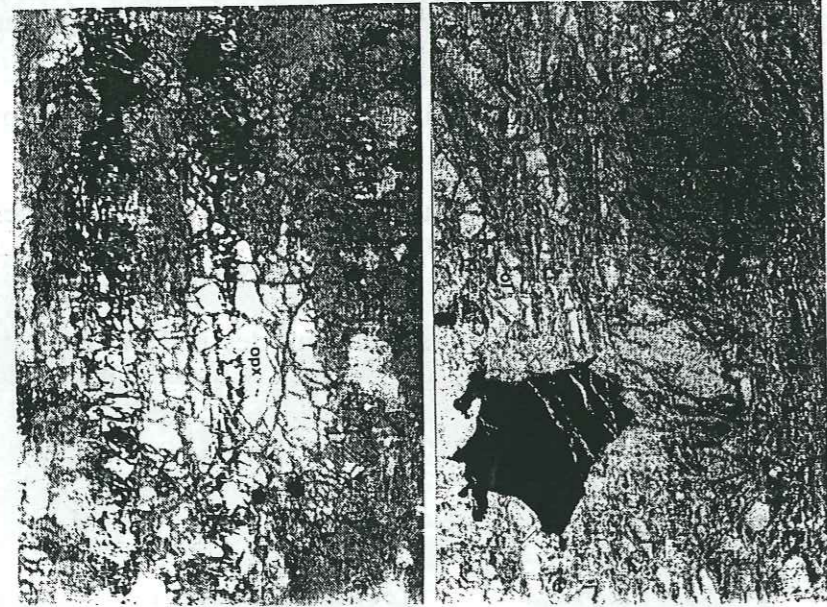
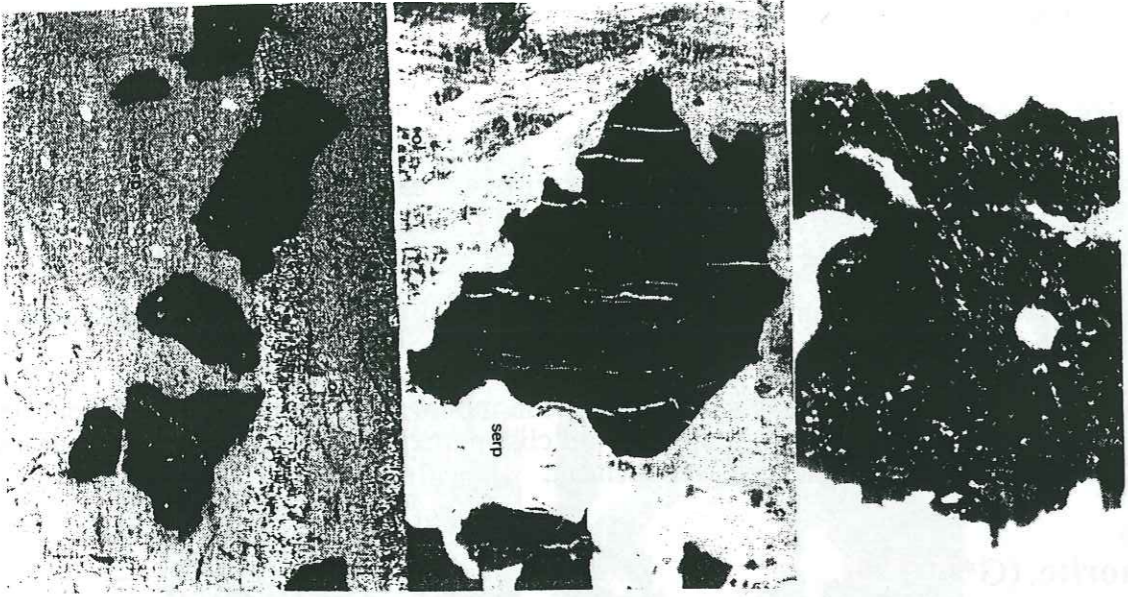
27



26



25



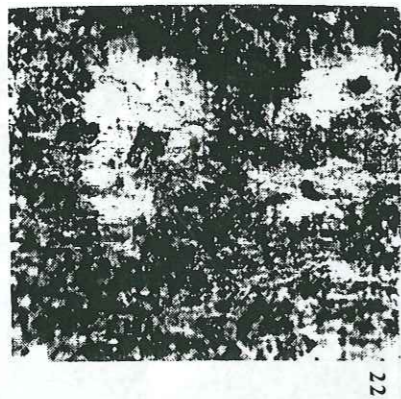
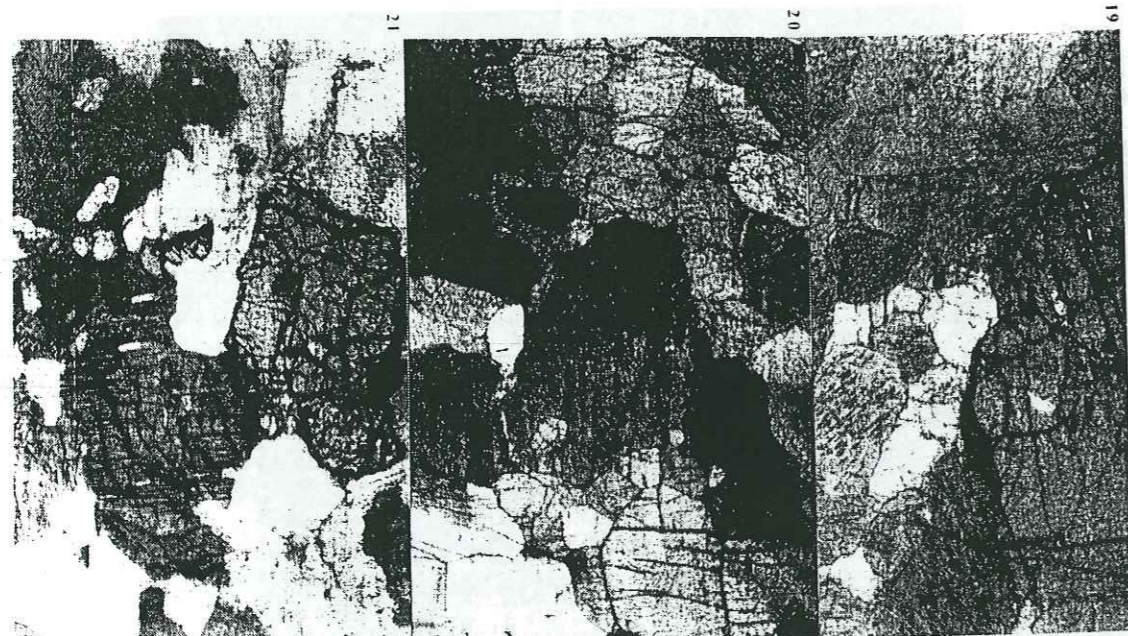
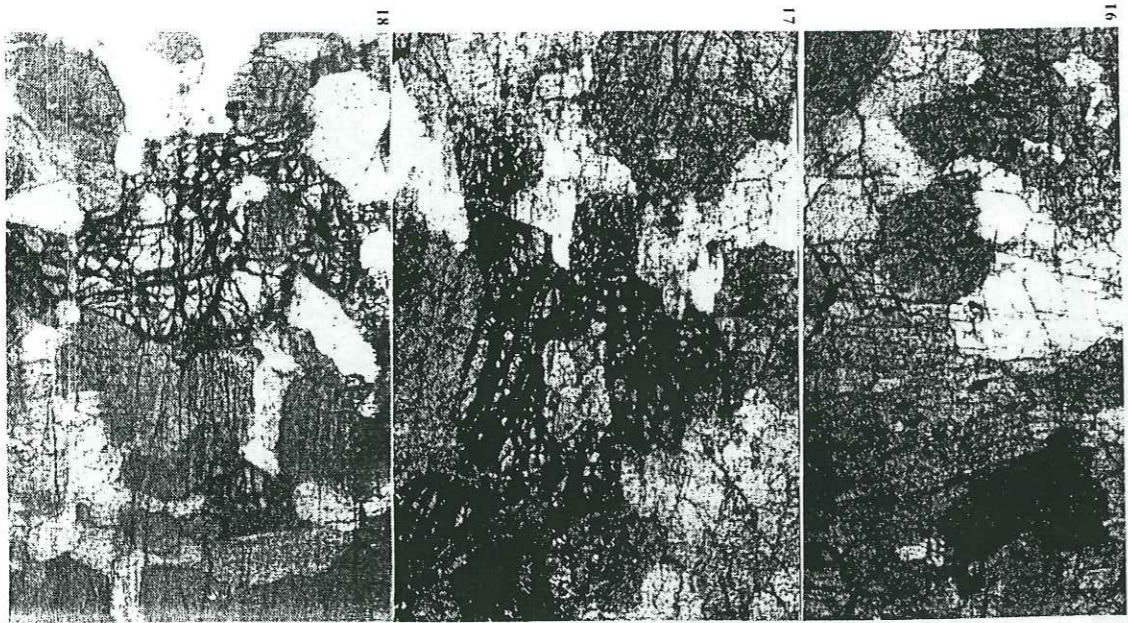


PLANCHE IV

1-

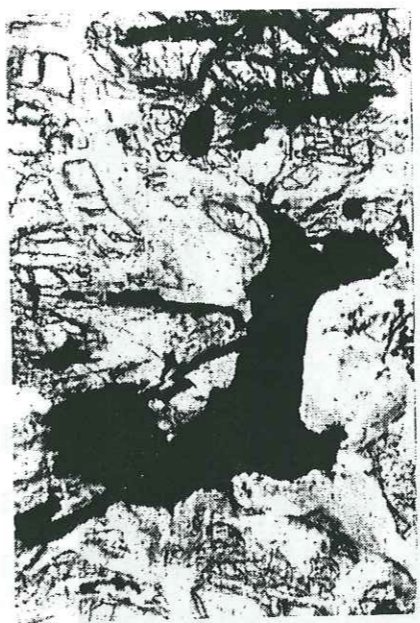
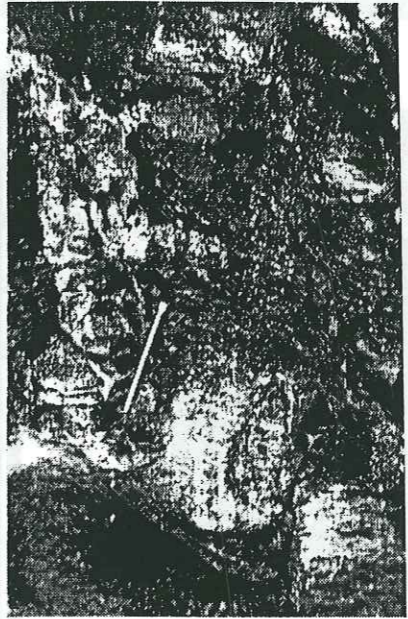
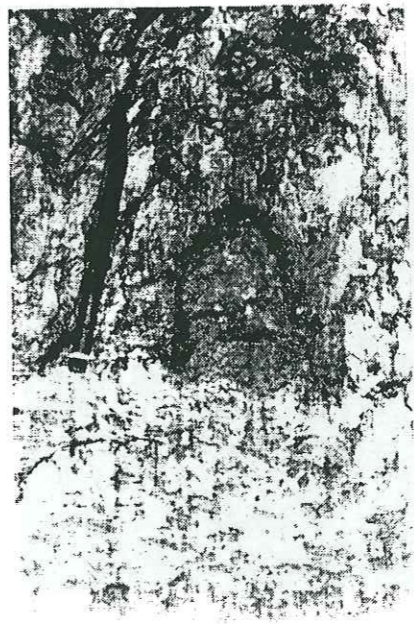
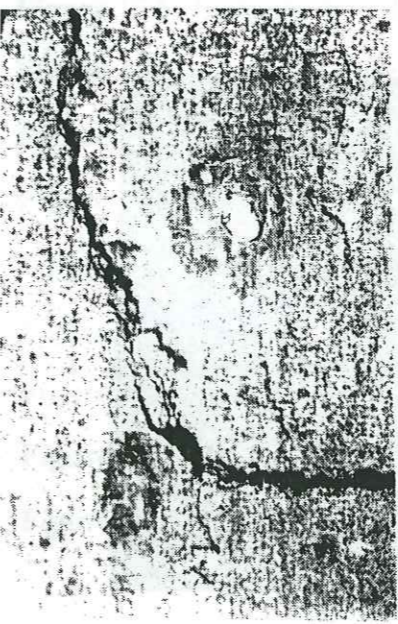
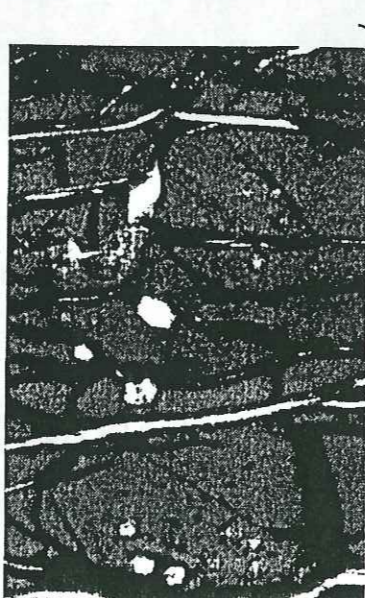
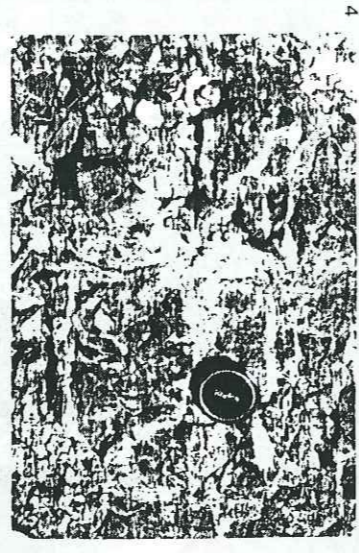
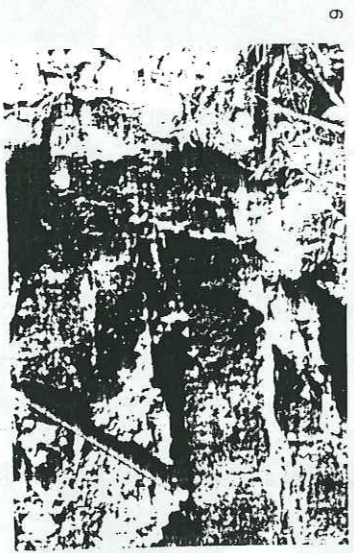
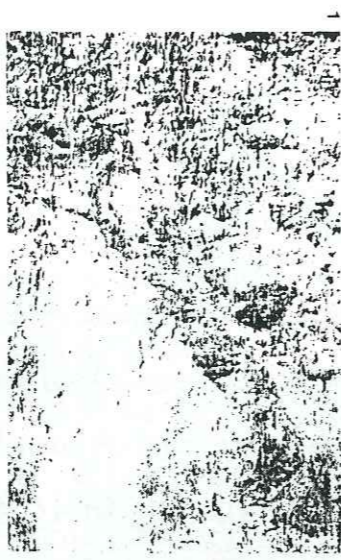
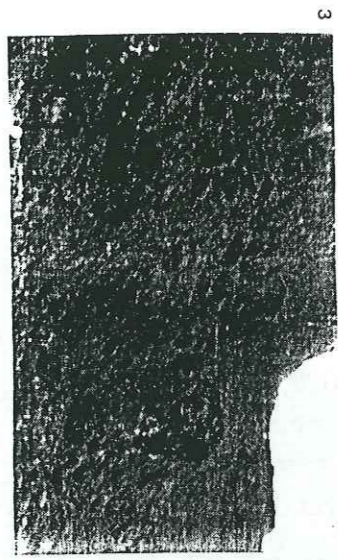
- 1- Gisement de chromite podiforme dans les poches dunitiques au niveau de la zone de transition (Shaf-Fizh)
- 2- Gisement de chromite podiforme dans le manteau harburgitique (Ghachabi-Fizh)
- 3- Gisement de chromitites dans les dunites transitionnelles (Wadi Fizh)
- 4- Chromite disséminées dans les dunites
- 5- Grains de chromite de grande taille disséminés dans les dunites intrusives dans les tectonites
- 6- Des concentrations de chromite dans les pyroxénites (Wadi Fizh)
- 7- Grain de chromite au microscope montrant des inclusions variées (G. *250)
- 8 et 9- chromite massive au microscope (G. *63) corrodée par les olivines serpentinisées et montrant des inclusions

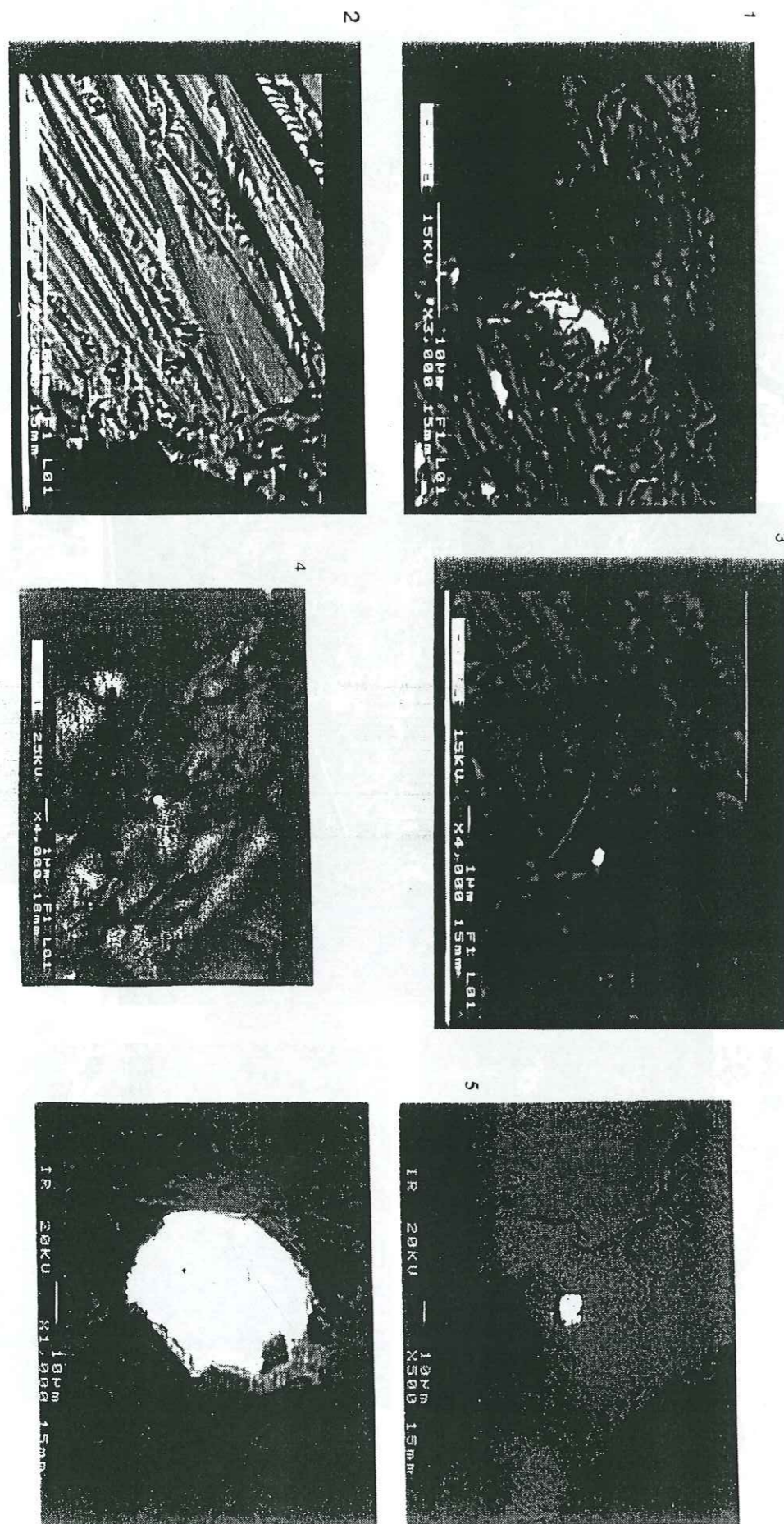
2-

- 1- Immiscibilité entre la pyrite (sulfure hydrothermale) et l'épidote dans une diabase riche en vacuoles épidotisées
- 2- Sulfure magmatique de grande taille dans une pyroxénite associée à des gabbronorites déformées.
- 3 et 4- Wehrlites imprégnées, le liquide calcique d'imprégnation prend plusieurs formes (petites taches, en boules, en filons...)
- 5- Sulfure cupro-nickélifère disséminé dans une wehrlite imprégnée
- 6- Sulfure (chalcopyrite) disséminé dans une pyroxénite
- 7- Sulfure de Ni disséminés dans les grains de chromite

3-

- 1, 2 et 3- Concentrations de Pd et des éléments métalliques dans les sulfures précipités dans les pyroxénites
- 4- Concentration de Pt et Pd dans les sulfures disséminés dans les wehrlites imprégnées
- 5- sulfure de Ni inclus dans les grains de chromite





LISTE DES FIGURES

| | |
|---|----|
| Figure 1: A-Carte tectonique montrant la distribution des ophiolites le long de la suture tethysienne. | 3 |
| B- Carte géodynamique et tectonique du Moyen-Orient | 4 |
| Figure 2: Carte de position du croissant ophiolitique omanais | 5 |
| Figure 3: Carte géologique générale des montagnes d'Oman | 7 |
| Figure 4: Séquence synthétique de l'ophiolite d'Oman | 8 |
| Figure 5: Les trois stades de mise en place de la nappe de Semail | 10 |
| Figure 6: Bloc diagramme synthétisant la structure crustale de l'ophiolite de Semail | 13 |
| Figure 7: Les stades d'évolution volcaniques de la nappe de Semail dans un environnement de zone de supra-subduction | 14 |
| Figure 8: Modèle de chambre magmatique | 15 |
| Figure 9: Modèle de chambre magmatique | 16 |
| Figure 10: Modèle de chambre magmatique, mécanismes d'accrétion | 17 |
| Figure 11: Modèle de chambre magmatique | 18 |
| Figure 12: Modèle de chambre magmatique | 18 |
| Figure 13: Modèle de chambre magmatique | 20 |
| Figure 14: Carte géologique de la partie nord de l'ophiolite d'Oman | 22 |
| Figure 15: Carte des différents blocs de l'ophiolite d'Oman | 28 |
| Figure 16: Carte de la zone sud | 30 |
| Figure 17A: Carte du massif de Fizh (partie sud) | 31 |
| Figure 17B: Carte des structures | 33 |
| Figure 17C: Coupes synthétiques | 34 |
| Figure 18: Relations de terrain entre les séries gabbroïques et wehrlitiques | 35 |
| Figure 19: Relations structurales entre les différents corps magmatiques | 36 |
| Figure 20: Abondance du réseau filonien, épaisseurs des séries magmatiques | 40 |
| Figure 21: Filons de gabbros intrusif dans les harzburgites | 43 |
| Figure 22: Poches d'imprégnation dans les tectonites | 43 |
| Figure 23: Relations de terrain entre les gabbros lités et les wehrlites | 47 |

| | | | |
|---|------------|--|--|
| Figure 24: Immiscibilité de deux liquides | 48 | | |
| Figure 25: Les relations de terrain entre les pyroxénites et les gabbronorites | 51 | | |
| Figure 26A: Relations entre les filons intrusifs et les gabbros lités | 55 | | |
| Figure 26B: Variations de faciès et de structure au sein des gabbros lités | 55 | | |
| Figure 27: Distribution des filons variés et les zones d'imprégnation | 60 | | |
| Figure 28: Distribution des filons dans la zone wehrlitico-pyroxénitique | 64 | | |
| Figure 29: Les sections stratigraphiques de la séquence crustale | 65 | | |
| Figure 30: Stéréogrammes des structures Stéréogrammes des filons | 67 73 | | |
| Figure 31: Relations de terrain entre les wehrlites lités et les gabbros | 78 | | |
| Figure 32: Modèle synthétique | 80 | | |
| Figure 33: Les réseaux de failles et le plissement associé | 81 | | |
| Figure 34: Diagramme Q-A-P-F, tendances moyennes de différenciation | 89 | | |
| Figure 35: Diagramme schématique montrant la genèse des liquides trondhémiques-tonalitiques | 93 | | |
| Figure 36: Diagrammes de discrimination des granitoïdes | 96 | | |
| Figure 37: Relations entre les plagiogranites, les gabbro-diorites, les trondhémites et les diorites quartziques | 112 | | |
| Figure 38: Carte d'échantillonnage effectué dans la séquence crustale et mantellique du massif de Fizh | 122 | | |
| Figure 39: Carte d'échantillonnage effectué des granites dans la partie Nord de l'ophiolite d'Oman (Emirats Arabes Unis) | 123 | | |
| Figure 40: Variations des teneurs en silice en fonction des teneurs des autres éléments majeurs dans les granites à biotites et les leucogranites | 125 | | |
| Figure 41: Les variations du rapport A/CNK en fonction de la silice. Les variations du rapport A/NK en fonction du rapport A/CNK (en mole) | 126 | | |
| Figure 42: Diagramme "Q-P" (nomenclature) pour les différents types de granitoïdes. Diagramme "A-B" (caractéristiques des minéraux) | 127 | | |
| Figure 43: Diagramme "Q-P" pour les granites à biotites et les leucogranites du massif de Fizh et des Emirats. Diagrammes "A-B" pour les granites à biotites et les leucogranites du massif de Fizh et des Emirats | 128 | | |
| Figure 44: Variations de FeOt en fonction de MgO; variation du titane en fonction du fer total et du rapport FeO/MgO dans les granites à biotite et les leucogranites du massif de Fizh et des Emirats | 130 | | |
| Figure 45: Diagramme ternaire FeOt-MgO-Al ₂ O ₃ et AFM pour les granites à biotite et les leucogranites | 131 | | |
| Figure 46: Variations des éléments traces: Y, Nb et TiO ₂ en fonction du Zr; Nb en fonction de Y | 133 | | |
| Figure 47: Spidergrammes des granites à biotite et des leucogranites normalisés au ORG134 | 135 | | |
| Figure 48: diagramme de discrimination des granites à biotite et des leucogranites; Nb en fonction de Y; Rb en fonction de Y+Nb; Y et Nb en fonction de la silice | 137 | | |
| Figure 49: Spectres des terres rares des granites à biotite et des leucogranites normalisés à la chondrite C1 | 138 | | |
| Figure 50: Variations de l'Eu en fonction de la silice dans les granites à biotite et des leucogranites | 141 | | |
| Figure 51: Variations des teneurs en silice en fonction des teneurs des autres éléments majeurs dans les granodiorites et les diorites quartziques | 142 | | |
| Figure 52: Variations de FeOt en fonction de MgO; variation du titane en fonction du fer total et du rapport FeO/MgO dans les granodiorites et les diorites quartziques | 143 | | |
| Figure 53: a- diagramme ternaire FeOt-MgO-Al ₂ O ₃ et AFM pour les granodiorites b- diagramme ternaire FeOt-MgO-Al ₂ O ₃ et AFM pour les diorites quartziques | 144 | | |
| Figure 54: Variations des éléments traces dans les granodiorites et les diorites quartziques: Y, Nb et TiO ₂ en fonction du Zr | 145 | | |
| Figure 55: Variations des rapports Y/Nb en fonction de Y et Nb/Y en fonction du Nb dans les granodiorites et les diorites quartziques | 146 | | |
| Figure 56: diagramme de discrimination des granodiorites et des diorites quartziques; Nb en fonction de Y; Rb en fonction de Y+Nb | 147 | | |
| Figure 57: a- Spidergrammes des normalisés au ORG pour les granodiorites et les diorites quartziques associées (410B) b- Spidergrammes des normalisés au ORG pour les diorites quartziques | 148 149 | | |
| Figure 58: a- Spectres des terres rares des granodiorites et des diorites quartziques associées (410B) normalisés à la chondrite C1 b- Spectres des terres rares des diorites quartziques normalisés à la chondrite C1 | 152 | | |
| Figure 59: Variations des teneurs en silice en fonction des teneurs des autres éléments majeurs dans les plagiogranites | 155 | | |
| Figure 60: Les variations de la teneur en alumine en fonction du taux d'anorthite dans les plagiogranites | 156 | | |
| Figure 61: Les variations du rapport A/CNK en fonction de la silice dans | | | |

| | | | |
|---|-----|--|-----|
| les plagiogranites | 156 | | |
| Figure 62: Variations de FeO _t en fonction de MgO; variation du titane en fonction du fer total et du rapport FeO/MgO dans les plagiogranites | 158 | | |
| Figure 63: Diagramme ternaire FeO _t -MgO-Al ₂ O ₃ et AFM pour les plagiogranites | 159 | | |
| Figure 64: Diagramme "Q-P" pour les plagiogranites. Diagrammes "A-B" pour les plagiogranites | 160 | | |
| Figure 65: Variations des éléments traces dans les plagiogranites: Y, Nb et TiO ₂ en fonction du Zr; Y en fonction du Nb | 162 | | |
| Figure 66: Variations des rapports Zr/Nb, Zr/Y en fonction du Zr et Y/Nb en fonction de Y dans les plagiogranites | 163 | | |
| Figure 67: diagramme de discrimination des granodiorites et des diorites quartziques; Nb en fonction de Y; Rb en fonction de Y+Nb | 164 | | |
| Figure 68: Spidergrammes des plagiogranites normalisés au ORG. Spectres des terres rares des plagiogranites normalisés à la chondrite C1 | 165 | | |
| Figure 69: Variations des teneurs en K ₂ O en fonction de celles de la silice et les teneurs en Rb en fonction du Sr | 168 | | |
| Figure 70: Diagramme "Q-P" pour les différents types de granitoïdes étudiés. Diagrammes "A-B" pour les différents types de granitoïdes étudiés | 169 | | |
| Figure 71: Variations des teneurs en U et en Hf en fonction de celles du La dans les différents types de granitoïdes | 170 | | |
| Figure 72: Variations des teneurs en Ta en fonction de celles de Yb et celles de Yb en fonction de l'alumine dans les différents types de granitoïdes | 171 | | |
| Figure 73: Variations des teneurs en Tb en fonction de celles du Ta et du Th dans les différents types de granitoïdes | 172 | | |
| Figure 74: Variations des rapports Ta/Tb et Th/Tb en fonction de celles du Ta et du Th dans les différents types de granitoïdes | 173 | | |
| Figure 75: Diagramme Qz-Ab-An montrant la distribution des granites du massif de Fizh et des Emirats et leur pétrogenèse | 174 | | |
| Figure 76: Les relations pétrographiques entre les spinelles chromifères et les orthopyroxènes dans les dunites intramantellaires | 182 | | |
| Figure 77: wehrlite à plagioclase intercumulus. Le degré d'"imprégnation" est variable | 185 | | |
| Figure 78: Distribution des phases minérales principales (plus les sulfures) dans la séquence crustale du massif de Fizh | 195 | | |
| Figure 79: Distribution des grains de spinelle chromifère des dunites et des wehrlites dans le diagramme Fe ³⁺ -Cr-Al | 198 | | |
| | | Figure 80: Variations du rapport Cr/Al en fonction de l'indice mafique dans les spinelles chromifères des ultrabasites | 199 |
| | | Figure 81: Variations du rapport Fe ³⁺ /R ³⁺ en fonction de l'indice mafique dans les spinelles chromifères | 200 |
| | | Figure 82: Variations du titane en fonction de l'indice mafique dans les spinelles des dunites et des wehrlites | 200 |
| | | Figure 83: Diagramme de compositions des clinopyroxènes des wehrlites et des gabbros massifs associés (Wollastonite - Enstatite - Ferrosilite) | 202 |
| | | Figure 84: Variations des cations Al ^{IV} , Cr, Ti et Ca en fonction de l'indice mafique dans les clinopyroxènes des wehrlites | 203 |
| | | Figure 85: Variations des cations Al ^{IV} , Cr, Ti et Ca en fonction de l'indice mafique dans les clinopyroxènes des gabbros massifs associés aux wehrlites | 204 |
| | | Figure 86: Diagramme de compositions des clinopyroxènes des pyroxénites (Wo-En-Fs), et de quelques orthopyroxènes | 205 |
| | | Figure 87: Variations des cations Al ^{IV} , Cr, Ti et Ca en fonction de l'indice mafique dans les clinopyroxènes des pyroxénites | 206 |
| | | Figure 88: a- variations du titane en fonction du fer dans les clinopyroxènes des wehrlites et des pyroxénites. b- variations du chrome en fonction de l'indice mafique dans les clinopyroxènes des wehrlites et des pyroxénites. c- variations du sodium en fonction du chrome dans les clinopyroxènes des wehrlites et des pyroxénites | 208 |
| | | Figure 89: Diagramme de compositions des clinopyroxènes des gabbronorites (Wo-En-Fs) | 209 |
| | | Figure 90: Variations des cations Al ^{IV} , Cr, Ti et Ca en fonction de l'indice mafique dans les clinopyroxènes des gabbronorites | 210 |
| | | Figure 91: Diagramme de compositions des clinopyroxènes des gabbros lités (Wo-En-Fs) | 212 |
| | | Figure 92: Variations des cations Al ^{IV} , Ti, Cr et Ca en fonction de l'indice mafique dans les orthopyroxènes des pyroxénites | 213 |
| | | Figure 93: Diagramme de compositions des oxydes ferrotitanés dans les gabbros lités, les filons gabbroïques et granitiques | 216 |

| | | | |
|--|------------|---|-----|
| Figure 94: Variations de l'aluminium tétraédrique en fonction des alcalins (site A) et du titane en fonction de l'indice mafique dans les amphiboles des gabbros lités et des filons gabbroïques. Variations de l'indice mafique en fonction de la silice dans les amphiboles des gabbros lités et des filons gabbroïques | 217 | dunitiques intrusives | 251 |
| Figure 95: Variations du taux de l'alumine dans les clinopyroxènes en fonction de la teneur en alumine dans les spinelles | 220 | Figure 110 Structure du pod de chromite dans les tectonites | 253 |
| Figure 96: Variations du rapport FeO _t /MgO en fonction du titane dans les clinopyroxènes des roches ultrabasiques et basiques de la séquence crustale du massif de Fizh | 222 | Figure 111: Diagramme triangulaire Fe ³⁺ -Cr-Al des chromites podiformes et des chromites disséminées dans les ultrabasites | 259 |
| Figure 97: Variations des éléments majeurs en fonction de l'indice mafique dans les roches basiques et ultrabasites | 227 | Figure 112: Variations du rapport 100*Cr/Cr+Al en fonction de l'indice mafique des différents types de chromite | 260 |
| Figure 98: Variations de la silice et les alcalins en fonction de l'indice mafique dans les faciès basiques et ultrabasiques | 229 | Figure 113: Variations du rapport Cr/Al en fonction de l'indice mafique dans les chromites podiformes | 260 |
| Figure 99: a- diagramme ternaire A-F-M des roches basiques et ultrabasiques b- diagramme ternaire Al ₂ O ₃ -FeO*-MgO des faciès basiques et ultrabasiques c- diagramme ternaire Al ₂ O ₃ -CaO-MgO des roches basiques et ultrabasiques | 230 231 | Figure 114: Variations du rapport Al/R ³⁺ en fonction du taux de Cr ₂ O ₃ dans les différents types de chromite | 261 |
| Figure 100: Variations cryptiques de l'alumine, la chaux, le fer total, le titane et l'indice mafique dans les roches basiques et ultrabasiques de la séquence crustale | 233 | Figure 115: Variations du rapport 100*Fe ³⁺ /R ³⁺ en fonction de l'indice mafique dans les différents types de chromite | 262 |
| Figure 101: Variations du Ni et du Cr en fonction de l'indice mafique dans les faciès basiques et ultrabasiques | 237 | Figure 116: Variations du taux en Mg (en cations) en fonction de celui de Al (en cations) des différents types de chromite | 262 |
| Figure 102: Variations du Co en fonction de l'indice mafique dans les faciès basiques et ultrabasiques. Variations du Cu en fonction du Ni | 238 | Figure 117: Variations cryptiques de la teneurs en Cr ₂ O ₃ , et des rapports Cr/Cr+Al, Mg/Mg+Fe, Fe ³⁺ /R ³⁺ et Al/R ³⁺ | 264 |
| Figure 103: Variations du Co en fonction du Ni, du Cr et du Cu dans les roches basiques et ultrabasiques | 239 | Figure 118: Données sur les sulfures disséminés dans les grains de chromite massifs des chromitites | 283 |
| Figure 104: Variations du Cu en fonction de l'indice mafique dans les roches basiques et ultrabasiques | 240 | Figure 119: Variations du taux du fer en fonction de celui du soufre | 284 |
| Figure 105: a- Diagramme plagioclase-clinopyroxène-olivine des liquides (en croix) et des cumulats ultrabasiques et basiques. b- Diagramme plagioclase-olivine-quartz des liquides et des cumulats ultrabasiques et basiques | 242 | Figure 120: Diagramme triangulaire de la distributions des phases sulfurées de la séquence crustale de Fizh: S-Cu-Fe; S-Fe-Ni | 285 |
| Figure 106: Modèle de la genèse et l'évolution des chromites podiformes dans le manteau océanique supérieur sous une dorsale océanique | 247 | Figure 121: a- Variations des teneurs en NI en onction de celles du S dans les phases sulfurée. b- Variations des eneurs en Ni en fonction de elles du Cu. c- Variations du taux du cuivre en fonction de celui du soufre | 286 |
| Figure 107: Genèse des gisements de chromite ophiolitique selon le modèle d'élutriation dans un conduit magmatique sous une paléoride océanique | 248 | Figure 122: a- Variations des teneurs en Te en fonction de celles du soufre b- Variations des teneurs en Se en fonction de celles du soufre | 287 |
| Figure 108: Modèle lié à la vitesse d'expansion au niveau d'une ride océanique, expliquant l'origine des dépôts de chromites dans ls ophiolites de type HOT et LOT | 249 | Figure 123: Variations des teneurs en Se en fonction de celles du cuivre | 287 |
| Figure 109: Structure du pod de chromite à la limite manteau-croûte dans les poches | | Figure 124: a- Variations des sulfures dans le diagramme F-Ni-S. b- Variations des sulfures dans le système Cu-Fe-S | 289 |
| | | Figure 125: Diagramme Ni/(Fe+Ni+Cu) en fonction du rapport Fe/(Fe+Cu) | 290 |
| | | Figure 126: Spectres des PGE normalisés au manteau moyen des chromitites a- les chromitites intramantellaires b- les chromitites de la zone de transition | 298 |
| | | Figure 127: Spectres des PGE normalisés au manteau moyen des dunites 424E: dunitite transitionnelles, 101A: dunitite intrusive dans le manteau | 299 |

| | |
|---|-----|
| Figure 128: Spectres des PGE normalisés au manteau moyen des wehrlites imprégnées et des wehrlites massives | 300 |
| Figure 129: Spectres des PGE normalisés au manteau moyen des pyroxénites | 301 |
| Figure 130: Spectres des PGE normalisés au manteau moyen des gabbros-lités et les wehrlites associées | 302 |
| Figure 131: Spectres des PGE normalisés au manteau moyen des gabbros isotropes et les amas sulfurés | 303 |
| Figure 132: Spectres des PGE normalisés au manteau moyen des filons gabbroïques | 304 |
| Figure 133: Variations des teneurs en Pt en fonction de celles en MgO dans les chromitites et les faciès basiques et ultrabasiques | 305 |
| Figure 134: Variations des teneurs en Pd en fonction de celles en Al ₂ O ₃ dans les chromitites et les faciès basiques et ultrabasiques | 306 |
| Figure 135: Variations des teneurs en Pd en fonction de celles en CaO dans les chromitites et les faciès basiques et ultrabasiques | 306 |
| Figure 136: Variations des teneurs en Pd en fonction de celles du Cu dans les chromitites et les faciès basiques et ultrabasiques | 307 |
| Figure 137: Variations de la sommes des PGE en fonction du rapport Pd/Ir dans les chromitites et les faciès basiques et ultrabasiques | 309 |
| Figure 138: Variations des teneurs en Pt en fonction de celles du Pd dans les chromitites et les faciès basiques et ultrabasiques | 309 |
| Figure 139: Variations des teneurs en Rh en fonction de celles du Pd dans les chromitites et les faciès basiques et ultrabasiques | 310 |
| Figure 140: Variations des teneurs en Rh en fonction de celles du Pt dans les chromitites et les faciès basiques et ultrabasiques | 311 |
| Figure 141: Variations des teneurs en Pd en fonction de celles: a- de l'Ir dans les chromitites et les faciès basiques et ultrabasiques. b- du Ru dans les chromitites et les faciès basiques et ultrabasiques | 312 |
| Figure 142: Variations des teneurs en Rh en fonction de celles: a- de l'Ir dans les chromitites et les faciès basiques et ultrabasiques. | |

| | |
|---|-----|
| b- du Ru dans les chromitites et les faciès basiques et ultrabasiques | 313 |
| Figure 143: Variations des teneurs en Pt en fonction de celles: a- de l'Ir dans les chromitites et les faciès basiques et ultrabasiques. b- du Ru dans les chromitites et les faciès basiques et ultrabasiques | 315 |
| Figure 144: Variations des teneurs en Au en fonction de celles: a- du Rh dans les chromitites et les faciès basiques et ultrabasiques. b- du Ru dans les chromitites et les faciès basiques et ultrabasiques. c- de l'Ir dans les chromitites et les faciès basiques et ultrabasiques | 316 |
| Figure 145: Variations cryptiques des teneurs en PGE dans la séquence crustale du Wadi Fizh | 317 |
| Figure 146: Variations cryptiques des teneurs en PGE dans la séquence crustale du Wadi Khabiyat | 318 |
| Figure 147: Variations cryptiques des teneurs en PGE dans la séquence crustale du Wadi Bani Umar | 319 |
| Figure 148: Champs de variations des teneurs en PGE (normalisées à la chondrite) des différents types de chromites podiformes de quelques massifs ophiolitiques et le massif de Fizh | 320 |
| Figure 149: Modèle du fractionnement et de précipitation des PGE au cours de la formation des gisements de chromitite et la relation avec les phases sulfurées | 321 |
| Figure 150: Concentrations des PGE dans les sulfures magmatiques des wehrlites imprégnées (données du MEB) | 322 |
| Figure 151: Concentrations des PGE et des éléments métalliques dans les sulfures magmatiques des pyroxénites (données du MEB) | 323 |
| Figure 152: Variations des spectres des PGE des pyroxénites et des dunites du Wadi Haymilyah, et celles des autres ophiolites (wehrlites, pyroxénites et les laves) | 325 |

LISTE DES TABLEAUX

| | | | |
|---|-----|--|-----|
| Tableau 1: Le calcul du standard ORG de normalisation | 95 | les gabbros lités | 278 |
| Tableau 2: Caractéristiques pétrographiques des différentes roches acides | 119 | Tableau 19: Les variations chimiques des pentlandites dans les séries wehrlitiques | 279 |
| Tableau 3: Les différents types de granitoïdes, leurs encaissants et la chronologie dans leurs cadres géodynamiques | 120 | Tableau 20: Les variations chimiques des chalcopyrites dans les gabbros isotropes et les filons gabbroïques | 280 |
| Tableau 4: Caractérisation géochimique des différents types de granitoïdes étudiés | 167 | Tableau 21: Les variations chimiques des pyrites dans les gabbros isotropes | 281 |
| Tableau 5: Teneurs moyennes en quelques éléments chimiques et de l'indice mafique des clinopyroxènes | 211 | Tableau 22: Les variations chimiques des pyrites dans les gabbros lités, les pyroxénites et les gabbronorites | 282 |
| Tableau 6: Variations des teneurs de quelques éléments dans les cristaux de plagioclase | 215 | Tableau 23: Teneurs en PGE, Ni et Cu du manteau moyen | 295 |
| Tableau 7: Variations des teneurs de quelques éléments dans les cristaux d'orthopyroxène | 214 | Tableau 24: Teneurs en ppb des éléments du groupe du platine des chondrites | 295 |
| Tableau 8: Les variations des teneurs de quelques éléments chimiques dans les clinopyroxènes, les spinelles et les plagioclases | 218 | Tableau 25: Les données analytiques des PGE (en ppb) normalisées au manteau moyen | 296 |
| Tableau 9: Les températures calculées à partir des solutions solides des couples Opx/Cpx | 224 | Tableau 26: Les données analytiques des PGE dans les chromitites, les faciès basiques et ultrabasiques, les filons gabbroïques et les amas sulfurés. (ICP/MS) | 296 |
| Tableau 10: Comparaison et caractérisation des différents types de chromite | 255 | | |
| Tableau 11: Caractérisation des indices miniers chromifères | 256 | | |
| Tableau 12: Variations chimiques des grains de chromite des chromitites (A) et des ultrabasites (B) | 258 | | |
| Tableau 13: Evaluation du rapport FeO/MgO et des teneurs en Al ₂ O ₃ des liquides en équilibre avec les chromites podiformes | 266 | | |
| Tableau 14: Evaluation du rapport FeO/MgO et de la teneur en Al ₂ O ₃ des liquides en équilibre avec les spinelles chromifères dans les ultrabasites | 267 | | |
| Tableau 15: Variation du rapport FeO/MgO dans les liquides en équilibre avec les cristaux d'olivine | 268 | | |
| Tableau 16: Synthèse des données sur la composition des liquides en équilibre avec le spinelle et l'olivine | 269 | | |
| Tableau 17: Les variations chimiques des chalcopyrites dans les faciès basiques et ultrabasiques | 277 | | |
| Tableau 18: Les variations chimiques des pyrrhotites dans les wehrlites et | | | |

Faint, illegible text on the left page, possibly bleed-through from the reverse side. The text is too light to transcribe accurately.

