

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

THÈSE PRÉSENTÉE À
L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DU DOCTORAT EN RESSOURCES MINÉRALES

par

AMAR DAHMANI

**DÉVELOPPEMENT DES AURÉOLES DE CONTACT D'OULMÈS
ET DE MENT (MAROC CENTRAL): ÉTENDUE, ZONES MÉTAMORPHIQUES
ET HISTOIRES DE RÉCHAUFFEMENT ET DE REFROIDISSEMENT**

Janvier 1995



Mise en garde/Advice

Afin de rendre accessible au plus grand nombre le résultat des travaux de recherche menés par ses étudiants gradués et dans l'esprit des règles qui régissent le dépôt et la diffusion des mémoires et thèses produits dans cette Institution, **l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** est fière de rendre accessible une version complète et gratuite de cette œuvre.

Motivated by a desire to make the results of its graduate students' research accessible to all, and in accordance with the rules governing the acceptance and diffusion of dissertations and theses in this Institution, the **Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** is proud to make a complete version of this work available at no cost to the reader.

L'auteur conserve néanmoins la propriété du droit d'auteur qui protège ce mémoire ou cette thèse. Ni le mémoire ou la thèse ni des extraits substantiels de ceux-ci ne peuvent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

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

RÉSUMÉ

Le principal objectif de la présente étude consiste en la détermination des processus responsables du développement des auréoles métamorphiques de contact. L'observation de terrain, l'étude pétrographique et l'analyse de la taille des grains de quartz en fonction de la distance à partir du granite ont été utilisées pour définir la limite des zones des minéraux métamorphiques et l'étendue des auréoles de contact. Ce qui a permis par la suite, de distinguer les deux événements métamorphiques régional et de contact. Les analyses de la composition chimique des minéraux et des roches, l'établissement des zones métamorphiques et hydrothermales, et la détermination des conditions P-T-XH₂O par l'étude géothermobarométrique ont été effectués pour mettre en évidence les processus (physiques et chimiques) responsables de la formation des auréoles métamorphiques.

Deux auréoles métamorphiques générées dans une série grésopélitique (paléozoïque) déjà affectée par un métamorphisme régional à faciès schistes verts, et situées dans des zones structurales différentes ont été examinées en détail. L'auréole d'Oulmès, large de 2 à 2,5 km, est créée par le pluton granitique d'Oulmès syntectonique (de diamètre d'environ 5 km et d'âge de 290-300Ma), le long de l'axe de l'anticlinorium Khouribga-Oulmès, dans une zone de cisaillement ductile. Par contre, l'auréole de Ment, large d'environ 2,5 km, est générée par le granite de Ment post-tectonique (de diamètre d'environ 10 km et d'âge de 279 Ma), sur le flanc oriental du synclinorium Fourhal - Telt.

Les assemblages minéralogiques rencontrés dans les deux auréoles métamorphiques indiquent un métamorphisme à faciès cornéennes à hornblende "hornblende hornfels facies". Les isogrades minéralogiques définis dans la partie périphérique des deux auréoles (biotite dans l'auréole d'Oulmès et biotite + andalousite dans l'auréole de Ment) sont concentriques autour des plutons, alors que la partie interne abrite des isogrades (andalousite, staurotide et cordiérite à Oulmès, et feldspath potassique à Ment) qui sont soit discontinus soit entrecoupés. De plus, la complexité des patrons des isogrades est accentuée par les zones d'altération hydrothermale instaurées postérieurement dans la partie interne des deux auréoles. Les isogrades minéralogiques rétrogrades coupent ceux progrades formés antérieurement.

La composition totale des roches encaissantes dans les deux auréoles influe sur le pourcentage modal et la diversification des assemblages minéralogiques. Ainsi, la faible abondance des plagioclases (5%) reflète le faible taux de Na₂O et CaO dans les métapélites des deux auréoles. La variation de la composition minéralogique est également similaire dans les deux auréoles. Cette variation se traduit notamment par l'augmentation de Fe/(Fe+Mg) et Ti dans les biotites, et la réduction de phengite dans les micas blancs, avec l'accroissement du grade métamorphique. La variation de la composition des micas est liée principalement à la substitution de Tschermak qui croît avec l'augmentation du grade métamorphique.

La variation enregistrée dans la composition totale des roches dans les deux auréoles métamorphiques est liée principalement à celle de la composition initiale des sédiments. Cependant, les variations caractérisées par la mobilité de quelques éléments alcalins, notamment le Cs, dans les roches encaissantes sont dues à des processus d'altération hydrothermale qui se manifestent à proximité du granite sur une zone d'environ 200m. Néanmoins, à l'exception du

comportement de H₂O, du Cs et du Rb, le métamorphisme de contact dans les deux auréoles est considéré comme isochimique, et le système chimique intrinsèque est généralement fermé. La tourmalinisation (en terme de B₂O₃) intense observée dans la partie ouest des deux auréoles est due aux phénomènes métagénétiques.

Le profil de distribution de température et le pic du métamorphisme ($T \approx 600^\circ\text{C}$), ainsi que la variation de XH₂O (0,9 à 0,7 de l'intérieur vers l'extérieur des auréoles) sont similaires dans les deux auréoles. Cependant, l'auréole d'Oulmès qui contient la staurotite et la cordiérite a été formée à une pression (2 kb = 200 MPa) remarquablement supérieure à celle de Ment (1,3 kb = 130 MPa). Le refroidissement des auréoles s'était peut être produit dans des conditions isobariques, mais la différence de pression (0,4 kb = 40 MPa) enregistrée dans l'auréole d'Oulmès est due au soulèvement de 7,5 mm par an considérant un refroidissement de 200000a.

Dans les deux auréoles, l'analyse de la taille des grains de quartz en fonction de la distance à partir du granite montre une croissance systématique des grains (de taille initiale de l'ordre de 33 μm) avec l'augmentation du grade métamorphique. Cependant l'auréole d'Oulmès contient des grains plus gros ($\approx 200\mu\text{m}$) que ceux (100 μm) analysés dans l'auréole de Ment. Ce qui indique que l'auréole de Ment s'était refroidie plus rapidement que celle d'Oulmès. Aussi, l'étendue des deux auréoles de contact définie à partir des données de la taille des grains de quartz est plus large que celle déterminée à partir des isogrades minéralogiques. Ce qui suggère la fiabilité de l'analyse de la taille des grains de quartz pour définir la limite des auréoles de contact créées dans des terrains antérieurement métamorphisés. Les modèles log taille moyenne des grains de quartz - distance à partir du granite, montrent dans l'auréole d'Oulmès une histoire T-t similaire dans ses parties est et ouest, suggérant ainsi une ascension verticale du pluton granitique d'Oulmès. Par contre, l'auréole de Ment enregistre dans sa partie ouest une histoire T-t différente de celle montrée à l'Est; suggérant une mise en place inclinée vers l'Ouest du corps intrusif de Ment.

La comparaison du rapport largeur de l'auréole/dimension du pluton, avec les modèles non spécifiques de température indique dans l'auréole d'Oulmès un transfert de chaleur principalement par conduction. Cependant, les données de géothermométrie et les patrons de distribution de l'altération hydrothermale indiquent une circulation du fluide hydrothermal qui se cantonne principalement aux confins du granite et à la périphérie de l'auréole. L'auréole de Ment relativement étroite, et créée à une faible profondeur semble être témoin dans sa partie ouest, d'un transfert de chaleur par circulation advective du fluide ouverte sur la surface terrestre. Par contre, sa partie est enregistre au niveau de la face interne du pluton moins de perte de chaleur par conduction que dans la partie ouest; ce qui induit un grade métamorphique élevé représenté par une zone à feldspath potassique.

Cette étude démontre que l'analyse de la taille des grains de quartz - distance peut fournir des informations utiles quant à l'histoire T-t des auréoles métamorphiques de contact. De plus, il a été montré dans cette étude que cette technique ne doit pas se limiter seulement à des roches pures monominérales (eg. métaquartzites), mais peuvent être appliquées avec succès à des métapélites polyphasées.

REMERCIEMENTS

Que tous ceux et celles qui m'ont apporté leur concours, d'un façon ou d'une autre, pour l'élaboration de ce travail soient assurés de ma gratitude et de ma reconnaissance

Je tiens à remercier mon directeur de thèse Sawyer, Edward W. pour l'intérêt constant qu'il a manifesté à ma recherche, le temps qu'il m'a consacré malgré ses préoccupations incessantes, et le support financier durant les années de préparation de ma thèse. J'ai beaucoup appris de ce chercheur tant perfectionniste. Qu'il trouve ici toute ma reconnaissance.

Les conseils infailibles et les encouragements du Professeur Woussen Gérard, m'étaient d'un secours inébranlable pour la réalisation de ma thèse. Qu'il soit ici vivement remercié.

J'ai découvert en Madame Barnes, Sarah Jane ce qu'est un esprit scientifique. Ses fameuses questions: pourquoi? et comment? étaient pour moi un acquis pour la méthodologie dans la recherche. Je lui adresse ici toute ma gratitude.

Le professeur Chown, Edward H. m'honore d'avoir accepté de juger mon travail, Je le remercie pour la sympathie qu'il m'a souvent témoignée.

Je suis ravi que mon travail soit jugé par le professeur Trzcienski W.. Je lui adresse toute ma gratitude.

L'Agence Canadienne du Développement International (A.C.D.I.) est ici vivement remerciée, par son octroi de complément de bourse permettant de couvrir mes frais de scolarité.

Je suis très reconnaissant envers l'Université du Québec à Chicoutimi pour m'avoir offert durant ma première année de thèse, une bourse d'actions structurantes.

Sans l'appui et le support moral de ma femme, ce travail n'aurait pu aboutir. Je lui exprime ici ma plus sincère reconnaissance.

À la mémoire de mes parents, je rends hommage.

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ.....	i
REMERCIEMENTS	iii
TABLE DES MATIÈRES	iv
LISTE DES FIGURES	ix
LISTE DES TABLEAUX	xv
LISTE DES PLANCHES	xvii
1. INTRODUCTION.....	1
1.1. LES GRANDES ZONES STRUCTURALES DU MAROC ET LES CARACTÉRISTIQUES DE LA CHAÎNE HERCYNIENNE.....	2
1.2. POSITION DU SECTEUR D'ÉTUDE DANS LE DOMAINE MESETIEN ET ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE DANS LE MAROC CENTRAL SEPTENTRIONAL PENDANT LA PHASE MAJEURE HERCYNIENNE.....	4
1.3. PRÉSENTATION DU SECTEUR D'ÉTUDE ET HISTORIQUE DE RECHERCHE.....	11
1.3.1. Le massif d'Oulmès	11
1.3.2. Le massif de Ment.....	18
1.4. PROBLÉMATIQUE	21
1.4.1. L'auréole métamorphique d'Oulmès.....	21
1.4.2. L'auréole métamorphique de Ment.....	23
1.5. MÉTHODOLOGIE.....	24
1.6. OBJECTIFS	27
2. DÉVELOPPEMENT DE L'AURÉOLE MÉTAMORPHIQUE D'OULMÈS.....	29
2.1. SÉQUENCES DES ISOGRADES ET ZONÉOGRAPHIE MÉTAMORPHIQUES.....	30
2.1.1. Zone I à chlorite + phengite.....	31
2.1.2. Zone II à biotite + mica blanc (phengite) ± chlorite + quartz	34
2.1.3. Zone III à andalousite + biotite + muscovite ± chlorite ±	

staurotide ± cordiérite ± feldspath potassique + quartz	34
2.2. PÉTROGRAPHIE ET ÉVOLUTION TEXTURALE DES MINÉRAUX	38
2.2.1. Chlorite.....	39
2.2.2. Biotite.....	41
2.2.3. Micas blancs	44
2.2.4. Andalousite	48
2.2.5. Staurotide	49
2.2.6. Cordiérite	53
2.2.7. Tourmaline	53
2.2.8. Ilménite.....	55
2.3. DISTRIBUTION DE LA TAILLE ABSOLUE DES GRAINS DE QUARTZ.....	57
2.3.1. Méthodes de mesure.....	58
2.3.2. Profil de distribution de la taille des grains de quartz en fonction de la distance à partir du contact granite	62
2.4. CHIMIE ET ANALYSE CHÉMOGRAPHIQUE DES ASSEMBLAGES MINÉRALOGIQUES.....	66
2.4.1. Composition des métasédiments en éléments majeurs et minéralogie	66
2.4.2. Variation chimique des minéraux dans l'auréole métamorphique	69
2.4.2.1. Chlorite.....	69
2.4.2.2. Biotite.....	73
2.4.2.3. Micas blancs.....	84
2.4.2.4. Staurotide.....	88
2.4.2.5. Cordiérite	88
2.4.2.6. Tourmaline.....	92
2.4.3. Analyse chémo-graphique et réactions minérales	93
2.4.3.1. Zone II à biotite.....	95
2.4.3.2. Zone III à andalousite + biotite ± staurotide ± cordiérite	99
2.4.3.2.1. Zone IIIa à andalousite + biotite.....	99
2.4.3.2.2. Zone IIIb à staurotide + andalousite +	

biotite	101
2.4.3.2.3. Zone IIIc à cordiérite + staurotide + andalousite 2 + biotite 2	103
2.5. CONCLUSION.....	104
2.6. CARACTÉRISTIQUES CHIMIQUES DES MÉTAPÉLITES ET COMPORTEMENT DE LEURS ÉLÉMENTS CHIMIQUES DANS L'AURÉOLE MÉTAMORPHIQUE D'OULMÈS.....	105
2.6.1. Distribution des éléments chimiques durant le métamorphisme de contact.....	108
2.6.1.1. Homogénéité de la composition des roches.....	108
2.6.1.2. Variation de la composition chimique des métapélites	116
2.6.1.2.1. Les oxydes majeurs.....	116
2.6.1.2.2. Les éléments traces.....	127
2.6.1.2.3. Les terres rares.....	134
2.6.2. Conclusion	139
2.7. CONDITIONS PHYSIQUES ET ÉVOLUTION DU MÉTAMORPHISME DE CONTACT DANS L'AURÉOLE D'OULMÈS.....	140
2.7.1. Estimation de la température.....	141
2.7.2. Estimation de la pression	149
3. DÉVELOPPEMENT DE L'AURÉOLE MÉTAMORPHIQUE DE MENT	154
3.1. ZONÉOGRAPHIE MÉTAMORPHIQUE ET SÉQUENCES DES ASSEMBLAGES MINÉRALOGIQUES	155
3.1.1. Zone I à chlorite + phengite ± biotite ± albite.....	157
3.1.2. Zone II à biotite + muscovite + andalousite.....	159
3.1.3. Zone III à feldspath potassique + biotite + andalousite + muscovite.....	163
3.2. DISTRIBUTION DE LA TAILLE ABSOLUE DES GRAINS DE QUARTZ.....	164
3.2.1 Méthodes de mesures.....	166
3.2.2. Profils de distribution de la taille absolue des grains de quartz.....	168
3.3. CONCLUSION.....	170
3.4. CHIMIE ET ANALYSE CHÉMOGRAPHIQUE DES ASSEMBLAGES MINÉRALOGIQUES.....	171

3.4.1. Variation chimique des minéraux dans l'auréole métamorphique de contact.....	172
3.4.1.1. Biotite.....	172
3.4.1.2. Andalousite.....	182
3.4.1.3. Feldspath potassique	184
3.4.2. Conclusion	186
3.5. ANALYSE CHÉMOGRAPHIQUE ET RÉACTIONS MINÉRALES.....	186
3.5.1. Zone II à biotite + andalousite.....	187
3.5.2. Zone III à feldspath potassique + andalousite.....	188
3.5.3. Conclusion	190
3.6. CARACTÉRISTIQUES CHIMIQUES DES MÉTAPÉLITES ET COMPORTEMENT DE LEURS ÉLÉMENTS CHIMIQUES DURANT LE MÉTAMORPHISME DANS L'AURÉOLE DE CONTACT DE MENT.....	191
3.6.1. Distribution des éléments chimiques durant le métamorphisme de contact.....	196
3.6.1.1. Homogénéité de la composition des métapélites de l'auréole de Ment	196
3.6.1.2. Variation de la composition chimique des métapélites de l'auréole métamorphique de Ment.....	200
3.6.1.2.1 Les oxydes majeurs.....	201
3.6.1.2.2. Les éléments traces.....	209
3.6.1.2.3. Les terres rares.....	214
3.6.2. Conclusion	217
3.7. CONDITIONS PHYSIQUES ET ÉVOLUTION DU MÉTAMORPHISME DE CONTACT DANS L'AURÉOLE DE MENT	218
3.7.1. Estimation de la température.....	218
3.7.2. Estimation de la pression	222
4. RÉGIME THERMIQUE ET HISTOIRE MÉTAMORPHIQUE DES AURÉOLES D'OULMÈS ET DE MENT	228
4.1. CARACTÉRISTIQUES DES MODÈLES GÉNÉRIQUES DE TRANSFERT DE CHALEUR DANS LES AURÉOLES MÉTAMORPHIQUES	230
4.2. IMPLICATION D'AUTRES PARAMÈTRES DANS LE RÉGIME THERMIQUE DES AURÉOLES D'OULMÈS ET DE MENT	234
4.3. TRANSFERT DE CHALEUR PAR CONDUCTION / CONVECTION.....	236

4.4. ÉVIDENCE DE LA CONDUCTION / CONVECTION ET RÔLE DU FLUIDE DANS L'AURÉOLE MÉTAMORPHIQUE D'OULMÈS ET DE MENT	239
4.5. PATRONS DES ISOGRADES DANS L'AURÉOLE MÉTAMORPHIQUE D'OULMÈS - INJECTIONS MAGMATIQUES SIMPLES OU MULTIPLES ?	247
4.6. VARIATION DE LA TAILLE ABSOLUE DES GRAINS DE QUARTZ DANS LES AURÉOLES MÉTAMORPHIQUES D'OULMÈS ET DE MENT	248
4.6.1. Les processus de croissance "coarsening" des grains	250
4.6.2. Comparaison avec d'autres études sur le "coarsening" des grains de quartz.....	258
5. CONCLUSION.....	266
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	271
APPENDICE I	292
APPENDICE II	315

LISTE DES FIGURES

Figure I-1. Carte des domaines structuraux et des massifs paléozoïques du Maroc.	3
Figure I-2. Schéma structural du Maroc central pendant la phase majeure hercynienne.	6
Figure I-3. Allure du couloir d'Oulmès où l'intensité des déformations tectono-métamorphiques de la phase majeure hercynienne est maximale.	9
Figure I-4. Relation entre les déformations régionales, le métamorphisme et la mise en place du granite dans la région d'Oulmès.	14
Figure I-5. Répartition de la schistosité dans l'auréole métamorphique d'Oulmès.	16
Figure I-6. Trajectoires de la schistosité autour du granite d'Oulmès.	17
Figure I-7. Carte géologique du massif de Ment; différents faciès granitiques et unités stratigraphiques.	19
Figure II-1. Carte des séquences des isogrades métamorphiques dans l'auréole métamorphique d'Oulmès.	32
Figure II-2. Carte simplifiée des faciès granitiques et des zones métamorphiques.	33
Figure II-3. Variation de la taille absolue des gains de quartz en fonction de la distance à partir du granite.	64
Figure II-4. Classification des chlorites dans l'auréole d'Oulmès, selon la classification de Hey (1954).	70
Figure II-5. Diagramme AFM des chlorites dans l'auréole métamorphique d'Oulmès.	70
Figure II-6. Variation de la composition des chlorites en fonction de la distance à partir du granite.	71
Figure II-7. Projection des biotites de l'auréole métamorphique d'Oulmès sur le diagramme de Foster (1960).	74

Figure II-8. Projection des biotites de l'auréole métamorphique d'Oulmès sur le diagramme quadrilatère phlogopite-annite-eastonite-sidérophyllite.	75
Figure II-9. Diagramme montrant la corrélation négative $Al^{IV}+Ti$ et le rapport $Fe/(Fe+Mg)$.	75
Figure II-10. Variation de la composition des biotites en fonction de la distance (m) à partir du granite.	77
Figure II-11. Diagramme montrant la relation entre Ti et Mg dans les biotites.	80
Figure II-12. Diagramme binaire isobarique T- X_{Fe} le long des coupes radiales 1, 2 et 5.	81
Figure II-13. Évolution de la composition chimique moyenne des biotites (fraîche et altérée) et de la chorite en fonction du grade métamorphique dans l'ensemble de l'auréole d'Oulmès.	83
Figure II-14. Classification des micas blancs de l'auréole métamorphique d'Oulmès sur le diagramme $[(Fe+Mg)-Al^{VI}-Al^{IV}]$.	85
Figure II-15. Variation de la composition des micas blancs en fonction de la distance (m) à partir du granite.	86
Figure II-16. Variation de la composition de la staurotide (en Fe^{+2} , Mg et Zn) en fonction de la distance (m) à partir du granite.	89
Figure II-17. Variation de la composition moyenne des plagioclases (en anorthite) en fonction du grade métamorphique.	91
Figure II-18. Représentation graphique A'KF de la composition des micas blancs-chlorite-biotite dans les zones I (à chlorite + phengite) et II (à biotite + muscovite).	96
Figure II-19. Projection AFM (Thompson, 1957) de la composition de biotite et de chlorite rencontrés dans la zone II.	97
Figure II-20. Projection AFM (Thompson, 1957) de la composition des minéraux rencontrés dans les zones IIIa (à andalousite + biotite + muscovite), IIIb (à staurotide + andalousite + muscovite) et IIIc. (à cordiérite + andalousite2 + biotite2 + muscovite).	100

Figure II-21. Histogrammes de distribution de fréquences des principaux oxydes majeurs dans 38 échantillons de métapélites de l'auréole métamorphique d'Oulmès.	115
Figure II-22. Variation de concentration des oxydes majeurs/TiO ₂ (en%) dans 38 échantillons le long des coupes radiales en fonction de la distance (m) à partir du granite.	121
Figure II-23. Variation de concentration des oxydes majeurs versus log distance à partir du granite dans l'auréole d'Oulmès.	122
Figure II-24. Diagramme binaire montrant la relation positive entre la staurotide et les roches qui l'englobent.	123
Figure II-25. Représentation graphique AFM pour les métapélites et les minéraux ferromagnésiens dans l'auréole métamorphique d'Oulmès.	123
Figure II-26. Degré de déshydratation en fonction du grade métamorphique.	128
Figure II-27. Variation de la concentration des éléments traces versus log distance à partir du granite dans l'auréole métamorphique d'Oulmès.	130
Figure II-28. Patrons de la concentration moyenne des terres rares des métapélites dans les différentes zones, le long des 5 coupes radiales de l'auréole métamorphique d'Oulmès.	136
Figure II-29. Patrons de la concentration moyenne des terres rares des métapélites dans les différentes zones métamorphiques de l'ensemble de l'auréole d'Oulmès.	137
Figure II-30. Patrons de la concentration moyenne des terres rares des métapélites dans les différents grades métamorphiques de l'ensemble de l'auréole d'Oulmès, et des sédiments post-archéens en Australie.	137
Figure II-31. Distribution de la température en fonction de la distance à partir du granite, le long des coupes 1, 2, 3 et 5.	147
Figure II-32. Profil général de la température dans l'ensemble de l'auréole d'Oulmès.	148
Figure II-33. Diagramme P-T-X _{H2O} montrant la marge de pression dans l'auréole métamorphique d'Oulmès.	150

Figure II-34. Évolution du métamorphisme (P-T) dans l'auréole d'Oulmès.	153
Figure III-1. Carte géologique simplifiée de l'auréole métamorphique de Ment.	156
Figure III-2. Carte des zones métamorphiques de l'auréole de Ment.	160
Figure III-3. Variation de la taille absolue des grains de quartz en fonction de la distance (m) à partir du granite.	169
Figure III-4. Projection des biotites de l'auréole métamorphique de Ment sur le diagramme de Foster (1960).	173
Figure III-5. Variation de la composition chimique des biotites en fonction du grade métamorphique.	175
Figure III-6. Projection des micas blancs de l'auréole métamorphique de Ment sur le diagramme [(FeT+Mg)-Al ^{VI} -Al ^{IV}].	178
Figure III-7. Variation de la composition des micas blancs en fonction de la distance (m) à partir du granite.	180
Figure III-8. Diagramme montrant la relation entre (Fe+Mg) et Si dans les micas blancs.	183
Figure III-9. Diagramme montrant la relation entre la composition chimique en alcalins, du feldspath potassique et des cornéennes qui les englobe dans la zone III.	185
Figure III-10. Représentation AKF montrant la relation paragénétique entre muscovite-andalousite-feldspath potassique dans la zone III de l'auréole métamorphique de Ment.	189
Figure III-11. Histogramme de distribution de fréquences des principaux oxydes majeurs dans les métapélites de l'auréole métamorphique de Ment.	197
Figure III-12. Variation des oxydes majeurs versus log distance à partir du granite dans l'auréole métamorphique de Ment.	204
Figure III-13. Variation de la concentration des oxydes majeurs/TiO ₂ (en %) le long des coupes radiales de l'auréole métamorphique de Ment.	205

Figure III-14. Degré de déshydratation en fonction de la distance à partir du granite dans l'auréole de Ment.	208
Figure III-15. Variation des éléments traces versus log distance à partir du granite dans l'auréole métamorphique de Ment.	211
Figure III-16. Patrons des terres rares normalisées aux chondrites pour les métapélites de l'auréole de Ment, dans les différentes zones le long des trois coupes radiales.	215
Figure III-17. Patrons de la concentration moyenne des terres rares dans les différents grades métamorphiques des deux auréoles métamorphiques d'Oulmès et de Ment.	216
Figure III-18. Profil de distribution de la température en fonction de la distance (m) à partir du granite.	223
Figure III-19. Diagramme des conditions P-T-X _{H2O} dans l'auréole métamorphique de Ment.	225
Figure IV-1. Modèles génériques du transfert de chaleur par conduction pour les corps intrusifs de forme sphérique, rectangulaire et cylindrique.	231
Figure IV-2. Comparaison des isothermes (transfert de chaleur par conduction) autour des corps intrusifs perméables et imperméables.	238
Figure IV-3. Carte des zones métasomatique et d'altération hydrothermale autour du pluton granitique d'Oulmès.	241
Figure IV-4. Comparaison des isothermes entre les modèles génériques établis pour la conduction et la convection.	244
Figure IV-5. Carte des zones métasomatique et d'altération hydrothermale autour du pluton granitique de Ment.	246
Figure IV-6. Diagramme montrant la variation de la taille des grains de quartz en fonction du temps et de la température, dans les auréoles d'Oulmès et de Ment.	253
Figure IV-7. Diagramme $\log_{10} \frac{l_1^2 - l_0^2}{2}$ versus distance à partir du granite, dans l'auréole métamorphique d'Oulmès.	256

- Figure IV-8. Diagramme $\log_{10} \frac{T_1 - T_0}{2}$ versus distance à partir du granite, dans l'auréole métamorphique de Ment. 257
- Figure IV-9. Chronologie des événements métamorphiques dans le Maroc central. 260
- Figure IV-10. Illustration schématique de l'histoire thermique dans l'auréole métamorphique d'Oulmès, créée dans une zone de cisaillement le long de l'axe de l'anticlinorium Khouribga-Oulmès. 262
- Figure IV-11. Illustration schématique de l'histoire thermique dans l'auréole métamorphique de Ment, créée sur le flanc du synclinorium Fourhal-Telt. 263

LISTE DES TABLEAUX

Tableau II-1. Liste des assemblages minéralogiques rencontrés dans l'auréole d'Oulmès.	37
Tableau II-2. Valeurs de la taille absolue des grains de quartz dans l'auréole métamorphique d'Oulmès.	59
Tableau II-3. Comparaison de la composition chimique moyenne des métapélites en oxydes majeurs de la formation de Ment, d'Oulmès, de Quético et de Littleton.	67
Tableau II-4. Variation de la composition des minéraux (en Fe/Fe+Mg) dans l'auréole métamorphique d'Oulmès.	94
Tableau II-5. Liste des échantillons de roches de l'auréole métamorphique d'Oulmès analysés à l'XRF et à l'AANI.	107
Tableau II-6. Composition chimique totale des roches le long des coupes radiales effectuées dans l'auréole métamorphique d'Oulmès.	109
Tableau II-7. Analyse de variance ANOVA des oxydes majeurs à travers les cinq coupes radiales effectuées dans l'auréole métamorphique d'Oulmès.	117
Tableau II-8. Comparaison de la composition chimique moyenne des métapélites en oxydes majeurs de la formation d'Oulmès, de Quético et de Littleton.	117
Tableau II-9. Concentration moyenne des oxydes majeurs et valeurs limites des "aires de distribution" à travers les grades métamorphiques.	119
Tableau II-10. Composition chimique moyenne en oxydes majeurs des roches de l'auréole métamorphique d'Oulmès.	119
Tableau II-11. Coefficient de corrélation pour les oxydes majeurs, les éléments traces et les terres rares dans les roches de l'auréole d'Oulmès.	131
Tableau II-12. Valeurs calculées du coefficient de partage K_D (tourmaline - biotite) dans les zones métamorphiques de l'auréole d'Oulmès.	144

Tableau II-13. Valeurs maximales de température et de pression estimées dans chaque zone métamorphique de l'auréole d'Oulmès.	145
Tableau III-1. Liste des assemblages minéralogiques rencontrés dans l'auréole de Ment.	158
Tableau III-2. Valeurs de la taille absolue des grains de quartz dans l'auréole métamorphique de Ment.	167
Tableau III-3. Liste des échantillons de roches de l'auréole métamorphique de Ment analysés à l'XRF et à l'AANI.	192
Tableau III-4. Composition chimique totale des roches le long des coupes radiales effectuées dans l'auréole métamorphique de Ment.	193
Tableau III-5. Analyse de variance ANOVA des oxydes majeurs à travers les trois coupes radiales effectuées dans l'auréole métamorphique de Ment.	199
Tableau III-6. Comparaison de la composition chimique moyenne des métapélites en oxydes majeurs de la formation de Ment, d'Oulmès, de Quético et de Littleton.	199
Tableau III-7. Concentration moyenne des oxydes majeurs et valeurs limites des "aires de distribution" à travers les grades métamorphiques dans l'auréole de Ment.	202
Tableau III-8. Composition chimique moyenne en oxydes majeurs des roches de l'auréole métamorphique de Ment.	202
Tableau III-9. Coefficient de corrélation pour les oxydes majeurs, les éléments traces et les terres rares dans les roches de l'auréole de Ment.	212
Tableau III-10. Valeurs de température estimées à partir du géothermomètre tourmaline-biotite.	220
Tableau III-11. Valeurs de la pression en fonction de la variation de X_{H_2O} .	220
Tableau IV-1. Sommaire des résultats obtenus à partir des diagrammes de la taille absolue des grains de quartz et de la carte zonéographique des deux auréoles d'Oulmès et de Ment.	249

LISTE DES PLANCHES

Planche II-1. Lames de chlorite syn-S ₁ orientées parallèlement au plan de schistosité S ₁ .	40
Planche II-2. Lames de biotite post-S ₁ englobant une S _i du minéral qui passe sans déflexion à S _e de la matrice. La chlorite coexistante est syn-S ₁ .	43
Planche II-3. Porphyroblastes de biotite post S ₁ et syn-S ₁₋₂ englobant des granules charbonneuses et quartzieuses arquées définissant une S _i du minéral.	45
Planche II-4. Lames de mica blanc (phengite) syn-S ₁ et sections fuselées d'ilménite sont orientées parallèlement au plan de la schistosité S ₁ .	46
Planche II-5. Lames de muscovite s'agencent en une texture lépidoblastique définissant la foliation S ₁₋₂ .	47
Planche II-6. Les cristaux d'andalousite syn-S ₁₋₂ sont fracturés et boudinés. La S _i du minéral définie par les granules quartzieux est parallèle à S _e de la matrice.	50
Planche II-7. L'andalousite 2 post-S ₁₋₂ englobe la staurotide syn-S ₁₋₂ .	51
Planche II-8. Les cristaux de staurotide syn-S ₁₋₂ sont fracturés et boudinés. La S _i du minéral définie par les granules quartzieux est parallèle à S _e de la matrice.	52
Planche II-9. La cordiérite post-S ₁₋₂ englobe la staurotide syn-S ₁₋₂ .	54
Planche II-10. Les sections de tourmaline (zonée) sont orientées parallèlement à S ₁₋₂ .	56
Planche II-11. Divers stades de croissance "coarsening" des grains de quartz dans les différentes zones métamorphiques de l'auréole d'Oulmès.	63
Planche II-12. Aux voisinages du contact granite-encaissant, les cristaux d'andalousite 1 sont pseudomorphosés par la muscovite.	125

Planche II-13. Les cristaux de staurotide partiellement pseudomorphosés par la muscovite.	126
Planche III-1. Les cristaux d'andalousite orientés aléatoirement dans la matrice fine carbonneuse.	162
Planche III-2. Juxtaposition des cristaux d'andalousite 2 et des sections de feldspath potassique.	165

CHAPITRE I

INTRODUCTION

I-1 LES GRANDES ZONES STRUCTURALES DU MAROC ET LES CARACTÉRISTIQUES DE LA CHAÎNE HERCYNIENNE

Par sa position géographique au coin nord-ouest de l'Afrique et par la présence d'un grand éventail des formations géologiques datées du Précambrien au Tertiaire, le Maroc offre un intérêt particulier pour les corrélations géologiques et plus particulièrement pour la constitution des domaines paléozoïques circum-atlantiques.

Les caractéristiques majeures de l'évolution géologique varient du Sud au Nord du Maroc hercynien, et permettent de distinguer plusieurs domaines structuraux qui sont, du plus ancien au Sud au plus récent au Nord (Fig. I-1).

Le **domaine de l'Anti - Atlas** dans lequel le socle protérozoïque est affecté par l'orogénèse panafricaine (680 - 570 Ma.). La couverture paléozoïque, très étendue, est modérément déformée lors de l'orogénèse hercynienne (Leblanc et Lancelot, 1980; Hassenforder, 1987). Ce domaine constitue dès lors, l'avant pays de la chaîne hercynienne marocaine. Au cours de l'orogénèse atlasique, dès le début du secondaire, la couverture méso-cénozoïque qui est peu étendue demeure instable (Michard, 1976).

Plus au Nord c'est, la **Meseta marocaine** (au sens large) représentée par le domaine de la chaîne hercynienne proprement dite. Mis à part les noyaux paléozoïques allochtones du Rif, la chaîne hercynienne est constituée, au dessus d'un socle précambrien peu affleurant, d'une couverture paléozoïque assez complète. L'orogénèse hercynienne y engendra plusieurs phases de plissement, métamorphisme, et granitisation souvent associées à des cisaillements ductiles

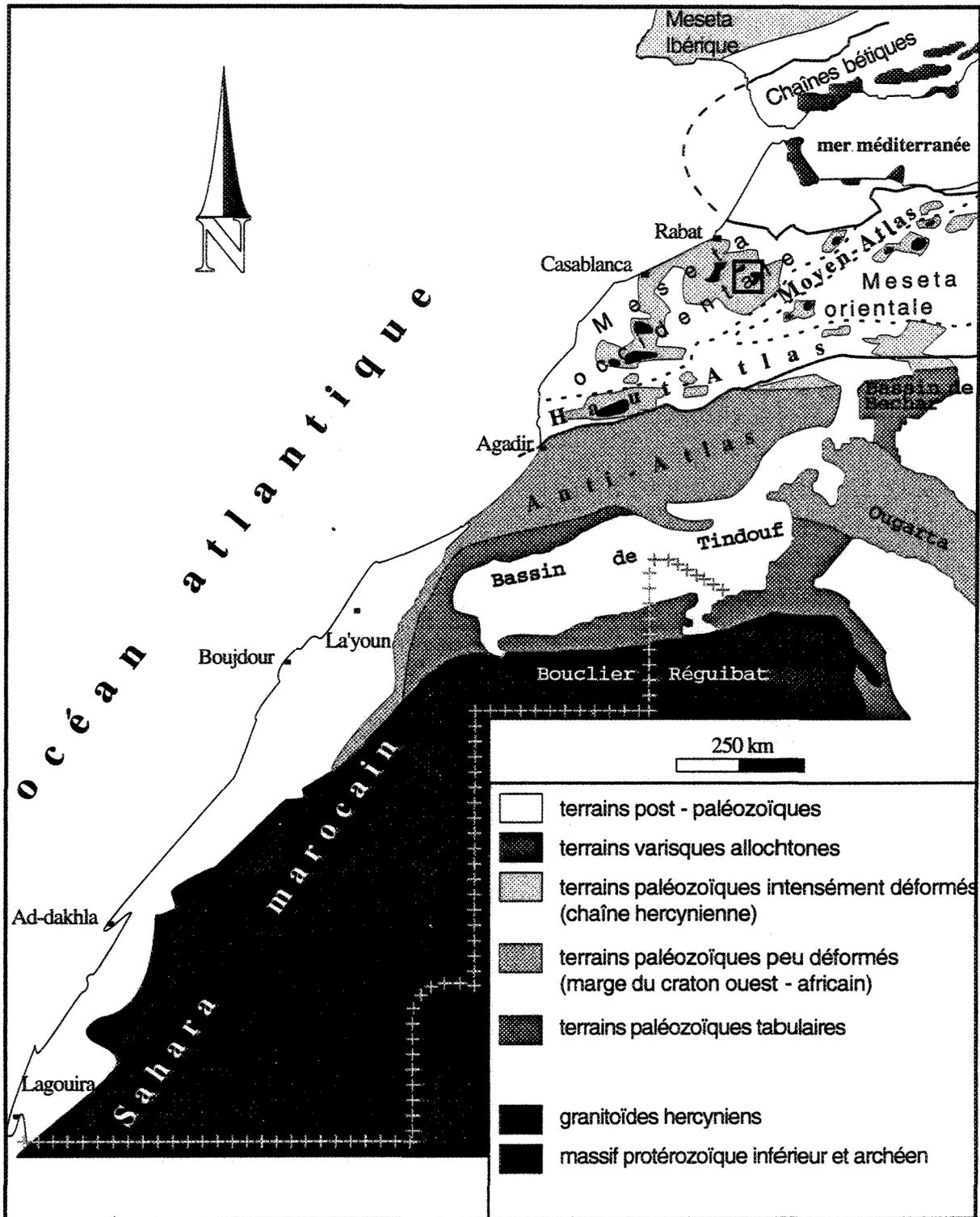


Fig.I-1. Carte simplifiée des domaines structuraux et des massifs paléozoïques du Maroc. (Petit quadrant: secteur d'étude).

(Michard, 1976; Lagarde et Choukroune, 1982; Lagarde, 1985; Lagarde et Michard, 1986).

Le **domaine des Atlas** est représenté par la chaîne intracontinentale mésozoïque à cénozoïque du Haut - Atlas et du Moyen - Atlas. Par son comportement lors des orogénèses atlasique et alpine, la couverture post-paléozoïque assez épaisse, permet de différencier le domaine mésetien où la couverture méso-cénozoïque tabulaire est très faiblement déformée, et le domaine atlasique où cette couverture est plissée.

Le **domaine rifain** qui englobe les zones septentrionales du Maroc est représenté par une petite chaîne alpine ouest-méditerranéenne qui s'étend au Nord par le domaine bétique (Espagne), et à l'Est par le domaine tellien (Algérie). Au coeur de ce domaine on peut reconnaître plusieurs terrains paléozoïques allochtones affectés par l'orogénèse hercynienne.

I-2 POSITION DU SECTEUR D'ÉTUDE DANS LE DOMAINE MESETIEN ET ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE DANS LE MAROC CENTRAL SEPTENTRIONAL PENDANT LA PHASE MAJEURE HERCYNIENNE

La chaîne hercynienne marocaine se présente sous forme de "boutonniers" qui affleurent soit dans le domaine de la Meseta sous une couverture méso-cénozoïque tabulaire, soit dans le domaine de la chaîne atlasique sous la même couverture déformée. Au sein de cette chaîne hercynienne les déformations d'âge et d'intensité variables (Michard, 1976; Michard et Piqué, 1980; Piqué, 1983; Hoepffner, 1987), permettent de distinguer d'Est en Ouest les deux grands ensembles suivants (Fig. I - 1).

La **Meseta orientale** où les boutonnières de superficie réduite sont dispersées et éloignées les unes des autres.

La **Meseta occidentale** où le paléozoïque affleure largement dans les grandes boutonnières parmi lesquelles on distingue à l'Ouest; la Meseta côtière ou le Môle côtier puis à l'Est, du Sud au Nord, les Jebilet, les Rehamna et le Maroc central.

À la lumière de cette subdivision, le secteur d'étude se situe dans le Maroc central septentrional (Fig. I-1). Celui-ci correspond géographiquement à la partie nord du massif central marocain (Termier, 1936; Beaudet, 1969) et se présente en un "quadrilatère (Fig. I-2) borné par les villes de Rabat, Azrou, Kasba Tadla, et Casablanca" (Bouabdelli, 1989).

Du point de vue morphologique, le secteur d'étude est représenté par deux principaux plateaux; celui d'Oulmès et celui de Ment entourés de crêtes d'altitudes variant entre 840 m et 1300 m. Ces crêtes sont séparées par de profondes vallées souvent inviolables par leur grande densité végétale. La ville d'Oulmès constitue la principale localité occupée, comme partout ailleurs dans les Atlas, par une population essentiellement berbère (premiers habitants du Maroc) qui puise ses principales ressources de l'agriculture et de l'élevage.

Du point de vue structural, le Maroc central se définit par une succession de zones anticlinales et synclinales allongées selon une direction NE-SO (Michard, 1976; Piqué, 1979; Bouabdelli, 1989). L'orientation de ces structures représente la direction maîtresse aussi bien dans la tectonique souple que dans la tectonique

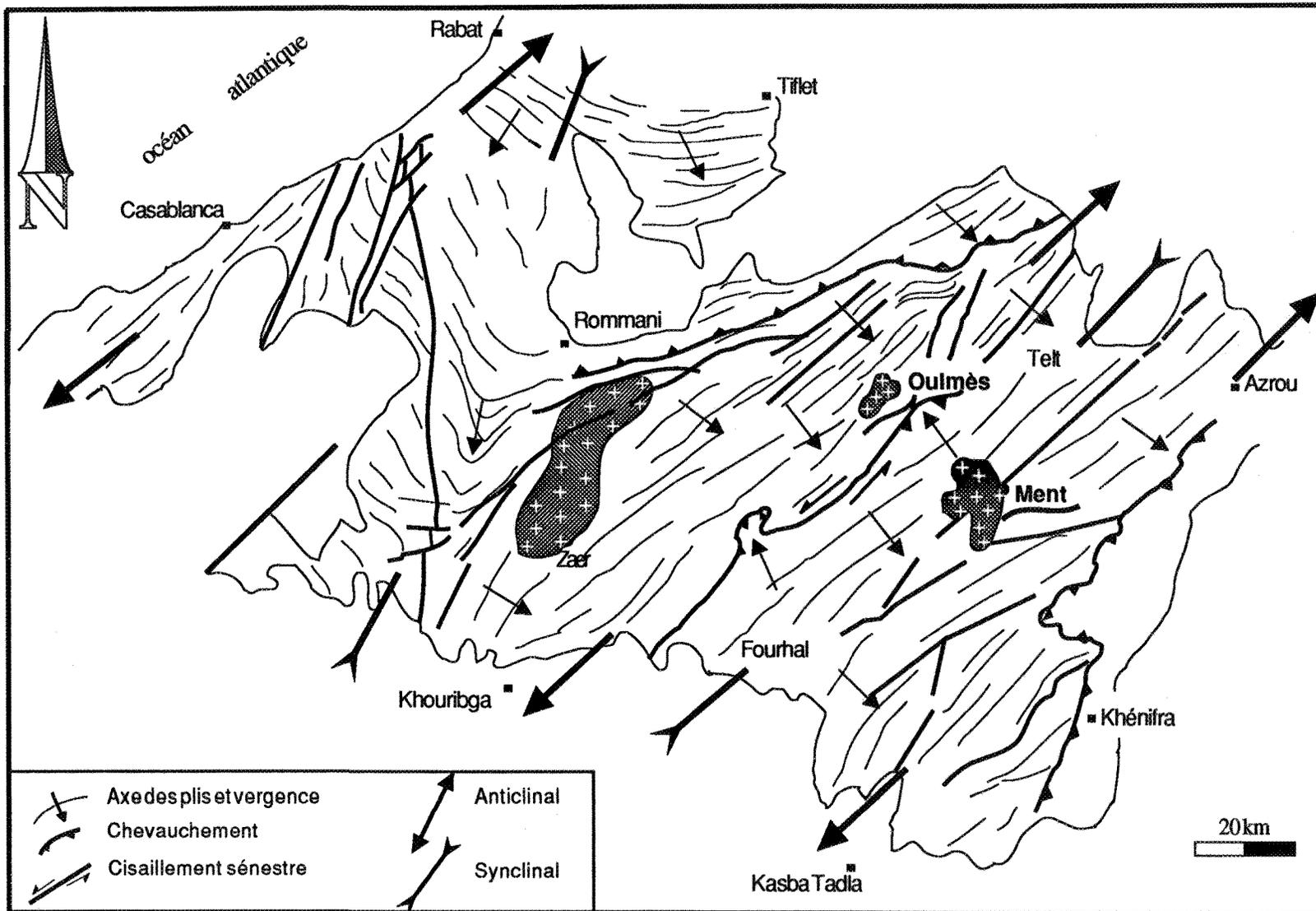


Fig.1-2. Schéma structural du Maroc central pendant la phase majeure hercynienne (Lagarde, 1985; Tahiri, 1991).

cassante associées principalement à l'orogénèse hercynienne. Cinq grandes unités structurales peuvent y être distinguées d'Ouest en Est (Fig. 1-2):

- 1) L'anticlinorium de Casablanca.
- 2) Le synclinorium occidental de Rommani au Sud de Rabat.
- 3) L'anticlinorium de Khouribga - Oulmès à partir duquel commence le Maroc central septentrional.
- 4) Le synclinorium de Fourhal - Telt.
- 5) L'anticlinorium de Kasba Tadla - Azrou.

Le secteur d'étude qui englobe les deux auréoles métamorphiques d'Oulmès et de Ment se situe principalement entre l'anticlinorium de Khouribga - Oulmès et le synclinorium de Fourhal - Telt.

Les faciès sédimentaires paléozoïques généralement homogènes sont représentés dans la partie nord du secteur par des formations essentiellement grésopélitiques cambro-ordoviciennes qui s'ennoient par endroits, sous des faciès argilo-calcaires et calcaires récifaux du Dévonien. Dans la partie sud, seuls les flyschs du Viséen et du Namurien dominant (Termier, 1936; Ribeyrolles, 1972; Tahiri, 1991). La sédimentation est contrôlée par le jeu essentiellement vertical de grandes failles qui déterminent des bassins subsidés limités par des zones hautes et ayant fonctionné depuis le Dévonien jusqu'au Namurien (Lagarde, 1985). L'histoire sédimentaire est alors assez continue durant la majeure partie du Paléozoïque supérieur. Le Permo-Trias est une période d'érosion qui a façonné la pénéplaine hercynienne.

La tectonique hercynienne se traduit dans le Maroc central septentrional, comme partout ailleurs dans la Meseta occidentale, par deux phases principales qui sont:

La **phase anté-viséenne** pendant laquelle s'enregistrent les déformations cassantes marquées par le jeu en décrochement dextre de grandes failles verticales à rejets plurikilométriques. Il est difficile, faute de datations précises, de connaître l'âge exact de ces déformations anté-viséennes dans la région. Cependant, il y a lieu d'admettre d'après les décalages stratigraphiques, l'existence d'une tectonique distensive et / ou transtensive relativement continue du Dévonien supérieur au viséen, sous un raccourcissement régional orienté ENE-OSO (Hoepffner, 1987; Bouabdelli, 1989; Tahiri, 1991).

La **phase majeure post-viséenne** est marquée par des déformations régionales plus intenses qui ont engendré deux épisodes de déformation. Le premier est responsable d'un plissement synschisteux (contemporain de la schistosité généralement de plan axial) à vergence SE. Les directions axiales des plis sont en moyenne de N30 (Fig. I - 2), et l'intensité de déformation et le gradient du métamorphisme croissent vers les zones du cisaillement ductile. La plus importante de ces zones correspond à celle du cisaillement senestre observé à Oulmès, et qui est qualifié selon Tahiri (1991), de "couloir de cisaillement d'Oulmès" (Fig. I-3). L'intensité tectono-métamorphique culmine généralement aux voisinages des intrusions granitiques, principalement celles d'Oulmès et d'El Hammam au Nord - Est d'Oulmès (Huvelin, 1973; Piqué, 1979; Jebrak, 1984; Tahiri, 1991). Le métamorphisme y atteint le faciès amphibolites notamment autour de pluton granitique d'Oulmès (Dahmani, 1985; Aït Omar, 1986).

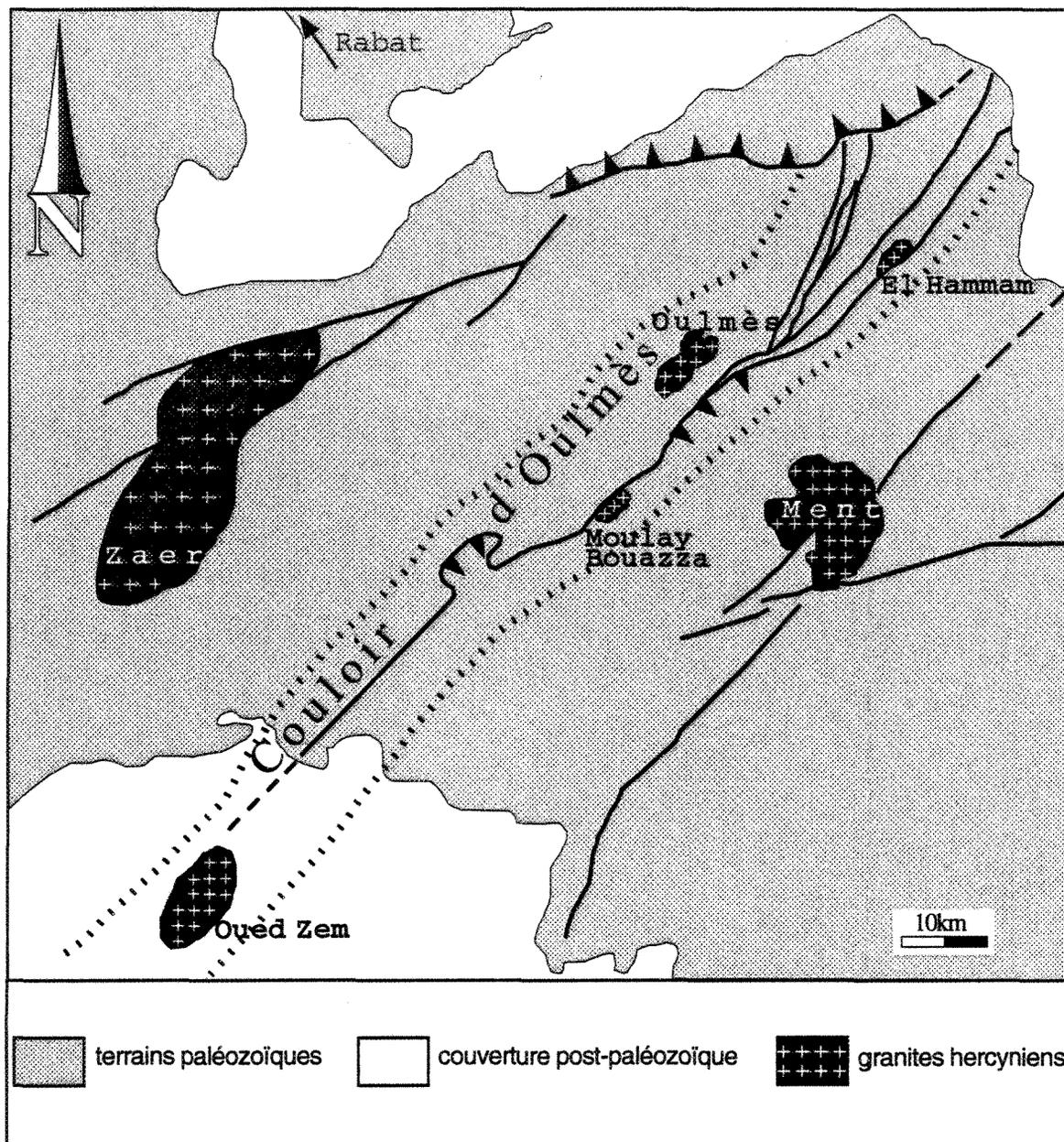


Fig. I-3. Allure du couloir d'Oulmès où l'intensité des déformations tectono-métamorphiques de la phase majeure est maximale (Tahiri, 1991). Les autres figurés sont les mêmes que ceux de la figure 2.

Le second épisode de déformation est caractérisé par la phase de plissement coaxiale de celle du premier. Cette phase de plissement est d'ailleurs bien individualisée dans le couloir d'Oulmès où elle est également synchrone de la schistosité régionale S₁₋₂. Les cisaillements ductiles NE-SO sont soit verticaux et senestres, soit tangentiels à vergence ouest de portée faible (Tahiri, 1991). Les déformations enregistrées lors de la phase majeure sont la réponse à un raccourcissement régional NO-SE, sous un régime en transpression (Piqué et al., 1980; Lagarde, 1985). À cette tectonique compressive post-viséenne sont liées les intrusions granitiques dont principalement, celles d'Oulmès et d'El Hammam mises en place dans le "couloir d'Oulmès". Le "couloir d'Oulmès" reste alors la seule zone du Maroc central septentrional où s'enregistrent les intensités tectono-métamorphiques les plus importantes de la phase majeure hercynienne. L'évolution de la géométrie du plissement synschisteux, l'apparition et surtout la typologie de la schistosité régionale aux alentours des plutons granitiques syntectoniques du "couloir d'Oulmès" sont liées en grande partie, sinon en totalité, au contrôle étroit exercé par ces masses intrusives. Cette relation entre intrusions granitiques, métamorphisme, et structures régionales est également observée et décrite ailleurs, aussi bien dans les autres massifs de la Meseta marocaine (Michard, 1976; Michard et Piqué, 1983; Piqué, 1983; Hoepffner, 1987) que ceux de l'Europe occidentale, où la mise en place des granitoïdes s'accompagnent généralement d'une déformation régionale cisailante (Iglesias et Choukroune, 1980; Brun et Pons, 1981).

I-3 PRÉSENTATION DU SECTEUR D'ÉTUDE ET HISTORIQUE DE RECHERCHE

La région d'étude qui se situe dans le Maroc central septentrional, constitué essentiellement d'une série grésopélimitique paléozoïque (du Cambrien au Namurien), est limitée par l'anticlinorium de Khouribga - Oulmès à l'Ouest, et le synclinorium de Fourhal - Telt à l'Est (Fig. I-2). Deux principales auréoles métamorphiques, faisant objet de cette étude y ont été distinguées; l'une créée par le "granite d'Oulmès" au Nord-Est de l'anticlinorium de Khouribga - Oulmès, et l'autre générée par le "granite de Ment" qui prend place sur le flanc oriental du synclinorium de Fourhal - Telt. Les deux masses granitiques sont intrusives dans la série paléozoïque déjà affectée par le métamorphisme régional de faible grade (faciès schistes verts). Les deux auréoles métamorphiques seront examinées ici séparément, afin de dégager les caractéristiques et les problématiques spécifiques à partir desquelles découleront les objectifs de la présente étude. Le terme de "massif" sera aussi employé dans les parties qui suivent pour désigner le pluton granitique et l'auréole métamorphique qui l'entoure.

I-3-1 **Le massif d'Oulmès**

Le pluton granitique d'Oulmès, qui fût découvert depuis Gentil (1914), se présente sous forme d'une ellipse de grand axe de même direction (NE-SO) que les structures régionales (Fig. I-2). Il est intrusif dans une série grésopélimitique cambro-ordovicienne d'épaisseur variant entre 6000 m et 8000 m (Termier, 1936; Termier et al., 1950).

C'est à la minéralisation en étain - tungstène localisée au sein des filons de quartz, que l'on doit les premières études entreprises dans la région par Termier et al. (1950). La répartition géographique, le mode de distribution des filons de quartz dans la masse granitique et dans l'auréole métamorphique, ainsi que les minéralisations présentes sont décrites en détail par ces auteurs et ne seront pas évoquées dans cette étude. Des travaux plus spécifiques se rapportant sur la chronologie et le contenu des filons en minéraux et en fluides sont aussi élaborés récemment par l'équipe de Weisbrod (Bennani, 1988; Boutaleb, 1988).

L'étude effectuée par Termier et al. (1950) et reprise par Aït Omar (1986) a permis de distinguer trois principales familles de faciès granitiques qui sont: 1) le granite à grain moyen à deux micas qui constitue le "granite principal" en occupant la presque totalité du pluton. 2) Le granite à grain fin riche en micas, localisé dans la partie centrale du pluton, et principalement sur sa bordure ouest dans la région d'Al Kirit, où il se présente en un pointement elliptique situé à environ 230 m du pluton principal. Ce petit pointement granitique est lardé de filons de quartz souvent minéralisés en étain (Termier et al., 1950). Le grand axe de ce petit pointement granitique, qui est de l'ordre de 250 m à 300 m, est de même orientation que le pluton principal. 3) Le granite à muscovite, présent généralement sous forme de bandes métriques recoupant le granite principal à deux micas est souvent lié à des zones minéralisées en étain et tungstène localisées à l'Ouest et au Sud du massif (Termier et al., 1950).

Parmi les études radiochronologiques effectuées sur le granite, soit par la méthode K^{40}/Ar^{39} (Choubert et al., 1965), soit par Rb/Sr (Tisserand, 1977; Mrini, 1985), on retient la période de 280 - 300 Ma considérée comme celle de la mise en

place du granite d'Oulmès (Mrini, 1985). Cette période de mise en place est contemporaine du métamorphisme des pélites de l'encaissant immédiat, d'âge 291 ± 7 Ma obtenu par Huon (1985) sur une muscovite des micaschistes par la méthode K^{40}/Ar^{39} . Le rapport isotopique initial du strontium qui varie entre 0,7100 et 0,7176 indique, selon (Mrini, 1985), une origine crustale du magma. Le granite d'Oulmès paraît dès lors, comme le produit d'une fusion crustale dans une zone de cisaillement en réponse au raccourcissement régional NO-SE.

Le mode de mise en place du pluton granitique d'Oulmès (Fig. I-4) à caractère syntectonique (Piqué, 1976; Dahmani, 1985) a été discuté par Aït Omar (1986) et Diot et al. (1987) et ne sera pas repris dans la présente étude. Par son caractère syntectonique et son mode de mise en place, le granite d'Oulmès peut se comparer à ceux de l'Europe occidentale tels que Salvatierra au Sud de l'Espagne (Brun et Pons, 1981), Sidobre au Sud du massif central français (Acuana Sorriau, 1981), de Bretagne centrale (Hanmer et Vignerresse, 1980), ou à ses congénères de la Meseta marocaine dont, celui des Jebilet au Sud (Lagarde et Choukroune, 1982) et celui de Tichka dans le Haut - Atlas (Lagarde et Roddaz, 1983).

Deux épisodes de déformation ont été mis en évidence dans la région (Dahmani et al., 1985): un épisode D_1 correspondant à des plis NNE-SSO synschisteux (contemporains de la schistosité S_1 plan axial des plis P_1), relayés par un épisode D_2 combinant cisaillement et aplatissement. Cet épisode D_2 , sensible surtout autour du pluton granitique, engendre des structures

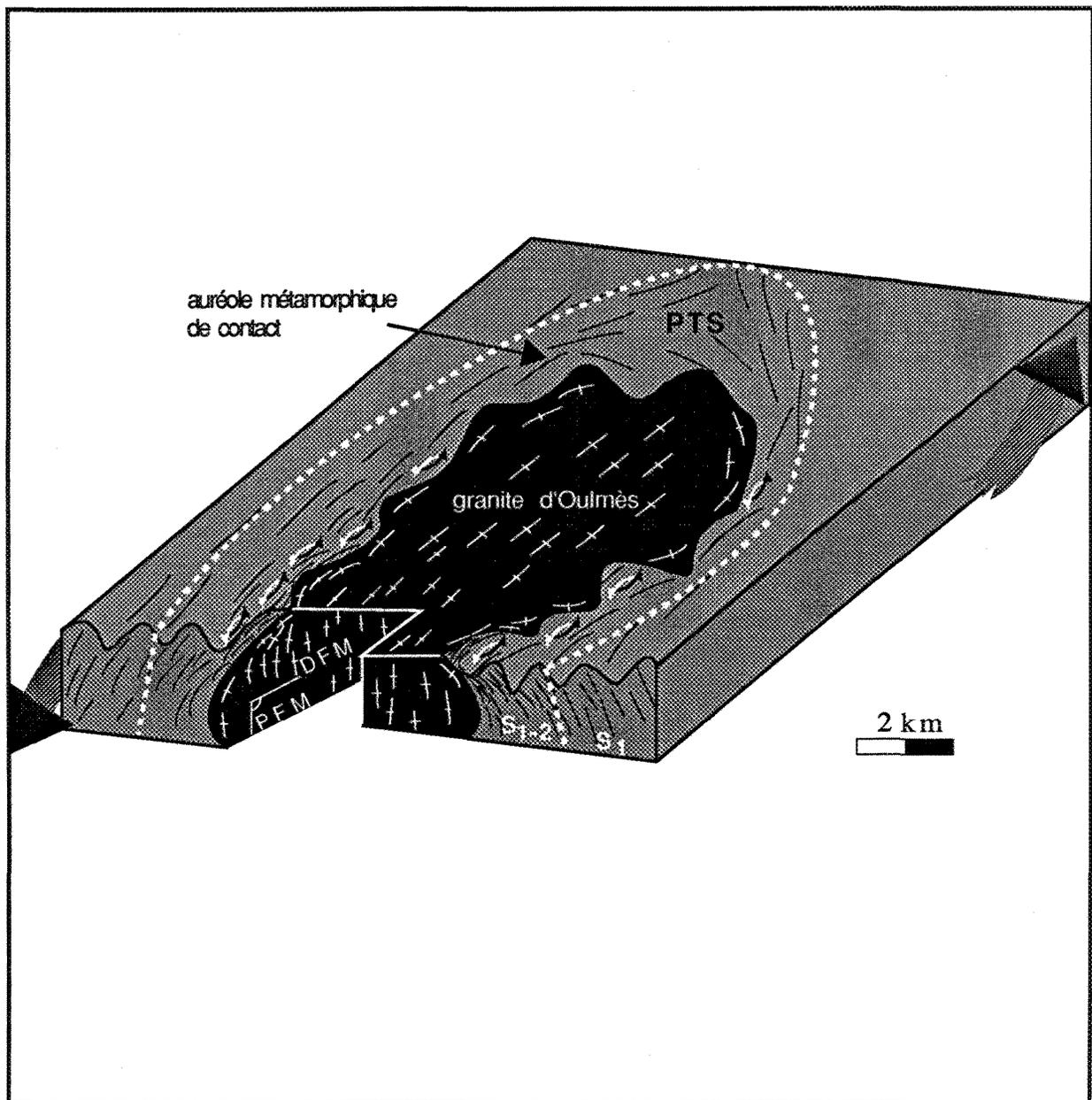


Fig.I-4. Relation déformations régionales, métamorphisme et mise en place du granite dans la région d'Oulmès. (Aït Omar, 1986; Diot et al., 1987, modifié). Petites flèches: le sens du cisaillement local. Grandes flèches : le sens du cisaillement régional. PFM et DFM: respectivement, plan et direction de fluidalité magmatique. PTS: point triple de schistosité. S_1 , S_{1-2} : schistosité (voir texte).

caractéristiques parmi lesquelles on distingue: 1) une schistosité principale S_{1-2} (Fig. I-5) résultant de la réutilisation (transposition totale) des plans d'anisotropie antérieurs (S_0 , S_1) qui se moule sur le pluton granitique (Fig. I-6), en ménageant deux points triples de schistosité (P.T.S.) aux extrémités nord et sud de l'ellipse plutonique (Dahmani et al., 1985). 2) Des linéations (L_{0-2}) au plongement subhorizontal N10E à N30O qui sont matérialisées par des meneaux de la stratification S_0 , dilacérés sur la schistosité principale S_{1-2} .

Dans les travaux effectués par Termier et al. (1950) dans l'auréole métamorphique d'Oulmès, on souligne la première carte zonéographique dans laquelle on reconnaît quatre zones métamorphiques correspondant à des degrés croissants de la périphérie de l'auréole vers le granite: zone à chlorite, zone à mica vert et à mica couleur de rouille, zone à biotite, et zone à andalousite. L'accroissement progressif du gradient de déformation et de l'intensité du métamorphisme, au fur et à mesure que l'on se dirige vers le granite syntectonique mis en place dans une zone de cisaillement a été montré par Huvelin (1973), Piqué (1976), Dahmani, (1985) et Aït Omar (1986). Aussi, sur la carte du métamorphisme établie par Cailleux (1981, fig. 1-B) à l'Ouest du Maroc central par la méthode de cristallinité de l'illite, on reconnaît une évolution du gradient métamorphique, axée sur les plutons granitiques d'Oulmès et de Zaër (à l'Ouest d'Oulmès) qui se traduit par l'échelonnement des zones métamorphiques entre la diagénèse naissante ($i > 10$) et l'épizone profonde ($i < 2,5$).

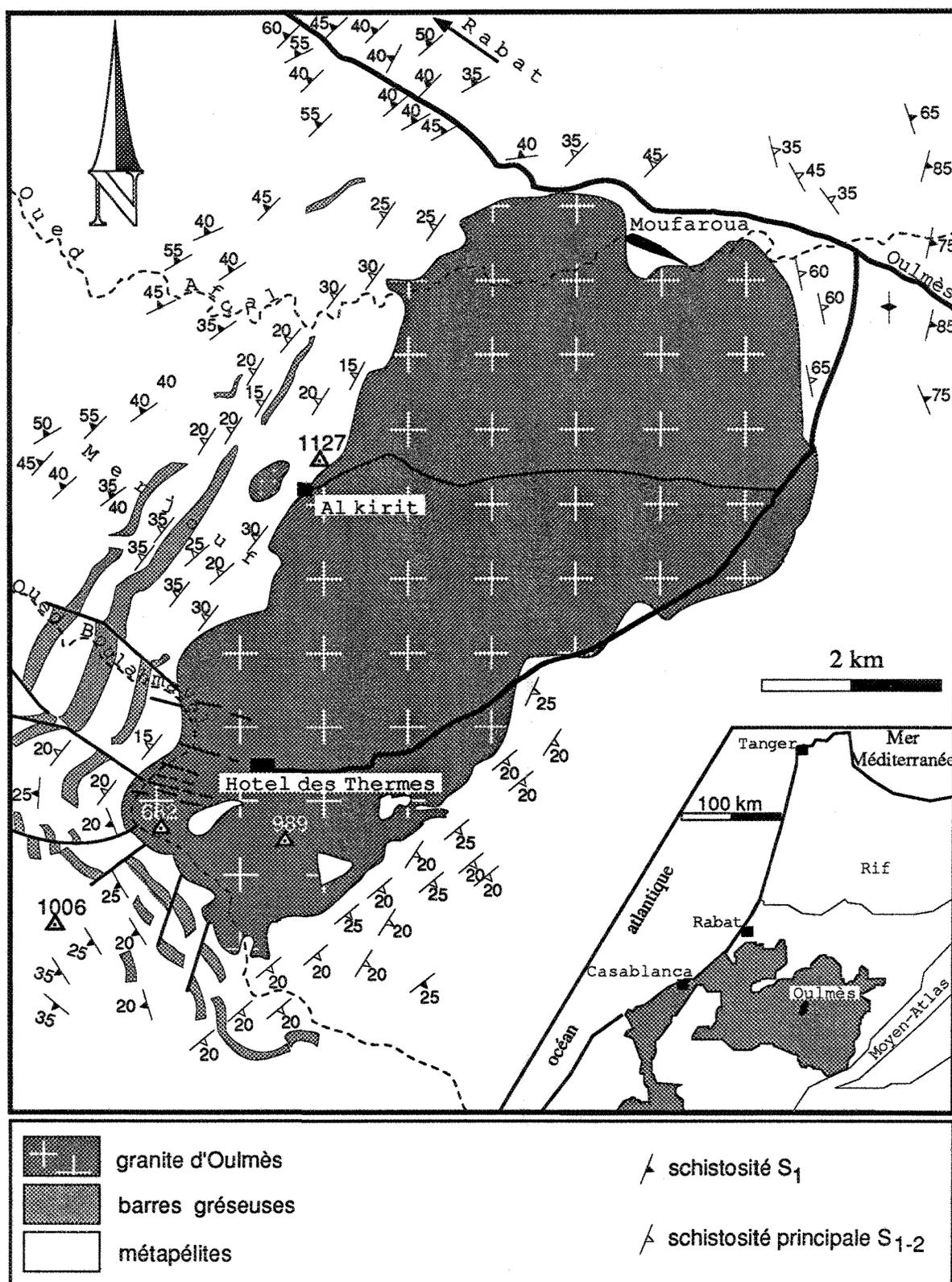


Fig.I-5. Répartition de la schistosité dans l'auréole métamorphique d'Oulmès. (Dahmani, 1985, et travaux actuels).

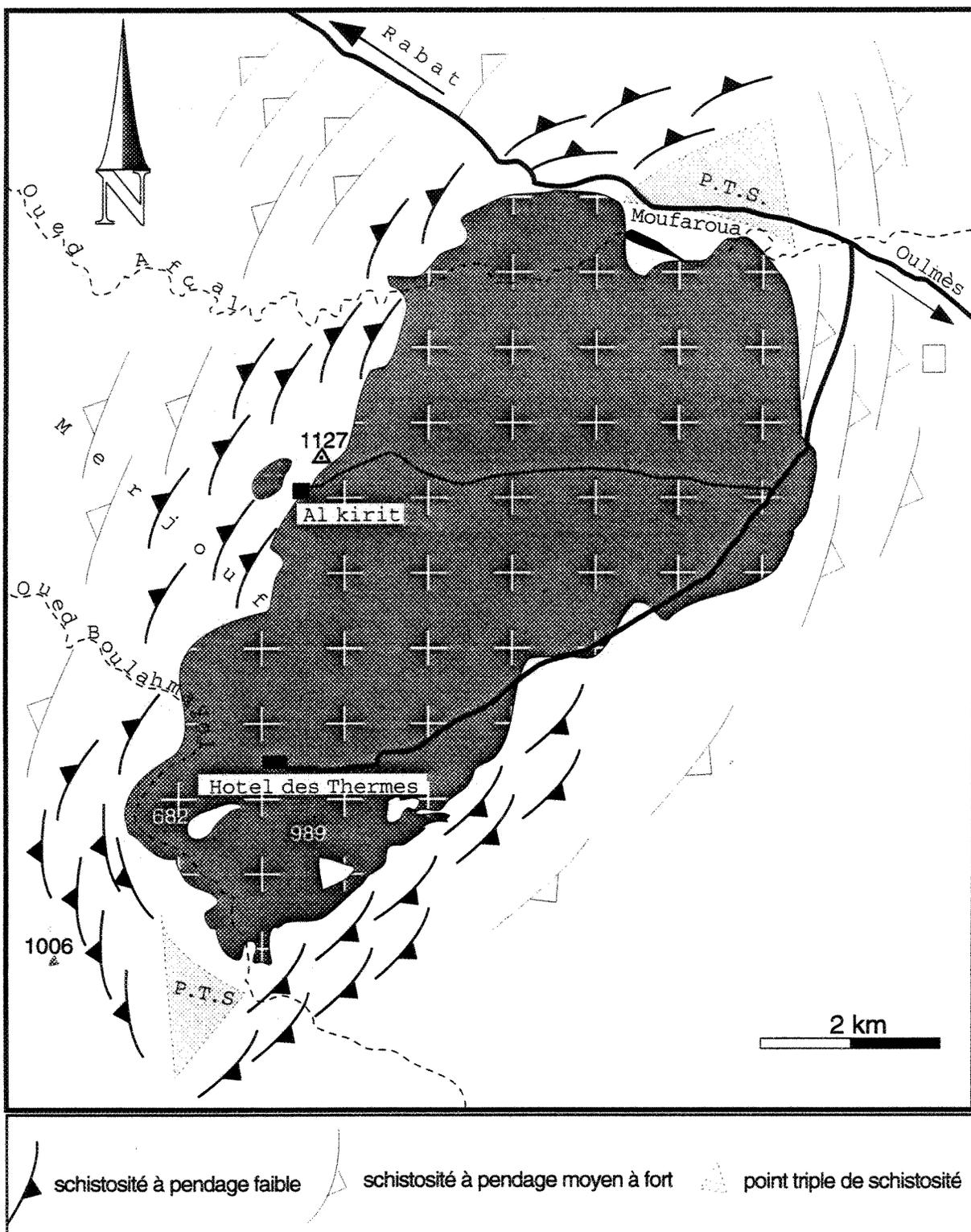


Fig.I-6. Trajectoires de schistosité autour du granite d'Oulmès. (Dahmani, 1985; Aït Omar, 1986).

I-3-2 Le massif de Ment

Situé à environ 30 km au Sud du massif d'Oulmès, le pluton de Ment prend place sur le flanc oriental du synclinorium de Fourhal - Telt (fig. I-2), et couvre une superficie d'environ 100 km² au sein d'une formation flysch du Viséen supérieur au Sud et du Namurien supérieur au Nord, et une série grésopélique ordovicienne au Sud-sud-est (Termier, 1936; Ribeyrolles, 1972; Bouabdelli, 1989).

Les variétés granitiques étudiées (Termier, 1936; Boushaba, 1984; Mrini, 1985) peuvent se résumer en deux familles principales suivantes (Fig. 1-7): 1) les granites à biotite (porphyroïde et non porphyroïde) contenant des enclaves microgrenues, et 2) les leucogranites (leucogranites à gros grain à sidérophyllite et à topaze, leucogranite à grain fin à sidérophyllite et à muscovite) en petites protrusions décamétriques situées au Nord - ouest et à l'Ouest du massif. Il semble d'après Boushaba (1984) que ces leucogranites ont subi ultérieurement des phénomènes de transformations deutériques et hydrothermales qui se sont manifestées par les phénomènes de greisenisation et de tourmalinisation.

L'étude radiochronologique par Rb/Sr donne aux granites à biotite un âge de mise en place de 279 ± 6 Ma (Mrini, 1985). Le rapport isotopique initial de $0,7054 \pm 0,0015$ indique pour ces granites à biotite une origine essentiellement mantellique, avec éventuellement une contamination par la croûte continentale (Mrini, 1985; Mrini et al., 1992). Quant aux leucogranites, qui ont un âge de 270 ± 3 Ma, le rapport isotopique initial de $0,7155 \pm 0,0014$ indique pour eux une origine typiquement crustale. Les deux principaux faciès résultent donc de la mise en place d'au moins deux magmas différents et indépendants en au moins deux périodes différentes (Boushaba, 1984; Mrini, 1985; Mrini et al., 1992).

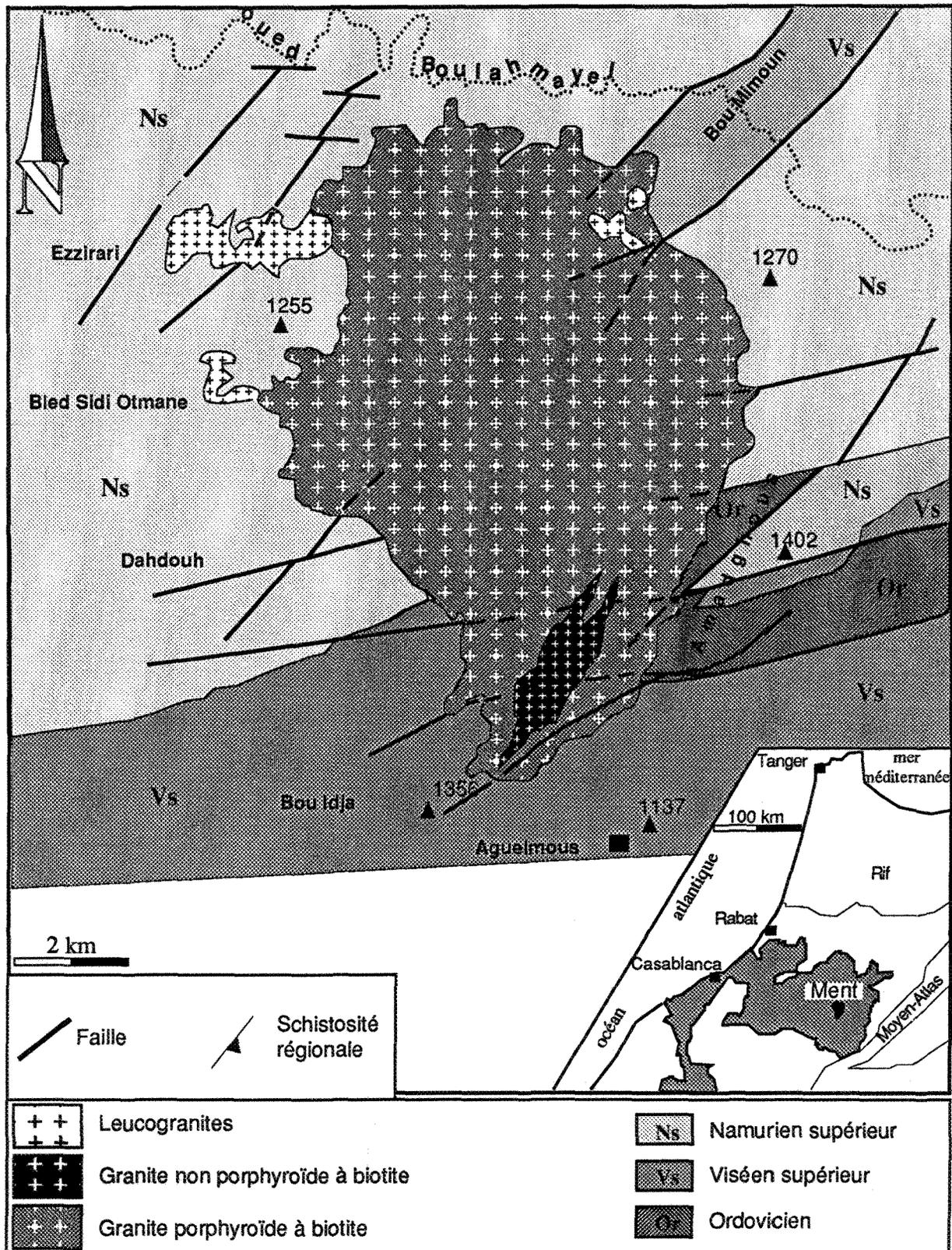


Fig.I-7. Carte géologique simplifiée montrant les principaux faciès granitiques (Boushaba, 1984) et métasédimentaires (Bouabdelli, 1989).

Contrairement au pluton granitique d'Oulmès, le complexe granitique de Ment tardi-hercynien (Termier, 1936; Boushaba, 1984; Bouabdelli, 1989) ne montre aucune fabrique tectonique aussi bien dans sa partie interne qu'au niveau de ses bordures. Cependant, on enregistre une fracturation importante caractérisée par des linéaments de grande ampleur assimilés à des failles de direction N150 - N160, décalées par celles de direction N80 - N90 à mouvement décrochant senestre (Boushaba, 1984). Ces fractures proviennent probablement du rejeu d'anciennes fractures antérieures à la mise en place du pluton granitique.

L'auréole métamorphique créée autour du pluton granitique n'a jusqu'à maintenant connue aucune étude, aussi bien pétrologique, géochimique que thermobarométrique. Cependant dans les travaux succincts effectués par Termier (1936) et Boushaba (1984) on reconnaît deux générations de minéraux métamorphiques étalées dans le temps. La première, caractérisée par la cristallisation de biotite et muscovite, contemporaines de la schistosité régionale est due à un "métamorphisme précoce" précédant la mise en place du granite. La seconde génération est liée à un "métamorphisme subséquent" généré tardivement (par rapport à la phase orogénique hercynienne) lors de la mise en place du pluton granitique. Dans son étude sur l'analyse stratigraphique et structurale de la région, Ghfir (1993) avait subdivisé l'auréole métamorphique de contact en trois zones principales: 1) la zone à andalousite, 2) la zone à andalousite + biotite, et 3) la zone à andalousite + biotite + cordiérite. Néanmoins, le contenu de l'étude entreprise par ces auteurs ne semble pas suffire pour déterminer le régime thermique et par conséquent, de bien comprendre l'histoire métamorphique de l'auréole de contact de Ment.

I-4 PROBLÉMATIQUE

La problématique spécifique de chacune des deux auréoles métamorphiques d'Oulmès (créée dans une zone de cisaillement) et de Ment (post-tectonique) qui font l'objet de cette étude, se dégage à partir de quelques données de travaux antérieurs et des résultats obtenus lors de la présente étude.

I-4-1 L'auréole métamorphique d'Oulmès

En dépit de nombreuses études effectuées dans l'auréole métamorphique d'Oulmès, des problèmes de grande importance, qu'ils soient ignorés ou déjà soulevés, demeurent non résolus. Parmi les principaux points constituant la problématique on retient ceux-ci:

1) Tenant compte du fait que la série gréso-pélimitique cambro-ordovicienne est affectée, comme partout ailleurs dans le Maroc central, par le métamorphisme régional épizonal de grade faible ne dépassant pas le faciès schistes verts (Michard, 1976; Cailleux, 1981), et du caractère syntectonique du pluton granitique d'Oulmès créant autour de lui une auréole métamorphique de contact (Huvelin, 1973; Piqué, 1976; Dahmani, 1985; Aït Omar, 1986); il semble difficile de d'établir une distinction entre les deux événements métamorphiques (métamorphisme régional et métamorphisme de contact proprement dit). Cette distinction avait depuis longtemps été l'objet de discussion dans les études de pétrologie métamorphique. Parmi les critères avancés par certains auteurs pour éclaircir cette ambiguïté seront cités: 1) Les contrastes de texture et d'espace sur lesquels se sont basés Dickerson et Holdaway (1989) pour distinguer les deux événements métamorphiques dans "Lexington aureole" à l'Ouest de Maine. 2) La différence de

pression et des assemblages minéralogiques; en effet, la plupart des auréoles métamorphiques de contact ont été créées dans des niveaux supérieurs de la croûte (Ernst, 1976), ce qui correspond d'une part à une pression généralement constante (isobarique) et faible, inférieure à environ 4 kb (Reverdatto et Shaparov, 1970; Smith et Erdmer, 1989; Pattison et Tracy, 1991), et d'autre part à une température élevée et un assemblage minéralogique qui se limite à andalousite et sillimanite. Puisque le métamorphisme régional de basse pression peut lui aussi présenter ces caractères, il devient alors difficile de discerner les deux événements métamorphiques. 3) La disposition concentrique des zones métamorphiques sur les plutons (Winkler, 1979; Turner, 1981; Furlong et al., 1991) demeure aussi un des bons critères de distinction, à condition que les différents isogrades définissant les zones métamorphiques ne soient pas dérangés par la déformation (Carmichael, 1970). Malgré ces différents critères, la distinction entre le métamorphisme de contact et régional de basse pression demeure illusoire (Turner, 1981; Pattison et Tracy, 1991; Kerrick, 1991). Cette distinction n'est d'ailleurs facile que lorsque le métamorphisme de contact lié à l'activité plutonique surimpose le métamorphisme régional (cas d'intrusions post-tectoniques).

2) La discontinuité des isogrades autour du pluton granitique d'Oulmès révèle ici un point important qui nécessite d'être résolu. Cette discontinuité est marquée par le caractère limité ou ponctuel de la staurotide dans la partie ouest, et aussi par l'absence de l'andalousite dans la partie sud de l'auréole métamorphique.

3) La zone d'altération hydrothermale d'une largeur de quelques dizaines de mètres est limitée principalement le long de la bordure ouest du contact granite - encaissant. Ailleurs, elle est soit très faiblement représentée soit totalement

absente. Il y a lieu de souligner également la zone d'altération qui se traduit ici par la transformation de la biotite en chlorite. Cette zone continue qui ceinture l'auréole métamorphique de contact correspond à celle considérée comme zone à "biotite verte" par Termier et al. (1950), Dahmani (1985), Aït Omar (1986) et Blamart et al. (1992). Le mode des échanges chimiques (système ouvert et / ou fermé), l'étendue des zones métasomatique et d'altération hydrothermale, les réactions éventuellement impliquées, etc., seront discutés ultérieurement.

I-4-2 L'auréole métamorphique de Ment

L'auréole métamorphique de contact de Ment expose une problématique sensiblement différente de celle mentionnée dans l'auréole métamorphique d'Oulmès. Outre le manque de données nécessaires pour la compréhension de l'histoire métamorphique dans l'auréole métamorphique de Ment, il convient de dégager ici la problématique qui se résume essentiellement comme suit:

- 1) La zone interne à feldspath potassique est cantonnée uniquement le long de la bordure sud-est du contact granite - encaissant.
- 2) Tenant compte de la surface d'affleurement du granite de Ment, et par comparaison au massif d'Oulmès, l'étendue de l'auréole métamorphique (caractérisée par deux zones métamorphiques seulement) qui l'entoure est relativement moins large.
- 3) Les phénomènes métasomatiques et l'effet de l'altération hydrothermale semblent prédominants autour des protrusions leucogranitiques mises en place dans les parties ouest (Bled Sidi Otmane) et nord -ouest (Ezzirari) de l'auréole.

I-5 MÉTHODOLOGIE

Dans le but de mieux comprendre la complexité des deux auréoles métamorphiques autour des plutons granitiques d'Oulmès et de Ment , des moyens aussi bien d'ordre technique qu'analytique ont été employés. La méthode utilisée pour cette étude comportait deux volets différents: l'étude sur le terrain et l'étude au laboratoire.

Le travail de terrain a consisté en: 1) un levé géologique et structural sur des cartes topographiques au 1:50000 (cartes d'Oulmès, d'Aguelmous et de Moulay Bouazza), et 2) un échantillonnage effectué sur de bons affleurements le long des coupes radiales de 2 à 4 km. Les échantillons ont été prélevés de façon à ce qu'ils contiennent normalement les associations minéralogiques présentes dans les roches.

Au laboratoire, l'observation au microscope polarisant a été conçue pour l'analyse des microstructures et l'évolution texturale des différentes phases minérales selon les critères définis par Spry (1969), Carmichael (1969) et Vernon (1976). Ces examens pétrographiques donnèrent une vue préalable sur l'équilibre et la stabilité des phases minérales ainsi que sur le type de réactions métamorphiques (continues et discontinues). L'étude pétrographique a permis également d'établir et d'affiner la carte des séquences des isogrades , et de sélectionner environ 80 échantillons de lames polies qui furent analysés à l'Université du Québec à Chicoutimi à la microsonde électronique ARL-SEMQ II. Celle-ci est équipée de quatre spectromètres à dispersion de longueur d'onde (WDS) et d'un spectromètre à énergie dispersive (EDS). Toutes les analyses ont été réalisées en mode EDS pour quantifier la composition chimique des minéraux

analysés. Pour chaque analyse effectuée on utilise un voltage de 15 kv, un faisceau de 5 μm de diamètre, et un temps de comptage de 100 sec (pour tout le spectre). Les précisions d'analyses sont celles établies par Mainville (1994) et qui se résument comme suit: pour des teneurs >20% l'erreur est <1%, pour des teneurs variant entre 1% et 5% l'erreur est <5%, pour des teneurs variant entre 0,8% et 1% l'erreur est <10%, et pour des teneurs variant entre 0,1% et 0,4% l'erreur est <50%. La taille des phases minérales analysées est millimétrique à micrométrique, et seuls les grains de diamètre largement supérieur à celui du faisceau sont susceptibles d'être analysés. Les minéraux (chlorite, biotite, muscovite, andalousite, staurotide, cordiérite, feldspath potassique, plagioclases, tourmaline, ilménite) furent analysés pour les éléments: Si, Ti, Al, Fe^{2+} , Mg, Mn, Na, Ca, et K. Le fer considéré est Fe^{2+} à cause de la présence d'ilménite et de l'absence de toute phase contenant une teneur appréciable en fer ferrique Fe^{3+} (magnétite et / ou hématite par exemple). Des standards naturels ont été utilisés, et les rapports des intensités obtenues (échantillons analysés / standards) sont corrigés selon la méthode de Bence et Albee (1968) pour l'absorption atomique, le numéro atomique et la fluorescence. Des analyses ont été effectuées sur au moins quatre sections d'un même minéral au coeur et sur les bordures des grains qu'ils soient isolés ou juxtaposés. Plusieurs séries d'analyses ont été également faites du centre à la périphérie des sections de biotite, muscovite, andalousite, staurotide, cordiérite, tourmaline, et parfois plagioclase lorsque la taille de la section le permet. Les résultats d'analyses des phases minérales rencontrées dans différents endroits des deux auréoles de contact et au niveau de chaque zone métamorphique sont présentées dans l'appendice I.

En somme, les analyses à la microsonde électronique ont été entreprises, dans le but d'étudier principalement les variations de composition chimique des minéraux en fonction de la distance à partir du contact granite - encaissant, et l'échange des cations (Fe - Mg principalement) entre les minéraux pour le contrôle des réactions minérales. Ceci permet par conséquent de mettre en évidence l'équilibre entre les différentes phases, et de déterminer les paramètres physiques P et T.

La composition chimique de la roche a été déterminée pour les oxydes majeurs et les éléments traces par la fluorescence des rayons-X (XRF) au laboratoire géochimique du département des sciences géologiques de l'Université McGill à Montréal et à l'Université Memorial (St John's, Terre Neuve). La teneur des oxydes majeurs, en pourcentage poids, a été déterminée en utilisant des disques de verre fondu "fused glass discs" et la méthode de Norrish et Chappell (1977). Les éléments en traces V, Y, Zr, Nb, Sr, et Pb en partie par millions ont été analysés en utilisant des pastilles de poudre pressée "pressed powder pellets". Les teneurs des oxydes majeurs Na_2O , Fe_2O_3 (Fe total), des éléments traces Co, Cr, Sc, Hf, Ba, Cs, Ta, Rb, Th, U, W, et des terres rares La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb et Lu ont été déterminées par la méthode d'activation neutronique (AANI) à l'Université du Québec à Chicoutimi (U.Q.A.C.), après irradiation pendant 60 minutes des échantillons par le réacteur nucléaire SLOWPOKE II à l'École Polytechnique à Montréal. La description du mode d'expérimentation, les précisions et les erreurs analytiques par la méthode AANI utilisée à l'U.Q.A.C. sont décrites en détail par Bédard et Barnes (1990). Les résultats d'analyses obtenus pour 60 échantillons des métapélites prélevées le long des coupes radiales sont présentés dans des tableaux insérés dans le texte.

La composition chimique totale des métapélites dans les deux auréoles a été utilisée dans le but de :

1) Déterminer dans quelles mesures sa variation autour des plutons granitiques d'Oulmès et de Ment, peut avoir le contrôle sur les assemblages minéralogiques présents, et donc sur l'étendue et l'allure des isogrades.

2) Étudier le comportement et le mode de distribution des éléments par rapport à la distance à partir du contact granite - encaissant.

3) Mettre en évidence les transformations métamorphiques, les phénomènes métasomatiques, et l'effet de l'altération hydrothermale sur la composition des roches dans les deux auréoles métamorphiques de contact.

I-6 OBJECTIFS

L'objectif ultime de ce projet c'est de déterminer les processus responsables du développement des auréoles métamorphiques de contact, et de comprendre leurs histoires T-t. Vu le manque de données disponibles sur le développement et l'évolution des deux auréoles métamorphiques d'Oulmès et de Ment, des études pétrologique, géochimique et thermobarométrique s'avèrent nécessaires. Les principaux points d'ordre spécifique constituant l'ossature de cette étude peuvent se ranger comme suit :

1) l'établissement de la zonéographie métamorphique et des patrons de variation de la composition des minéraux dans les deux auréoles.

2) l'examen du système chimique intrinsèque des deux auréoles est réalisé dans le but de déterminer si les éléments chimiques dans les roches métapélitiques ont le potentiel d'être distribués durant le métamorphisme isochimique ou allochimique.

3) La mise en évidence des facteurs pouvant avoir un effet sur le contrôle de la distribution des éléments chimiques dans les roches métamorphiques.

4) L'analyse de la croissance des grains de quartz et de sa relation avec le régime thermique dans les deux auréoles métamorphiques.

5) L'interprétation du régime thermique permettra de mieux comprendre l'histoire métamorphique, et de traduire la relation (thermique) entre les plutons granitiques et la signature métamorphique dans les deux auréoles de contact.

Enfin, il y a lieu de souligner qu'une étude de ce genre apportera de nouvelles informations sur la détermination et la compréhension des processus métamorphiques contrôlant le développement des deux auréoles. De plus, la zone d'étude présente un intérêt particulier puisqu'elle englobe deux auréoles métamorphiques de position géologique différentes; l'auréole d'Oulmès est générée par une intrusion granitique syntectonique accompagnée par un cisaillement ductile senestre, et l'auréole de Ment est créée par un granite tardi-tectonique qui semble échapper à toute action de déformation. L'étude de ces deux auréoles métamorphiques constituera alors un jalon important dans la connaissance du métamorphisme hercynien, et permettra d'envisager une extrapolation aux autres auréoles présentant le même régime de développement.

CHAPITRE II

DÉVELOPPEMENT DE L'AURÉOLE MÉTAMORPHIQUE D'OULMÈS

Ce chapitre expose principalement six parties: la première traite des séquences des isogrades déduites de la première apparition des minéraux index du métamorphisme au fur et à mesure que l'on se dirige vers le granite. Cette partie englobe également l'étude des différentes zones métamorphiques constituant l'auréole d'Oulmès. La seconde partie consiste principalement en l'étude pétrographique des assemblages minéralogiques rencontrés et de leur évolution texturale. Dans la troisième partie, on s'intéresse particulièrement à l'étude de la variation de la taille absolue des grains de quartz le long des coupes radiales effectuées dans l'auréole métamorphique. La quatrième partie correspond à l'étude de la variation chimique et à l'analyse chémographique des paragenèses minérales. La cinquième partie consiste en l'étude thermobarométrique. Enfin, la sixième partie traite de l'évolution géochimique des métapélites durant le métamorphisme de contact. Dans chacune de ces parties seront parfois évoqués quelques problèmes (autres que ceux mentionnés précédemment) rencontrés lors du développement de l'auréole métamorphique.

II-1 SÉQUENCES DES ISOGRADES ET ZONÉOGRAPHIE MÉTAMORPHIQUES

La représentation de la structure pétrographique du métamorphisme de contact est marquée essentiellement par les séquences des assemblages minéralogiques dans l'auréole métamorphique. Le terme d'isograde est défini ici non pas comme une ligne de même grade (ou degrés) métamorphique (Tilley, 1924), mais en tant que ligne joignant les différents points de première apparition des minéraux dans un affleurement donné (Winkler, 1974). Néanmoins, ces phases minérales appelées minéraux index peuvent persister dans des zones de

grade supérieur à celles qu'ils caractérisent. Le développement progressif des assemblages minéralogiques, ainsi que la cartographie des isogrades illustrent principalement les grades métamorphiques, le mode de transfert de chaleur à travers les roches encaissantes, et l'évolution thermique dans l'auréole métamorphique.

L'analyse optique au microscope polarisant de 360 lames minces des échantillons, répartis généralement selon les coupes radiales a permis de dresser une carte des isogrades métamorphiques illustrée par la figure II-1. L'aire délimitée par une paire d'isogrades constitue alors la zone métamorphique. Tenant compte des caractéristiques pétrographiques des minéraux et de leur relation avec les structures planaires enregistrées dans les roches, lors des deux phases de déformation D₁ et D₂ mentionnées dans le chapitre I, trois isogrades (Fig. II-1) séparant trois principales zones métamorphiques ont été établis (Fig. II-2).

II-1-1 **Zone I à chlorite + phengite**

Étant donné la répartition très large de la chlorite à l'échelle (plurikilométrique) du Maroc central, l'isograde de la chlorite n'est pas délimité ici. La zone à chlorite + phengite ± albite + quartz attribuée au métamorphisme régional, qui avait servi de base pour la formation des minéraux du métamorphisme de contact ne sera pas étudiée ici en détail.

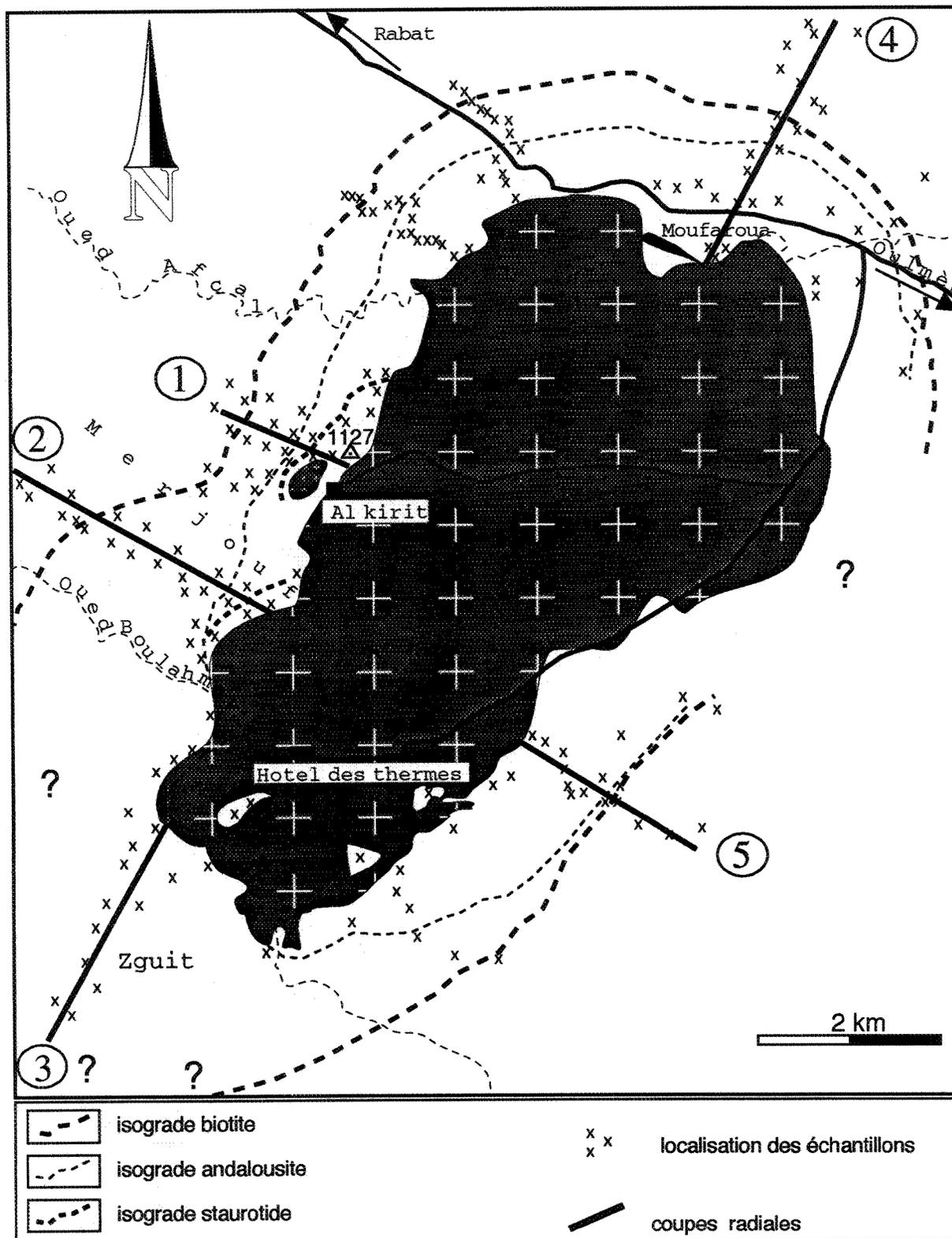


Fig.II-1. Carte illustrant la localité des échantillons et les séquences des isogrades métamorphiques (voir définition dans le texte) dans l'aurole d'Oulmès.

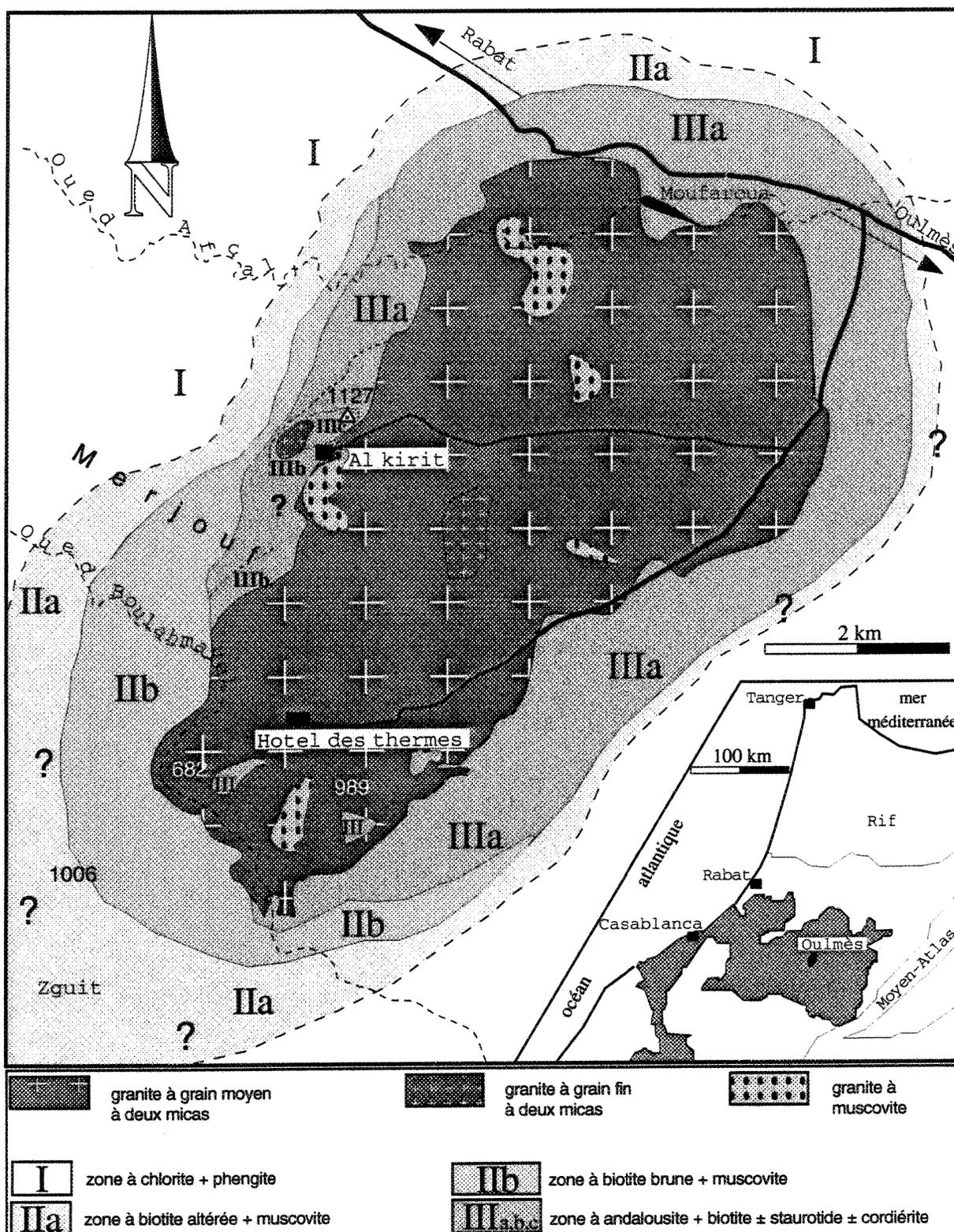


Fig. II-2. Carte simplifiée des faciès granitiques (Termier et al., 1950) et des zones métamorphiques (voir définition dans le texte) autour du pluton granitique d'Oulmès.

II-1-2 Zone II à biotite + mica blanc (phengite) ± chlorite + quartz

L'isograde périphérique défini par l'apparition de la biotite semble constituer la limite externe de l'auréole de contact proprement dite. Il est situé au Nord, à l'Ouest et au Sud-est de l'auréole, à une distance de l'ordre de 1250 m à 1500 m du contact granite - encaissant . Dans les parties sud-sud-ouest et sud, où cet isograde est mal défini (à cause de l'accès difficile), la biotite marque sa présence du moins jusqu'à environ 2500 m à partir du contact granite - encaissant. À défaut d'affleurement, il est pratiquement impossible de suivre la continuité des isogrades métamorphiques dans la partie est de l'auréole. Dans la partie externe de cette zone, la biotite s'est transformée totalement en chlorite à faible pléochroïsme (voir description ultérieurement). Vu l'aire importante (entre environ 500 m et 900 m de largeur) dominée par l'altération de la biotite dans cette partie externe de la zone II (Fig. II-2), il convient de mettre en évidence les deux sous - zones métamorphiques suivantes: 1) une sous - zone IIa à biotite altérée + mica blanc (phengite) + chlorite ± albite + quartz, et 2) une sous - zone IIb à biotite (brune) non altérée + mica blanc (phengite) ± chlorite + quartz. Cette dernière semble s'individualiser à partir de la partie ouest jusqu'au Sud et au Sud-Ouest de l'auréole, où les métapélites alternent avec des barres gréseuses (Fig. I-5) connues sous le nom de "grès de Zguit" (Termier , 1936; Termier et al., 1950).

II-1-3 Zone III à andalousite + biotite + muscovite ± chlorite ± staurotide ± cordiérite ± feldspath potassique + quartz

L'isograde andalousite qui concorde globalement avec le contour du contact granite - encaissant se trouve continu tout autour du pluton, sauf dans sa

partie sud où il est totalement absent (Fig. II-1). Cette absence manifeste dans cette partie de l'auréole contribue à la complexité de l'interprétation de l'auréole métamorphique d'Oulmès. Ce point déjà évoqué dans la problématique, sera longuement discuté et élucidé à la suite de cette partie .

L'apparition de la staurotide sur la bordure ouest du pluton constitue une zone peu étendue et localisée à Al Kirit et à Merjouf où elle se trouve en contact direct avec le granite. La zone délimitée n'est effectivement pas continue dans toute la partie ouest de l'auréole (Fig. II-1); il paraît s'étendre sur une distance d'environ 1700 m dans la région d' Al Kirit, et ne réapparaît qu'à Merjouf au Sud-ouest de l'auréole sur une longueur d'environ 700 m. Cette zone contient aussi du feldspath potassique qui n'est observé que dans un seul échantillon (40AO) au contact immédiat du granite.

Une importance particulière doit être accordée à la région d'Al Kirit où il faut souligner, outre la concentration de tourmaline (royaume de tourmaline selon Termier et al., 1950), la présence d'une auréole métamorphique liée au pointement granitique à grain fin à deux micas. Cette portion de l'auréole est caractérisée par la présence de roches massives "cornéennes" rencontrées uniquement dans cet endroit, et dans lesquelles la schistosité principale est à peine visible sinon absente. La paragenèse minéralogique observée est constituée de: andalousite + cordiérite + staurotide + biotite + muscovite ± plagioclase + quartz. La staurotide en sections subautomorphes est englobée, aussi bien dans les cristaux frais et automorphes d'andalousite (qualifiée ici d'andalousite de deuxième génération ou andalousite 2) que dans la cordiérite à l'intérieur de laquelle elle paraît en reliques (voir ultérieurement). La cordiérite se

trouve souvent juxtaposée à l'andalousite 2 et à des lames de biotite brun rouge disposées aléatoirement dans la matrice (biotite 2). L'apparition simultanée d'andalousite 2, de biotite 2 et de cordiérite définit un seul isograde qui limite la zone constituée de ces minéraux de deuxième génération. Cette zone se trouve cantonnée au pointement granitique à grain fin à deux micas dans la région d'Al Kirit. L'étude du développement de cette zone qu'on qualifie d'auréole secondaire (par référence à l'auréole principale) sera analysée dans les parties ultérieures de ce deuxième chapitre.

Les critères prémentionnés permettent alors de subdiviser la zone III en trois sous - zones (Fig. II-2) qui sont: 1) la sous - zone IIIa à andalousite 1+ biotite 1 + muscovite \pm chlorite + quartz, 2) la sous - zone IIIb à staurotide + andalousite 1 + biotite 1 + muscovite \pm feldspath potassique + quartz, et 3) la sous - zone IIIc à andalousite 2 + biotite 2 + cordiérite + muscovite + quartz.

L'assemblage minéralogique rencontré dans l'auréole d'Oulmès (Tableau II-1) est similaire à celui présent généralement dans les roches pélitiques affectées par le métamorphisme de contact ou par le métamorphisme régional de basse pression (Reverdatto, 1973; Carmichael, 1978; Winkler, 1979; Turner, 1981; Pattison, 1985; Pattison et Tracy, 1991). Les séquences des assemblages minéralogique et la distribution prograde des isogrades limitant les zones métamorphiques reflètent la croissance du grade métamorphique de l'extérieur vers l'intérieur de l'auréole. Le haut grade métamorphique correspondant à la zone III permet de suggérer, selon la classification de Turner (1968), que le métamorphisme de contact dans l'auréole d'Oulmès ne dépasse pas le faciès cornéennes à hornblende "hornblende-hornfels faciès".

Tableau II-1. Liste des assemblages minéralogiques dans l'auréole métamorphique d'Oulmès.

Echan. no	Qtz	Ms	Bt	Chl	Crđ	St	And	Pi	FK	Tur	Min. acc.**	distance* (m)
Coupe 1												
87	x	x	x		x	x	x	x		x	Ilm,Zrn,Ap	1
86	x	x	x			x	x			x	Ilm, Zrn	30
85	x	x	x		x	x	x			x	Ilm,Zrn,Ap	55
49	x	x	x 1			x	x			x	Ilm	350
48	x	x	x			x	x			x	Ilm	550
47	x	x	x 1	x						x	Ilm, Zrn	1200
45	x	x	x 1	x						x	Ilm	1750
42	x	x		x				x		x	Ilm	2500
Coupe 2												
40	x	x	x			x	x 2		x	x	Ilm,Zrn,Ap	1
39	x	x	x			x	x 2			x	Ilm,Zrn	100
38	x	x	x			x				x	Ilm,Zrn	150
37	x	x	x	x			x			x	Ilm	250
36	x	x	x	x						x	Ilm,Zrn,Ap	750
35	x	x	x	x						x	Ilm,Zrn,Ap	1000
34	x	x	x	x				x		x	Ilm,Zrn,Ap	1300
33	x	x	x 1	x				x		x	Ilm,Zrn	1700
31	x	x	x 1	x						x	Ilm,Zrn	2500
30	x	x	x 1	x				x		x	Ilm,Zrn	3250
Coupe 3												
73	x	x	x								Zrn,Ap	2
82	x	x	x							x	Ilm,Zrn	50
70	x	x	x					x		x	Ilm,Zrn	300
67	x	x	x					x		x	Ilm,Zrn	900
65	x	x	x 1	x				x		x	Ilm,Zrn	2000
Enclaves												
63	x	x	x				x 2			x	Zrn,Ap	
90	x	x	x				x 2			x	Zrn,Ap	
Coupe 4												
13	x	x	x				x 2			x	Ilm,Zrn,Ap	5
16	x	x	x 1				x 2			x	Ilm,Zrn	70
10	x	x	x 1				x 2			x	Ilm,Zrn	650
11	x	x	x 1				x 2			x	Ilm,Zrn	900
12	x	x	x 1				x 2			x	Ilm,Zrn	1250
Coupe 5												
62	x	x	x				x			x	Ilm,Zrn,Ap	15
61	x	x	x					x		x	Ilm,Zrn	100
60	x	x	x	x			x			x	Ilm,Zrn	280
59	x	x	x	x			x			x	Ilm,Zrn	510
58	x	x	x	x			x			x	Ilm,Zrn	750
57	x	x		x						x	Ilm	1250
56	x	x	x 1	x						x	Ilm,Zrn	1750
55	x	x		x						x	Ilm,Zrn	1900
54	x	x		x				x		x	Ilm,Zrn	2350

1: biotite chloritisée 2: andalousite pseudomorphosée par muscovite

*: distance (m) à partir du granite. **: minéraux accessoires.

Mis à part l'isograde chlorite (non limité), les autres isogrades décrits précédemment se montrent axés sur le pluton granitique. Ce fait implique, depuis Harker (1932), une cristallisation des minéraux métamorphiques liée directement à la source de chaleur représentée par le granite. Un cas similaire a été montré ailleurs par Van Bosse et Williams-Jones (1988). L'étendue de l'auréole métamorphique et la distribution spatiale des isogrades sont contrôlées par plusieurs facteurs dont la température, la profondeur, la forme, et la dimension de l'intrusion (Reverdatto et Shaparov, 1970; Winkler, 1979; Turner, 1981; Bateman, 1982). D'autres facteurs importants qui peuvent être également impliqués dans ce contrôle sont: la conductibilité thermique (Jaeger, 1961; Clark, 1966; Turner, 1981; Buntebarth, 1991), la circulation du fluide, l'anisotropie de fabriques et la lithologie (Ferry, 1980; Foote, 1986; Furlong et al., 1991). L'analyse et l'interprétation de l'importance de ces différents facteurs feront objet d'une longue discussion dans le chapitre IV.

II-2 PÉTROGRAPHIE ET ÉVOLUTION TEXTURALE DES MINÉRAUX

Les caractéristiques pétrographiques des minéraux ainsi que leur texture seront décrites ici dans chacune des zones métamorphiques. Il y a lieu de rappeler à ce propos l'existence de deux types de schistosité (Dahmani et al., 1985); une schistosité S_1 engendrée pendant l'épisode D_1 de déformation, et une schistosité principale S_{1-2} résultant de la transposition totale de S_1 pendant l'épisode D_2 de déformation. L'interprétation des relations entre les porphyroblastes et les structures planaires S_1 et S_{1-2} est basée sur les critères

avancés par Spry (1969), Vernon (1976), Bard (1980), et Bell et Rubenach (1983).

II-2-1 Chlorite

À l'échelle de l'échantillon, lorsque la chlorite est importante en nombre et en taille, elle se présente en lames orientées préférentiellement et qui paraissent en saillie sur les surfaces luisantes des métapélites fissiles et finement schistosées. Des sections perpendiculaires aux plans de la schistosité laissent voir des lames de chlorite légèrement pléochroïques (vert à vert pâle) et teintées en gris bleuté caractéristique. Ces lames se présentent sous forme de lentilles ou de nodules de taille variant entre 70 μm et 410 μm , selon qu'elles se développent dans une zone à dominance phylliteuse ou quartzeuse. Dans une matrice composée de lames de séricite de taille inférieure à 50 μm , et de grains de quartz de taille de l'ordre de 25 μm à 40 μm , les sections de chlorite dont le grand axe parallèle au plan S_1 présentent des zones d'ombre de pression remplies de quartz néoformé. Cette disposition traduit le caractère syn- S_1 de la chlorite originelle (Planche II-1), appelée ici chlorite 1 par référence à celle provenant de l'altération des biotites, ou à celle formée tardivement lors du dernier stade de refroidissement du granite. La contemporanéité de la chlorite 1 et de l'épisode D_1 de déformation a été déjà soulignée par Wybrecht (1984) dans son étude sur l'évolution diagénétique et métamorphique dans la Meseta occidentale marocaine. La chlorite 1 persiste généralement dans la zone (IIa) à biotite altérée, et par endroits dans la zone (IIb) à biotite brune non altérée, et parfois même dans la partie externe de la zone IIIa à andalousite + biotite. La chlorite 1 syn- S_1 qui couvre une vaste superficie à l'échelle du Maroc central

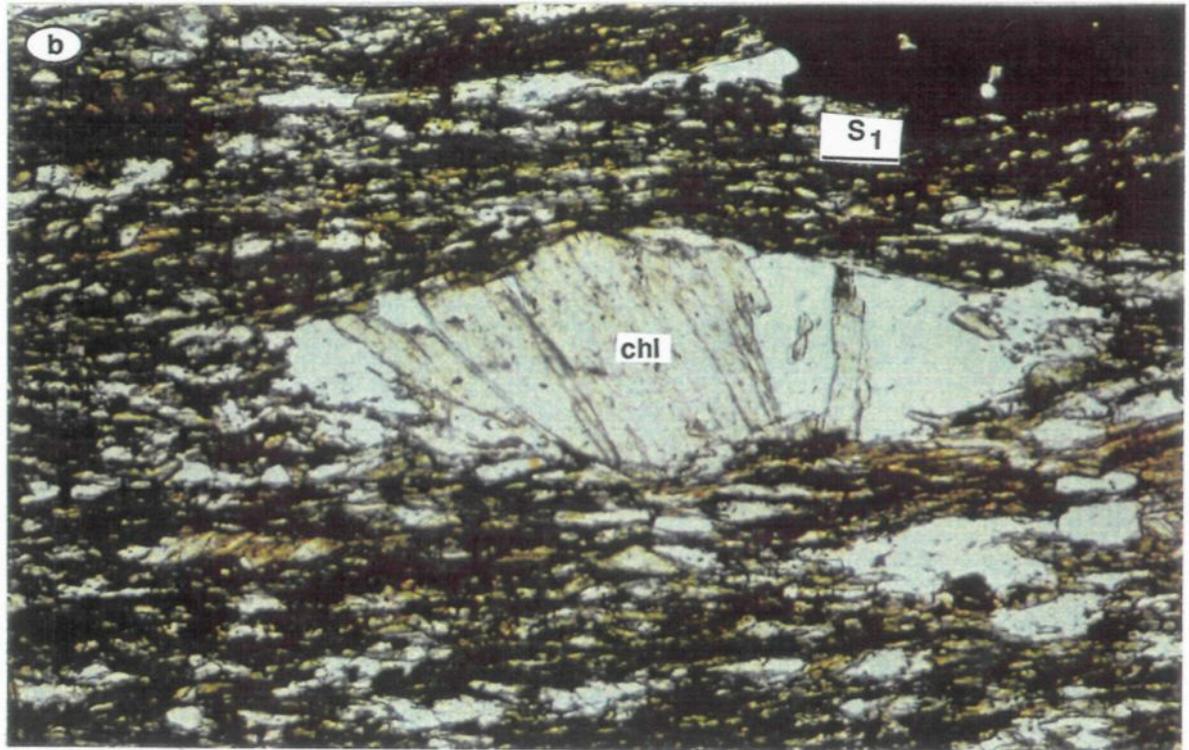
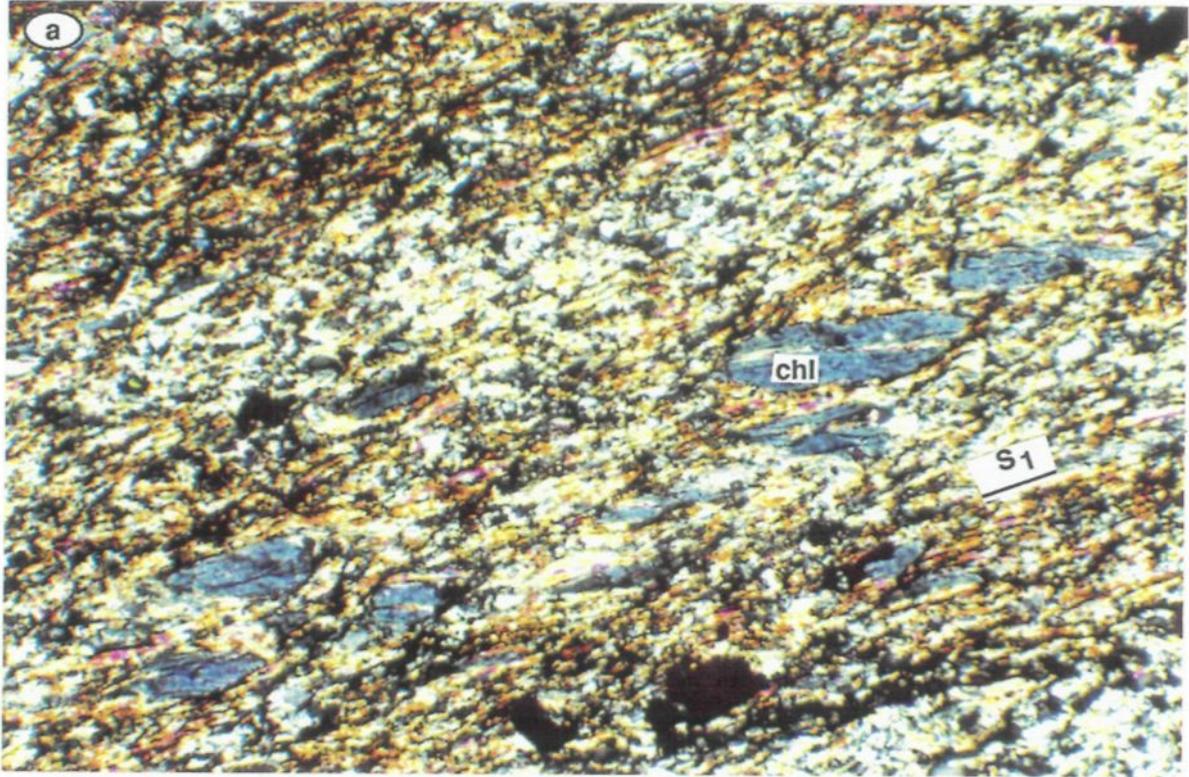
PLANCHE II-1.

a) Les lames de chlorite sont orientées parallèlement au plan de la schistosité S₁ marquée par de petites paillettes de séricite.

Photomicrographie en lumière analysée (nicols croisés). Grossissement: x10. Longueur du champ d'observation: 1,7 mm.

b) Vers la périphérie de l'auréole de contact, les chlorites se présentent souvent en sections noduleuses à plan de clivage sub-perpendiculaire à S₁. Ces sections montrent à leurs extrémités des zones d'ombre de pression remplis de quartz.

Photomicrographie en lumière non analysée "naturelle". Grossissement: x20. Longueur du champ d'observation: 610 μ m.



(Michard, 1976; Cailleux, 1981) borne l'auréole métamorphique. Son association avec la phengite + quartz \pm albite marque selon la classification de Turner et Verhoogen (1960) un faciès schistes verts "green schist facies" ou, selon celle de Niggli, un métamorphisme épizonal contemporain de l'épisode D₁ et antérieur à l'épisode D₂ de déformation. Quoiqu'elle n'est pas liée directement au métamorphisme de contact, la chlorite originelle est impliquée en tant qu'élément de base dans les réactions, pour produire la plupart des minéraux métamorphiques liés à l'activité plutonique.

II-2-2 **Biotite**

Par leur taille parfois de l'ordre du millimètre les lames de biotite, de forme fuselée, orientées préférentiellement apparaissent en relief sur les surfaces des plans de schistosité, donnant ainsi un aspect tacheté à la roche qui les contient. L'importance en nombre et en taille des cristaux est d'autant plus appréciable que l'on se rapproche du granite. L'observation optique permet de montrer, vers la limite externe de la zone II quelques sections de biotite totalement altérées. Leur faible pléochroïsme qui passe du vert à vert jaune, et la biréfringence faible à moyenne différent de ceux caractéristiques de la chlorite originelle (gris - bleuté). Ce sont en effet ces caractéristiques optiques qui donnent l'impression d'avoir une biotite verte envisagée par Termier et al. (1950), Dahmani (1985), Aït Omar (1986) et Blamart et al. (1992). Cette biotite totalement altérée coexiste généralement avec la chlorite originelle syn-S₁, et se présente en lames de taille ne dépassant généralement pas 100 μ m. Ces lames qui se montrent sécantes sur S₁ sont éparées dans une matrice composée essentiellement de petites paillettes de séricite de taille inférieure à 50 μ m qui soulignent la schistosité S₁,

et des grains de quartz de taille inférieure à $40 \mu\text{m}$ généralement aplatis et allongés dans le plan S_1 . Dans la partie interne de la zone II, la biotite ne montre quasiment aucune altération, et se présente en grosses sections rectangulaires de couleur brune pléochroïque disposées statiquement sur le plan S_1 (Planche II-2). Ces sections de biotite se sont formées dans une matrice constituée de séricite et des grains de quartz de taille de l'ordre de $45 \mu\text{m}$ à $65 \mu\text{m}$ allongés selon S_1 . Cette biotite incontestablement post- S_1 , est synchrone de l'acquisition de la schistosité principale S_{1-2} . Elle est alors appelée biotite 1 (Dahmani, 1985).

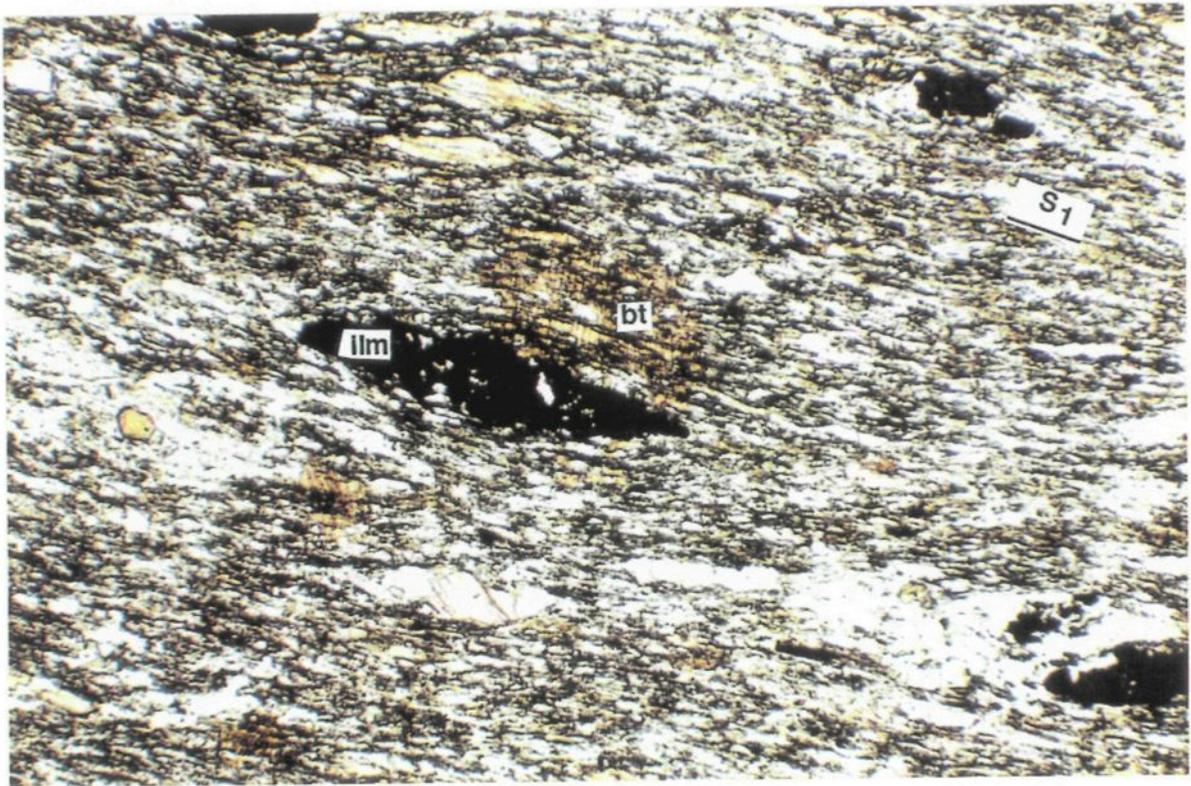
La zone III laisse montrer quelques sections de biotite rectangulaires de $150 \mu\text{m}$ à $350 \mu\text{m}$, à pléochroïsme prononcé (brun vert foncé à brun jaune clair), et développées dans une matrice composée de séricite et de grains de quartz de l'ordre de $45 \mu\text{m}$ à $65 \mu\text{m}$ de diamètre. Ces lames de biotite qui se montrent parfois juxtaposées à des sections noduleuses ou fuselées d'ilménite, englobent la schistosité S_1 définissant une schistosité interne S_i du minéral marquée par des traînées charbonneuses, ou bien des petits grains de quartz souvent aplatis et orientés perpendiculairement à leurs plans de clivage. La schistosité interne S_i du minéral passe en continuité avec la schistosité externe S_e de la matrice sans aucune déflexion autour des sections. Ces critères permettent de déduire le caractère post- S_1 de la biotite (Spry, 1969; Bard, 1980).

Dans la zone IIIb (à staurotide + andalousite) au voisinage du contact granite - encaissant, la biotite est représentée par des porphyroblastes souvent poecilites et de taille variant de $300 \mu\text{m}$ à $1300 \mu\text{m}$. Ces porphyroblastes en forme d'amandes ou en fuseaux allongés dans le plan de la schistosité

PLANCHE II-2.

Dans la zone II, les sections de biotite statiques sur S_1 englobent des granules charbonneux définissant S_i du minéral qui passe sans déflexion à la schistosité S_e de la matrice. Les lames de chlorite coexistantes sont synchrones à la schistosité S_1 .

Photomicrographie en lumière non analysée "naturelle". Grossissement: x10.
Longueur du champ d'observation: 450 μm .



principale S_{1-2} montrent souvent des inclusions sigmoïdes quartzeuses ou charbonneuses correspondant à S_1 crénelée, et définissant une S_i du minéral qui prolonge légèrement ou sans déflexion la schistosité externe S_e de la matrice (Planche II-3). Ces critères texturaux minutieusement examinés, suggèrent selon Spry (1969), Bard (1980), Bell (1985) et Bell et al. (1986) un caractère syncinématique de la biotite brune de l'épisode D_2 de déformation. La croissance de cette biotite 1 s'est effectuée dès les premiers stades de l'acquisition de la schistosité principale S_{1-2} .

II-2-3 **Micas blancs**

Loin du contact granite - encaissant, dans les zones I et IIa, le mica blanc qui coexiste normalement avec la chlorite et la biotite altérée se présente soit, en association symplectique (intercouches) avec la chlorite, soit en sections isolées. Ces sections en forme de lentilles de $70 \mu\text{m}$ à $175 \mu\text{m}$ sont éparses dans la matrice et disposées à plat dans le plan de schistosité S_1 (Planche II-4). Au fur et mesure que l'on se dirige vers le granite, la fraction fine représentée par la séricite se trouve réduite, et les lames de mica blanc se disposent en feutrage dans les plans de schistosité.

Dans la zone III aux voisinages du granite, ces lames de micas blancs augmentent de taille ($150 \mu\text{m}$ à $330 \mu\text{m}$) et s'agencent selon une texture lépidoblastique soulignant la foliation (Planche II-5). Les lames de muscovite provenant de la pseudomorphose partielle ou totale de l'andalousite et parfois de staurotide se montrent disposées aléatoirement, et paraissent postérieures à la

Planche II-3.

a) Les porphyroblastes de biotite en amandes présentent (discrètement) des inclusions arquées de granules charbonneuses (sections du bas, à gauche).

Photomicrographie en lumière analysée (nicols croisés). Grossissement: x2,5.
Longueur du champ d'observation: 1,5 mm.

b) Des inclusions quartzéuses courbées en arc. la section de biotite présente à ses extrémités des zones d'ombre de pression remplies de quartz.

Photomicrographie en lumière non analysée "naturelle". Grossissement: x10.
Longueur du champ d'observation: 915 μm .

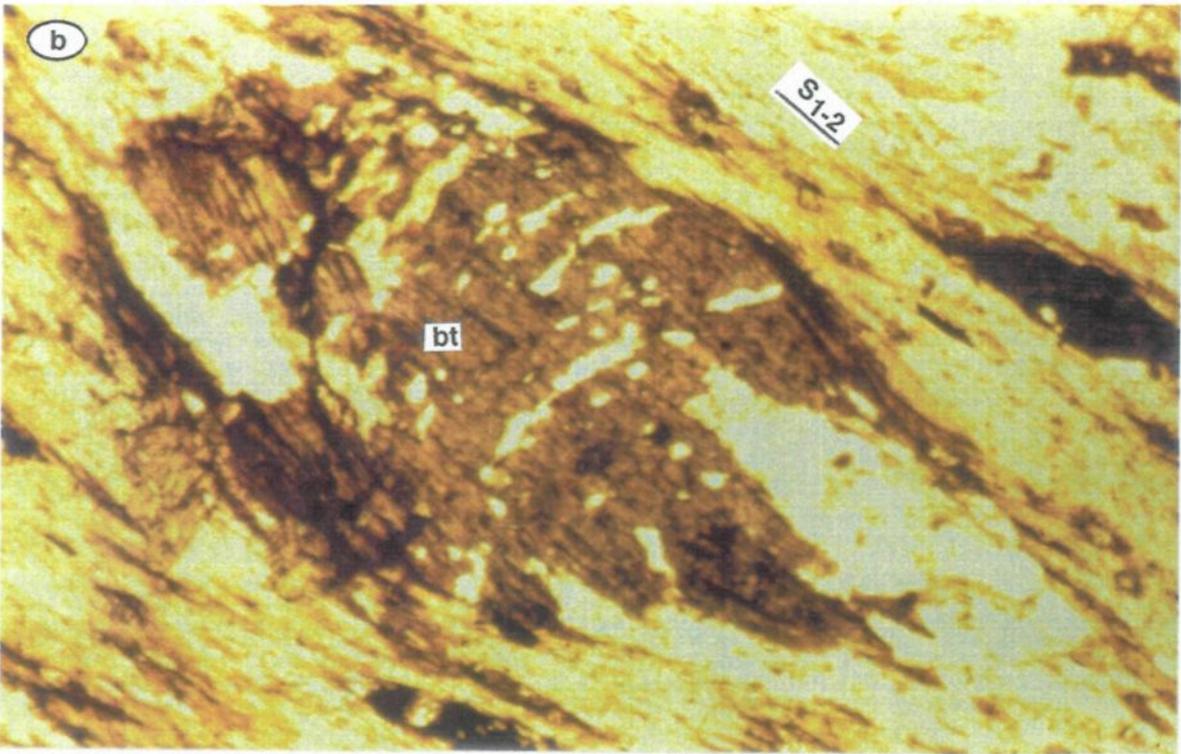
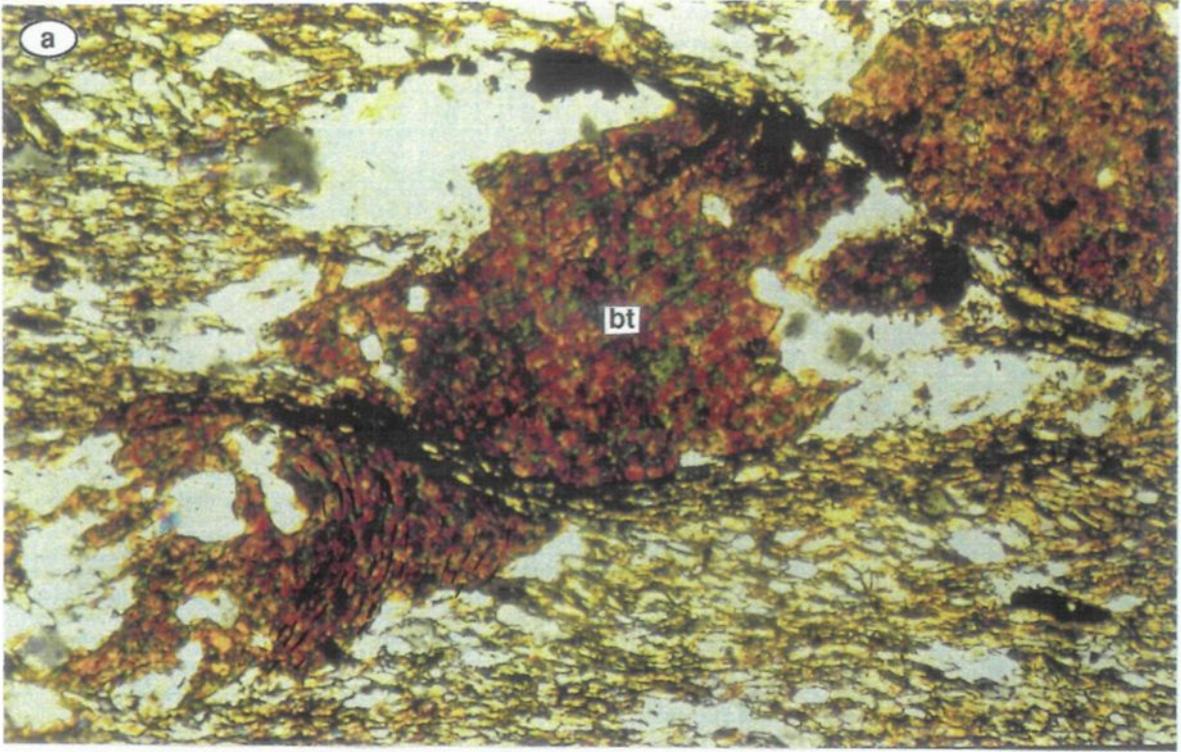


PLANCHE II-4.

Les lames noduleuses du mica blanc (généralement phengite) et les sections fuselées d'ilménite sont orientées parallèlement à S_1 .

Photomicrographie en lumière analysée (nicols croisés). Grossissement: x2,5.
Longueur du champ d'observation: 2,25 mm.

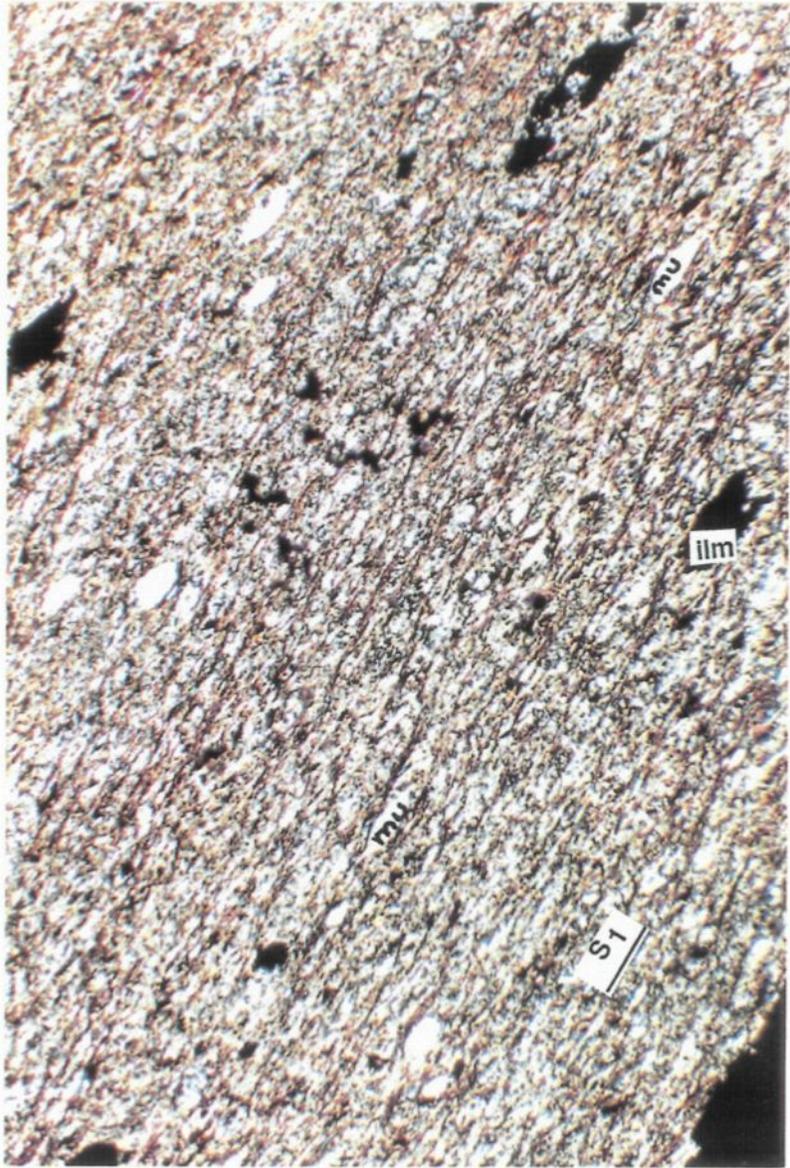
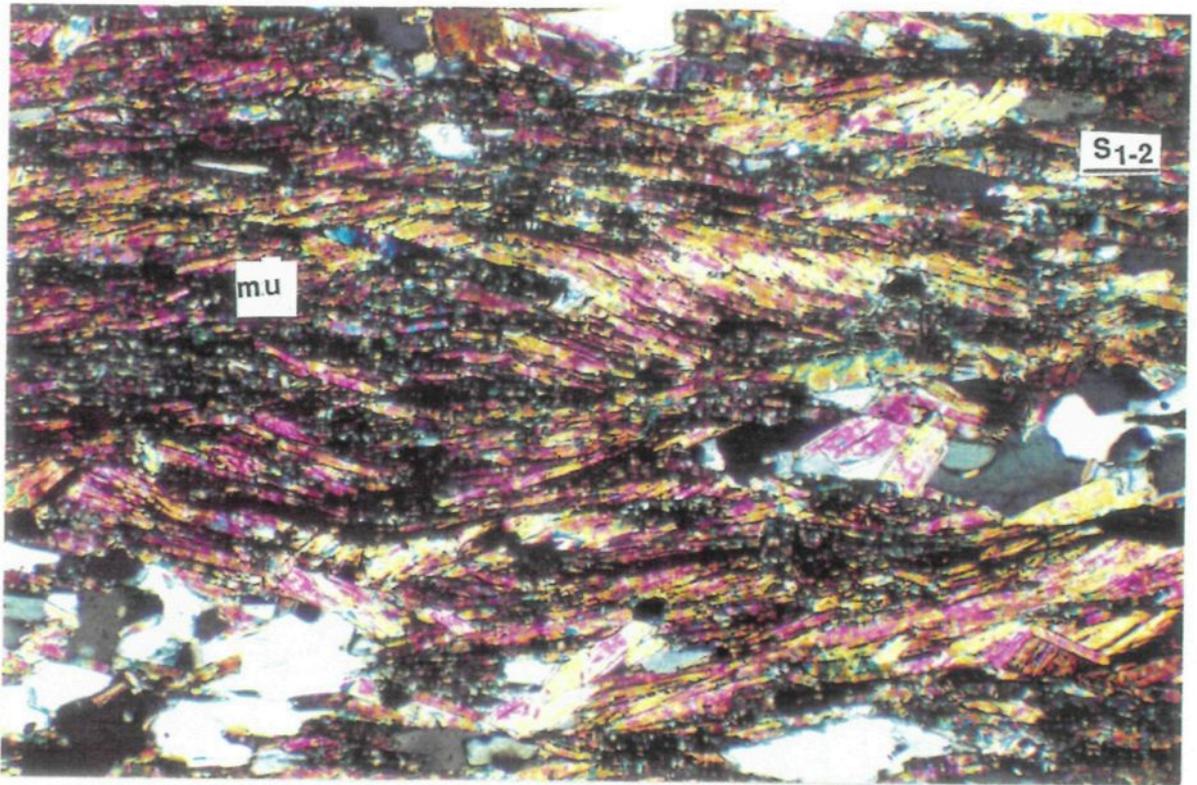


Planche II-5.

Les lames de muscovite s'agencent en une texture lépidoblastique. Leur orientation définit la foliation S₁₋₂.

Photomicrographie en lumière analysée (nicols croisés). Grossissement: x10.
Longueur du champ d'observation: 1,8 mm.



schistosité principale. La variation chimique en fonction du grade métamorphique est discutée dans la section ultérieure de ce chapitre.

II-2-4 **Andalousite**

Les cristaux d'andalousite 1, comme la biotite 1, apparaissent loin du granite, à la limite externe de la zone III, en petit nombre et de petite taille (entre 400 μm et 2,5 mm). Aux approches du granite, ils se montrent en plein développement et se présentent en baguettes qui s'entrecroisent parfois sur le plan de la schistosité principale S_{1-2} . La taille de ces cristaux peut atteindre jusqu'à 10 cm à même 13 cm de long sur 0,5 cm à 1,6 cm de section. Parmi ces cristaux on reconnaît à l'échelle de l'échantillon et au microscope la variété chiasolite par la présence des inclusions charbonneuses, en croix dans des sections carrées ou losangiques. Cette variété chiasolite est normalement rencontrée en grande quantité (plus de 60% de constituants de la roche) à plus d'une centaine de mètres à partir du contact granite - encaissant. L'observation au microscope optique montre le développement des cristaux automorphes dans des zones plutôt riches en phyllites qu'en quartz, ce qui traduit normalement leur dépendance en Al présent en quantité suffisante dans le matériel argileux. Le coeur des sections longitudinales montre souvent une couleur rose pléochroïque qui indique la présence de Fe_2O_3 (Deer et al., 1962). Les sections rencontrées de cette andalousite 1 sont pour la plupart séricitisées ou pseudomorphosées par de grosses lames de muscovite.

Les cristaux d'andalousite montrent soit une schistosité interne S_i du minéral représentée par les grains de quartz disposés parallèlement au plan de

la schistosité externe S_e de la matrice, soit qu'elle englobe partiellement à ces bordures la crénulation S_2 , ou encore elle se trouve moulée par la schistosité principale S_{1-2} (Planche II-6). Ces critères définissent, pour cette andalousite de première génération, un caractère post-cinématique de l'épisode D_1 et synchrone de l'acquisition de la schistosité principale S_{1-2} . C'est pour cette raison qu'elle est qualifiée ici d'andalousite 1. Néanmoins, aux voisinages du pointement granitique à grain fin situé sur la bordure ouest dans la région d'Al Kirit, on rencontre des cristaux d'ordre millimétrique à centimétrique d'andalousite (chiastolite) à l'état frais englobant la staurotide (Planche II-7). Cette andalousite de deuxième génération (andalousite 2) est associée à la biotite 2, à la muscovite et à la cordiérite. La relation paragenétique entre ces minéraux sera discutée ultérieurement.

II-2-5 **Staurotide**

Dans les roches métapélitiques foliées où elle s'associe à la biotite et parfois à l'andalousite, la staurotide se développe préférentiellement dans les zones les plus riches en micas, et emprunte souvent une forme plus ou moins arrondie avec des inclusions rectilignes des grains de quartz. Ces sections sont moulées par la schistosité principale S_{1-2} en ménageant deux zones d'ombre de pression remplies de quartz néoformé. Les sections longitudinales à plans de clivage nettement réguliers, à réfringence forte et une couleur jaune pléochroïque présentent une schistosité interne S_i parallèle à la schistosité externe S_e de la matrice. Tout comme la biotite 1 et l'andalousite 1, les sections de staurotide sont fracturées, boudinées et entourées d'un halo d'étirement (Planche II-8). Ces caractères permettent de déduire que, la staurotide qui est

PLANCHE II-6.

Les cristaux d'andalousite (chiastolite) allongés dans le plan de la schistosité principale S_{1-2} sont boudinés (côté droit) et fracturés perpendiculairement au grand axe. Les inclusions rectilignes de quartz définissent une S_i du minéral parallèle à S_e de la matrice. Grossissement: x2,5. Longueur du champ d'observation: 10 mm.

- a) Photomicrographie en lumière non analysée "naturelle".
- b) Photomicrographie en lumière analysée (nicols croisés).

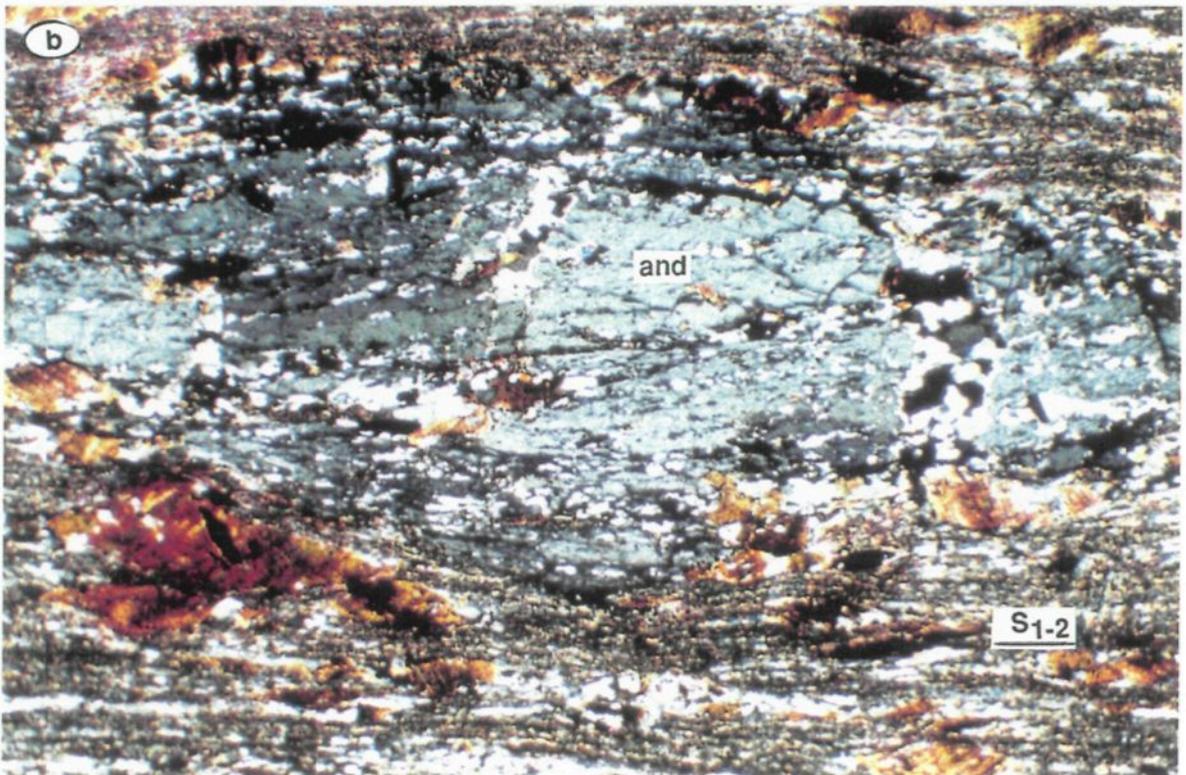


PLANCHE II-7.

L'andalousite (chiastolite) englobe la staurotide (syn-S₁₋₂) en reliques.
Grossissement: x 2,5. Longueur du champ d'observation: 2,5 mm.

- a) Photomicrographie en lumière non analysée "naturelle".
- b) Photomicrographie en lumière analysée (nicols croisés).

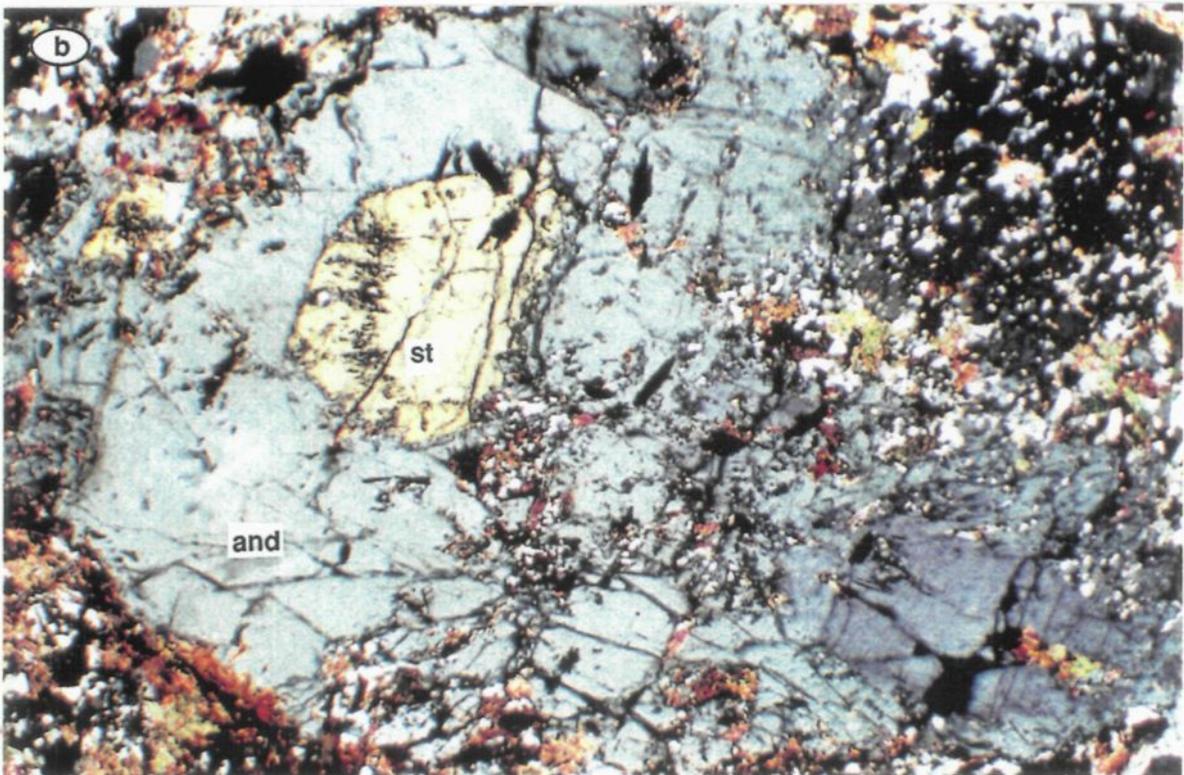
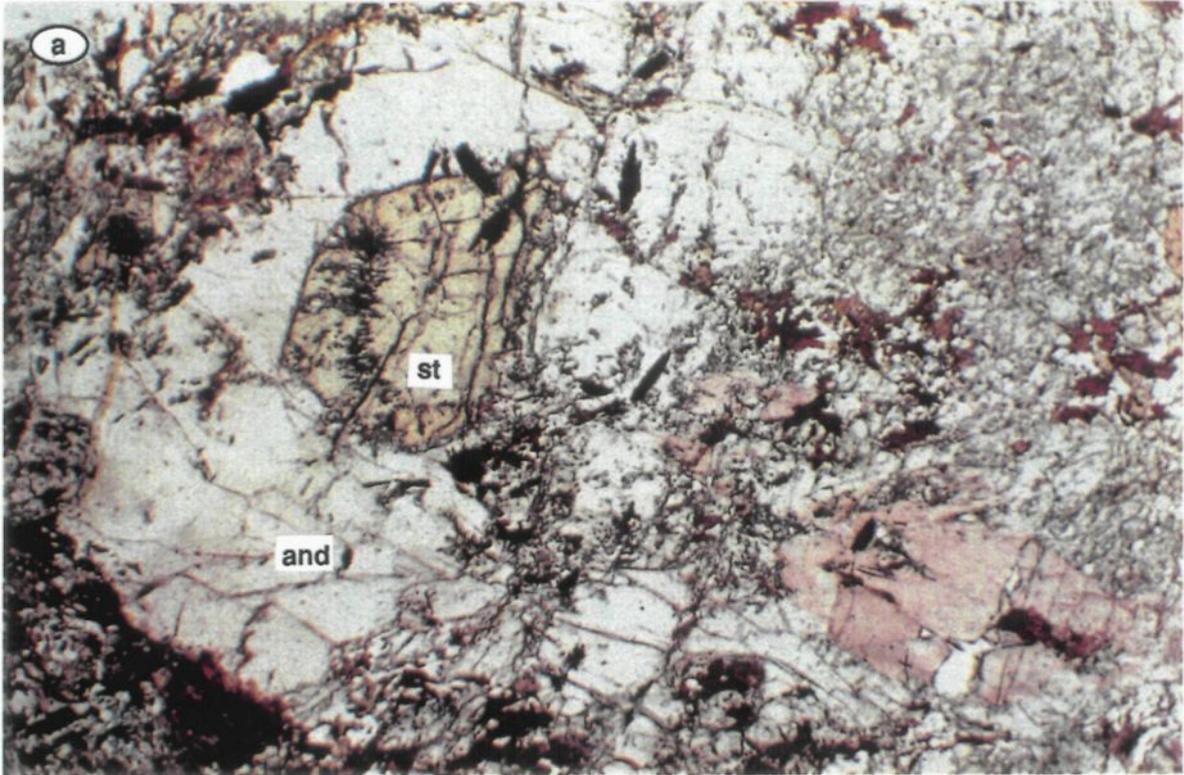
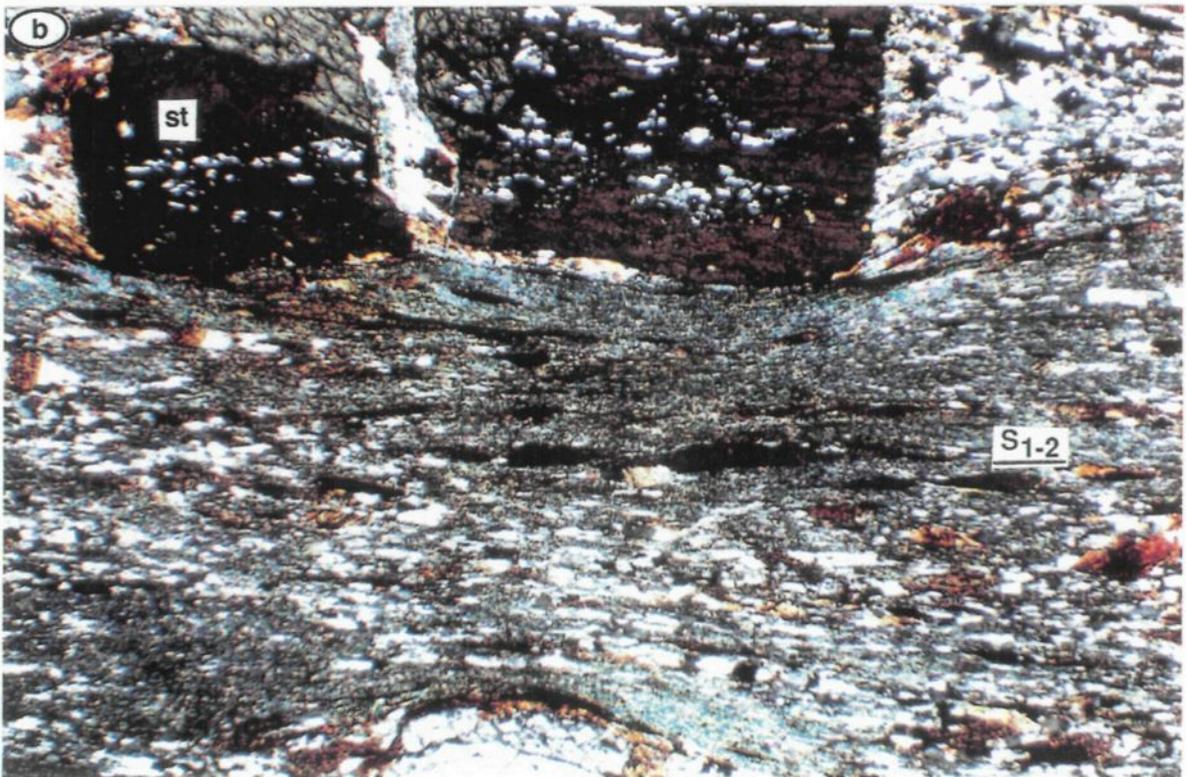


PLANCHE II-8.

Dans la zone IIIb, la staurotide syn-S₁₋₂ est boudinée et fracturée perpendiculairement à son grand axe. La section longitudinale montrant les inclusions rectilignes des grains de quartz est moulée par la schistosité principale S₁₋₂. Grossissement: x2,5. Longueur du champ d'observation: 4,5 mm.

- a) Photomicrographie en lumière non analysée "naturelle".
- b) Photomicrographie en lumière analysée (nicols croisés).



post-S₁ s'est développée lors de l'acquisition de la schistosité principale S₁₋₂. Sa stabilité, sa genèse, et ses relations paragenétiques, ainsi que ses caractéristiques chimiques seront discutées ultérieurement.

II-2-6 **Cordiérite**

L'occurrence de la cordiérite est très limitée. Elle est localisée dans la région d'Al Kirit (à l'Ouest de l'auréole métamorphique) où elle est observée dans deux échantillons prélevés dans l'auréole secondaire, aux voisinages immédiats du pointement granitique à grain fin à deux micas. Les sections, parfois maclées, ne montrent pas de forme géométrique propre et englobent les minéraux à caractère syn-S₁₋₂ telle que la staurotide qui se présente en reliques (Planche II-9).

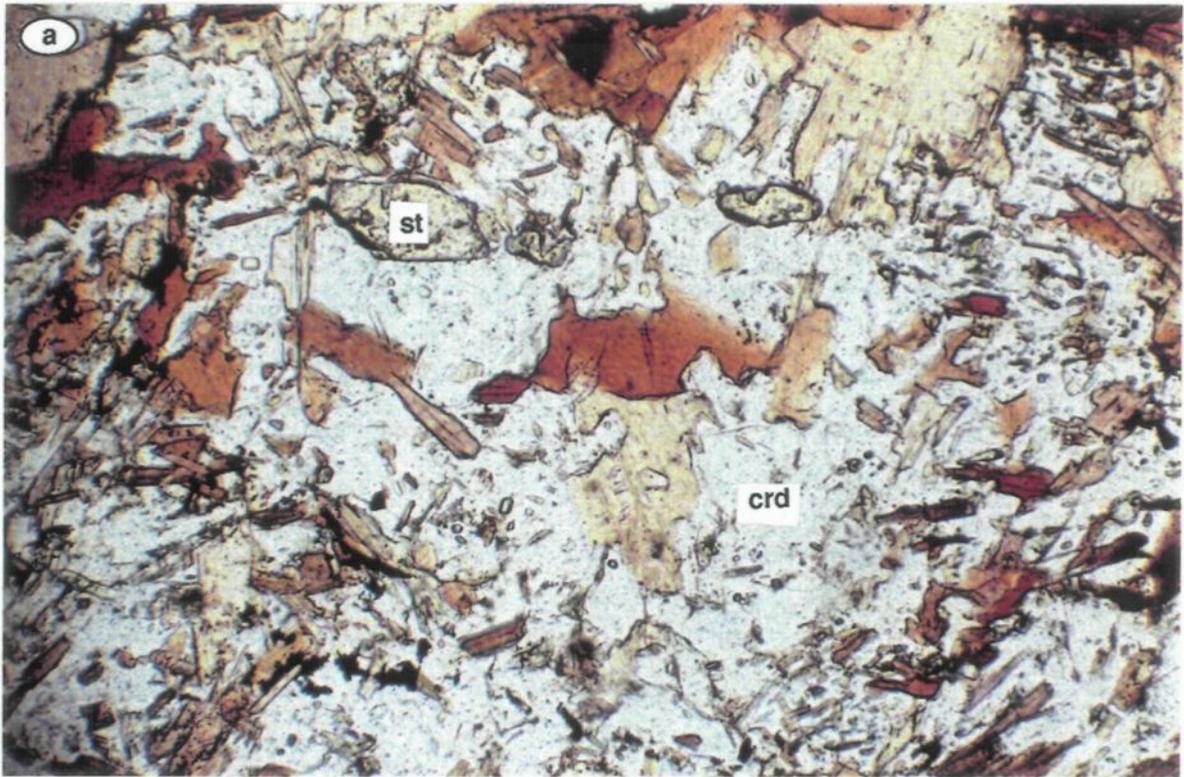
II-2-7 **Tourmaline**

À l'échelle de l'affleurement la tourmaline montre deux aspects de distribution; un aspect diffus et un aspect concentré. L'aspect diffus se traduit par la présence des cristaux associés à des minéraux métamorphiques dans les roches encaissantes. La distribution spatiale de tourmaline varie en fonction de la composition de la roche et de la distance à partir du granite. Son abondance paraît effectivement plus manifeste dans les métapélites et aux approches du granite que dans les roches gréseuses et les zones loin du contact granite - encaissant. Le fait que la tourmaline soit cantonnée aux abords du granite comme dans la plupart des auréoles métamorphiques de contact, suggère un apport de bore par phénomène métasomatique (Harker, 1939; Jones et al., 1981;

PLANCHE II-9.

Dans la zone IIIc, la cordiérite englobe la staurotide et la biotite qui se présentent en reliques. Grossissement: x10. Longueur du champ d'observation: 1,25 mm.

- a) Photomicrographie en lumière non analysée "naturelle".
- b) Photomicrographie en lumière analysée (nicols croisés).



Manning, 1982; Henry et Guidotti, 1985). Dans les zones II et III, la tourmaline est souvent juxtaposée à la biotite. Lorsqu'elle est associée à la muscovite provenant de la pseudomorphose totale de l'andalousite, la tourmaline se trouve en grande quantité et se présente en grosses sections triangulaires ou longitudinales à coeur bleu et à couronne brun - verdâtre. Ces sections, qui se montrent souvent allongées dans le plan de schistosité principale S_{1-2} (Planche II-10), s'étaient probablement formées lors de la mise en place du pluton granitique durant l'épisode D_2 de déformation.

L'aspect concentré de tourmaline est caractérisé par la présence de vraies tourmalinites massives dans lesquelles aucune structure planaire n'est observée. Elles sont rencontrées à quelques dizaines de mètres de la bordure ouest du pluton dans la région d'Al Kirit, particulièrement aux approches du pointement granitique à grain fin. L'aspect massif de ces tourmalinites, suggère la formation post- D_2 de celles-ci, probablement au moment du développement des minéraux métamorphiques de deuxième génération (cordiérite, andalousite 2 et biotite 2) liés sûrement à l'activité du pointement granitique à grain fin.

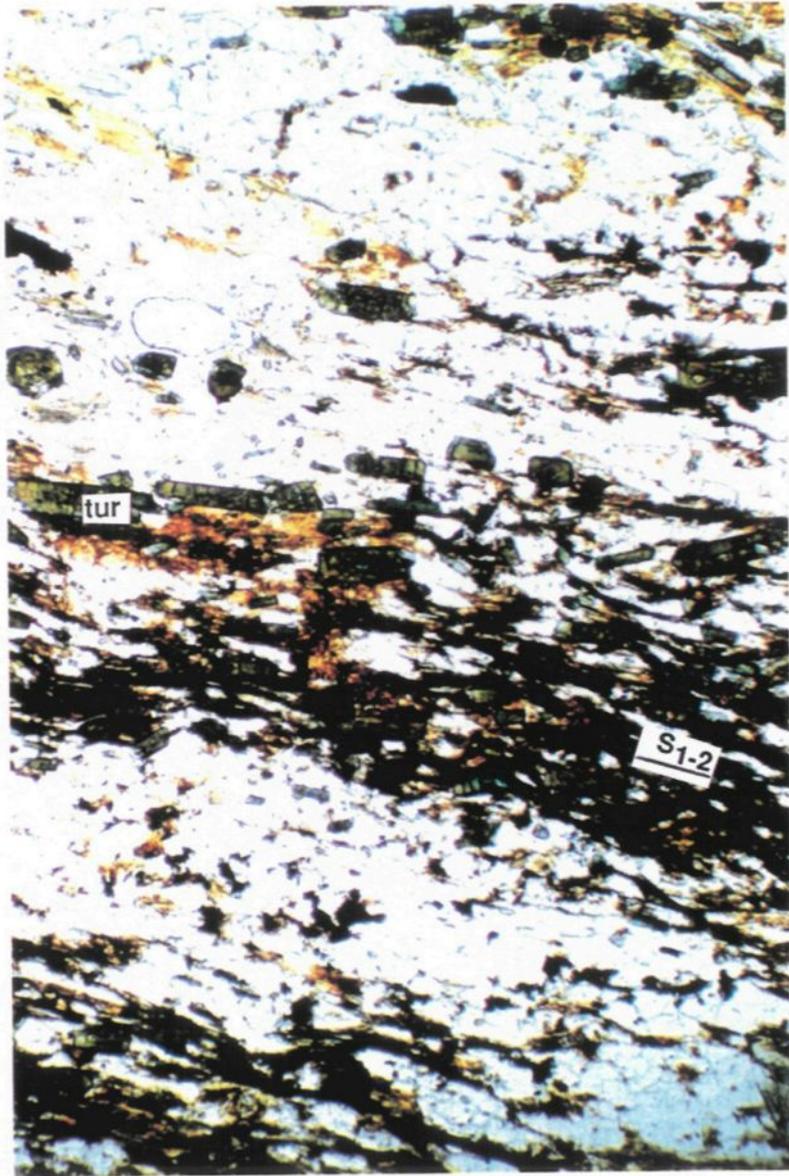
II-2-8 Ilménite

C'est le minéral accessoire le plus commun des métapélites dans l'ensemble de l'auréole. À l'échelle de l'échantillon, l'ilménite s'observe en tâches fuselées noires brillantes, et orientées préférentiellement sur les surfaces des plans de schistosité. Dans les lames minces taillées perpendiculairement au plan de schistosité, l'ilménite s'observe en fuseaux ou en bâtonnets dont la longueur varie de $100 \mu\text{m}$ à $750 \mu\text{m}$. Leur largeur est généralement de 2 à 5 fois

PLANCHE II-10.

Les sections de tourmaline (zonée) s'orientent selon le plan de schistosité principale S₁-2.

Photomicrographie en lumière analysée (nicols croisés). Grossissement: x5.
Longueur du champ d'observation: 1,5 mm.



inférieure à leur longueur. L'ilménite est altérée presque en totalité en rutile dans la zone IIa. L'altération partielle de l'ilménite se montre non pas à l'extérieur des grains mais à l'intérieur.

Mis à part leur mode de distribution, aucun caractère particulier n'a été décelé notamment au niveau de la forme et de la taille des cristaux de l'ilménite en fonction de la distance à partir du granite. Dans la limite externe de l'auréole de contact occupée par la zone IIa, l'ilménite se trouve dans la plupart des cas juxtaposée à des lames de chlorite originelle syn-S₁. Dans la zone IIb, l'ilménite se montre souvent enrobée dans les porphyroblastes de biotite. Les grains isolés d'ilménite sont soit allongés dans les plans de schistosité en ménageant des zones d'ombre de pression, soit obliques sur ces plans de schistosité et présentent alors vis à vis de la matrice, phylliteuse dans sa majorité, le rôle d'hétérogénéité compétente. Dans les roches riches en quartz l'ilménite est rencontrée en faible quantité et de petite taille.

II-3 DISTRIBUTION DE LA TAILLE ABSOLUE DES GRAINS DE QUARTZ

La taille des grains varie généralement en fonction du grade métamorphique, et du temps de chauffage (Vernon, 1976), comme elle dépend aussi de la taille des grains préexistants (Suk, 1983). Partant de ces faits, on s'est donc intéressé à la taille des grains de quartz dans la mesure où leur distribution le long des coupes normales au contact fournit des renseignements sur la limite spatiale de l'auréole métamorphique de contact, où l'activité du pluton granitique (transfert de chaleur) n'a plus d'effet sur les sédiments. Cette

action minime du métamorphisme de contact se traduit par un changement brusque dans la distribution de la taille des grains en fonction de la distance à partir du granite. Des cas similaires ont été observés ailleurs par plusieurs auteurs dont: Jones et al. (1975) sur la variation de la taille moyenne du diamètre des grains de calcite aux voisinages des dykes basaltiques dans la formation de craie blanche "white chalk" au Nord d'Irlande (Joesten, 1991), sur les grains de quartz dans l'auréole de contact de "Christmas Mountains" au Texas (Joesten, 1983), sur les grains de quartz dans l'auréole métamorphique de contact autour de l'intrusion tonalitique de Traversella au Nord de l'Italie (Wirth, 1985), et par Buntebarth et Voll (1991) sur la variation du diamètre moyen des grains de quartz dans l'auréole de contact de Ballachulish en Écosse. Le changement brusque de la taille des grains en fonction de la distance à partir du contact granite - encaissant doit normalement coïncider avec la limite externe de l'auréole métamorphique de contact; là où les minéraux liés au métamorphisme de contact font défaut. À ce propos plusieurs mesures de la taille absolue des grains de quartz ont été effectuées à l'intérieur de l'auréole métamorphique.

II-3-1 Méthodes de mesure

La distribution de la taille des grains de quartz a été étudiée le long des cinq coupes radiales présentées dans la figure II-1. Le nombre de mesures effectuées sur le diamètre des grains de quartz dans chaque lame mince taillée perpendiculairement au plan de foliation, et la valeur moyenne de la taille des grains (taille absolue selon la nomenclature de Suk (1983)) en fonction de la distance à partir du granite sont reportés dans le tableau II-2. À l'aide du microscope optique polarisant, la taille des grains de quartz matriciel (le quartz

Tableau II-2. Valeurs de la taille absolue des grains de quartz (en μm) en fonction de la distance à partir du contact granite - encaissant.

échantillon n°	nombre de mesures	valeur moyenne	distance / granite (m)
coupe 1			
87AO	52	50,12	1
86AO	52	45,12	30
85AO	52	67,94	55
49AO	52	54,79	350
49AO1	52	51,25	500
48AO	52	47,3	550
48AO1	52	42,5	750
48AO2	52	43,33	900
48AO3	52	37,5	1000
47AO	52	35,62	1200
47AO1	52	32,32	1300
45AO	52	29,77	1750
45AO1	52	26,41	2000
coupe 2			
40AO	36	184,16	1
40AO1	36	183,33	15
40AO2	36	179,61	20
40AO3	36	143,33	25
40AO4	36	137,2	35
40AO5	36	139,16	40
40AO6	36	167,9	50
40AO7	36	164,58	75
39AO	36	139,16	100
38AO	36	101,5	150
38AO1	36	104	200
38AO2	36	101	225
37AO	36	94,58	250
37AO1	36	90,41	350
37AO2	36	85,14	450
37AO3	36	81,57	570
36AO	36	80,83	750
36AO1	36	77,14	810
36AO2	36	75,57	870
36AO3	36	66,66	900
36AO4	36	64,79	950
36AO5	36	64,16	980
35AO	36	62,85	1000
35AO1	36	61,66	1150
34AO	36	61,46	1300
34AO1	36	38,12	1500
33AO	36	37,91	1700
33AO1	36	35,62	1900
32AO	36	33,54	2100
32AO1	36	32,91	2300
31AO	36	31,04	2500
31AO1	36	24,37	2750
31AO2	36	33,12	3050
30AO	36	32,91	3250

Tableau II-2. (suite).

échantillon n°	nombre de mesures	valeur moyenne	distance / granite (m)
coupe 3			
73AO	36	107,77	2
82AO	36	95	50
72AO	36	110,55	150
70AO	36	87,77	300
71AO	36	83,33	600
68AO	36	81,11	850
67AO	36	77,5	900
66AO	36	77,5	1300
65AO	36	77,32	2000
65AO1	36	77,22	2100
coupe 4			
13AO	33	130	5
127AO	33	103,94	200
127AO1	33	80,3	400
127AO2	33	65,91	500
137AO	33	59,77	550
137AO1	33	53,63	600
10AO	33	75	650
142AO	33	60,45	750
143AO	33	54,54	1000
12AO	33	40	1250
78AO	33	37,5	1350
74AO	33	35,38	1425
74AO1	33	29,23	1500
74AO2	33	34,35	2000

Tableau II-2. (suite).

échantillon n°	nombre de mesures	valeur moyenne	distance / granite (m)
occupés			
62AO	36	150,4	15
62AO1	36	145,68	50
61AO	36	148,09	100
61AO1	36	147,14	250
60AO	36	145,23	280
60AO1	36	144,64	320
60AO2	36	102,85	350
60AO3	36	108,57	400
60AO4	36	99,28	420
59AO	36	92,5	510
59AO1	36	84,1	550
59AO2	36	65,53	600
59AO3	36	60,71	650
58AO	36	57,14	750
57AO	36	46,19	1250
57AO1	36	43,8	1360
57AO2	36	41,42	1500
57AO3	36	36,43	1600
56AO	36	34,98	1750
55AO	36	33,57	1900
55AO1	36	33,13	2000
55AO2	36	34,52	2150
54AO	36	34,76	2350
54AO1	36	30	2500
54AO2	36	32,85	2650
53	36	32,17	2750
53AO1	36	31,12	3000

des veinules a été exclu) a été déterminée, comme il a été déjà procédé par Wirth (1985), en mesurant le grand et le petit diamètre de chaque grain et en calculant leur valeur moyenne. Suivant ce procédé plusieurs grains ont été mesurés: 676 le long de la coupe 1 à l'Ouest, 1224 le long de la coupe 2 au Sud-ouest, 324 le long de la coupe 3 au Sud, 462 le long de la coupe 4 au Nord, et 936 le long de la coupe 5 au Sud-est. Le nombre de ces mesures est certes assez bas par rapport à celui entrepris par exemple, par Buntebarth et Voll (1991) sur les grains de quartz dans l'auréole métamorphique de Ballachulish, ou à celui effectué sur les grains de calcite par Jones et al. (1975), mais largement suffisant pour pouvoir suivre l'effet du granite sur la croissance des grains de quartz à travers l'auréole métamorphique d'Oulmès. Les restrictions comprises dans cette procédure de mesures consiste en l'analyse des grains de quartz matriciel entourés complètement par d'autres grains de quartz, et non par d'autres minéraux qui peuvent influencer sur leur développement. Dans ces restrictions sont omises les veinules dans lesquelles sont préservés les grains parents en grande quantité, et où se développent des grains de quartz de taille anormalement variable (Buntebarth, 1991). Les différentes formes héritées au cours des divers stades de cristallisation des grains de quartz, en fonction du grade métamorphique sont montrés dans la planche II-11.

II-3-2 Profil de distribution de la taille des grains de quartz en fonction de la distance à partir du contact granite-encaissant

La variation des valeurs moyennes de la taille des grains (Tableau II-2) en fonction de la distance à partir du contact granite - encaissant, et en fonction des grades (zones) métamorphiques est illustrée par la figure II-3. Les valeurs de la

PLANCHE II-11.

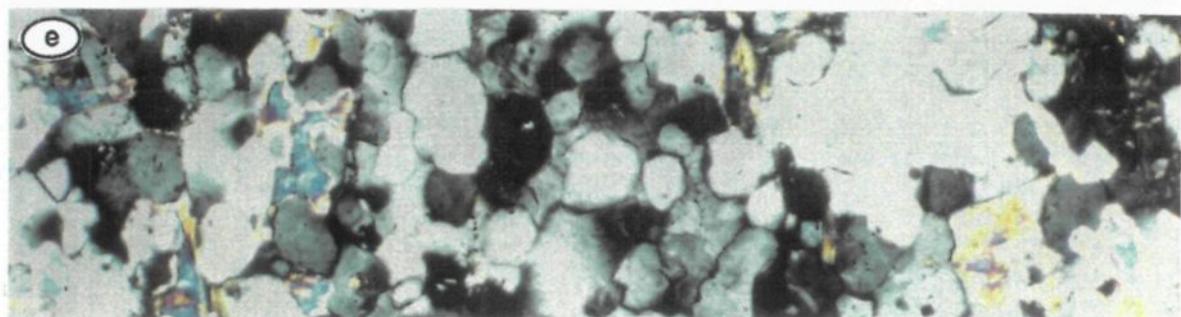
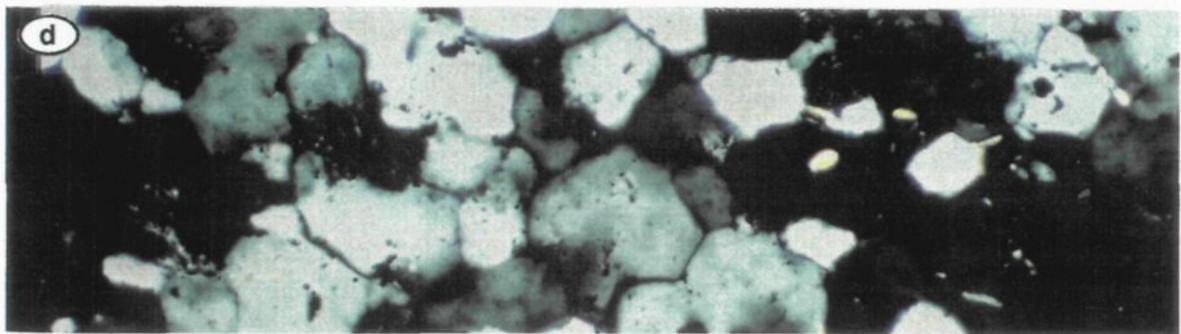
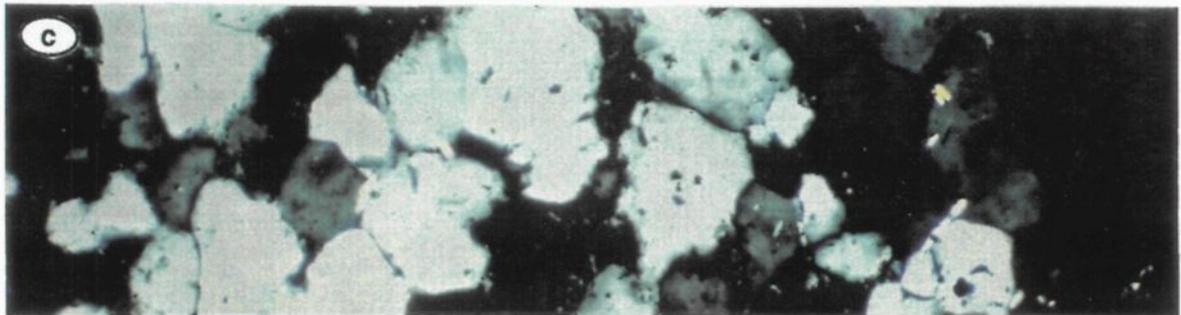
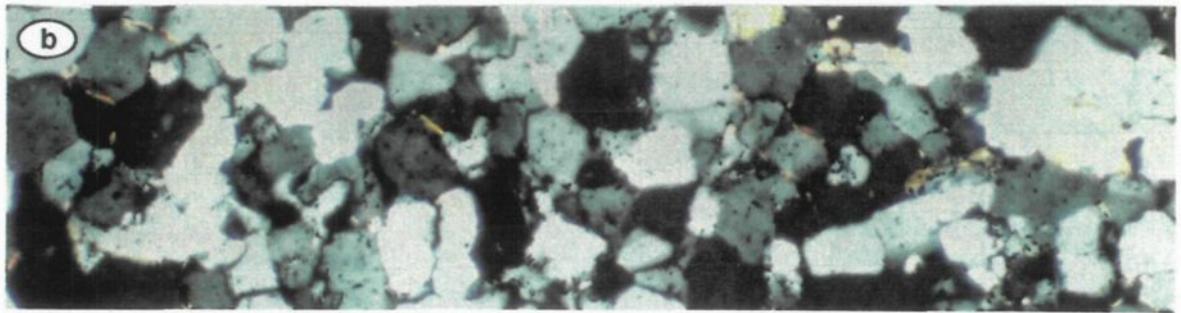
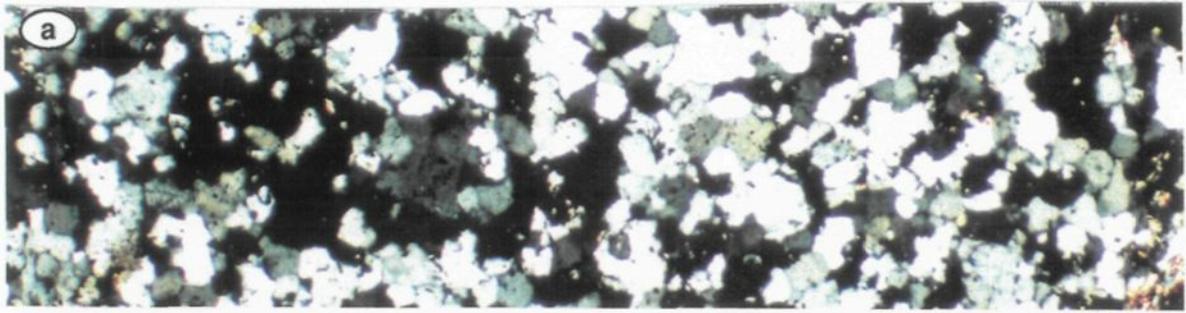
Divers stades de développement "coarsening" des grains de quartz dans les différentes zones métamorphiques de l'auréole d'Oulmès.

a) À l'extérieur de l'auréole de contact (à ≈ 3250 m à partir du granite), les grains enchevêtrés présentent des bordures irrégulières. Grossissement: x5. Longueur du champ d'observation: $990 \mu\text{m}$.

b) Dans la partie externe de la zone IIb (à ≈ 1200 m à partir du granite), les bordures plus ou moins droites et la forme polygonale des grains de quartz sont observées seulement dans quelques sections; C'est le dernier effet du métamorphisme de contact. Grossissement: x10. Longueur du champ d'observation: $680 \mu\text{m}$.

c) et d) Dans la zone III, (à ≈ 750 m et 150 m respectivement), les grains héritent une forme polygonale parfaite à bordures droites et à jonction triple. Grossissement: x20. Longueur du champ d'observation: $570 \mu\text{m}$.

e) Au contact immédiat du granite, les grains sont généralement de petite taille et ne montrent ni de bordures droites, ni de forme polygonale parfaite. Grossissement: x20. Champ d'observation: $565 \mu\text{m}$



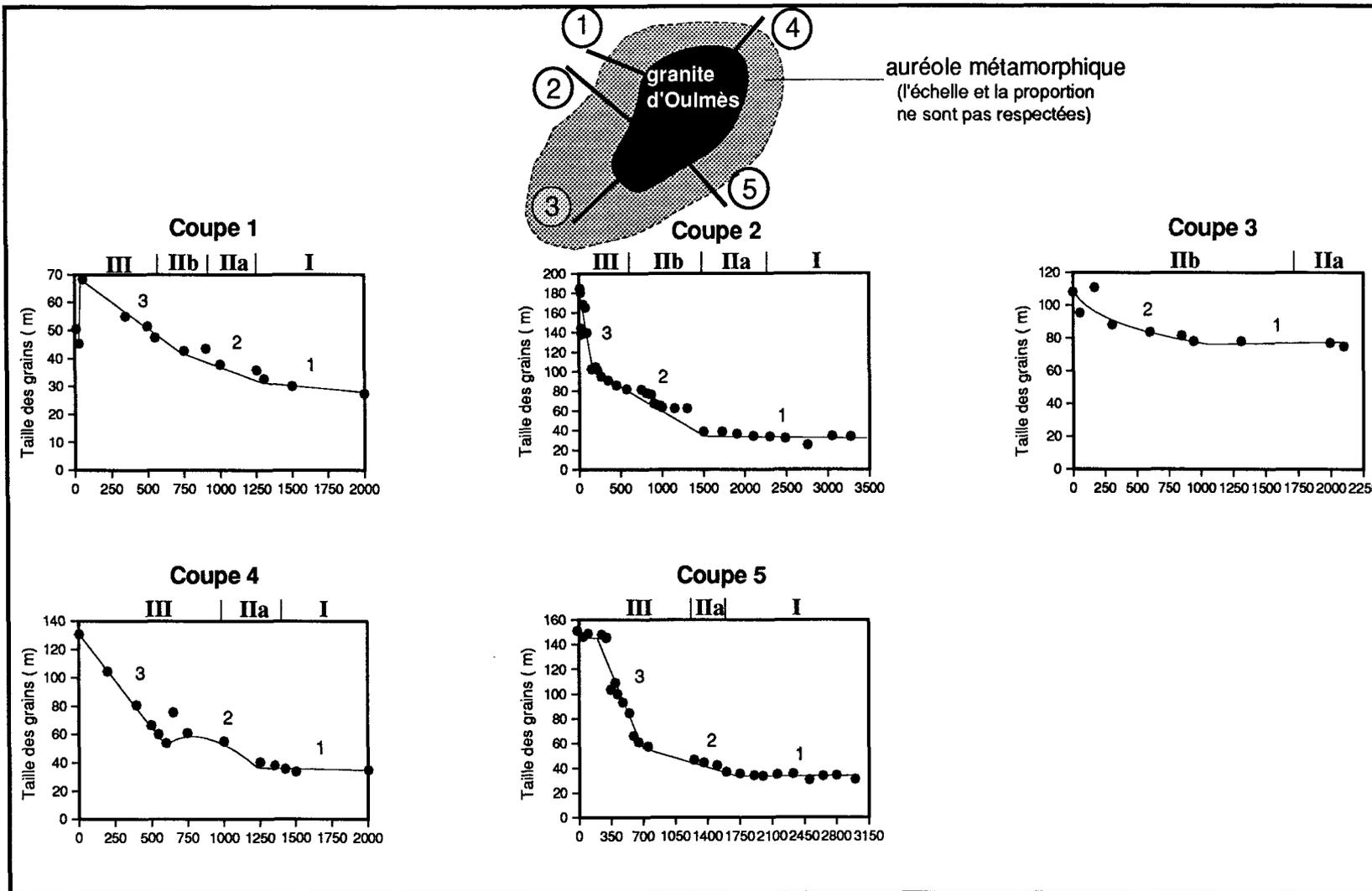


Fig.II-3. Variation de la taille absolue des grains de quartz en fonction de la distance à partir du granite. III, IIa, IIb, I: zones métamorphiques. Les segments 1, 2, et 3 qui représentent respectivement les pentes douce, moyenne, et forte sont des simples lignes de jonction et non pas des lignes de regression.

taille des grains se rangent globalement selon une courbe décroissante à partir du contact granite - encaissant. Le long des cinq coupes radiales, la courbe de la valeur moyenne de la taille absolue des grains de quartz est représentée grosso modo par trois segments; un segment 1 à pente douce ou nulle loin du granite, un segment 2 à pente moyenne, et un segment 3 à pente forte près du granite. Dans presque tous les diagrammes représentés, à l'exception de celui établi le long de la coupe 3, la taille des grains représentée par le segment 1 se maintient généralement à une valeur moyenne de $33 \mu\text{m}$. Celle-ci est considérée comme valeur (\bar{l}_0) de la taille initiale des grains de quartz dans les sédiments non affectés par l'intrusion granitique. Cependant, la valeur d'environ $80 \mu\text{m}$ de la taille des grains de quartz, représentée par le segment 1 dans le diagramme établi le long de la coupe 3 reflète probablement la grande largeur de la zone à biotite où le grade métamorphique est maintenu constant. Par défaut d'échantillonnage au delà de la zone II, on ignore la valeur de la taille initiale des grains de quartz, le long de la coupe 3. Les segments 2 et 3 illustrent la croissance quasi systématique de la taille absolue des grains de quartz avec l'augmentation du grade métamorphique. Cependant l'irrégularité enregistrée dans cette croissance semble dépendre du contrôle par le cycle chaleur - froid (mode de transfert de chaleur) durant le métamorphisme de contact (Joesten, 1991). La diminution de la taille des grains de quartz est enregistrée particulièrement aux voisinages immédiats du granite, le long de la coupe 1, 2 et 5. La relation entre la variation de la taille des grains de quartz, le mode de transfert de chaleur, le grade métamorphique et l'étendue de l'auréole de contact proprement dite seront examinés ultérieurement dans le chapitre IV de la présente étude.

II-4 CHIMIE ET ANALYSE CHÉMOGRAPHIQUE DES ASSEMBLAGES MINÉRALOGIQUES

Les résultats d'analyses à la microsonde ont permis: 1) d'établir les variations de la composition chimique des minéraux dans les différentes zones métamorphiques et en fonction de la distance à partir du granite. 2) De comprendre l'état d'équilibre des phases minérales coexistantes exprimé par l'échange des éléments chimiques, notamment Fe-Mg.

Cette section englobe essentiellement deux parties qui sont: 1) la chimie des différentes phases minérales rencontrées dans l'auréole métamorphique. 2) L'analyse chémo-graphique des phases minérales dans le système chimique KFMASH, et les réactions minérales produites dans les différentes zones métamorphiques au cours du développement de l'auréole métamorphique. Avant d'aborder l'étude de ces deux parties, il s'avère nécessaire de montrer brièvement l'effet que peut avoir la composition totale des roches d'Oulmès et de Ment sur leur minéralogie.

II-4-1 **Composition des métasédiments en éléments majeurs et minéralogie**

Cette section est insérée dans cette partie du chapitre dans le but de montrer l'effet que peut avoir la composition des éléments majeurs des métapélites de l'auréole d'Oulmès et de Ment sur leur minéralogie. Le tableau II-3 expose la comparaison de la composition moyenne des métapélites d'Oulmès et de Ment avec celle des pélites phanérozoïques de Littleton et des métapélites archéennes de Quético. D'après les résultats énumérés dans le

Tableau II-3. Comparaison de la composition chimique moyenne des métapélites en oxydes majeurs de la formation de Ment (a), d'Oulmès (b), de Quético (c), et de Littleton (d).

oxydes	(a) Ment*		(b) Oulmès*		(c) Quético **		(d) Littleton***		
	Moy. n=22	e.t.	Moy. n=38	e.t.	Moy. n=8	e.t.	Moy. n=155	e.t.	
SiO ₂	60,75	5,55	61,37	5,65	58,32	0,51	SiO ₂	61,54	4,68
TiO ₂	1,09	0,13	1,08	0,12	0,66	0,03	TiO ₂	0,82	0,61
Al ₂ O ₃	21,59	3,32	20,33	3,31	17,3	0,66	Al ₂ O ₃	16,95	4,21
Fe ₂ O ₃	5,37	2,29	6,34	1,77	10,49	3,36	Fe ₂ O ₃	2,56	1,97
MnO	0,04	0,03	0,05	0,06	0,1	0,01	FeO	3,9	2,25
MgO	1,24	0,5	1,21	0,43	3,85	0,23	MgO	2,52	1,91
CaO	0,13	0,1	0,18	0,18	1,65	0,76	CaO	1,76	2,03
Na ₂ O	0,56	0,23	0,7	0,34	2,04	1,19	Na ₂ O	1,84	1,18
K ₂ O	5,46	1,58	4,55	0,99	3,76	1,16	K ₂ O	3,45	1,32
P ₂ O ₅	0,11	0,05	0,11	0,04	0,18	0,02	H ₂ O	3,47	2,25
p.f.	3,71	0,76	4,1	1,21	2,25	0,54	CO ₂	1,67	2,37
Total	100,03		100,02		100,6		Total	100,48	

* La présente étude, ** Sawyer (1986), *** Shaw (1956)

Moy.: concentration moyenne. e.t.: écart type.

n: nombre d'échantillons.

tableau II-3, il paraît bien évident que les métapélites d'Oulmès et de Ment sont plus riches en Al_2O_3 , TiO_2 et K_2O , mais pauvres en CaO et Na_2O que les sédiments de Littleton et de Quético. De plus, l'indice chimique d'altération (Nesbitt et Young, 1982; Sawyer, 1986) est plus élevé dans les métapélites d'Oulmès et de Ment (75-76) que dans Quético (62) ou Littleton (61). Ces caractéristiques suggèrent que les sédiments d'Oulmès et de Ment avaient subi une altération très intense avant leur dépôt. Ceci a une implication majeure sur la minéralogie dans les auréoles d'Oulmès et de Ment.

Si la totalité de P_2O_5 est assignée à l'apatite contenue dans les métapélites d'Oulmès et de Ment, et comme ce minéral contient normalement 41% de P_2O_5 et 53% de CaO , il y a 0,13% de CaO qui est représentée par 0,0027 du pourcentage de l'apatite. De ce fait, tout le CaO se trouve dans l'apatite présente dans les métapélites de Ment, alors qu'à Oulmès, seulement 0,04% se trouve à l'extérieur de l'apatite. Ceci implique que les plagioclases ne peuvent jamais être calciques. De façon similaire, 20 à 40% de micas blancs (contenant entre 0,5 et 1,3% de Na_2O) composant les roches, sont représentés par 0,1 à 0,56% de Na_2O . Ceci implique que les roches d'Oulmès et de Ment montrent un pourcentage modal faible (inférieure à 5) en plagioclases. Ceux-ci sont représentés dans la majorité des cas par des albites, puisque la totalité de CaO est contenue dans l'apatite. Le taux élevé de K_2O et de Al_2O_3 implique que les métapélites d'Oulmès et de Ment sont plus micacées (entre 30 et 50% de muscovite + biotite) que celles de Littleton et de Quético. Cette caractéristique ainsi que le faible taux de Na_2O dans la composition totale des roches indique que les échantillons ne possèdent pas suffisamment de Na_2O pour former la paragonite. Ce qui implique par conséquent que le taux faible de Na_2O dans

les micas blancs reflète la composition totale de la roche, et pas nécessairement le faible grade (température) métamorphique. Les métapélites des auréoles d'Oulmès et de Ment, ainsi que les minéraux qui les composent sont représentés dans le système KFMASH et non pas dans le système complexe CNKFMASH.

II-4-2 **Variation chimique des minéraux dans l'auréole métamorphique**

La variation de composition chimique des minéraux métamorphiques index et accessoires, à travers les zones métamorphiques se traduit essentiellement par le comportement de leur constituants en fonction de la distance à partir du contact granite - encaissant. Pour plus de clarté dans le traitement de cette partie, les minéraux seront examinés dans l'ordre suivant: chlorite, biotite, micas blancs, staurotide, cordiérite, feldspaths et tourmaline.

Chlorite

Suivant leur relation avec les déformations, deux types de chlorites ont été distinguées; la chlorite 1 (originelle) qui est syn-S₁, et la chlorite 2 (tardive) qui est représentée par quelques rares sections post-S₁₋₂. Les résultats d'analyse à la microsonde reportés dans l'appendice I ne montrent pourtant pas une grande différence de composition chimique entre ces deux types de chlorites. Toutes les chlorites rencontrées dans l'auréole métamorphique d'Oulmès, qu'elles soient tardives (observées seulement dans deux échantillons) ou originelle (largement répandue dans les zones métamorphiques I et II) sont, selon la classification de Hey (1954) et Foster (1962), des ripidolites, à l'exception de quelques rares échantillons relativement pauvres en silice qui se rangent dans les pseudothuringites (Fig. II-4). En règle générale, les ripidolites se rencontrent

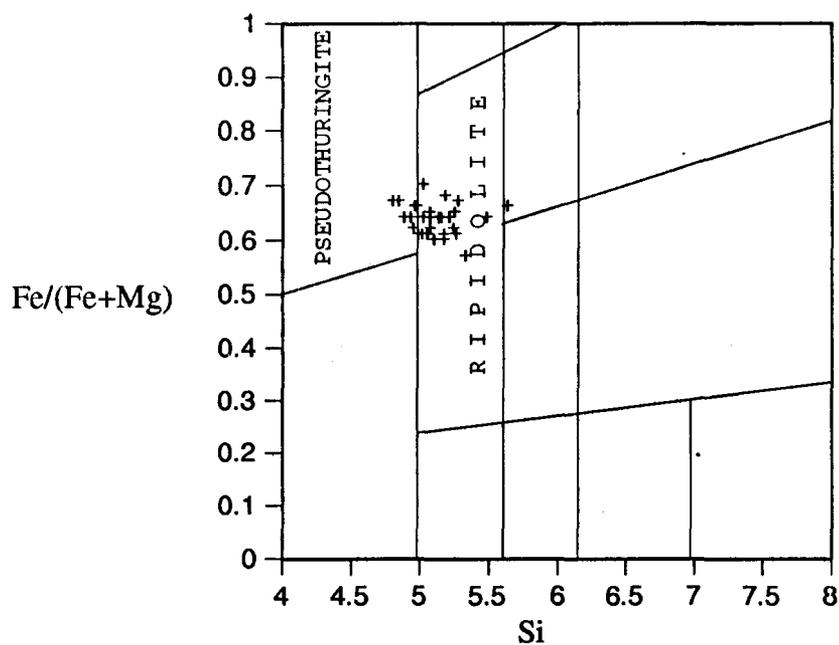


Fig.II-4. Classification des chlorites de l'auréole métamorphique d'Oulmès selon de diagramme de Hey (1954)

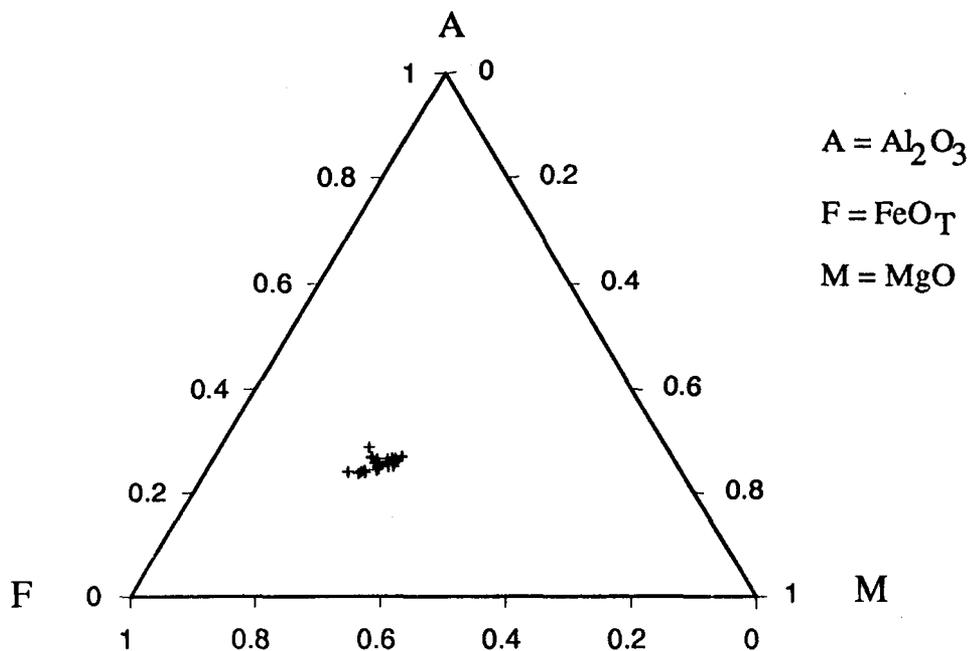


Fig.II-5. Diagramme AFM (en proportion moléculaire) des chlorites dans l'auréole métamorphique d'Oulmès.

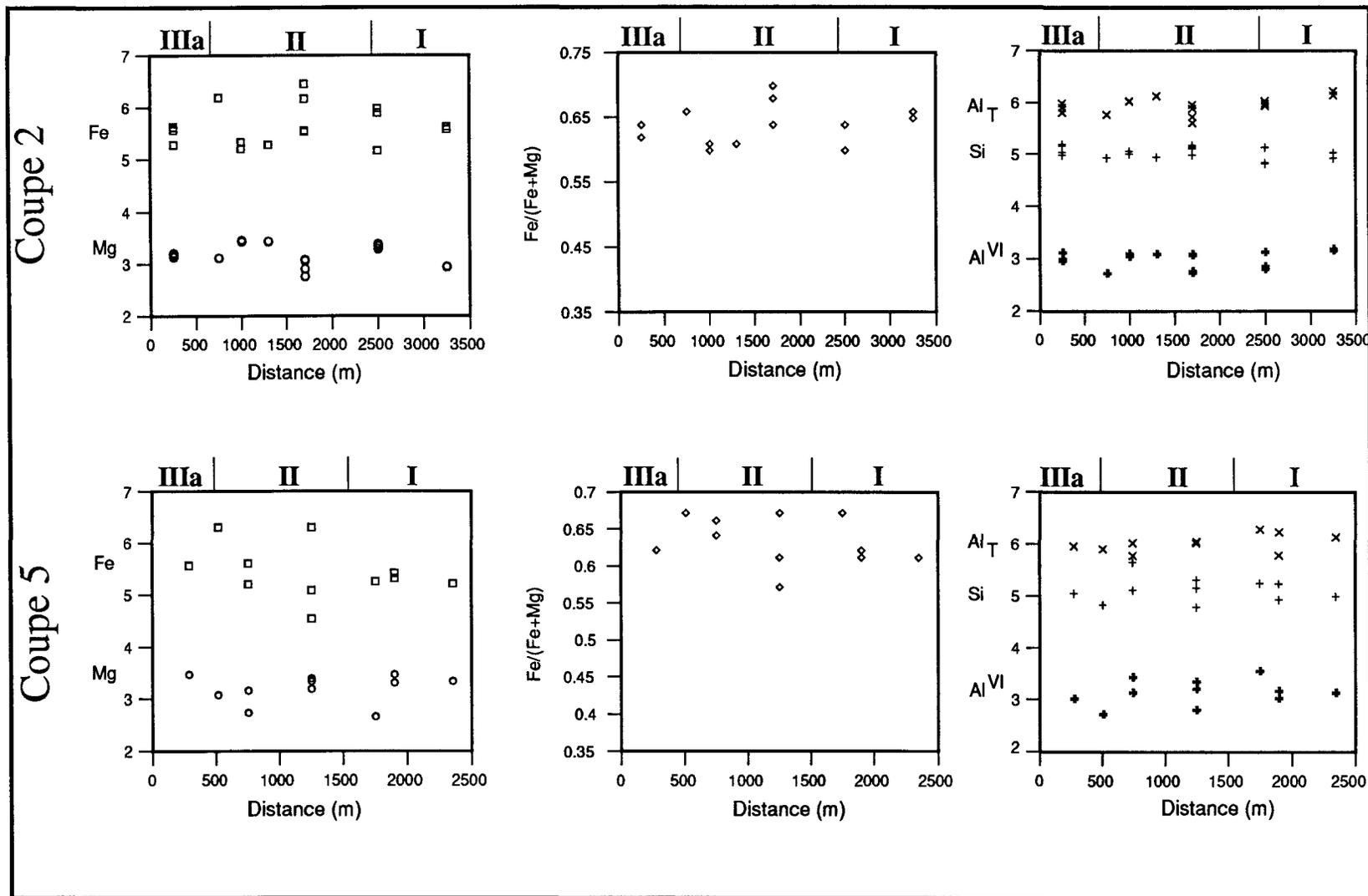


Fig.II-6. Variation de la composition chimique des chlorites en fonction de la distance à partir du granite. IIIa, II, I: zones métamorphiques.

dans les roches métapélitiques de faible grade métamorphique limité au faciès schistes verts. De telles chlorites ont été déjà observées ailleurs par plusieurs auteurs dont, Mather (1970) dans les roches du Dalradien "Dalradian Rocks" (Écosse), Speer (1982) dans l'auréole de contact de l'intrusion Kiglapait (Labrador), et Gibson et Speer (1986) dans les auréoles de contact au Nord du Piedmont de l'Alabama (U.S.A.).

Le diagramme triangulaire AFM (en proportion moléculaire $A = Al_2O_3$, $F = FeO_T$, $M = MgO$) représenté par la figure II-5 montre la richesse des chlorites d'Oulmès en Fe^{+2} marquée par une proportion de l'ordre de 45% à 48%. Cette richesse relative en Fe^{+2} paraît normale d'après Laird (1988) dans son étude sur les chlorites dans différents types de roches métamorphiques. La composition des chlorites dépend généralement du grade métamorphique (Labotka, 1980, 1981; Laird, 1988) et de la composition chimique de la roche (Albee, 1965). Dans le cas présent les résultats d'analyses représentés graphiquement par la figure II-6 montrent une variation très légère de Si, de Al_{total} et de Al^{VI} dans les deux zones métamorphiques considérées. Des observations similaires ont été faites ailleurs par Velde et Rumble (1977) et Guidotti et al. (1991) qui montrent une teneur de ces éléments généralement constante par rapport à celle présente dans les assemblages coexistants.

Les autres cations (Fe^{+2} , Mg), et le rapport $Fe/(Fe+Mg)$ montrent des changements dans leur concentration qui sont parfois systématiques avec le grade métamorphique. En se dirigeant vers le granite, le long de la coupe 5, la teneur en Fe^{+2} et le rapport $Fe/(Fe+Mg)$ se voient augmenter sensiblement avec l'accroissement du grade métamorphique. Généralement le rapport $Fe/(Fe+Mg)$

de la chlorite est légèrement inférieur à celui de la biotite coexistante (Thompson, 1976), ce qui indique d'après Novak et Holdaway (1981) et Guidotti et al. (1991) un équilibre entre les deux minéraux coexistants.

Biotite

Les données de l'analyse chimique de la biotite (Appendice I) sont projetées sur le diagramme de Foster (1960) représenté par les éléments du site octaédrique (Fig. II-7), et sur le diagramme quadrilatère (Fig. II-8) phlogopite - annite - eastonite - sidérophyllite correspondant, selon Guidotti (1984), au "plan idéal des biotites". Les deux diagrammes (Figs. II-7 et II-8) montrent que toutes les biotites rencontrées dans l'auréole métamorphique d'Oulmès sont ferrifères, à l'exception d'une section légèrement altérée qui se montre relativement riche en Al^{VI} . La relation négative entre le taux de Al^{VI} et le rapport $Fe/(Fe+Mg)$ illustrée dans les deux diagrammes a été déjà montrée ailleurs par Guidotti et al. (1975). Le résultat demeure inchangé même si on additionne le Ti à Al^{VI} octaédrique (Fig. II-9).

Par leur large distribution dans les différents faciès métamorphiques et lithologiques, les biotites présentent depuis longtemps un grand intérêt concernant les relations de leur composition chimique, aussi bien avec d'autres minéraux coexistants qu'avec le grade métamorphique ou la composition chimique totale de la roche. Il convient alors de déterminer le ou les facteurs qui peuvent avoir une grande influence sur la composition chimique de la biotite. L'intérêt d'étude se porte ici essentiellement sur la biotite 1 qui est largement répartie à travers l'auréole métamorphique de contact. Dans plusieurs travaux dont ceux de Lambert (1959), Butler (1967), Lopez et al. (1978) et Guidotti

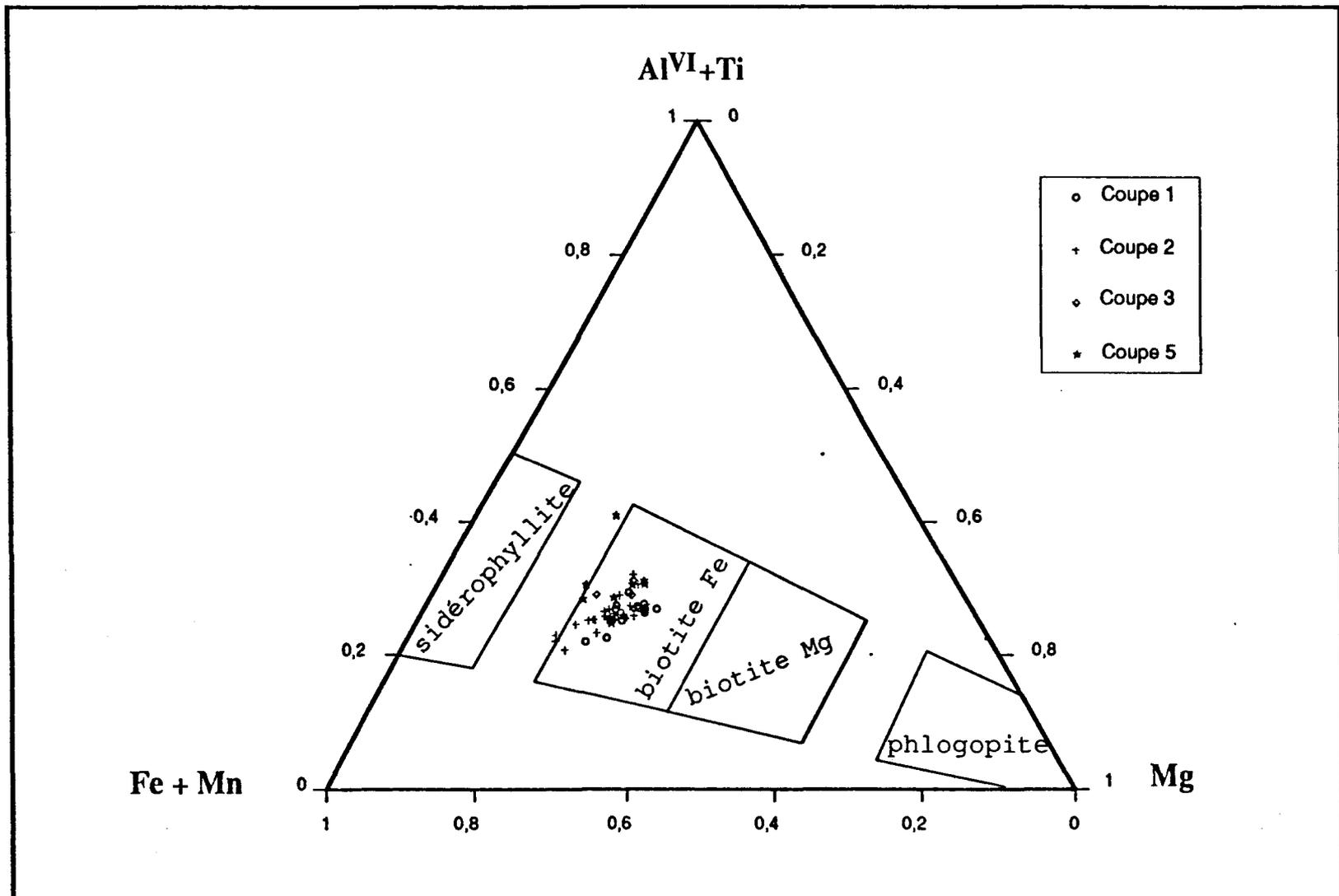


Fig.II-7. Projection des biotites de l'auréole métamorphique d'Oulmès sur le diagramme de Foster (1960).

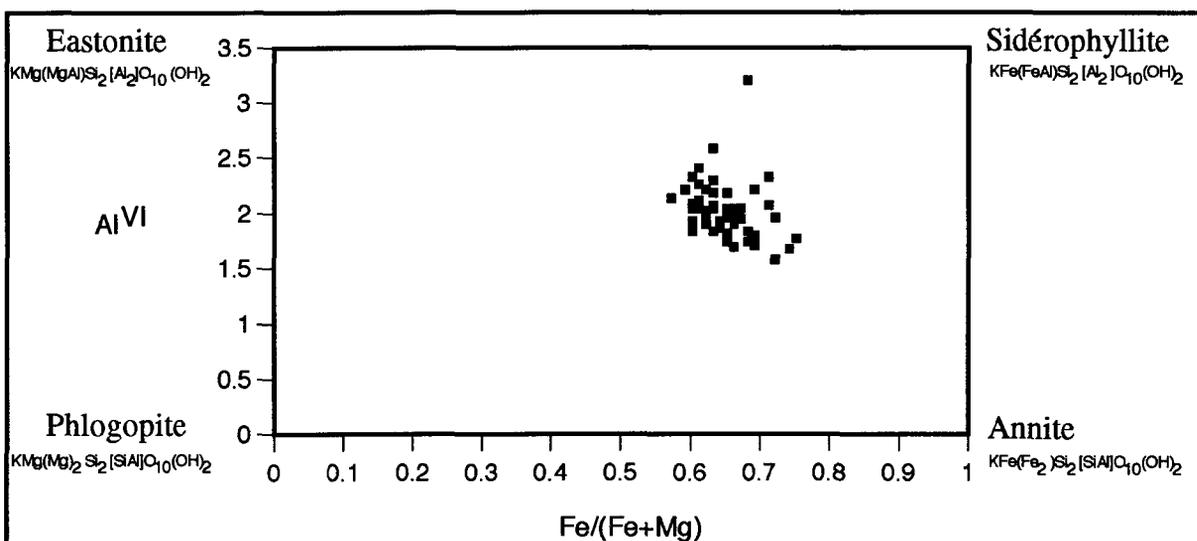


Fig.II-8. Projection des biotites de l'auréole métamorphique d'Oulmès sur le diagramme quadrilatère phlogopite - annite - eastonite - sidérophyllite.

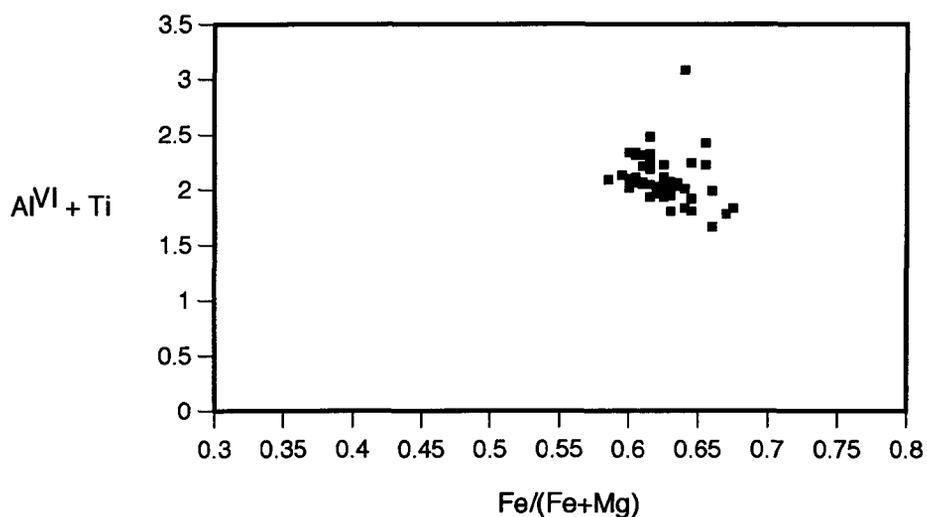


Fig.II-9. Diagramme montrant la corrélation négative entre $Al^{VI} + Ti$ et le rapport $Fe/(Fe+Mg)$.

(1984), le grade métamorphique a été admis comme principal facteur de contrôle de variation de la composition de biotite. Les paragenèses minérales coexistantes et la composition totale de la roche jouent aussi un rôle important dans ce contrôle (Butler, 1965; Guidotti et al., 1988).

L'examen de la figure II-10 qui illustre la variation de la composition de biotite en fonction de la distance à partir du contact granite - encaissant le long des coupes 1, 2, 3 et 5 permet de déceler les caractéristiques suivantes:

Aucune variation significative n'a été soulignée pour Si, dont la teneur est globalement uniforme avec les autres assemblages coexistants et dans toutes les zones métamorphiques. Cette uniformité, qui a été également observée ailleurs par Guidotti et al (1988), ne constitue pourtant pas un cas général, comme il a été souligné par Lambert (1959), Butler (1965), Ramsay (1973), Lopez et al.(1978) et Pattison (1987).

La variation de Al_{total} (Al_T) et de $Al_{octaédrique}$ (Al_V) diffère d'une coupe à l'autre. Ainsi, on note la décroissance partielle de leur teneur particulièrement dans les coupes 1, 2 et 5 d'autant plus qu'on se rapproche du granite. Dans la coupe 1 l'augmentation Al_T et de Al_V semble être continue d'une façon régulière dans les premières centaines de mètres à partir du granite où la cordiérite fait son apparition. Le long de la coupe 2 la teneur en Al est marquée généralement par une augmentation tout en se dirigeant vers le granite. Cette teneur paraît cependant décroître dans la zone IIIb occupée par la staurotide, aux approches du granite. Le long de la coupe 5 le taux de Al_T et de Al_V varie d'un endroit à l'autre, alors qu'il est uniforme tout le long de la coupe 3. Ces observations laissent remarquer que la variation enregistrée dans la teneur de Al peut

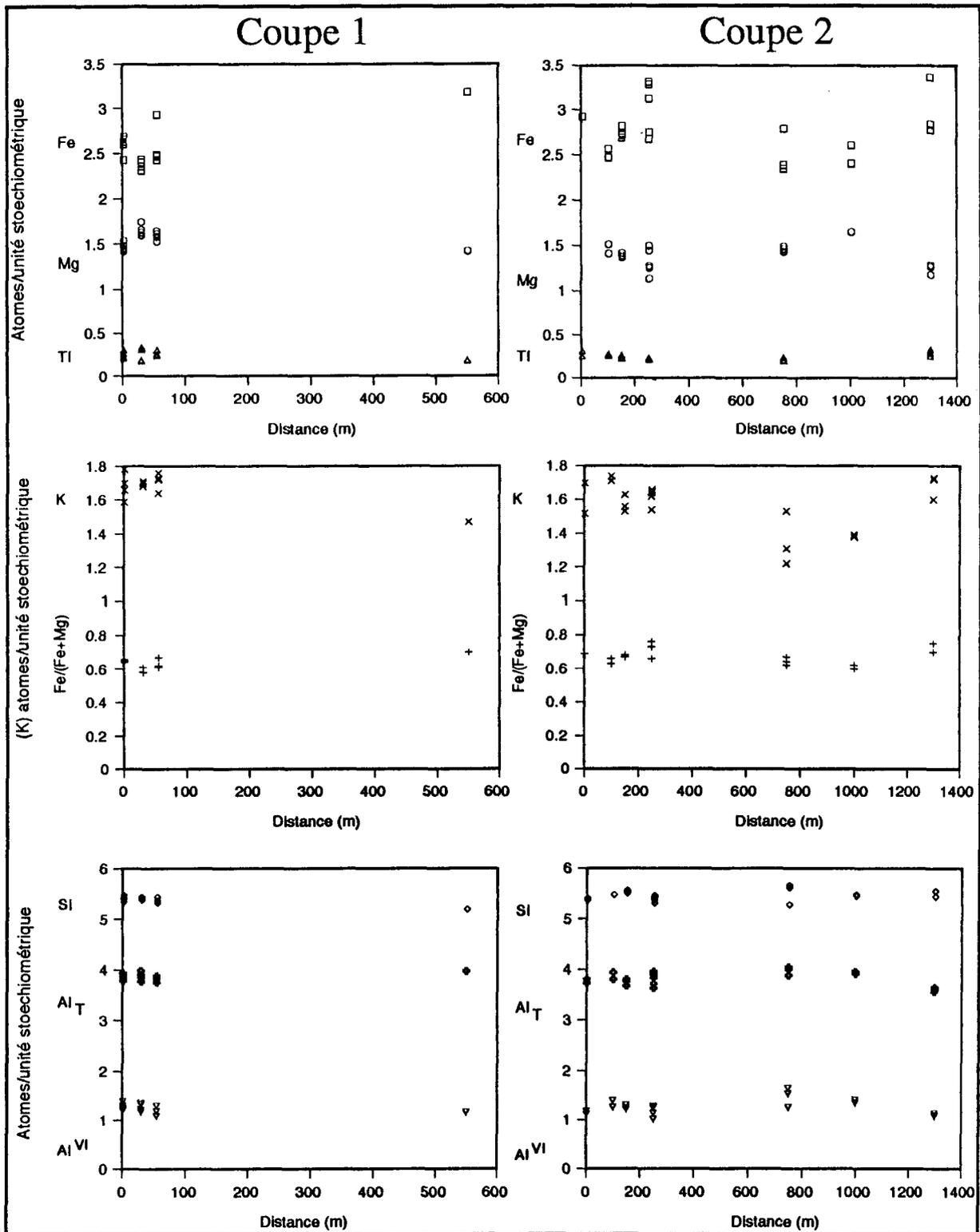


Fig.II-10. Variation de la composition chimique de la biotite (sur la base de 22 oxygènes) en fonction de la distance (m) à partir du granite.

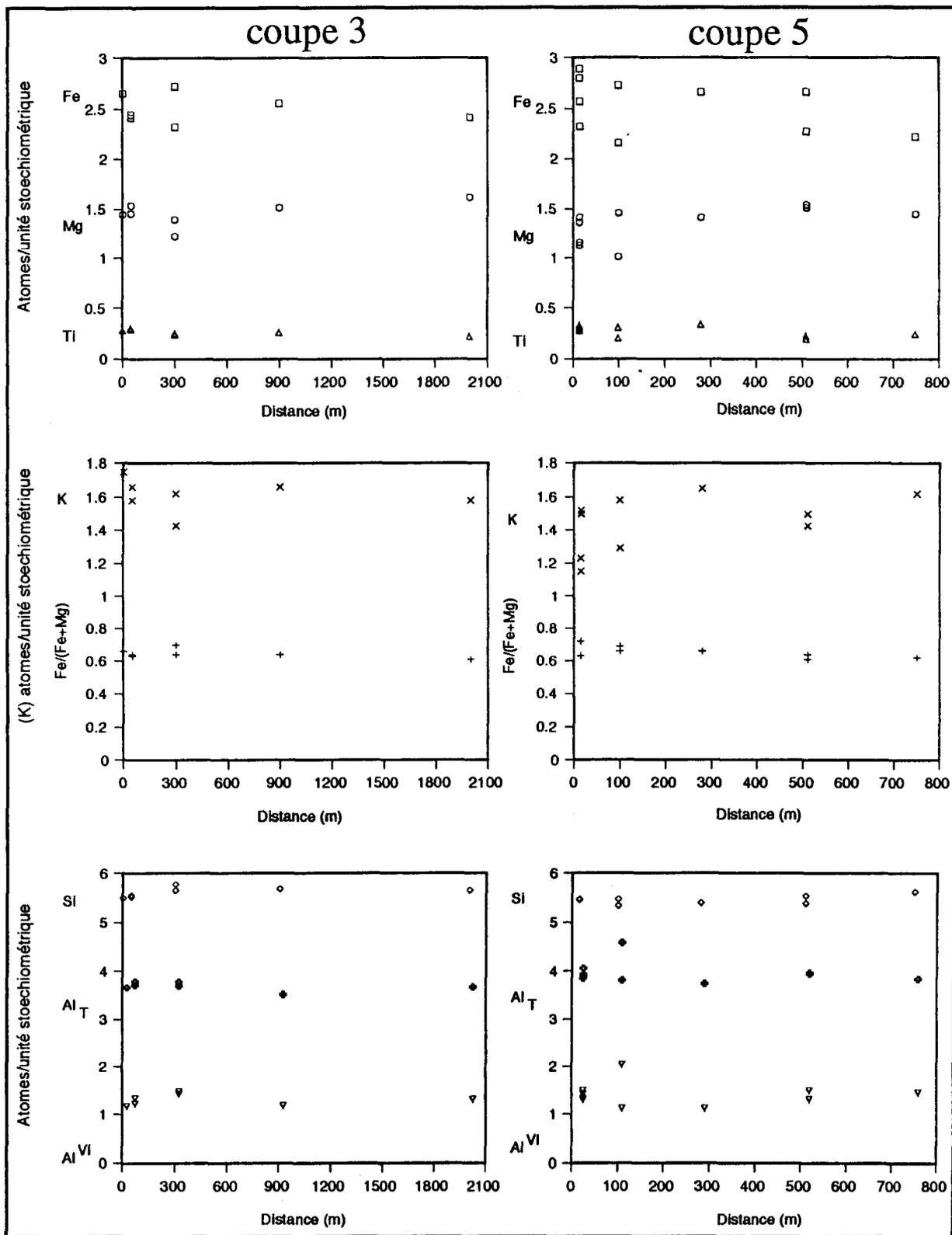


Fig.II-10. (suite).

dépendre du grade métamorphique (le long des coupes 1 et 2), de la coexistence des minéraux alumino-silicatés (andalousite, staurotide et cordiérite). Ce deuxième facteur traduit peut être la teneur légèrement faible de la biotite le long de la coupe 3 où les minéraux, andalousite, staurotide et cordiérite font défaut.

Suivant le consensus général que le Ti est tétravalent, et qu'il se substitue dans le site octaédrique (Guidotti et al., 1977; Ernst, 1963; Guidotti, 1984), la variation de Ti à Oulmès obéit à la règle générale de la croissance de la teneur de Ti (Fig. II-10) avec l'augmentation du grade métamorphique (Engel et Engel, 1960; Oki, 1961; Kwak, 1968; Lopez et al., 1978). La relation inverse entre Ti et Mg illustrée par la figure II-11, et qui a été soulignée ailleurs par Guidotti et al. (1977), Schreyer et al. (1975) et Guidotti et al. (1988), semble universelle pour la plupart des paragenèses métamorphiques communes. Cette antipathie entre Ti et Mg et l'augmentation de la teneur en Ti avec la température ont été également mises en évidence expérimentalement par Robert (1975). S'il est admis depuis Engel et Engel (1960) et Oki (1961) que dans la biotite, Ti croît avec le grade métamorphique, il est aussi évident d'après Guidotti et al. (1977) et Guidotti (1984) que la saturation de cette biotite en Ti est due à la présence de l'ilménite (ou rutilé).

La variation du rapport $Fe/(Fe+Mg)$ paraît significative le long des 4 coupes radiales. Cette variation se traduit le long des coupes 3 et 5 (Fig. II-10) par une augmentation systématique avec l'accroissement du grade métamorphique. Ce rapport se montre, le long des coupes 1 et 2, insensible au grade métamorphique, mais il dépend sans doute de la coexistence des minéraux

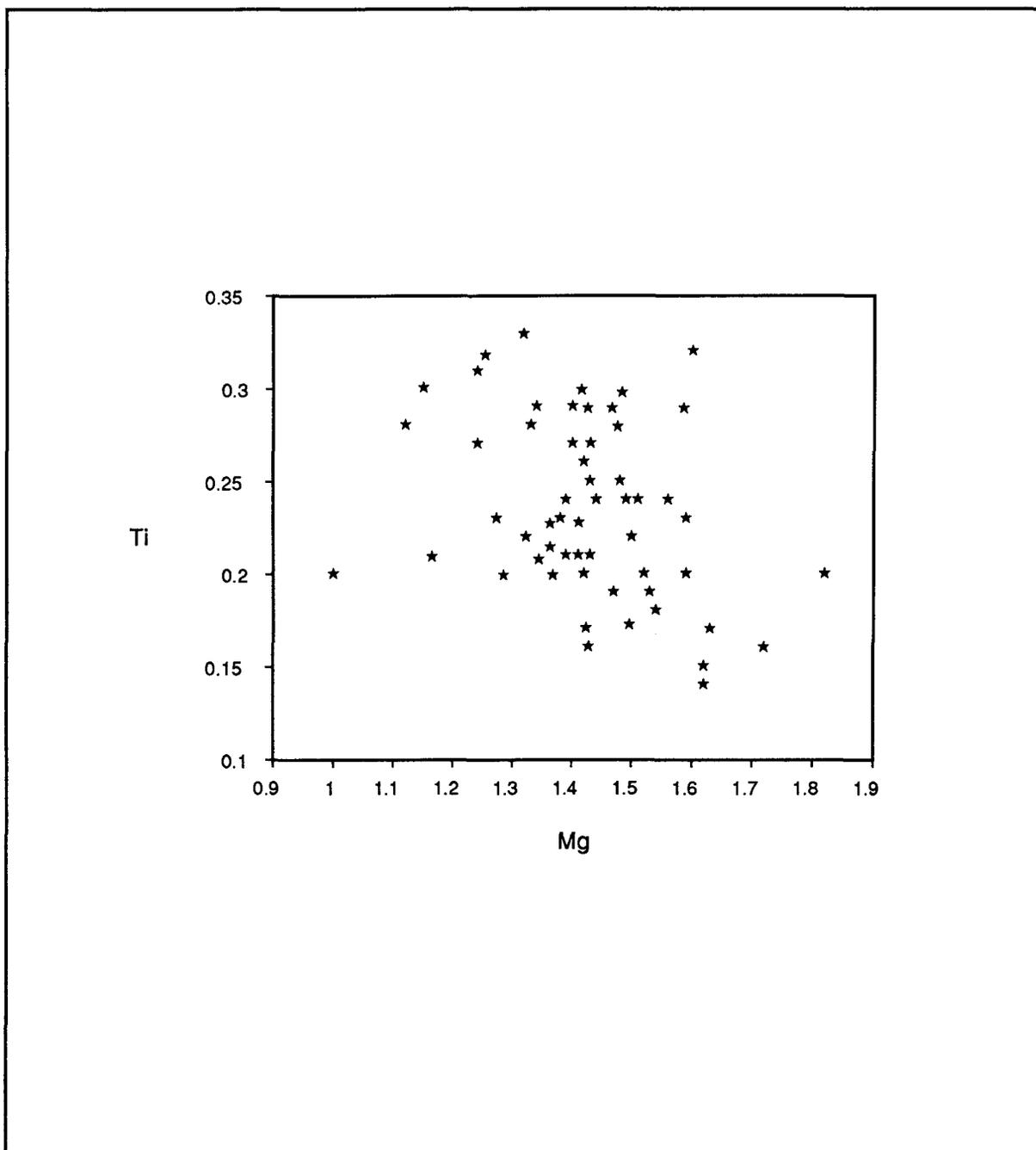


Fig.II-11. Diagramme montrant la relation inverse entre Ti et Mg dans les biotites de l'auréole métamorphique d'Oulmès.

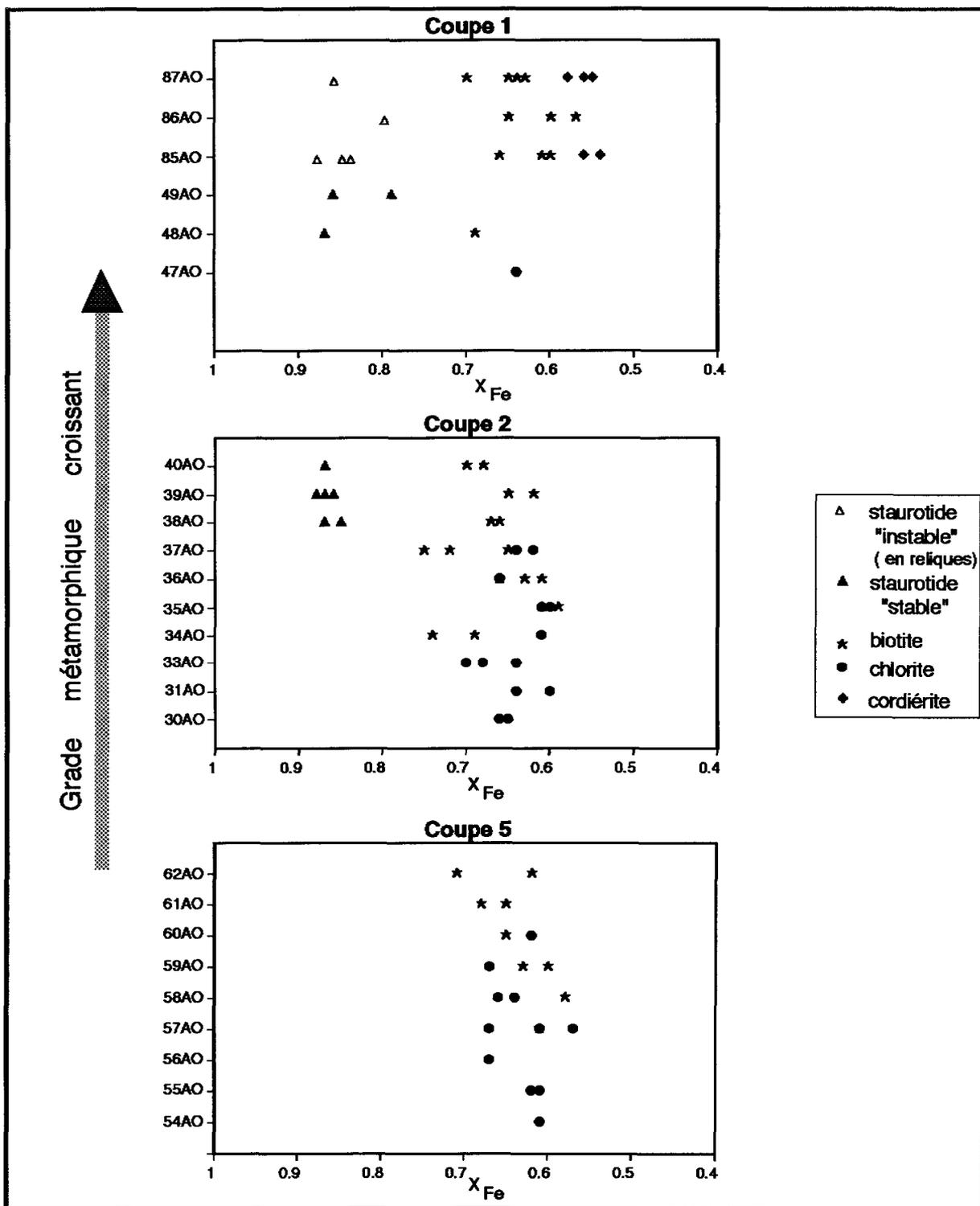


Fig.II-12. Diagramme simple; grade métamorphique - X_{Fe} , le long des coupes radiales 1, 2 et 5. Les échantillons sont arrangés de bas en haut selon une distance croissante à partir du granite. $X_{Fe} = Fe/(Fe+Mg)$.

ferromagnésiens tels que la staurotide et la cordiérite. La variation de ce rapport $Fe/(Fe+Mg)$ dans la biotite avec l'augmentation du grade métamorphique est explicitement représentée par le diagramme isobarique $T - X_{Fe}$ (Hensen, 1971; Thompson, 1974, 1976; Speer, 1981, 1982) illustré par la figure II-12. Cette figure montre en plus, l'équilibre existant entre la biotite et les minéraux ferromagnésiens (staurotide et cordiérite) coexistants. De ce fait on peut déduire que la variation du rapport $Fe/(Fe+Mg)$ dans la biotite dépend essentiellement du grade métamorphique (coupes 3 et 5 particulièrement) et des assemblages minéralogiques coexistants (coupes 1 et 2 particulièrement). Le contrôle de la variation du rapport $Fe/(Fe+Mg)$ dans la biotite par la coexistence d'autres minéraux ferromagnésiens a été observé ailleurs par Allen et Ragland (1972).

D'après les caractéristiques pétrographiques des minéraux soulignées précédemment, il a été montré que la zone à biotite est bornée dans sa partie externe par une zone à biotite altérée. On s'est intéressé à l'étude de la biotite altérée essentiellement pour deux raisons: d'une part, par sa distribution large et continue autour de la masse granitique, et d'autre part par le fait qu'elle semble constituer une zone de transition entre l'auréole métamorphique de contact proprement dite et la zone à chlorite + phengite attribuée au métamorphisme régional. La figure II-13 qui illustre l'évolution de certains éléments chimiques dans les biotites fraîche et altérée (dans les zones IIa et IIb), et dans la chlorite (dans la zone I) en fonction du grade métamorphique permet de dégager les caractéristiques suivantes: 1) Fe^{+2} et Mg qui sont élevés dans les ripidolites, se trouvent en quantité moyenne dans la biotite altérée et relativement faible dans la biotite brune (biotite non altérée). 2) Ti et K dont les teneurs sont nulles dans les ripidolites, se voient en quantité faible dans la biotite altérée, mais élevée dans la

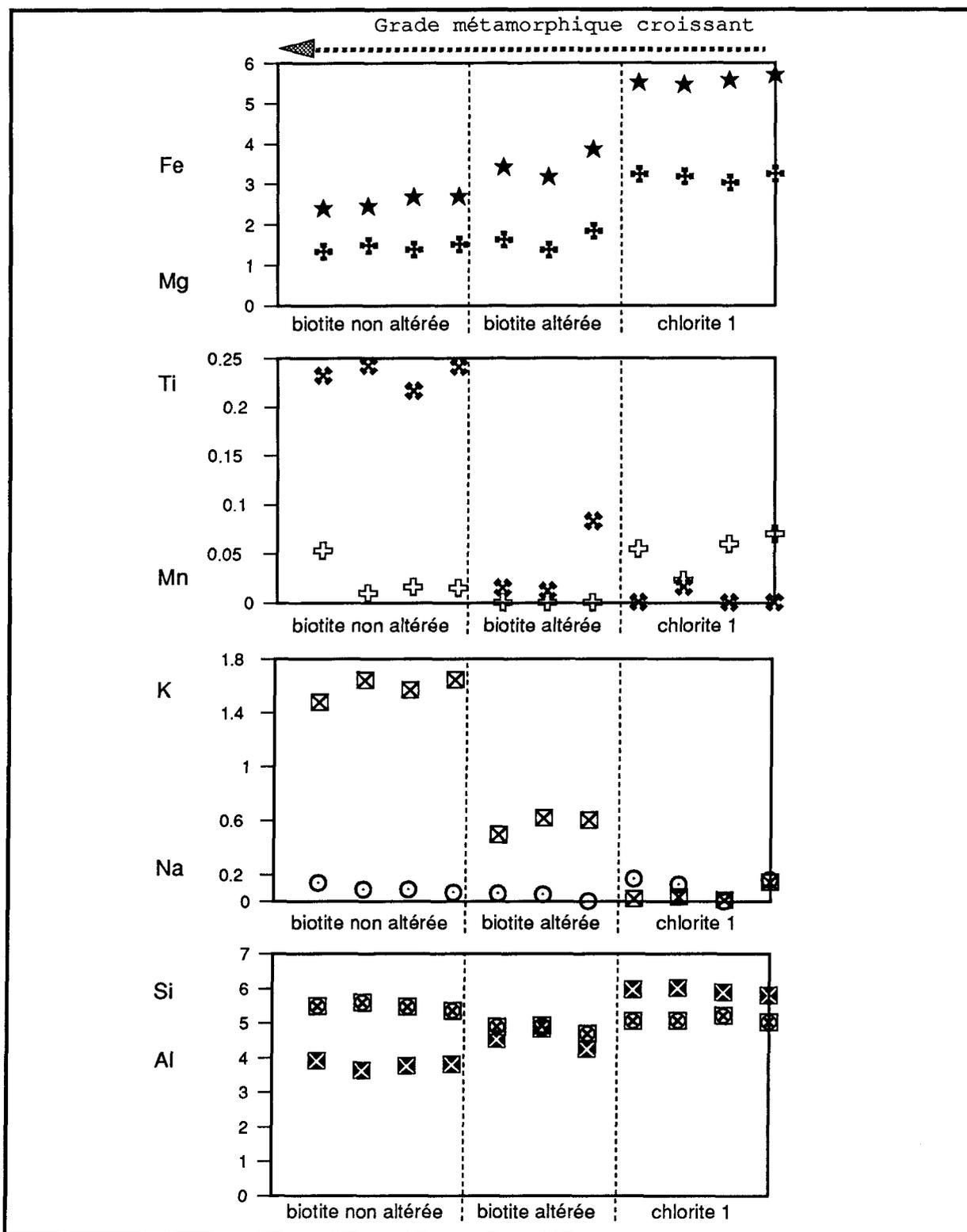


Fig.II-13. Évolution de la composition chimique moyenne des biotites (fraîche et altérée) et de la chlorite en fonction du grade métamorphique. La stoechiométrie est déterminée sur la base de 22 oxygènes pour les biotites et 28 oxygènes pour les chlorites.

biotite brune. Ces caractéristiques permettent alors de suggérer que la biotite altérée constitue probablement la zone rétrograde de l'auréole d'Oulmès. Cette zone de rétrogradation est probablement le résultat de l'effet du flux de fluide par réhydratation (voir chapitre IV).

Micas blancs

La projection des données d'analyses de la composition des micas blancs sur le diagramme (mettant en relation $Mg + Fe_{total}$, Al^{IV} et Al^{VI}) décrit par Kanehira et Banno (1960) et utilisé plus tard par plusieurs auteurs dont Ernst (1963), Zen (1981) et Guidotti (1984), indique que tous les échantillons se rangent selon la ligne muscovite - céladonite, comme l'illustre la figure II-14. Mais la majorité des micas blancs de l'auréole métamorphique d'Oulmès sont considérés généralement comme des muscovites qui tendent à s'enrichir en Fe^{+2} et Mg, et à se ranger entre la ferrimuscovite de Kanehira et Banno (1960) et la phengite (Fig. II-14). Le taux relativement élevé de Fe^{+2} et Mg et la teneur faible en Al^{VI} sont observés particulièrement le long de la coupe 3, où le seul assemblage présent est: biotite + muscovite ± tourmaline ± apatite + quartz. La variation de ces éléments peut être alors due aux principaux paramètres suivants: 1) Le facteur cristalochimique marqué par le remplacement de Al par Fe^{+2} et Mg dans le site octaédrique (Tracy, 1978; Guidotti, 1978; Miyashiro et Shido, 1987). 2) La composition chimique de la roche (Guidotti, 1984). 3) L'absence des minéraux ferromagnésiens staurotide et cordiérite rencontrés ailleurs dans l'auréole.

La figure II-15 qui illustre la variation de la composition des micas blancs en fonction de la distance à partir du granite permet de déceler les points suivants:

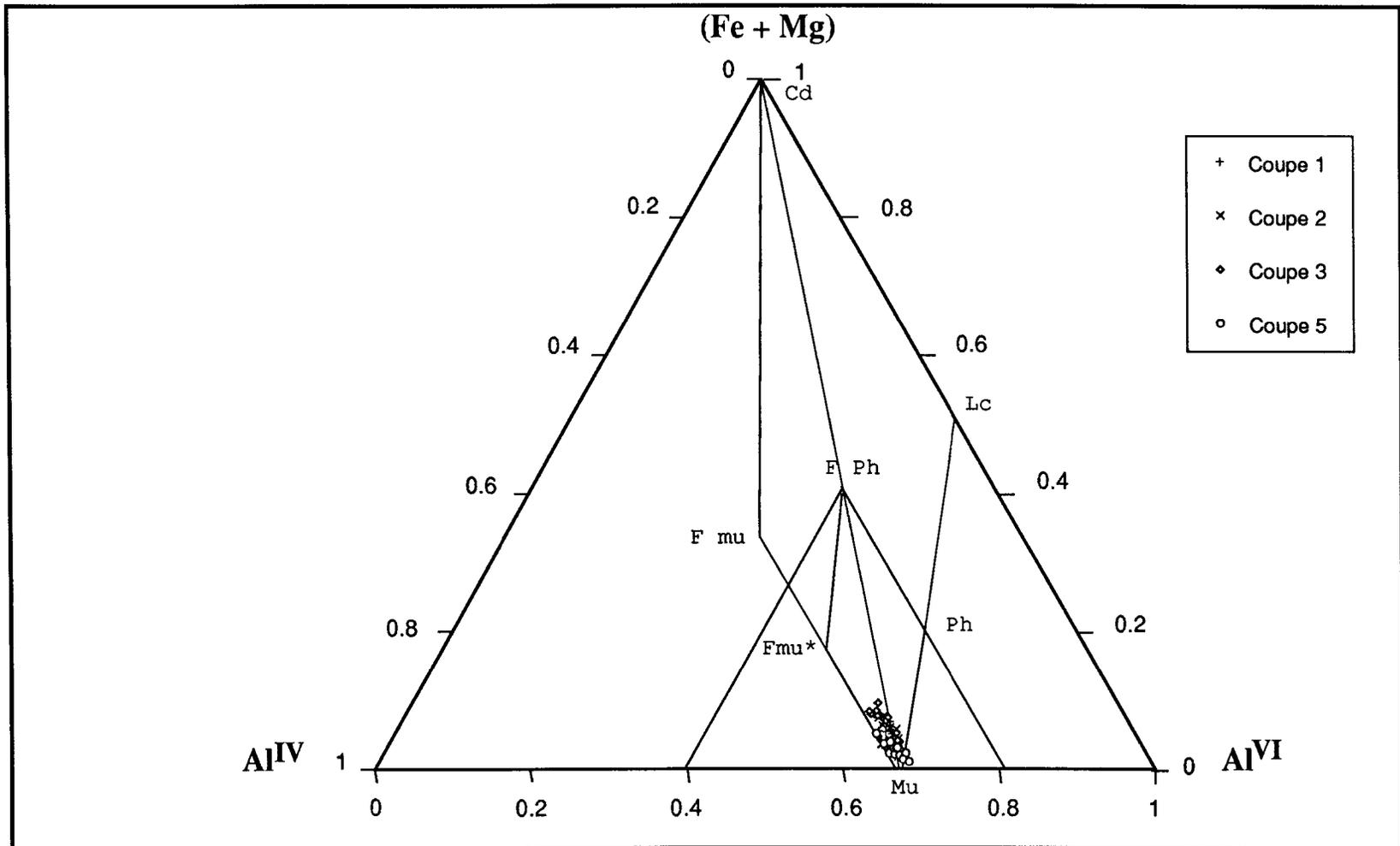


Fig.II-14. Projection des micas blancs de l'auréole métamorphique d'Oulmès sur le diagramme (Fe+Mg) - Al^{VI} - Al^{IV}. Cd: céladonite, FPh: ferriphengite, F mu*: ferrimuscovite de Kanehira et Banno (1960), Ph: phengite, Mu: muscovite. Lc: leucophyllite, F mu: ferrimuscovite.

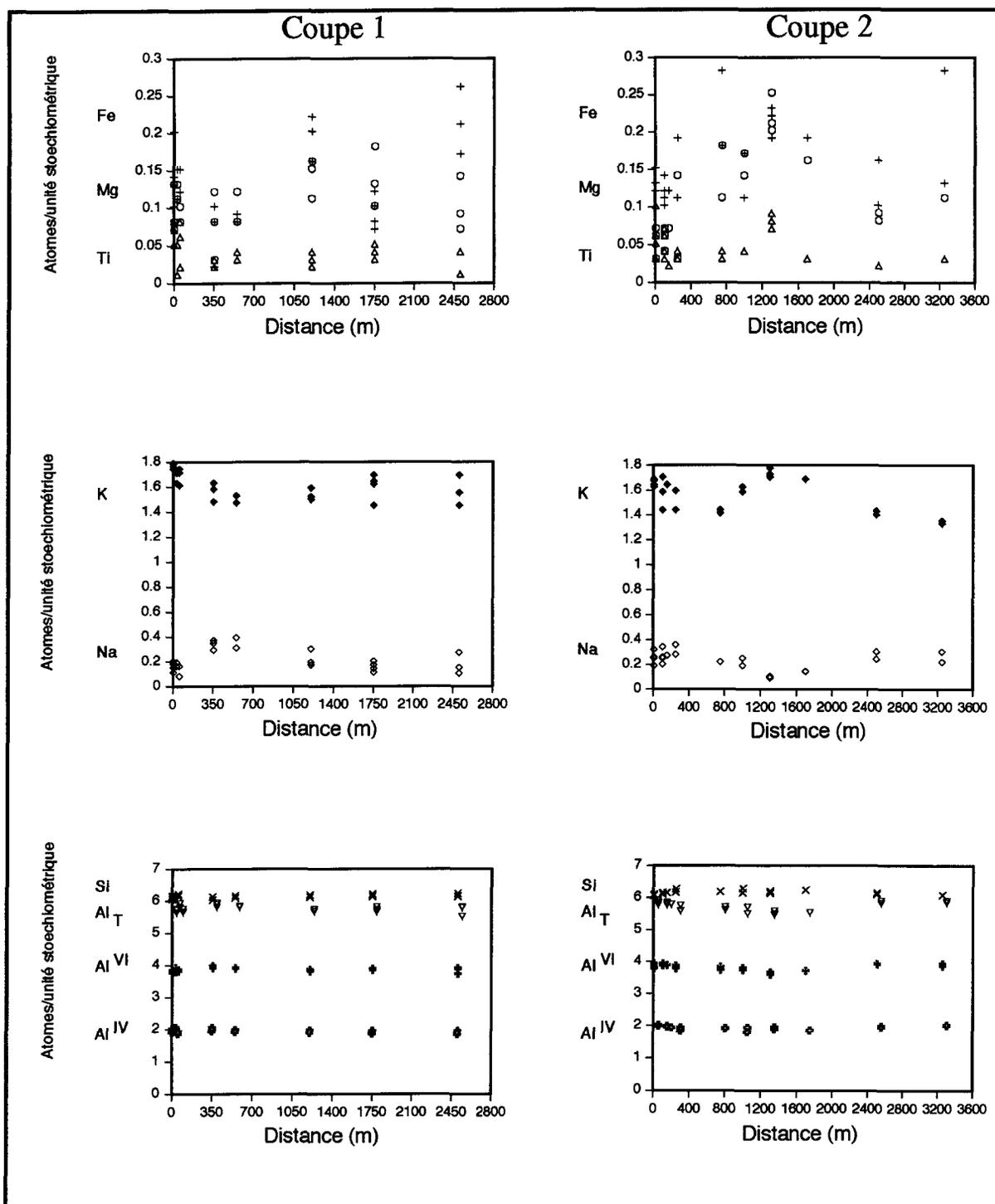


Fig. II-15. Variation de la composition chimique des micas blancs (proportion atomique calculée sur la base de 22 oxygènes) en fonction de la distance à partir du contact granite - encaissant, dans l'auréole métamorphique d'Oulmès.

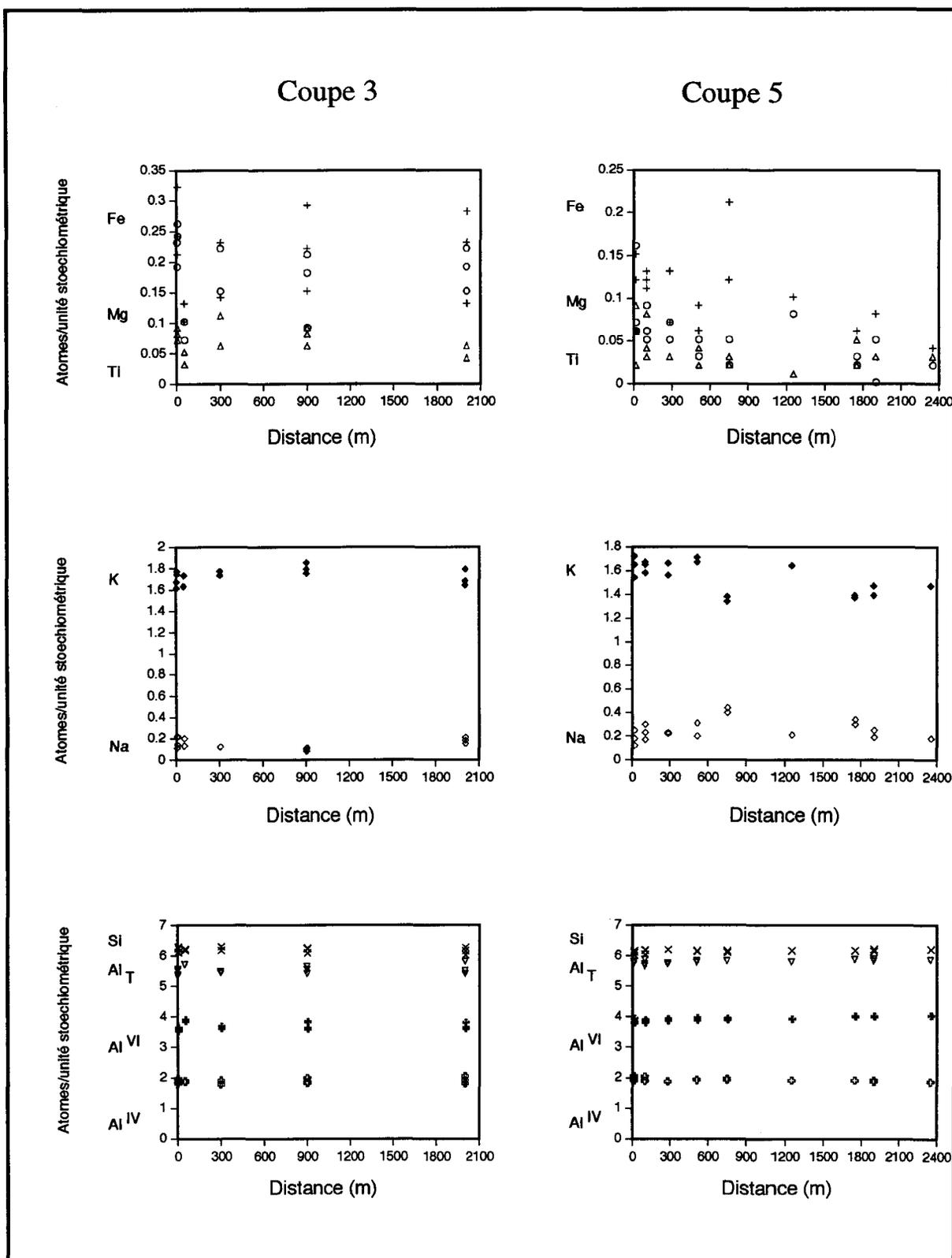


Fig.II-15. (suite).

Aucune variation notable n'est enregistrée dans la teneur de Si et de Al le long des quatre coupes radiales. K et Na qui se montrent en relation inverse ne semblent pas être sensibles au grade métamorphique. L'irrégularité enregistrée dans la teneur en Fe⁺² et Mg n'est pas due à l'effet du grade métamorphique, mais peut être à la coexistence des minéraux ferromagnésiens et aussi à l'échange de Tschermak.

Staurotide

Les résultats obtenus à partir des échantillons rencontrés par endroits sur la bordure ouest de l'auréole sont reportés dans l'appendice I. La figure II-16 illustre la variation de la composition de la staurotide en Fe⁺², Mg et Zn en fonction de la distance à partir du granite. L'examen de cette figure montre que la variation enregistrée dans ces éléments ne semble pas être sensible au grade métamorphique. Le comportement de ces éléments indique que la staurotide s'est développée particulièrement dans des endroits (Al Kirit et Merjouf) où les métapélites sont plus riches en FeO et en Al₂O₃ que dans les autres parties de l'auréole métamorphique. Son occurrence est donc intimement liée à la composition de la roche comme il a été suggéré par Winkler (1974) et observé ailleurs par Sawyer (1984).

Cordiérite

Les résultats d'analyse reportés dans l'appendice I ne montrent aucune variation chimique notable à l'intérieur des sections fraîches présentes généralement sous forme de plages dans les deux échantillons 87 AO et 85 AO.

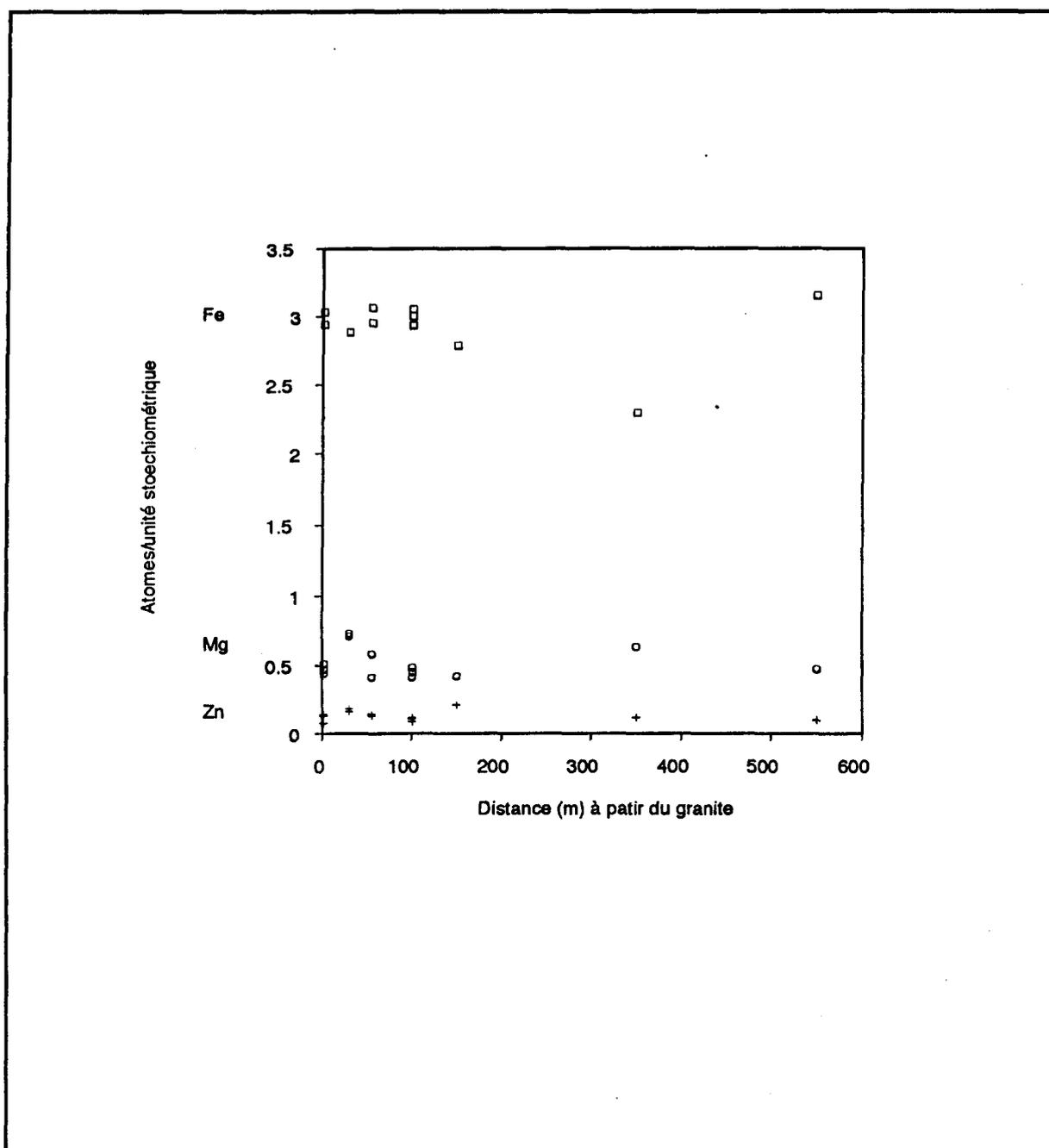


Fig.II-16. Variation de la composition de la staurotide en Fe, Mg et Zn (sur la base de 46 oxygènes) en fonction de la distance à partir du granite.

Le rapport $Fe/(Fe+Mg)$ dont la valeur varie de 0,54 dans 85 AO à 0,58 dans 87 AO est quasiment constant.

Feldspaths

À cause de son observation dans un seul échantillon (40AO) au Sud - ouest de l'auréole, l'étude de la variation chimique du feldspath potassique en fonction du grade métamorphique s'avère impossible. Toutefois, les données analytiques recueillies sur deux sections sont reportées dans l'appendice I.

Malgré les minutieuses analyses, aussi bien chimique qu'optique, très peu de grains de plagioclases ont été observés dans les roches. Cependant, les résultats obtenus à partir des analyses effectuées sur quelques sections de plagioclases rencontrées le long des coupes 1, 2, 3, et 5 s'avèrent suffisants pour pouvoir discuter de la variation chimique des plagioclases au sein de l'auréole métamorphique. Les résultats présentés dans l'appendice I et illustrés graphiquement par la figure II-17, montrent un changement systématique de la composition des plagioclases en fonction du grade métamorphique. Cette variation est définie par un pourcentage relativement élevé en anorthite (An_{21} et An_{23} respectivement le long des coupes 1 et 5) aux voisinages immédiats du granite, et qui a tendance à diminuer au fur et mesure que l'on s'éloigne de la zone la plus interne de l'auréole métamorphique de contact jusqu'à même s'annuler dans la zone à chlorite. Le changement de la composition des plagioclases en fonction du grade métamorphique a été déjà observé depuis Evans (1964) et Crawford (1966) et décrit par Turner (1968), Cooper (1972) et Smith (1974). selon ces auteurs, l'oligoclase peut constituer l'isograde limitant les deux faciès; amphibolites et schistes verts. Cependant il arrive, comme l'avait

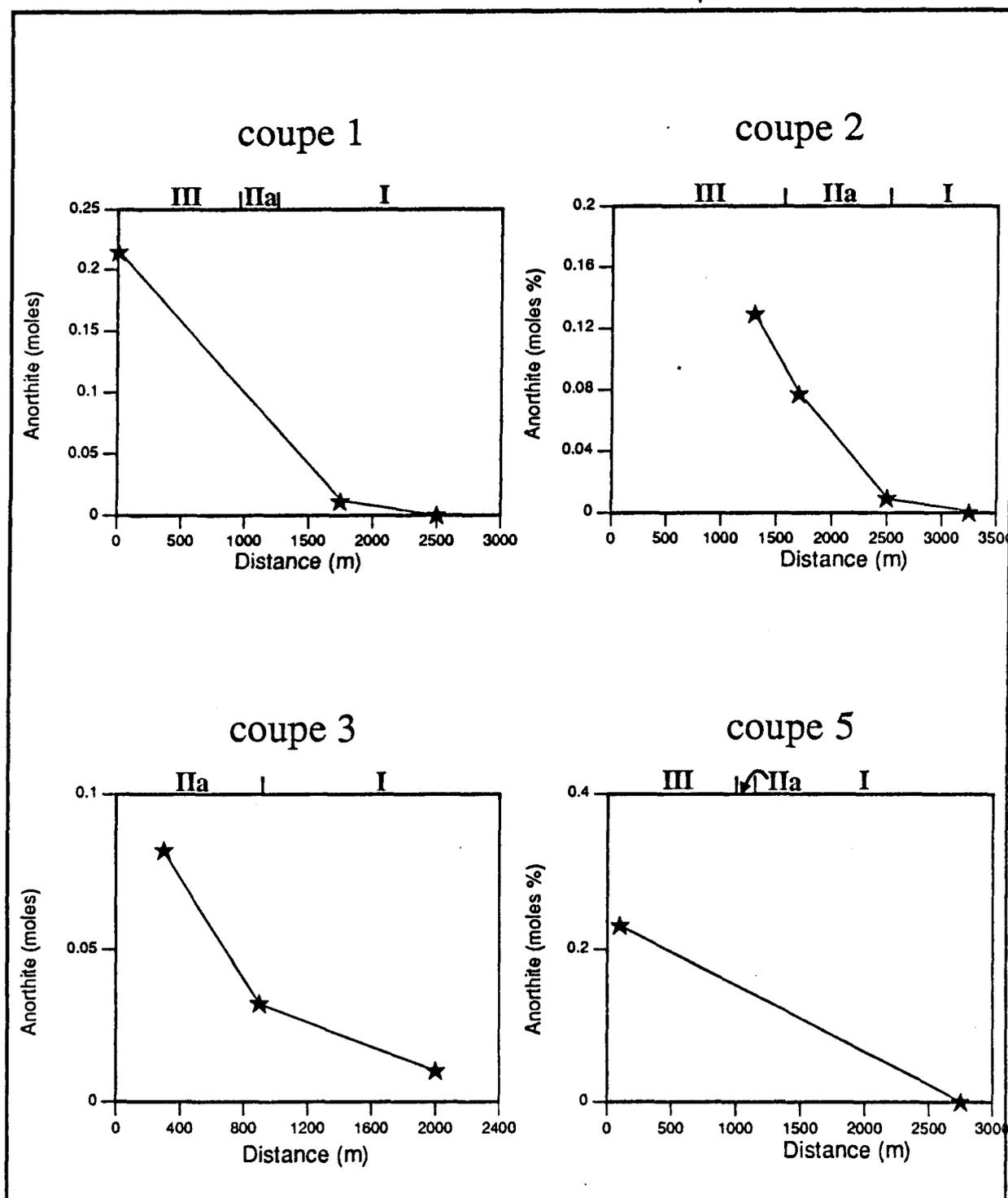


Fig.II-17. Variation de la composition moyenne des plagioclases (en anorthite) en fonction du grade métamorphique. I, IIa, III: zones métamorphiques.

montré Cooper (1972), à ce que l'albite et l'anorthite soient présents ensemble et constituent alors une zone de transition entre les deux faciès. La prévision de la grande influence de la composition totale sur celle des plagioclases est supportée par les données d'analyse à la microsonde (Appendice I). Les plagioclases observés dans les roches le long des coupes 2 et 3 sont albitiques. Néanmoins, le faciès schistes-verts correspondant à la zone à chlorite + phengite (attribuée au métamorphisme régional) est caractérisée par la présence de l'albite, et le faciès cornéennes à hornblende correspondant à la zone à biotite + andalousite ± staurotide ± cordiérite est marquée par la présence de l'oligoclase. La composition $An_8 - An_{12}$ qui est peu commune résulte probablement de l'analyse coeur (albite)-bordure (oligoclase) des sections (Maruyama et al., 1982).

Tourmaline

Plusieurs considérations ont été prises quant à l'analyse des tourmalines:

- 1) Vu la zonation que présente la majorité des grains, et tenant compte de l'observation de Henry et Guidotti (1985) selon lesquels la répétition d'analyses ne cause pas de perte importante du bore due à la volatilisation du faisceau électronique, plusieurs analyses ont été faites sur plusieurs points d'une même section.
- 2) La concentration de B_2O_3 a été déterminée en tenant compte de la formule structurale calculée sur une base de 29 oxygènes, et de la valeur (=3) supposée constante du cation B (Tsang et Ghose, 1973). Suivant ces considérations et selon la texture du minéral, les procédures d'analyses ont été adoptées essentiellement pour deux raisons: la première c'est pour connaître la variation de composition interne du grain (à cause de sa zonation). Dans ce cas,

plusieurs analyses ont été relevées sur plusieurs points à partir du coeur de la section jusqu'à sa bordure. La seconde raison consiste en la relation paragénétique et en l'état d'équilibre entre la tourmaline et la biotite. Pour cela, les seules analyses (Appendice I) retenues sont celles généralement effectuées sur les bordures des grains de tourmaline qui sont souvent juxtaposés à des sections de biotite.

II-4-3 **Analyse chémographique et réactions minérales**

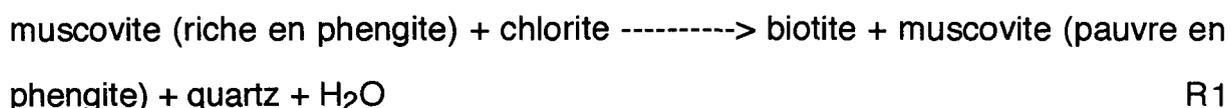
La liste des minéraux (chlorite, muscovite, plagioclase, biotite, andalousite, staurotide, cordiérite, quartz, ilménite, tourmaline) rencontrés dans l'auréole métamorphique de contact (tableau II-1) est généralement décrite en terme de composants K_2O , (Na_2O, CaO) , FeO , MgO , TiO_2 , Al_2O_3 , SiO_2 , H_2O . Malgré que cette liste des minéraux ne constitue pas un assemblage approprié, la plupart des réactions produites invoquent des phases de solution solide représentées dans le système chimique KFMASH (Thompson, 1957). À l'intérieur de ce système s'enregistre une certaine variation de leur composition dans le rapport $Fe/(Fe+Mg)$ en fonction du grade métamorphique (Tableau II-4). Étant significative dans ce cas, cette variation est illustrée par le diagramme $T-X_{Fe}$ (Fig. II-12). De plus, les relations chémographiques entre les phases minérales coexistantes sont déterminées en fonction de la topologie du diagramme AFM de Thompson (1957), et les réactions métamorphiques sont ainsi décrites dans les différentes zones métamorphiques constituant l'auréole de contact.

Tableau II-4. Variation de la composition des minéraux dans l'auréole métamorphique d'Oulmès. R1,2, R3, R4, R5a,b: réactions minérales produites à la limite de chaque zone métamorphique.

	Métamorphisme régional	Métamorphisme de contact				
	Zone I	Zone II		Zone III		
		IIa	IIb	IIIa	IIIb	IIIc
	R1,2		R3	R4	R5	
chlorite 1	X_{Fe} 0.637	0.624	0.659	0.673	--	
chlorite 2			--	X_{Fe} = 0.630	--	
biotite (altérée)	X_{Fe}	0.689	--			
biotite brune (non altérée)		X_{Fe}	0.627	0.637	0.650	
mica blanc	X_{Fe} 0.736	0.548	0.537	0.693	0.665	0.620
plagioclase	An = 0	An = 7	An = 13	An = 23		An = 20
andalousite 1			X_{Al}	0.997	0.994	
andalousite 2					X_{Al}	0.988
staurotide				X_{Fe}	0.87	0.847
cordiérite					X_{Fe}	0.555
ilménite	FeO/TiO ₂ 0.691	0.681	0.723	0.745	0.775	0.758
Épisodes de déformation	D ₁		D ₂		tardif (déformations cassantes)	

Zone II à biotite

Cette zone est caractérisée par la première apparition de biotite 1 en coexistence avec chlorite + muscovite ± plagioclase (albite) + quartz. La formation de biotite 1 minéral index manifestement lié au métamorphisme de contact, et qui se trouve parfois en coexistence avec la chlorite attribuée au métamorphisme régional, est due ici à la réaction continue suggérée par Ernst (1963), Mather (1970) et Miyashiro (1973):



Le taux de phengite dans le mica blanc exprimé par $X_{\text{Fe}} = 0,736$ (Tableau II-4) dans la zone à chlorite attribuée au métamorphisme régional, se trouve réduit dans la zone à biotite où X_{Fe} chute jusqu'à 0,537. La représentation graphique du champ de stabilité de chlorite - mica blanc par le diagramme A'KF (Fig. II-18) utilisé selon les méthodes décrites par Winkler (1979), illustre en effet cette tendance de diminution de phengite avec l'augmentation du grade métamorphique depuis la limite externe jusqu'à la limite interne de la zone à biotite. Cet aspect de variation du mica blanc en fonction du grade métamorphique est similaire à celui déjà décrit ailleurs, à partir des données naturelles, par Lambert (1959), Ernst (1963) et Mather (1970), ou à partir des données expérimentales par Velde (1965). La projection AFM représentée par la figure II-19 illustre la tendance de chloritisation de la biotite, et la variation du rapport $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ dans la biotite brune non altérée. Ce rapport se trouve inférieur à celui déterminé dans la chlorite originelle, comme le montre la figure II-19 pour les échantillons 35, 36 et 65. La variation du rapport $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$

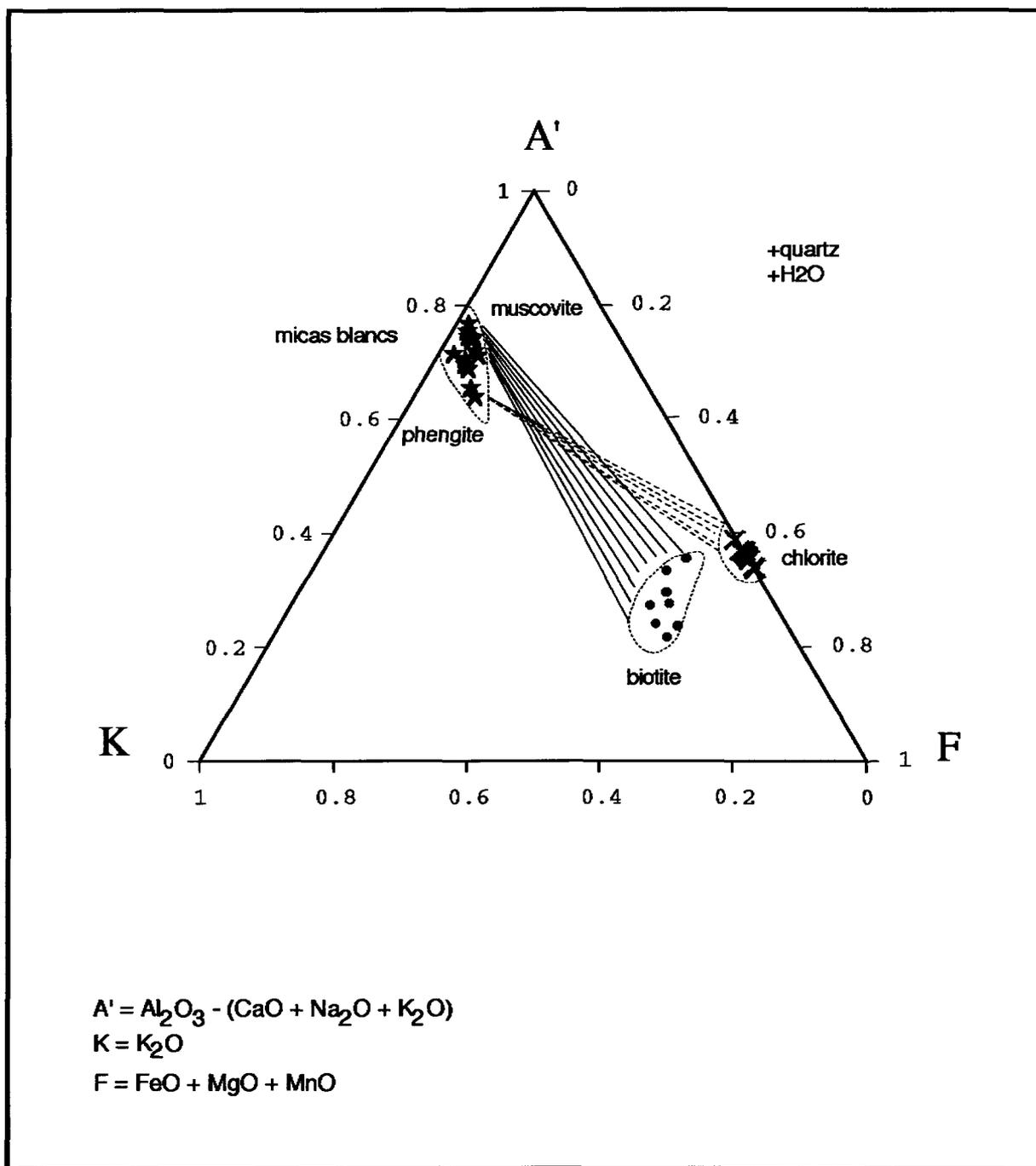


Fig.II-18. Représentation graphique A'KF de la composition des micas blancs - chlorite - biotite dans les zones I (à chlorite) et II (à biotite + muscovite). Les traits en pointillés: minéraux pairs instables. Les traits pleins: minéraux stables néoformés.

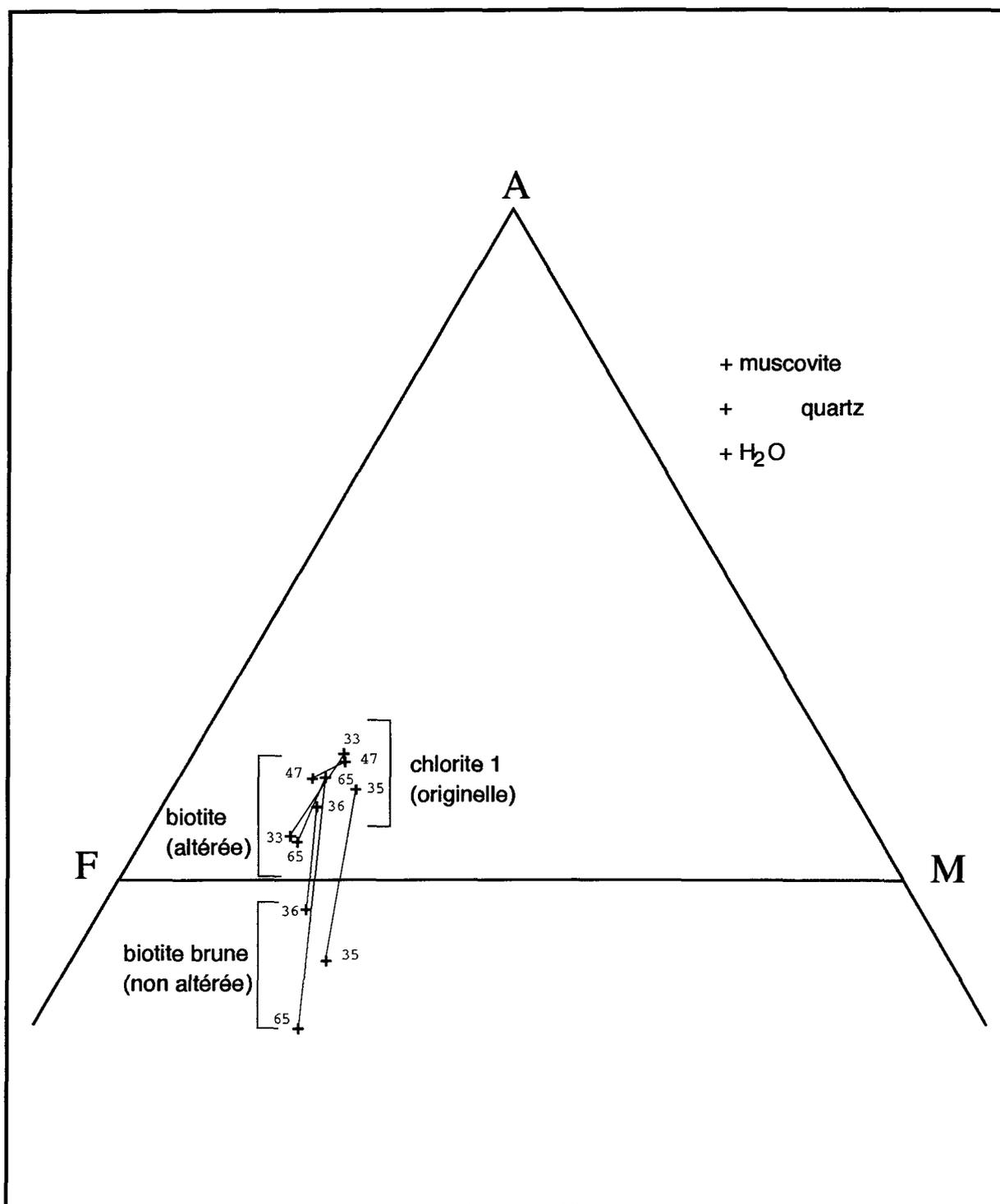
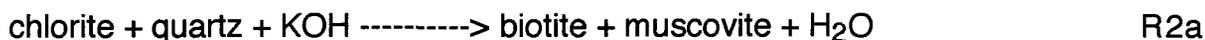


Fig.II-19. Projection AFM (Thompson, 1957) de la composition de biotite et de chlorite rencontrées dans la zone II (à biotite).

est également illustrée par le diagramme isobarique grade métamorphique - X_{Fe} présenté dans la figure II-12. Le long de la coupe 2, les échantillons 35 et 36 de la zone IIb montrent en effet un taux anormal de $Fe/(Fe+Mg)$ dans les biotites (Fig. II-12). Ce qui n'est évidemment pas le cas dans l'état normal où les deux minéraux se trouvent en équilibre. Autrement dit, lorsque $Fe/(Fe+Mg)$ dans la biotite est supérieur à celui présent dans la chlorite.

Dans la partie sud où la zone à biotite est très étendue et où la série est franchement grésopélitique, la composition de la roche, par rapport au reste de l'auréole, semble présenter davantage de K_2O et peu de Al_2O_3 . Ce qui permet d'envisager une deuxième réaction responsable de la formation de biotite suggérée par MacNamara (1966):



Cette réaction traduit également l'absence de l'andalousite dans cette partie sud de l'auréole métamorphique de contact d'Oulmès. La formation de la biotite dans ce cas paraît bien être contrôlée par la composition chimique de la roche comme il est suggéré par Ernst (1963). Ces caractéristiques (absence d'andalousite et présence de biotite en coexistence avec la muscovite) permettent d'envisager aussi la réaction suggérée par Mather (1970):



où le feldspath potassique est détritique. Mais, à défaut de présence de feldspath potassique (détritique) dans la partie sud de l'auréole métamorphique d'Oulmès, cette réaction ne pourra pas être prise en considération.

Zone III à andalousite + biotite ± staurotide ± cordiérite

Tenant compte du mode de répartition des minéraux métamorphiques index et suivant l'ordre croissant du grade métamorphique, cette zone est divisée principalement en trois sous - zones: la zone IIIa à andalousite + biotite ± chlorite + muscovite, la zone IIIb à staurotide + andalousite + biotite + muscovite, et la zone IIIc à cordiérite + staurotide + andalousite 2 + biotite 2 + muscovite. Il est à rappeler que cette dernière sous - zone constitue l'auréole secondaire liée à l'intrusion du granite à grain fin, dans la région d'Al Kirit

Zone IIIa à andalousite + biotite

Cette zone caractérisée par andalousite 1 + biotite 1 ± chlorite + muscovite + quartz, fait défaut dans la partie sud de l'auréole. Selon la topologie du diagramme AFM (Fig. II-20a) et la variation de X_{Fe} dans le diagramme isobarique (Fig. II-12), il est clair que la biotite analysée dans les échantillons 58 et 59 de la coupe 5 présente une valeur de $Fe/(Fe+Mg)$ inférieure ou égale à celle déterminée dans la chlorite coexistante. Ce qui n'est évidemment pas normal pour que les deux minéraux soient en équilibre. Le comportement anormal de $Fe/(Fe+Mg)$ dans la biotite et la chlorite doit être dû soit, 1) à de mauvaises procédures d'analyses, soit 2) à un déséquilibre entre les deux minéraux, ou bien 3) au fait de considérer que le fer total est représenté par Fe^{+2} ; ce qui n'est pas évident puisque Fe^{+3} est quand même présent dans les minéraux. Le premier cas ne pourra pas être considéré, puisque les analyses des sections de biotite et de chlorite dans les échantillons précités (35 et 36 dans la zone IIb de la coupe 2, et 58 et 59 dans la zone IIIa de la coupe 5) ont été effectuées sous les mêmes conditions d'appareillage (voltage, temps de

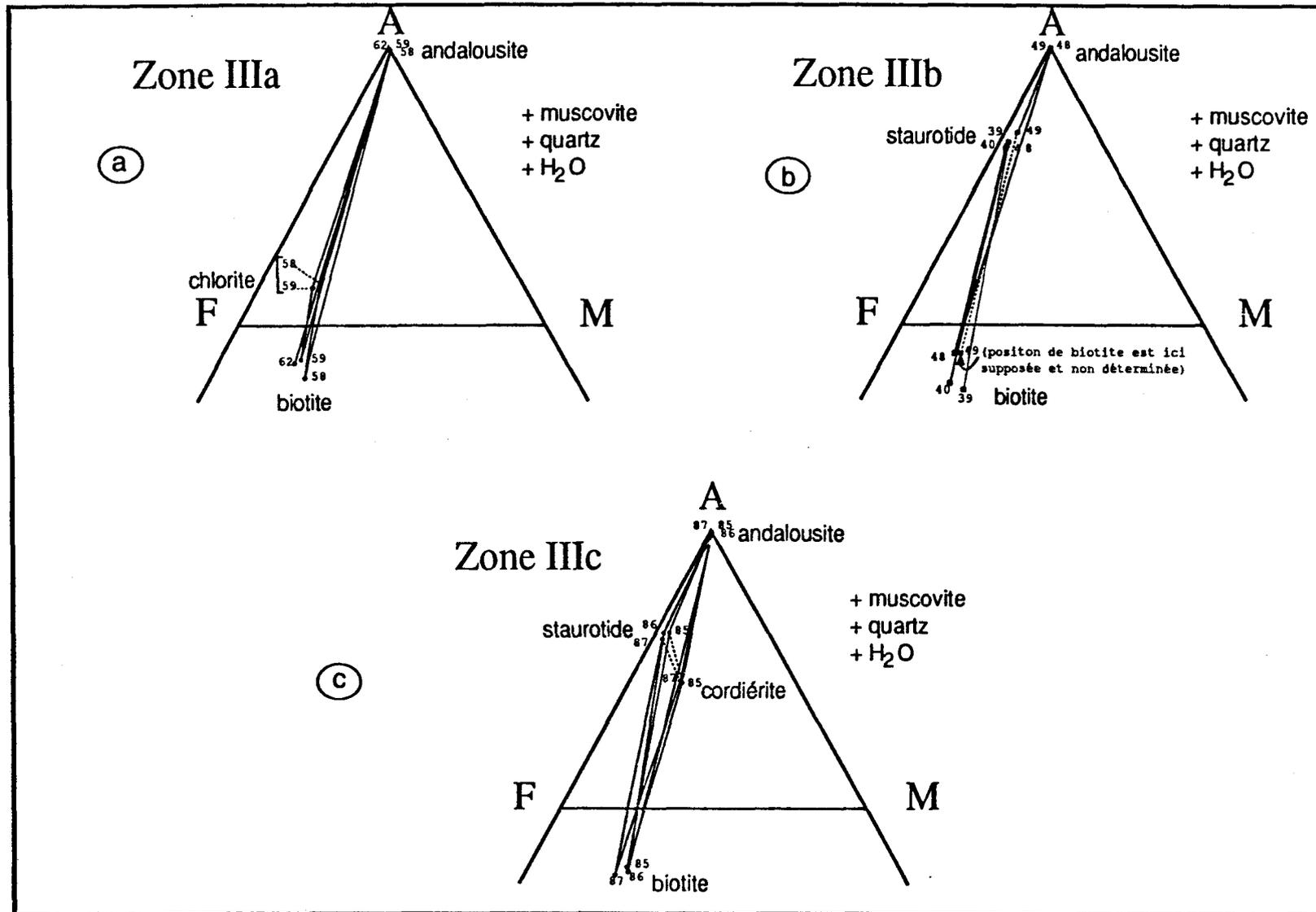


Fig.II-20. Projection AFM (Thompson (1957) de la composition des minéraux dans la zone interne de l'auréole métamorphique d'Oulmès: a) zone IIIa (à andalousite + biotite), b) zone IIIb (à staurotide + andalousite + biotite) et c) zone IIIc (à staurotide + cordièrite + andalousite 2 + biotite 2).

comptage, standard,...) et au même moment que les autres grains. La deuxième hypothèse ne pourra pas être également prise en considération puisque, si un tel déséquilibre existe dans les échantillons 58 et 59, il doit l'être aussi dans les autres échantillons de la même zone métamorphique. La forte probabilité d'avoir dans ce cas $Fe/(Fe+Mg)_{\text{biotite}} < Fe/(Fe+Mg)_{\text{chlorite}}$ c'est de considérer $Fe_T = Fe^{+2} + Fe^{+3}$. La présence de Fe^{+3} dans ces minéraux induit une surestimation du rapport $Fe^{+2}/(Fe_T+Mg)$. Le degré de cette surestimation varie d'un minéral à l'autre en fonction du rapport Fe^{+2}/Fe^{+3} . La coexistence de la chlorite avec la biotite et l'andalousite permet de suggérer la réaction d'équilibre proposée par Naggar et Atherton (1970). Cette réaction peut s'écrire sous la forme:



Zone IIIb à staurotide + andalousite + biotite

L'apparition de la staurotide en coexistence avec la biotite 1 et l'andalousite 1 constitue, par endroits, sur la bordure ouest du granite cette zone restreinte située à Merjouf (Sud - ouest de l'auréole) et à Al Kirit (Ouest de l'auréole). Dans cette zone, aussi bien le long de la coupe 1 que de la coupe 2, la staurotide paraît bien en équilibre avec la biotite coexistante (Fig. II-12, Fig. II-20b). Considérant l'équilibre entre les minéraux coexistants dans les roches de cette zone, la réaction responsable de la formation de la staurotide (dans le système KFMASH) correspond probablement à celle suggérée par Hoeschek (1969) et calibrée par Ganguly (1972):



Cette réaction marque probablement dans le cas de l'auréole métamorphique d'Oulmès la disparition totale de la chlorite, dont X_{Fe} est supérieur à 0,6 (ou X_{Mg} inférieur à 0,4). La chlorite aurait pu coexister avec la staurotide dans la zone IIIa, si son X_{Mg} était, d'après Winkler (1979), assez élevé (proche de 0,5 par exemple).

La présence dans de très rares endroits de chlorite + andalousite pourra entraîner la formation de staurotide dans le système FMASH selon la réaction envisagée ailleurs par Powell et Holland (1990):



Mais ce cas ne pourra pas avoir lieu pour deux principales raisons de texture qui sont: 1) l'andalousite 1 a le même caractère post-S₁ et syn-S₁₋₂ que la staurotide. 2) La cordiérite apparaît postérieurement à la formation de la staurotide.

À un grade métamorphique assez élevé il est possible d'envisager l'implication de l'ilménite dans cette réaction comme il a été montré ailleurs par Hollister (1969) en utilisant le même matériel de base (chlorite + muscovite + ilménite) pour obtenir staurotide + grenat + biotite. La différence avec le cas présent réside dans l'absence de grenat dans l'auréole métamorphique d'Oulmès.

Le feldspath potassique rencontré dans 40AO à Merjounf (Sud - ouest de l'auréole), en coexistence avec biotite + andalousite + staurotide + muscovite + quartz peut être formé par la réaction suggérée par Althaus et al. (1970) et Chatterjee et Johannes (1974):

muscovite + quartz -----> andalousite + feldspath K + H₂O

R4c

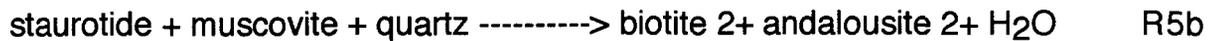
Zone IIIc à cordiérite + staurotide + andalousite 2 + biotite 2

L'assemblage staurotide + muscovite + biotite 2 + andalousite 2 + cordiérite \pm plagioclase + quartz constitue cette zone cantonnée autour du pointement granitique à grain fin à Al Kirit. Des observations pétrogénétiques effectuées particulièrement dans le but de déterminer l'origine de la cordiérite (rencontrée seulement dans deux échantillons (87 AO et 85 AO)   Al Kirit ont permis de déceler: 1) aucun assemblage constitué de cordiérite + staurotide + chlorite (la chlorite est supposée être totalement consommée pour produire la staurotide). 2) La staurotide se présente sous deux aspects; en sections plus ou moins automorphes au sein de l'andalousite 2, et en reliques corrodés dans des sections fraîches de cordiérite. La paragénèse staurotide + cordiérite + muscovite ne paraît pas être stable dans l'auréole d'Oulmès, ce qui semble en accord avec la grille pétrogénétique établie par Speer et Cheney (1989), mais en désaccord avec celles construites par Hess (1969), Thompson (1976) et Powell et Holland (1990). 3) L'évidence texturale (chapitre pr c dent) montre la juxtaposition de l'andalousite de l'andalousite 2, de la biotite 2, et de la cordiérite. Toutes ces caractéristiques laissent suggérer l'existence de la réaction dans le système FMASH (Richardson, 1968; Thompson, 1976; Rao et Johannes, 1979):

2 staurotide + 7 quartz -----> 5 andalousite 2+ 2 cordiérite + H₂O

R5a

Dans les roches ne contenant pas la cordiérite (86AO) la staurotide peut se déstabiliser au profit de la biotite et de l'andalousite, selon la réaction proposée par Hoechek (1969):



Les minéraux de deuxième génération biotite 2, andalousite 2 et cordiérite peuvent apparaître soit à la suite de ces deux réactions (5a et 5b) qui doivent normalement se produire de façon simultanée, soit à partir de la réaction suivante:



L'oligoclase An₂₁ rencontré dans une lame mince de l'échantillon 87AO et qui se montre juxtaposé à l'andalousite 2, laisse suggérer la réaction dans le sous - système KNCASH (Chatterjee, 1972; Chatterjee et Johannes, 1974; Chatterjee et Froese, 1975):



Le calibrage de cette réaction a été utilisé par Guidotti et Sassi (1976) comme indicateur du grade métamorphique.

II-5 CONCLUSION

Les séquences progrades des isogrades, et les zones métamorphiques généralement centrées sur le pluton granitique d'Oulmès, suggèrent le développement d'une auréole métamorphique asymétrique liée directement à l'effet de la mise en place du pluton granitique. De plus, les résultats de l'étude pétrographique des minéraux et de l'analyse de leur évolution texturale, ainsi que les diagrammes de la variation de la taille absolue des grains de quartz, ont

permis de limiter l'étendue de l'auréole métamorphique de contact proprement dite, et de distinguer par conséquent les deux événements métamorphiques probablement proches dans le temps; régional à faciès schistes verts, et de contact à faciès cornéennes à hornblende "hornblende hornfels facies".

Les facteurs qui ont pu contribuer à la variation de la composition des minéraux sont principalement: le grade métamorphique, la composition initiale des roches et la substitution de Tschermak $(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2})^{\text{VI}}, \text{Si}^{\text{IV}} = \text{Al}^{\text{VI}}, \text{Al}^{\text{IV}}$.

L'analyse chémographiques des paragenèses minérales a permis de montrer généralement l'existence d'équilibre entre les minéraux dans les principales zones métamorphiques. Les séquences des réactions minérales produites durant le métamorphisme de contact traduisent l'évolution métamorphique prograde depuis la périphérie jusqu'à la zone interne de l'auréole de contact.

II-6 CARACTÉRISTIQUES CHIMIQUES DES MÉTAPÉLITES ET COMPOURTEMENT DE LEURS ÉLÉMENTS CHIMIQUES DANS L'AURÉOLE MÉTAMORPHIQUE D'OULMÈS

Le concept du métamorphisme isochimique, à l'exception des volatils H_2O et CO_2 est généralement admis depuis les travaux de Shaw (1956) sur la composition chimique des schistes pélitiques en oxydes majeurs et en éléments traces. Ce concept a été confirmé par plusieurs auteurs en pétrologie métamorphique dont, Yardley (1977), Ferry (1982, 1989), Lobotka et al. (1988), Barton et al. (1991) et Kerrick (1991). Pourtant, d'autres auteurs parmi lesquels Tanner et Miller (1980) avaient démontré que la validité de ce concept

isochimique ne peut pas être générale, et qu'elle dépend des types de roches et des événements métamorphiques. Si de nombreuses études ont été effectuées sur les phénomènes métasomatiques et sur l'abondance et la distribution des éléments chimiques dans les roches sédimentaires et ignées, très peu d'études sont rencontrées dans la littérature concernant l'évolution chimique des roches (particulièrement les métapélites) durant le métamorphisme de contact. Les données géochimiques fournies dans cette partie de la présente étude, vont servir dans le but de: 1) étudier le comportement et la distribution des oxydes majeurs, des éléments traces et des terres rares durant le métamorphisme de contact. 2) Montrer le rôle que peut jouer la composition chimique de la roche dans le contrôle des séquences des assemblages minéralogiques (notamment l'apparition sporadique et locale de la staurotide de la cordiérite dans la partie ouest de l'auréole métamorphique d'Oulmès), et de la distribution des isogrades (particulièrement l'absence de l'isograde andalousite au Sud de l'auréole métamorphique d'Oulmès, et feldspath potassique dans la partie est de l'auréole métamorphique de Ment). 3) Savoir si la circulation du fluide (principalement H₂O), qui est facilitée par endroits par la déformation, peut avoir une influence sur la distribution des éléments chimiques dans les roches encaissantes. 4) Déterminer enfin, le type du système chimique intrinsèque de l'auréole métamorphique. Pour cerner au mieux chacun de ces points précités, un total de 38 échantillons (Tableau II-5) ont été analysés à la fluorescence des rayons X (XRF) pour les oxydes majeurs, et à l'activation neutronique instrumentale (AANI) pour les éléments traces et les terres rares (voir précédemment) selon la méthode décrite par Bédard et Barnes (1990). Ces échantillons ont été prélevés le long des cinq coupes radiales décrites dans les sections précédentes du

Tableau II-5. Liste des échantillons de roches analysées à l'XRF et à l'AANI

	Échantillon N°	Distance (m) à partir du granite
	87 AO	1
	86 AO	30
	49 AO	350
Coupe 1	48 AO	550
	45 AO	1750
	42 AO	2500
	40 AO	1
	39 AO	100
	37 AO	250
	36 AO	750
	35 AO	1000
Coupe 2	34 AO	1300
	33 AO	1700
	31 AO	2500
	30 AO	3250
	81 AO	1
	73 AO	2
	72 AO	100
	69 AO	400
	71 AO	550
Coupe 3	67 AO	900
	66 AO	1300
	15GO	-5
	13 AO	5
	16 AO	70
	9 AO	700
	11 AO	900
Coupe 4	12 AO	1250
	1 AO	1750
	62 AO	15
	61 AO	100
	59 AO	510
	58 AO	750
	57 AO	1250
	56 AO	1750
Coupe 5	55 AO	1900
	54 AO	2350
	53 AO	2750
	52 AO	3100

chapitre II. Afin de mieux percevoir les relations existantes entre la composition chimique des roches et les séquences des assemblages minéralogiques, les échantillons de roches analysés à l'XRF et à l'AANI sont les mêmes que ceux destinés à l'observation des minéraux au microscope optique polarisant, et à l'analyse de leur composition chimique à la microsonde électronique. Les résultats d'analyse chimique totale figurés dans le tableau (II-6a,b,c,d,e) ont servi pour suivre et comprendre l'évolution chimique des roches le long de chaque coupe radiale traversant les différentes zones métamorphiques de l'auréole de contact. Cette évolution chimique se traduit généralement par le comportement et la distribution des éléments chimiques en fonction du grade métamorphique et de la distance à partir du granite. Les corrélations entre les éléments chimiques sont également déterminées.

II-6-1 Distribution des éléments chimiques durant le métamorphisme de contact

Homogénéité de la composition des roches

Avant d'entreprendre l'étude du comportement des éléments chimiques des métagéolites, il convient d'examiner statistiquement leur mode de distribution dans l'ensemble de l'auréole métamorphique. Cet examen statistique permet de savoir si la variabilité enregistrée dans la composition des métagéolites (notamment en quartz et en micas) est significative ou non. À ce propos, deux principales techniques statistiques sont utilisées: 1) la distribution de fréquences, et 2) l'analyse de variance ANOVA. La première technique qui consiste en la distribution de fréquences, utilisée depuis Ahrens (1954, 1965), Link et Koch (1962) et Le Maître (1982), se traduit dans la présente étude par les

Tableau II-6. Composition chimique totale des roches le long des coupes: 1 à l'Ouest (a), 2 au Sud-ouest (b), 3 au Sud (c), 4 au Nord (d), et 5 au Sud-est (e) de l'auréole métamorphique d'Oulmès.

Zones	(a)				Coupe 1	
	IIIc	IIIc	IIIb	IIIb	I	I
Échantillon	87	86	49	48	45	42
SiO ₂ (% pds)	57,92	58,07	54,93	56,87	57,28	69,54
TiO ₂	1,28	1,23	1,17	1,15	1,24	0,93
Al ₂ O ₃	24,1	22,64	23,05	22,46	23,64	15,62
Fe ₂ O ₃ *	7,53	8,91	8,98	8,86	5,38	4,99
MnO	0,06	0,07	0,06	0,06	0,03	0,03
MgO	1,44	1,84	2,13	1,63	1,04	0,59
CaO	0,59	0,58	0,31	0,4	0,05	0,15
Na ₂ O	0,92	1,11	1,4	0,98	0,5	0,94
K ₂ O	3,54	3,86	3,89	3,56	5,45	3,55
P ₂ O ₅	0,22	0,18	0,1	0,12	0,08	0,13
p.f.	2,83	2,3	4,7	4,54	5,5	3,4
Total	100,4	100,8	100,7	100,6	100,2	99,87
V (ppm)	156	154	138	158	144	95
Cr	161	156	132	133	135	76,7
Sc	23,87	22,25	23	21,26	22,02	12,52
Ni	51	56	34	39	31	39
Co	18,4	21,7	16	16	10,9	7,3
Y	40	37	35	33	34	27
Zr	190	209	178	201	221	408
Hf	5,8	6	5,1	5,7	6,6	12,2
Nb	20	16	19	14	20	16
Ta	1,7	2	1,8	1,8	2,2	1,4
Ba	841	732	876	727	1331	892
Cs	83	27,9	34,7	135	17,7	5,2
Rb	188	189	180	195	262	138
Sr	114	129	153	118	81	113
Th	25	22,8	23	23,3	25,9	21,5
U	4,2	3,5	3,87	3,9	3,9	2,4
Pb	25	27	30	25	18	18
W	1,6	3,9	1	2	6,6	3,3
La (ppm)	80,8	77,3	63,1	67,1	69,9	51,9
Ce	171,3	164,6	131,6	144,3	134,2	110,9
Nd	72,6	68,2	52,6	58,1	61,3	41,4
Sm	14,47	13,23	11,29	12,42	12,98	9,33
Eu	2,8	2,73	2,36	2,67	2,32	1,92
Tb	1,76	1,46	1,38	1,65	1,8	1,26
Yb	4,67	4,19	3,84	3,94	4,58	3,58
Lu	0,76	0,71	0,61	0,64	0,7	0,62
Distance**	1	30	350	550	1750	2500

Fe₂O₃*: fer total

Distance**: distance (m) à partir du contact granite - encaissant

l.d.: limite de détection.

Tableau II-6. (suite).

(b) Coupe 2

Zone	IIIb	IIIb	IIIb	IIb	IIb	IIb	IIa	I	I
Échantillon	40	39	37	36	35	34	33	31	30
SiO ₂ (% pds)	60,13	70,13	62,84	59,79	58,84	72,2	62,38	58,48	51,31
TiO ₂	1,09	0,88	0,99	1,05	1,06	0,92	1,07	1,07	1,27
Al ₂ O ₃	21,61	15,72	18,55	20,19	21,62	12,27	19,26	20,26	26,93
Fe ₂ O ₃ *	6,91	5,16	6,67	7,28	6,2	5,76	6,63	8,26	6,7
MnO	0,03	0,03	0,04	0,03	0,05	0,04	0,05	0,06	0,05
MgO	1,22	0,93	1,31	1,18	1,62	1	1,25	1,99	1,52
CaO	0,12	0,28	0,14	0,04	0,09	0,42	0,13	0,76	0,3
Na ₂ O	0,63	0,49	0,88	0,52	0,66	1,25	0,76	1,58	0,57
K ₂ O	5,42	4,58	4,39	4,65	4,84	3,33	4,52	3,07	5,3
P ₂ O ₅	0,11	0,21	0,1	0,12	0,07	0,14	0,1	0,14	0,13
p.f.	4,08	2,05	3,18	4,39	4,09	1,4	3,82	4,07	5,42
Total	101,4	100,5	99,09	99,24	99,14	98,73	99,97	99,74	99,5
V (ppm)	106	89	75	102	102	59	77	105	141
Cr	144	79	97	114	117	58	101	110	160
Sc	24	12	16	18	20	9	17	18,61	27,7
Ni	18	34	21	21	29	21	25	27	23
Co	14	12	15	13	15,6	11	10	11,6	9,5
Y	34	18	32	30	35	45	27	23	42
Zr	302	433	310	256	295	898	310	210	183
Hf	11,3	12,6	9,1	7,8	8,6	25,8	9,4	6,4	5,7
Nb	25	15	22	23	22	22	22	22	22
Ta	2	1,9	1,8	1,6	1,9	1,6	1,8	1,5	2,4
Ba	1542	944	1074	1300	1071	975	1118	694	1227
Cs	69,4	160	60,3	49,5	43,5	74,1	5	7,6	15,7
Rb	295	273	225	201	213	163	185	144	252
Sr	76	67	92	93	77	173	90	204	176
Th	27,7	19	19,3	20,6	22,3	33,7	22,4	19,1	25,7
U	5,1	3,9	4,1	3,7	3,9	6,5	3,7	3,1	3,7
Pb	23	l.d.	23	60	106	24	17	27	29
W	8,7	4,2	l.d.	7,6	5,9	3,2	3,3	2,6	7
La (ppm)	88,6	47,9	56,6	60,9	49,8	59,6	40,9	66,7	108,3
Ce	177,1	99,6	119,7	129	109,9	121,8	95,4	143	216,8
Nd	70,2	39,7	48,4	52,6	44,8	55,3	37,3	58,2	92,8
Sm	13,57	8,45	10,05	10	9,03	12,32	8,18	11,62	19,33
Eu	2,97	1,46	1,85	2,12	1,85	2,08	1,9	2,28	3,64
Tb	1,96	1,09	1,4	1,16	1,26	1,58	1,02	1,33	2,11
Yb	6,85	2,58	4,84	3,8	4,2	5,47	3,75	3,4	5,07
Lu	1,09	0,47	0,84	0,61	0,72	0,99	0,61	0,58	0,86
Distance**	1	100	250	750	1000	1300	1700	2500	3250

Tableau II-6. (suite).
(c)

Coupe 3

Zone	llb	llb	llb	llb	llb	lla	lla
Échantillon	81	73	72	69	71	67	66
SiO ₂ (% pds)	65,34	64,87	68,03	52,15	62,09	76,96	58,67
TiO ₂	1,04	0,96	1,24	1,27	1,32	0,78	1,09
Al ₂ O ₃	18,03	18,17	15,21	26,49	19,63	12,75	21,54
Fe ₂ O ₃ *	5,89	5,78	6,87	5,62	6,31	2,32	6,11
MnO	0,02	0,06	0,05	0,03	0,03	l.d.	0,02
MgO	1,23	1,13	1,29	1,17	1,14	0,41	0,99
CaO	0,12	0,19	0,15	0,01	0,09	0,02	0,26
Na ₂ O	0,36	1,5	0,57	0,45	0,36	0,68	0,4
K ₂ O	5,45	5,94	4,58	7,88	6,07	3,34	5,49
P ₂ O ₅	0,13	0,17	0,15	0,08	0,13	0,03	0,11
p.f.	2,82	2,46	2,46	4,8	3,08	2,34	5,73
Total	100,3	101,2	100,53	99,95	100,26	99,62	100,4
V (ppm)	104	99	119	161	125	75	104
Cr	106	86	89,9	132	117	60	106
Sc	15,2	13,99	13,9	23	18,31	9	17,23
Ni	42	29	37	27	41	18	37
Co	15,6	15,7	19,4	11	11,3	5	10,6
Y	34	28	48	35	37	29	29
Zr	419	339	909	215	749	503	277
Hf	12,8	9,7	28,5	5,8	24,3	15,3	7,9
Nb	19	16	18	18	19	14	19
Ta	3	3,3	1,9	2,4	2	1,1	2,1
Ba	1269	1140	1175	1761	1424	976	1536
Cs	193	275	28,9	20,2	30,2	19,3	26,5
Rb	313	547	204	230	231	136	170
Sr	68	62	74	83	76	52	68
Th	23,5	19,3	39,8	25,1	38,7	20,3	21,3
U	5,4	4,3	7,8	5,1	7,1	3,7	3,6
Pb	18	14	22	101	105	126	17
W	4,4	l.d.	3	7,2	5,1	30	6,9
La (ppm)	63,2	53,6	66,1	83,1	58,3	51,1	67,4
Ce	133,9	112,8	132,1	118,9	117,9	83,5	74,4
Nd	57,8	44,6	54,1	64	53,1	50,4	53,9
Sm	11,8	9,48	12,05	12,16	12,2	10,74	10,67
Eu	2,34	2,15	2,01	2,31	2,12	1,82	2,03
Tb	1,62	1,3	1,73	1,47	1,69	1,1	1,32
Yb	4,04	3,56	5,58	3,98	4,7	3,64	3,56
Lu	0,69	0,61	0,96	0,65	0,83	0,63	0,6
Distance**	1	2	100	400	550	900	1300

Tableau II-6. (suite).

(d) Coupe 4

Zones		IIla	IIla	IIla	IIla	IIa	I
Échantillon	15 G*	13	16	9	11	12	1
SiO ₂ (% pds)	73,01	60,77	62,79	64,47	62,54	59,86	65,06
TiO ₂	0,16	1,07	1,05	1	0,99	1,02	0,94
Al ₂ O ₃	15,03	20,84	21,34	18,83	21,2	20,39	19,89
Fe ₂ O ₃ *	1,47	7,12	3,98	5,16	4,19	7,54	2,62
MnO	0,03	0,05	0,01	0,05	l.d.	0,01	l.d.
MgO	0,14	1,36	0,46	1,02	0,39	0,81	0,7
CaO	0,61	0,1	l.d.	0,26	l.d.	0,06	0,01
Na ₂ O	3,47	0,84	0,32	0,61	0,34	0,25	0,4
K ₂ O	4,97	4,77	5,07	4,3	4,87	4,41	5,98
P ₂ O ₅	0,21	0,13	0,12	0,1	0,07	0,11	0,07
p.f.	1,04	3,46	5	4,5	5,48	5,74	4,47
Total	100,14	100,53	100,17	100,32	100,03	100,2	100,1
V (ppm)	21	103	127	118	141	116	101
Cr	24	113	107	101	114	114	94
Sc	2	17,84	17,95	19	18,64	17,6	15
Ni	17	44	26	27	30	54	12
Co	2	14,6	6,1	10	3,7	13,1	2
Y	6	30	32	33	26	30	23
Zr	81	342	258	300	180	238	295
Hf	2,4	10,2	7,3	8,9	5,6	6,73	8,9
Nb	7	17	18	17	17	17	15
Ta	2,4	1,6	1,7	1,6	1,2	1,8	1,4
Ba	312	1397	1247	1047	1266	950	1127
Cs	48,5	38	22,4	7,7	18,4	12,1	18,5
Rb	356	186	191	169	200	143	265
Sr	76	113	70	68	86	74	99
Th	11,2	23,8	20,8	20,1	20,2	21,1	15,3
U	8,3	4,5	7,7	3,4	3,2	3,7	2,8
Pb		31	22	10	30	10	318
W	21,2	l.d.	6,7	7,3	12,3	5,1	19,8
La (ppm)	19,7	65,8	66,7	64,4	57,4	34,4	51,8
Ce	43,5	133,7	133,8	152,5	120,5	75,7	107,9
Nd	16,8	52,9	53,4	62,2	50,8	31,7	41,7
Sm	4,82	11,34	11,44	12,28	10,54	7,19	8,52
Eu	0,85	2,24	2,15	2,45	1,86	1,29	1,47
Tb	0,51	1,46	1,46	1,37	1,42	1,3	0,97
Yb	0,86	3,75	4,09	3,61	3,72	3,86	2,63
Lu	0,15	0,64	0,67	0,59	0,62	0,66	0,46
Distance**	-5	5	70	700	900	1250	1750

G*: granite à deux micas

Tableau II-6. (suite).

		(e) Coupe 5								
Zone	IIa	IIIa	IIa	IIIa	IIa	IIa	I	I	I	I
Échantillon	62	61	59	58	57	56	55	54	53	52
SiO ₂ (% pds)	58,31	64,2	57,25	54,01	52,51	57,38	59,25	60,21	67,9	66,71
TiO ₂	1,11	1,05	1,12	1,08	1,21	1,1	1,03	1,05	0,59	0,98
Al ₂ O ₃	21,53	18,75	22,15	23,15	25,02	22,19	20,57	21,8	15,64	19,56
Fe ₂ O ₃ *	6,04	5,65	7,34	9,74	8,57	7,68	7,66	6,94	5,49	2,29
MnO	0,4	0,05	0,03	0,05	0,06	0,03	0,05	0,04	0,03	0,01
MgO	1,22	1,13	1,7	1,59	1,83	1,26	0,67	1,52	0,87	0,53
CaO	0,07	0,18	0,09	0,15	0,05	0,04	0,39	0,07	0,16	0,05
Na ₂ O	0,42	0,75	0,5	0,94	0,73	0,74	0,94	0,53	0,46	0,15
K ₂ O	5,07	4,57	4,27	3,2	4,44	3,84	3,75	3,85	3,46	4,4
P ₂ O ₅	0,08	0,06	0,08	0,17	0,07	0,06	0,13	0,05	0,12	0,03
p.f.	4,66	3,08	4,84	5,89	5,75	5,61	4,46	4,77	4,01	4,95
Total	98,91	99,47	99,37	99,97	100,24	99,93	98,9	100,83	98,73	99,66
V (ppm)	97	78	110	123	135	117	110	111	67	83
Cr	113	98	123	131	143	129	111	114	80	89
Sc	19,6	16	21,07	22,44	24,73	21,39	19	19	13	15
Ni	14	22	23	48	22	21	22	24	17	10
Co	11	11	17,9	53,5	18,7	14,6	15	11	10	2
Y	28	29	33	36	30	29	28	25	36	22
Zr	314	389	214	223	269	176	267	262	601	417
Hf	9,3	11,9	6,4	7	8,3	5,8	8,1	7,7	18,2	12,78
Nb	24	23	23	20	23	22	20	22	19	21
Ta	2	1,9	1,9	2,1	2	201	1,5	1,7	1,4	1,5
Ba	1475	1321	1114	728	971	124	918	953	8,23	1237
Cs	30,6	18,9	50,9	9,8	17,9	14	8,9	9,3	5,5	8,3
Rb	212	177	243	169	230	200	182	182	136	183
Sr	70	90	56	161	84	131	109	78	63	79
Th	24,5	22	23,6	24	24	23,2	22,5	22,2	27	23,1
U	11,6	4,1	3,3	3,9	3,5	3	3,7	4	4	3,3
Pb	29	18	81	31	27	69	26	34	14	14
W	7,8	6,7	6,1	3,9	5,7	6,1	4	3,4	i.d.	10,8
La (ppm)	67	65,4	72,2	71,9	45,9	52,74	51,7	46,8	57,3	40,8
Ce	138,7	135,9	149	147,5	75,9	118,1	118,6	107,7	109,2	66,1
Nd	52,7	52	58,4	63,1	44,8	46,7	46,7	40,8	50,4	26,8
Sm	11,8	10,11	12,41	12,96	8,24	10,71	10,1	8,52	10,22	6,01
Eu	2,12	1,93	2,41	2,8	1,74	2,27	1,94	1,8	1,93	1,07
Tb	1,31	1,29	1,69	1,78	1,11	1,4	1,13	1,08	1,4	0,74
Yb	3,71	4,26	4,07	4,23	4,54	3,89	3,8	3,37	4,34	3,05
Lu	0,69	0,73	0,67	0,73	0,78	0,65	0,64	0,57	0,74	0,56
Distance**	15	100	510	750	1250	1750	1900	2350	2750	3100

histogrammes de distribution de fréquences des principaux oxydes majeurs illustrés par la figure II-21. L'examen de cette figure montre généralement une distribution normale des principaux oxydes majeurs dans l'ensemble de l'auréole métamorphique. Deux types de distributions normales ont été ainsi distinguées: une distribution normale relativement parfaite, représentée par SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 et MgO , et une distribution normale relativement imparfaite marquée par les alcalins Na_2O , K_2O et surtout CaO . Le mode de distribution de ces alcalins est effectivement représenté par une courbe asymétrique par rapport à celle caractérisant les autres oxydes majeurs. Cette courbe asymétrique est définie, selon la terminologie de Ahrens (1965), par une obliquité positive.

La seconde technique statistique ANOVA, permet de tester la variabilité enregistrée dans la composition des roches entre et à l'intérieur des coupes radiales effectuées dans l'auréole métamorphique. Cette technique, décrite par Davis (1986) est basée sur le test de Fisher. Ce test permet généralement de vérifier si deux ou plusieurs échantillons proviennent d'une même population (hypothèse nulle H_0). Dans le cas présent, l'hypothèse H_0 signifie que la variabilité marquée dans la composition des roches entre et à l'intérieur des coupes radiales est insignifiante. Ce qui permet de déduire par conséquent, leur homogénéité. À ce propos, un total d'une trentaine d'échantillons (parmi 38 analysés) ont pu être traités à l'aide du logiciel Statview. Le manque de traitement de 8 échantillons prélevés généralement à la périphérie de l'auréole de contact, résulte de l'imperfection du logiciel utilisé. Les valeurs de F calculées pour les principaux oxydes majeurs sont reportées dans le tableau II-7. Ces valeurs dépendent des degrés de liberté entre (dl_e) et à l'intérieur (dl_i) des coupes. Le principe de cette technique consiste en l'acceptation de l'hypothèse

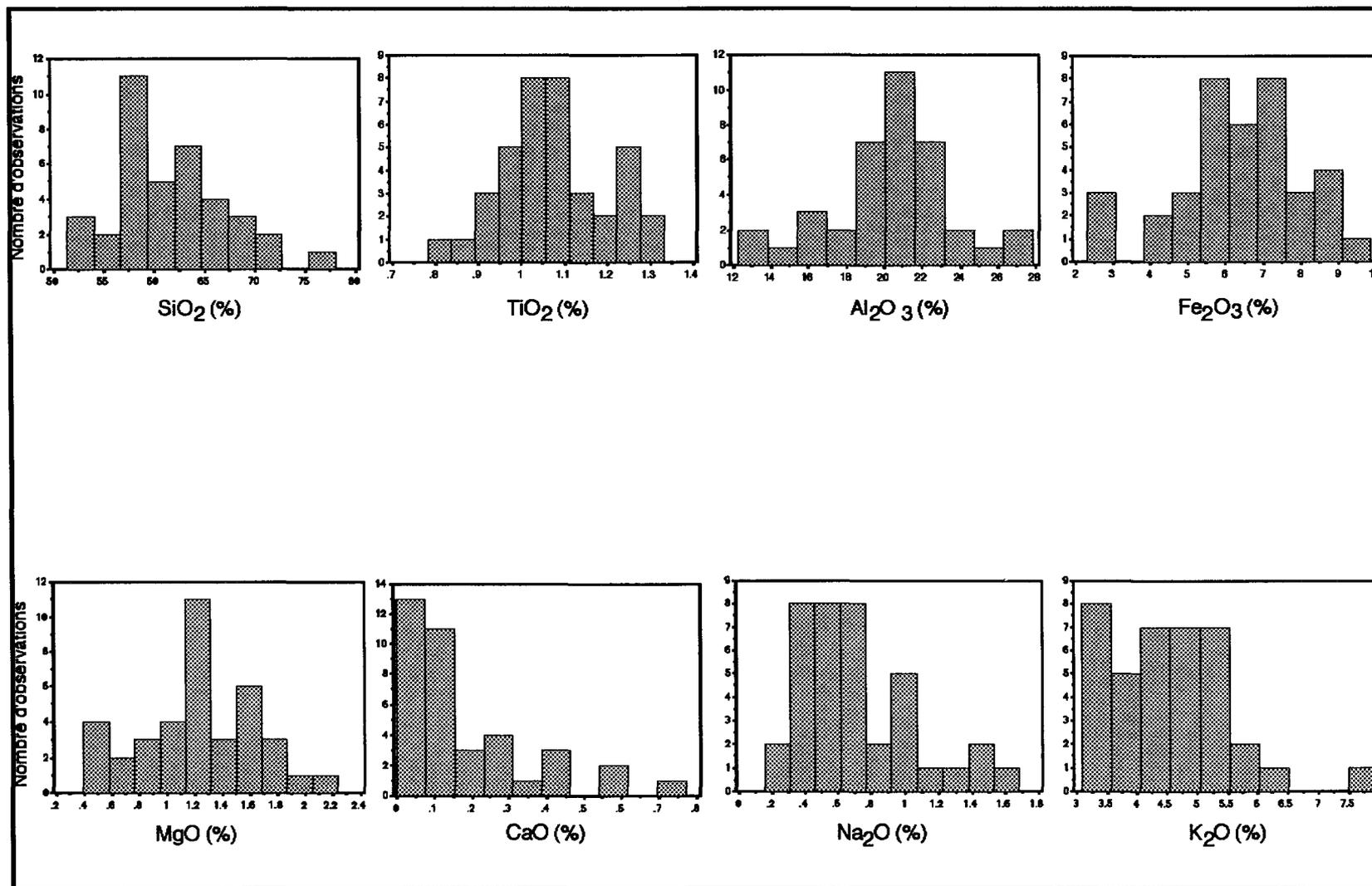


Fig. II-21. Histogrammes de distribution de fréquences des principaux oxydes majeurs dans 38 échantillons de métapelites de l'auréole métamorphique d'Oulmès.

nulle H_0 , lorsque la valeur F calculée est inférieure à la valeur critique obtenue pour un seuil de signification arbitrairement choisi. Selon le seuil de signification de 1% et des degrés de liberté $d_{le} = 4$ et $d_{li} = 25$, cette valeur critique déterminée à partir des tables rencontrées dans de nombreux ouvrages de statistiques est de 4,18. Cette valeur critique est supérieure à des valeurs F calculées pour chaque oxyde majeur (Tableau II-7). Dans ce cas, on considère qu'il n'y a aucune évidence pour que H_0 soit rejetée, et l'homogénéité des roches dans l'auréole métamorphique d'Oulmès est alors admise. Aussi, tenant compte de l'écart type (Tableau, II-8), la variation de concentration des oxydes majeurs (en pourcentage poids) dans les roches d'Oulmès est généralement similaire à celle des métapélites de Littleton (Shaw, 1956) et de Quético (Sawyer, 1986). Ce qui permet de considérer les roches d'Oulmès comme des métapélites avec une variation non significative de leurs oxydes majeurs.

Variation de la composition chimique des métapélites

Considérant la nature généralement homogène des roches, il sera alors plus aisé de suivre leur évolution chimique durant le métamorphisme de contact. L'examen du comportement des oxydes majeurs, des éléments traces et des terres rares est réalisé dans le but de mettre en évidence d'une part, le ou les facteurs qui influent sur leur distribution, et de déterminer d'autre part le type du système chimique dans l'auréole métamorphique.

Les oxydes majeurs

L'immobilité de Al_2O_3 est souvent considérée comme un *a priori* dans l'étude du métamorphisme allochimique durant lequel les roches enregistrent

Tableau II-7. Analyse de variance ANOVA des oxydes majeurs à travers les cinq coupes radiales.

oxydes	dle	dli	Mce	Mci	F
SiO ₂	4	25	63,8	29,25	2,18
TiO ₂	4	25	0,03	0,014	2,14
Al ₂ O ₃	4	25	20,32	10,12	2,01
Fe ₂ O ₃ *	4	25	7,29	2,51	2,9
MgO	4	25	0,44	0,12	3,7
CaO	4	25	0,08	0,02	4
Na ₂ O	4	25	0,21	0,09	2,33
K ₂ O	4	25	2,16	0,77	2,8

dle et dli: successivement, degrés de liberté entre et à l'intérieur des coupes.

Mce et Mci: successivement, moyennes des carrés entre et à l'intérieur des coupes.

F = Mce / Mci

Valeur critique pour un seuil de signification 1% = 4,18

Tableau II-8. Comparaison de la composition chimique moyenne des métapélites en oxydes majeurs (en %) de la formation d'Oulmès (a), de Quético (b), et de Littleton (c).

oxydes	(a) Oulmès*		(b) Quético **		(c) Littleton***		
	moy. n=38	e.t.	moy. n=8	e.t.	moy. n=155	e.t.	
SiO ₂	61,37	5,65	58,32	0,51	SiO ₂	61,54	4,68
TiO ₂	1,08	0,12	0,66	0,03	TiO ₂	0,82	0,61
Al ₂ O ₃	20,33	3,31	17,3	0,66	Al ₂ O ₃	16,95	4,21
Fe ₂ O ₃ *	6,34	1,77	10,49	3,36	Fe ₂ O ₃	2,56	1,97
MnO	0,05	0,06	0,1	0,01	FeO	3,90	2,25
MgO	1,21	0,43	3,85	0,23	MgO	2,52	1,91
CaO	0,18	0,18	1,65	0,76	CaO	1,76	2,03
Na ₂ O	0,7	0,34	2,04	1,19	Na ₂ O	1,84	1,18
K ₂ O	4,55	0,99	3,76	1,16	K ₂ O	3,45	1,32
P ₂ O ₅	0,11	0,04	0,18	0,02	H ₂ O	3,47	2,25
p.f.	4,1	1,21	2,25	0,54	CO ₂	1,67	2,37
Total	100,02		100,6		Total	100,48	

* La présente étude. ** Sawyer (1986). *** Shaw (1956).

Fe₂O₃* : fer total

moy. : concentration moyenne. e.t. : écart type.

p.f. : perte au feu.

n: nombre d'échantillons

des pertes et des gains de leur constituants chimiques (Fisher, 1973, 1977; Brady, 1975,1977; MacLean et Kranidiotis, 1987). C'est pour cette raison qu'il est souvent utilisé par certains auteurs, dont Ferry (1982, 1984) et Labotka et al. (1988), comme élément de référence auquel sont normalisés les autres oxydes majeurs. Les valeurs de l'écart type calculées pour chacun des oxydes majeurs (Tableau II-9) ont permis de déterminer les "aires de distribution" de ces éléments dans les différentes zones métamorphiques. Ces "aires de distribution" sont définies par les limites; inférieure correspondant à la plus grande valeur de $X - \sigma$ (concentration moyenne moins l'écart type), et supérieure correspondant à la plus faible valeur de $X + \sigma$ (concentration moyenne plus l'écart type). Le principe de cette simple méthode permet de montrer que les variations chimiques ne sont significatives, que lorsque les valeurs de concentration des éléments chimiques se trouvent à l'extérieur des "aires de distribution". Les résultats présentés dans le tableau II-9 montrent que la variation des principaux des oxydes majeurs est insignifiante à l'exception de CaO dont la valeur de sa concentration moyenne se trouve à l'extérieur des "aires de distribution" pré définies.

Malgré la constance des valeurs de concentration de quelques éléments chimiques, il est cependant imprudent de parler d'immobilité au sens strict, car tant que les réactions métamorphiques continuent à se produire, il existe toujours un élément chimique qui se trouve disponible pour la mobilité (Haack et al., 1984). Il convient donc de parler d'immobilité relative des éléments chimiques

Tableau II-9. Concentration moyenne des oxydes majeurs (en %) et valeurs limites des "aires de distribution" à travers les grades métamorphiques.

Grade métamorphique	Zonelll		Zonell		Zonel		limite	limite
	Moy. n = 15	e.t.	Moy. n = 14	e.t.	Moy. n = 9	e.t.	inférieure	supérieure
SiO ₂	60,35	4,24	62,22	6,92	61,75	5,94	55,81	64,59
TiO ₂	1,08	0,1	1,08	0,15	1,05	0,13	1,01	1,8
Al ₂ O ₃	21,06	2,72	19,48	4,08	20,43	3,56	18,84	23,71
Fe ₂ O ₃ *	6,82	1,8	6,32	1,44	5,58	2,08	5,02	7,6
MnO	0,04	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,05
MgO	1,29	0,47	1,17	0,33	1,08	0,57	0,84	1,45
CaO	0,22	0,19	0,12	0,11	0,26	0,23	0,03	0,17
Na ₂ O	0,74	0,31	0,66	0,35	0,67	0,42	0,43	1,01
K ₂ O	4,36	0,64	4,9	1,2	4,31	1,03	3,72	5
P ₂ O ₅	0,12	0,05	0,11	0,04	0,1	0,04	0,07	0,14
p.f.	4,04	1,16	3,89	1,44	4,56	0,68	3,88	5,2
Total	100,5		99,98		99,62			

Moy. = concentration moyenne. e.t. = écart type. p.f. = perte au feu.
n: nombre d'échantillons

Tableau II-10. Composition chimique moyenne en oxydes majeurs (en %) des roches de l'auréole métamorphique d'Oulmès.

oxydes	moy. n = 38	e.t.	c.v. (%)
SiO ₂	61,37	5,65	9,2
TiO ₂	1,08	0,12	11,1
Al ₂ O ₃	20,33	3,31	16,3
Fe ₂ O ₃ *	6,34	1,77	27,9
MnO	0,05	0,06	120
MgO	1,21	0,43	35,5
CaO	0,18	0,18	100
Na ₂ O	0,7	0,34	48,6
K ₂ O	4,55	0,99	21,8
P ₂ O ₅	0,11	0,04	36,4
p.f.	4,1	1,21	29,5
Total	100,02		

comme c'était déjà mentionné par Gresens (1967) et Grant (1986). L'immobilité relative des oxydes majeurs exprimée par les valeurs du coefficient de leur variation est bien montrée dans le tableau II-10. Avec une valeur relativement faible de 11% du coefficient de variation, TiO_2 est censé le plus immobile (par rapport à Al_2O_3), et peut être alors considéré comme élément de référence auquel seront normalisés les autres oxydes majeurs et les éléments traces. La variation des oxydes majeurs/ TiO_2 le long de chaque coupe radiale, en fonction de la distance à partir du contact granite - encaissant est illustrée par la figure II-22. La distribution des oxydes majeurs/ TiO_2 est représentée par des patrons en zig-zag. Ce qui signifie selon Haack et al. (1984) le contrôle étroit de ces éléments par la composition chimique initiale des roches. Par référence à la distribution de TiO_2 dans l'ensemble de l'auréole (Fig. II-23), aucune tendance notable n'a été enregistrée dans la variation de SiO_2 , ni même dans celle de Fe_2O_3 (fer total) et de MgO . Il est possible dans ce cas, que le grade métamorphique n'a aucun effet sur la distribution de ces deux éléments. L'augmentation de Fe_2O_3 et MgO dans les zones IIIb et IIIc, le long des coupes 1 et 2 (Fig. II-22), qui coïncide avec l'apparition locale de la staurotide et de la cordiérite, et les patrons en zig-zag prouvent bien le rôle primordial de la composition initiale des roches dans la distribution de ces deux éléments. La figure II-24 illustre d'ailleurs la relation positive définie par le rapport $\text{FeOT}/(\text{FeOT} + \text{MgO})$ entre la staurotide et les roches qui l'englobent. Aussi, la relation éventuelle entre les roches et les minéraux ferromagnésiens (Fig. II-25) se traduit par la faible variation de leur rapport $\text{FeOT}/(\text{FeOT} + \text{MgO})$. La valeur quasi constante (0,84) de ce rapport témoigne de la faible diversification des minéraux ferromagnésiens rencontrés dans l'auréole métamorphique d'Oulmès.

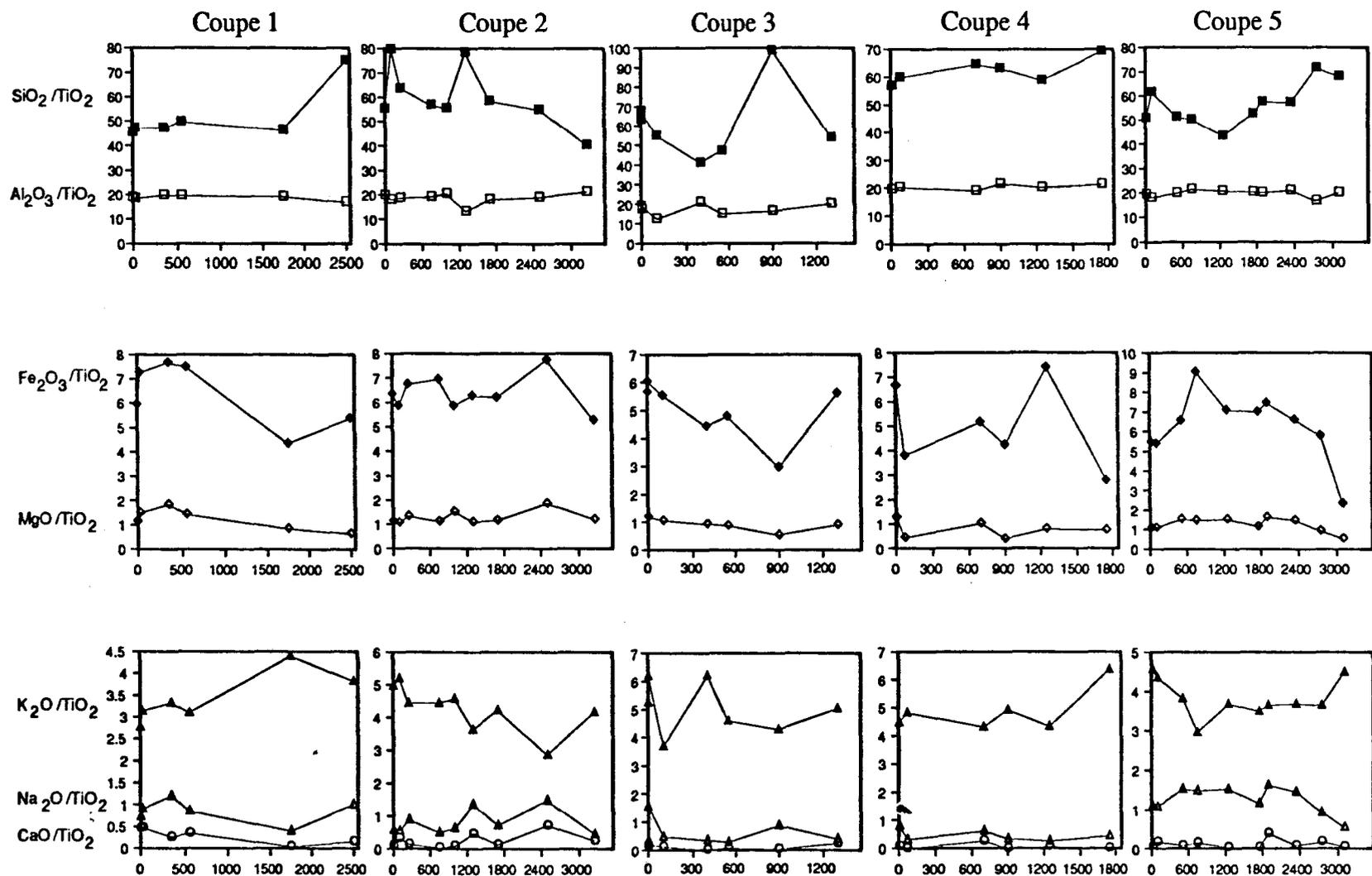


Fig.II-22. Variation de la concentration des oxydes majeurs /TiO₂ (en %) dans 38 échantillons, le long des coupes radiales en fonction de la distance à partir du contact granite - encaissant.

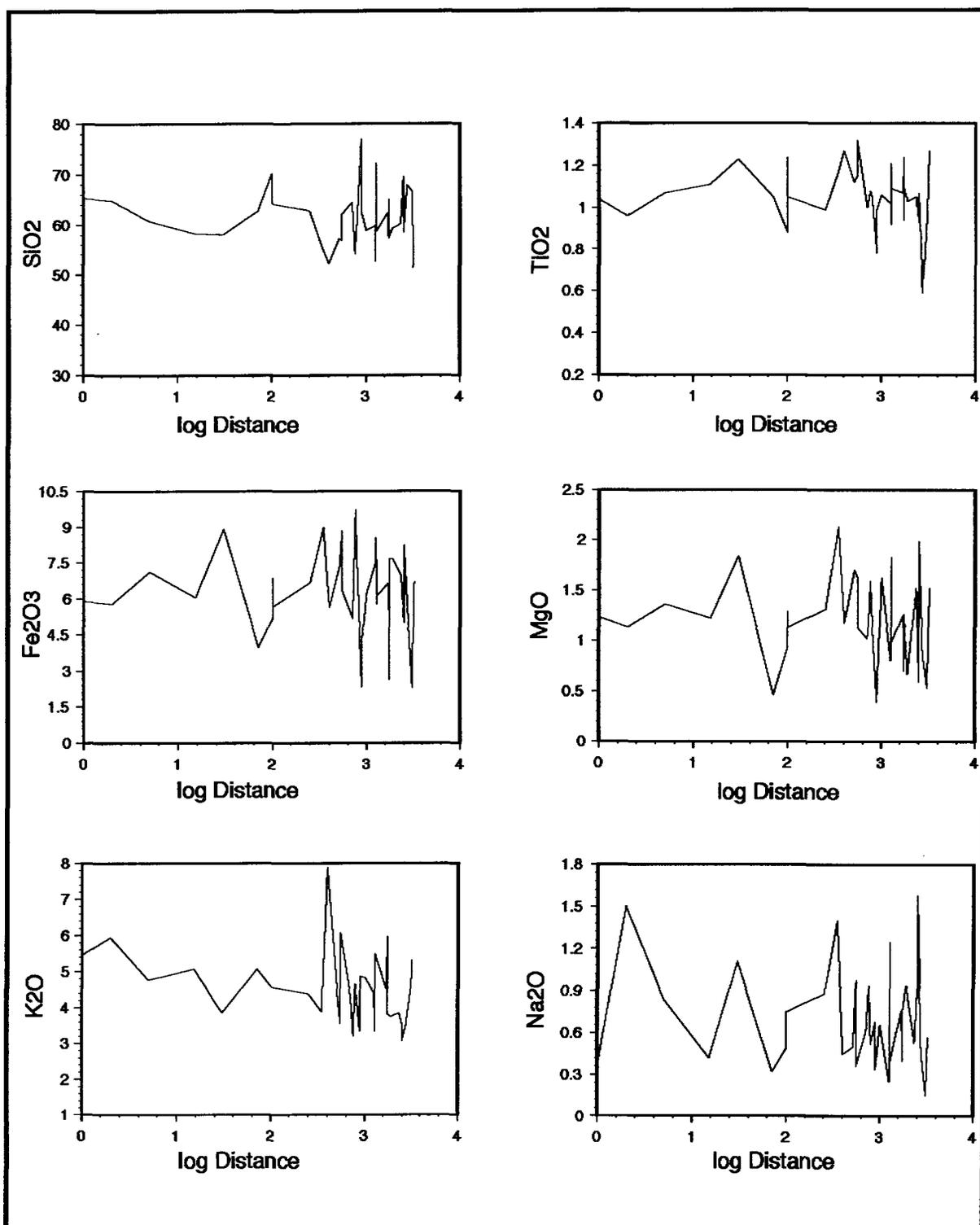


Fig. II-23. Variation de la concentration des oxydes majeurs (en % poids) versus log distance, dans les métapélites de l'aurole d'Oulmès.

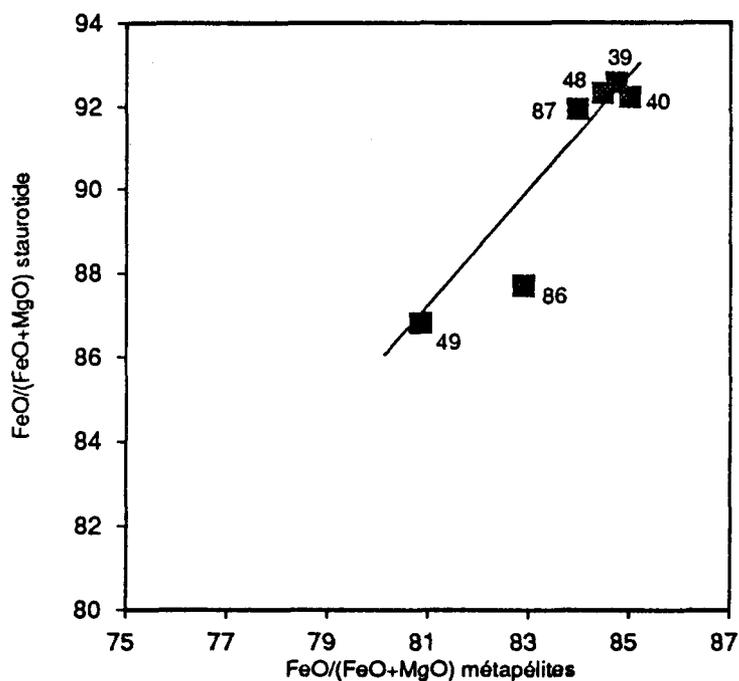


Fig. II-24. Diagramme binaire montrant la corrélation positive entre la staurotide et les roches qui l'englobent.

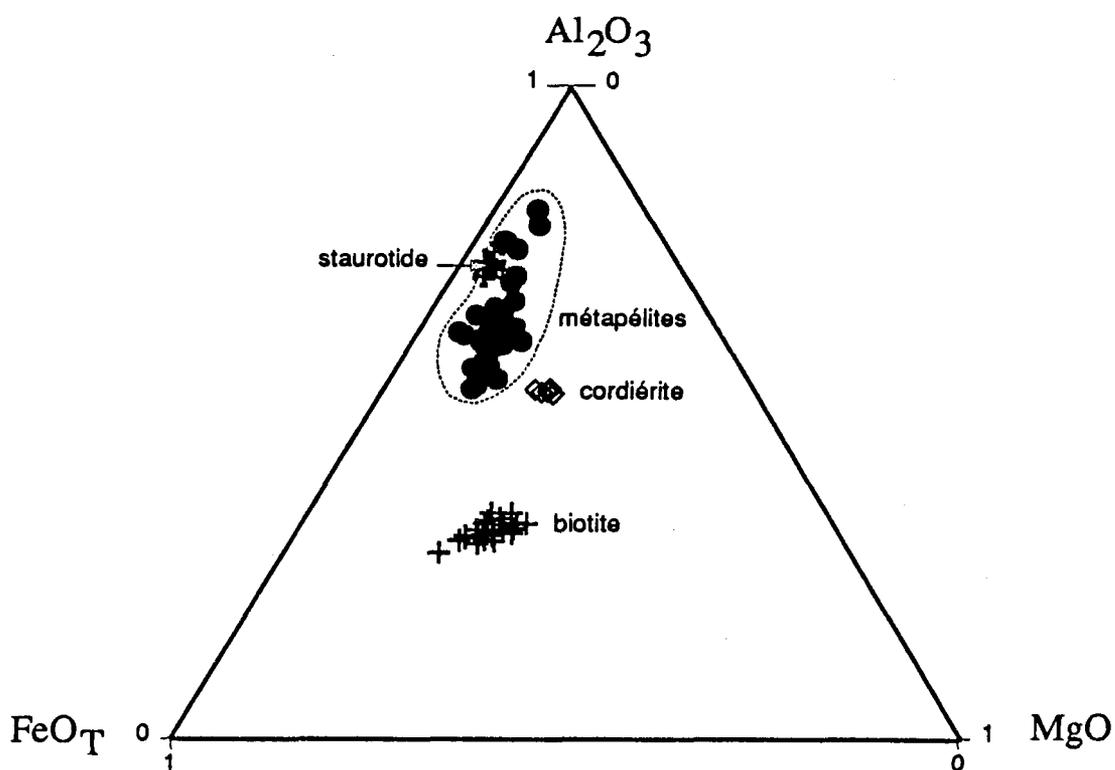


Fig. II-25. Représentation graphique AFM pour les métapélites et les minéraux ferromagnésiens dans l'auréole métamorphique d'Oulmès.

À l'exception de leur distribution en zig-zag, les éléments alcalins (K_2O et Na_2O) censés généralement mobiles, ne montrent dans le cas présent, aucune variation en fonction du grade métamorphique (Fig. II-23). Le changement chimique enregistré dans les roches aux voisinages du contact granite - encaissant, et qui se traduit par la pseudomorphose partielle ou totale, par de grosses lames de muscovite, des chiasolites (Planche II-12), de la staurotide (Planche II-13) et de la biotite, est le résultat de l'altération hydrothermale lors du refroidissement de l'auréole métamorphique (voir chapitre IV). Les zones d'altération observées aux approches du granite d'Oulmès, principalement le long des bordures ouest et sud -ouest de l'auréole métamorphique, sont discontinues et larges de quelques dizaines de mètres à partir du granite. La formation du feldspath plagioclase (oligoclase) observé principalement dans la zone IIIc est due probablement à la composition initiale des roches. Néanmoins, la concentration moyenne de ces deux éléments dans les métapélites cambro-ordoviciennes d'Oulmès se montre très faible par comparaison à celle obtenue par Shaw (1956), à partir de la compilation de 155 échantillons des schistes pélitiques siluriens de la formation de Littleton de New Hampshire aux États Unis d'Amérique, ou à celle déterminée par Sawyer (1984, 1986) dans les métapélites archéennes de Quetico au Canada (Tableau II-8). Tenant compte des écarts types calculés pour les éléments chimiques dans les roches de chacune de ces formations, on doit noter en particulier la richesse des métapélites d'Oulmès en TiO_2 , Al_2O_3 et en K_2O . Cette richesse relative en ces éléments et l'appauvrissement en CaO et en Na_2O indique peut être la provenance des métapélites d'Oulmès d'un environnement sédimentaire, où

PLANCHE II-12.

Dans la zone III, les cristaux d'andalousite 1 sont souvent pseudomorphosés (presque totalement) par de grosses lames de muscovite.

Photomicrographie en lumière non analysée "naturelle". Grossissement.: x2,5.
Longueur du champ d'observation: 2,6 mm.

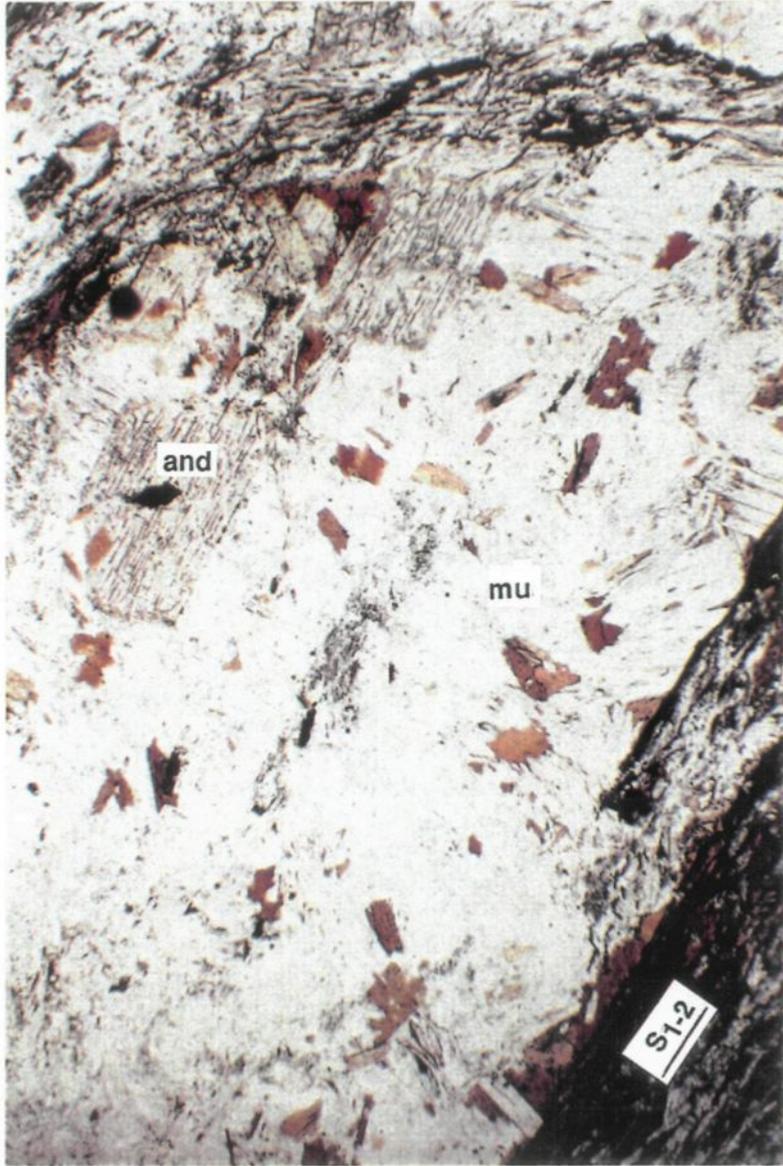
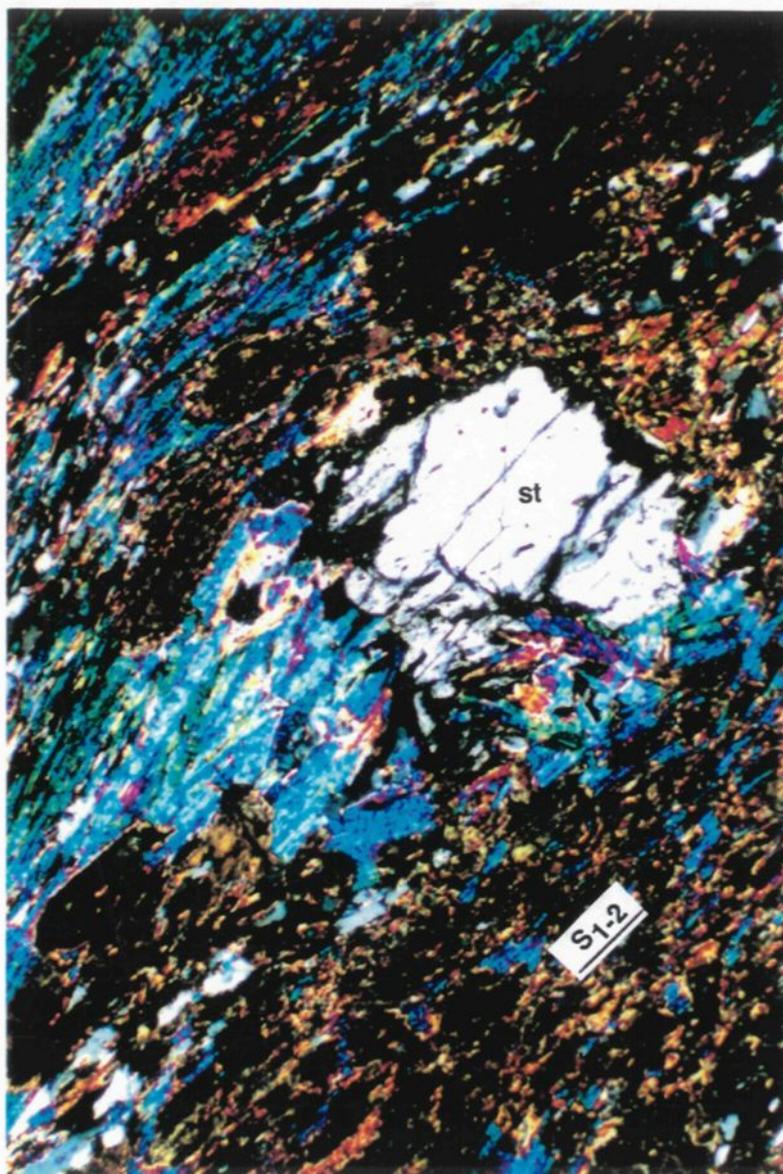


PLANCHE II-13.

Dans la zone IIIb, les cristaux de staurotide sont partiellement pseudomorphosés par la muscovite.

Photomicrographie en lumière analysée (nicols croisés). Grossissement: x5.
Longueur du champ d'observation: 8,1 mm.



l'altération chimique était plus importante que celle affectant les sédiments de Littleton ou de Quético.

La valeur maximale de perte au feu qui est en moyenne de 4,83 enregistrée dans la zone IIa à biotite altérée (Fig. II-26) correspond à un excès de H₂O, probablement responsable de la chloritisation de la biotite à la limite externe de l'auréole métamorphique lors du refroidissement du corps intrusif. Le comportement de H₂O qui se traduit par la décroissance de la perte au feu, depuis la périphérie jusqu'à la zone interne de l'auréole, est due à la déshydratation progressive durant le métamorphisme de contact.

Mis à part le comportement de H₂O et, dans une moindre mesure, la légère variation (augmentation) de K₂O enregistrée par endroits aux voisinages immédiats du contact granite - encaissant, il s'avère que les réactions produites dans chaque zone métamorphique sont généralement isochimiques. Le système chimique est considéré au premier abord comme fermé pour la distribution des oxydes majeurs dans l'ensemble de l'auréole métamorphique d'Oulmès. Le cas similaire a été observé dans d'autres auréoles métamorphiques de contact par plusieurs auteurs dont Ferry (1982), Labotka et al. (1988), et Yardley (1989). La variabilité de distribution des oxydes majeurs est pour l'essentiel, dépendante de la composition chimique initiale des roches lors de la différenciation diagénétique.

Les éléments traces

La chimie des éléments traces est examinée dans le but de déterminer d'une part, leur mode de distribution dans l'auréole métamorphique de contact, et

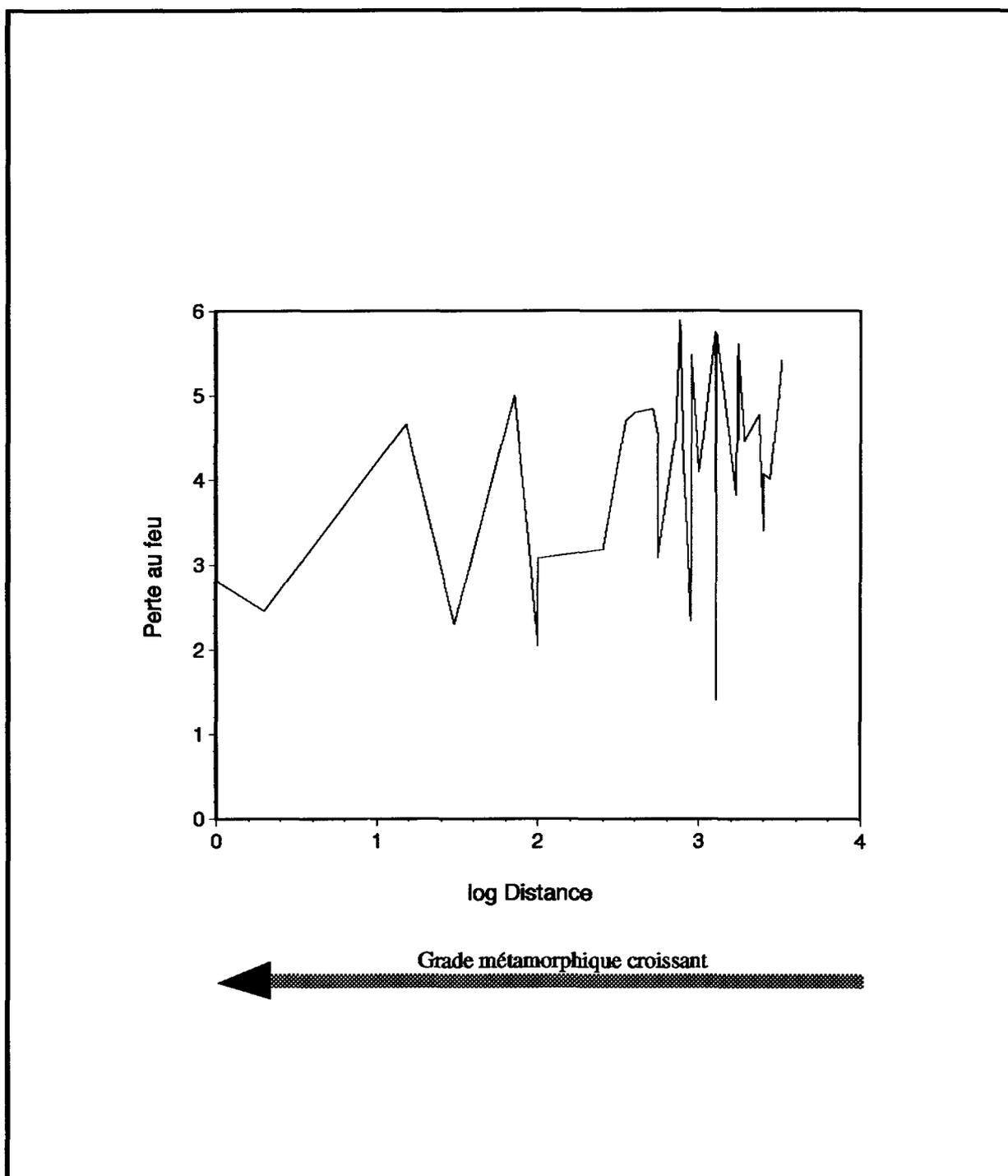


Fig. II-26. Degré de déshydratation en fonction de la distance à partir du granite dans l'auréole d'Oulmès.

d'étudier d'autre part leurs relations avec les oxydes majeurs qui leur sont chimiquement similaires. Les valeurs de concentrations des éléments traces obtenues à partir des analyses à la fluorescence de rayons X (XRF) et à l'activation neutronique (AANI), sont reportées dans le tableau II-6a,b,c,d,e. Les éléments choisis dans cette étude sont rangés en trois groupes. Le groupe de alcalins est représenté par Ba, Rb et Cs, le groupe des alcalino-terreux par Sr, et le groupe des éléments de transition est constitué par Sc et Zr. La discussion sera axée surtout sur les corrélations existantes entre ces trois groupes d'éléments traces et les oxydes majeurs ayant des comportements chimiques similaires. Les diagrammes de variation de la concentration des éléments traces en fonction de la distance à partir du granite, dans l'ensemble de l'auréole métamorphique sont illustrés par la figure II-27. Celle-ci montre que l'abondance des éléments traces représentatifs des trois groupes précités est étroitement liée à celle des oxydes majeurs qui leur sont géochimiquement similaires. Cette cohérence géochimique se traduit par la corrélation positive existante entre les éléments traces et les oxydes majeurs correspondants (Tableau II-11). L'examen des figures II-23 et II-27 laisse remarquer en effet, un comportement similaire de Ba (particulièrement) et de Rb à celui de K_2O . La corrélation remarquable entre K_2O et Ba reflète la présence rare à même absente du feldspath potassique (Senior et Leake, 1978), et permet de suggérer la localisation du Ba dans les micas. La biotite a une excellente structure pour accepter les cations larges, et elle est fréquemment ouverte à la diffusion de ces éléments. Le Ba qui est supposé être concentré dans la biotite, peut s'adapter dans les mêmes positions structurales que K_2O (Haack et al., 1984). Ceci signifie que tout le Ba libéré par la réaction est plus facilement accommodé dans la biotite nouvellement formée,

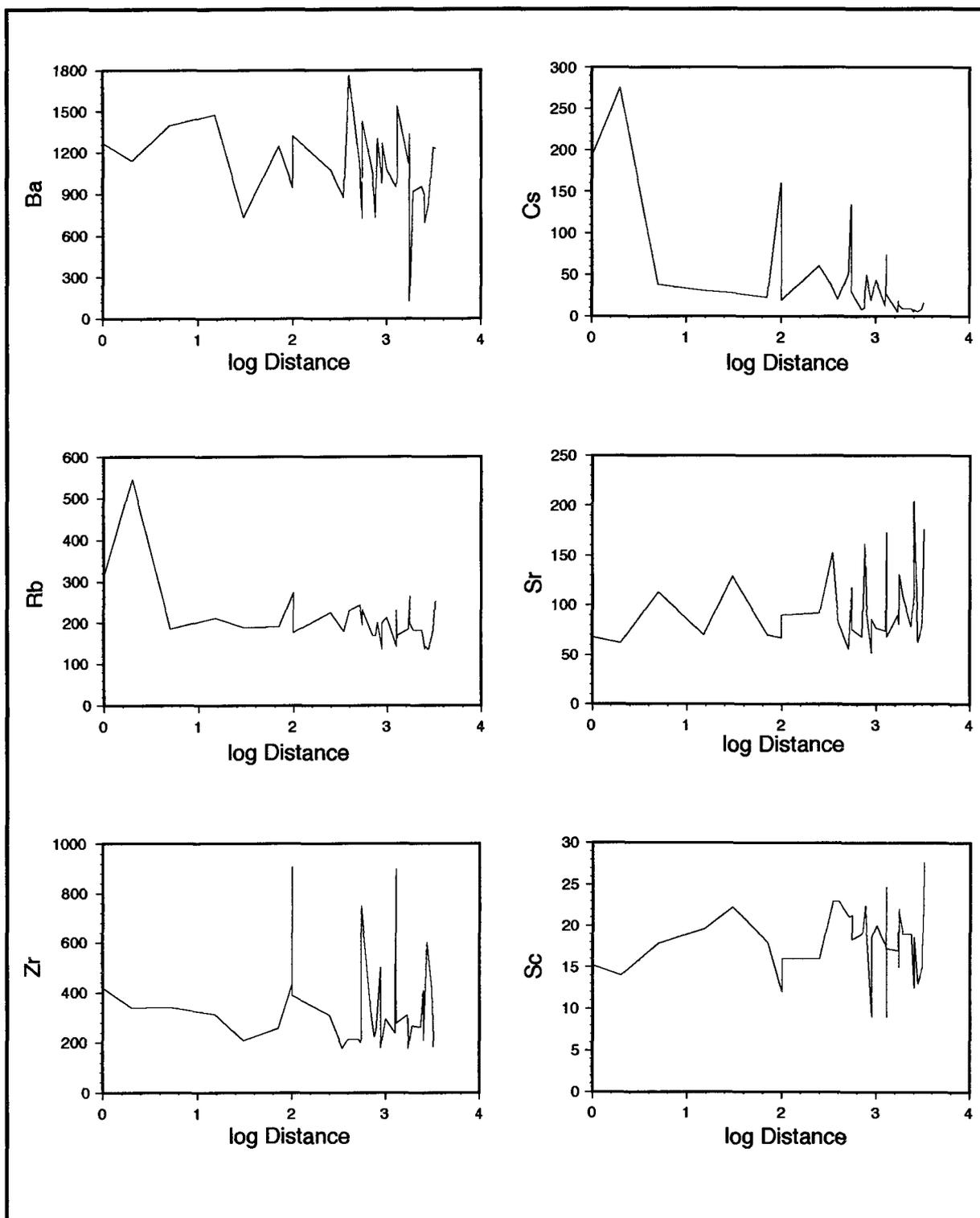


Fig. II-27. Variation de la concentration des éléments traces (en ppm) versus log distance, dans les métapelites de l'aurole d'Oulmès.

Tableau II-11. Coefficients de corrélation pour les oxydes majeurs, les éléments traces et les terres rares.

R= 0,418

Éléments	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	V	Cr	Sc	Ni	Co	La	Ce	Nd	Sm	
SiO2	1																			
TiO2	-0,675	1																		
Al2O3	-0,943	0,66	1																	
Fe2O3*	-0,582	0,441	0,346	1																
MnO	-0,334	0,392	0,174	0,718	1															
MgO	-0,599	0,478	0,408	0,838	0,811	1														
CaO	-0,052	0,136	-0,041	0,446	0,615	0,511	1													
Na2O	-0,074	-0,02	-0,087	0,528	0,753	0,58	0,686	1												
K2O	-0,136	0,248	0,264	-0,44	-0,37	-0,309	-0,511	-0,451	1											
P2O5	0,159	0,064	-0,214	0,328	0,393	0,163	0,605	0,409	-0,224	1										
V	-0,692	0,741	0,757	0,358	0,189	0,307	0,128	0,004	0,198	0,13	1									
Cr	-0,869	0,767	0,894	0,545	0,334	0,531	0,16	0,022	0,082	0,036	0,801	1								
Sc	-0,934	0,733	0,941	0,52	0,32	0,546	0,07	0,023	0,109	-0,105	0,748	0,965	1							
Ni	-0,132	0,319	0,096	0,459	0,258	0,187	0,328	0,175	-0,146	0,605	0,466	0,302	0,133	1						
Co	-0,215	0,13	0,178	0,313	0,147	0,13	-0,007	0,097	-0,17	0,326	0,238	0,205	0,209	0,303	1					
La	-0,45	0,562	0,466	0,226	0,254	0,277	0,294	0,104	0,21	0,282	0,462	0,574	0,559	0,11	0,197	1				
Ce	-0,341	0,442	0,336	0,334	0,377	0,374	0,379	0,264	-0,06	0,365	0,386	0,55	0,508	0,143	0,235	0,867	1			
Nd	-0,482	0,603	0,465	0,352	0,34	0,369	0,381	0,177	0,105	0,365	0,503	0,629	0,591	0,202	0,22	0,964	0,889	1		
Sm	-0,417	0,599	0,39	0,331	0,318	0,33	0,363	0,176	0,065	0,378	0,475	0,562	0,53	0,216	0,224	0,931	0,898	0,97	1	
Eu	-0,53	0,568	0,481	0,5	0,457	0,469	0,375	0,32	-0,013	0,373	0,494	0,661	0,637	0,247	0,299	0,888	0,895	0,932	0,929	1
Tb	-0,305	0,546	0,258	0,345	0,198	0,219	0,181	0,084	0,072	0,359	0,428	0,479	0,436	0,341	0,293	0,794	0,775	0,844	0,891	1
Yb	-0,098	0,411	0,027	0,276	0,232	0,172	0,061	0,078	0,012	0,131	0,092	0,286	0,272	0,027	0,168	0,513	0,499	0,559	0,563	1
Lu	-	0,343	-0,083	0,232	0,228	0,137	0,07	0,072	-0,017	0,145	-0,016	0,17	0,158	0,003	0,145	0,45	0,441	0,498	0,519	1
Y	-0,136	0,551	0,044	0,326	0,324	0,255	0,172	0,122	-0,017	0,295	0,27	0,267	0,214	0,288	0,262	0,54	0,503	0,618	0,662	1
Zr	0,664	-0,121	-0,716	-0,251	-0,08	-0,255	-0,015	-0,07	-0,015	0,187	-0,405	-0,586	-0,625	-0,04	-0,102	-0,11	-0,136	-0,106	-0,021	1
Hf	0,678	-0,092	-0,734	-0,241	-0,058	-0,252	-0,046	-0,087	-0,005	0,171	-0,457	-0,584	-0,619	-0,064	-0,126	-0,151	-0,152	-0,14	-0,049	1
Nb	-0,261	0,146	0,172	0,187	0,142	0,292	-0,084	-0,031	-0,115	-0,384	-0,287	0,185	0,292	-0,51	-0,034	0,152	0,169	0,162	0,127	1
Ta	-0,219	0,275	0,196	0,137	0,231	0,197	-0,061	0,09	0,504	0,208	0,18	0,193	0,174	0,194	0,145	0,292	0,182	0,3	0,283	1
Ba	-0,046	0,193	0,151	-0,453	-0,412	-0,376	-0,54	-0,532	0,839	-0,336	-0,015	-0,003	0,045	-0,262	-0,196	0,266	-0,024	0,124	0,098	1
Cs	0,261	-0,212	-0,251	-0,019	0,157	0,018	0,141	0,259	0,181	0,445	-0,057	-0,168	-0,249	0,163	0,007	0,007	0,076	0,029	0,029	1
Rb	0,075	-0,136	-0,051	-0,195	-0,029	-0,054	-0,295	0,062	0,55	-0,017	-0,07	-0,13	-0,095	-0,211	-0,063	0,004	-0,025	-0,035	-0,034	1
Sr	-0,253	0,12	0,137	0,429	0,443	0,442	0,636	0,647	-0,477	0,257	0,147	0,211	0,23	0,131	0,089	0,33	0,439	0,411	0,438	1
Th	0,124	0,491	-0,201	0,133	0,159	0,072	0,009	-0,082	0,045	0,149	0,068	0,002	-0,025	0,128	0,023	0,24	0,189	0,279	0,379	1
U	-0,047	0,047	-0,034	0,056	0,215	0,263	0,22	0,178	-0,03	-0,025	-0,101	-0,046	0,002	-0,07	0,076	0,006	0,069	0,026	0,023	1
Pb	-0,055	-0,001	0,131	-0,305	-0,323	-0,087	-0,27	-0,209	0,389	-0,271	0,064	0,009	0,024	-0,253	-0,184	-0,049	-0,056	-0,08	-0,101	1
W	-0,019	-0,114	0,202	-0,579	-0,636	-0,457	-0,467	-0,531	0,486	-0,474	0,052	0,03	0,061	-0,379	-0,236	0,001	-0,102	-0,099	-0,136	1

que dans la chlorite ou la muscovite. Le Cs qui est généralement l'élément le plus mobilisé parmi ceux précités montre, à partir de la périphérie de l'auréole une augmentation d'abord légère, puis exagérée aux voisinages immédiats du granite. Son comportement est généralement similaire à celui du Rb.

Parmi les alcalino-terreux, le Sr montre une corrélation positive (Tableau II-11) avec Na_2O et CaO (éléments considérés non mobiles). Sa concentration relativement élevée, par endroits, dans les métapélites provenant de la zone interne (IIIc), reflète la présence des plagioclases détritiques à cet endroit. Néanmoins, dans cette zone interne au voisinage immédiat du contact granite-encaissant, l'abondance de la tourmaline peut suggérer le transfert de B_2O_3 (non analysé), par les processus métasomatiques (circulation du fluide magmatique / métamorphique), à partir du granite vers les métapélites. La possibilité de transfert des éléments alcalins et alcalino-terreux, de part et d'autre du contact granite - encaissant, montrée dans les anciens travaux (Evans, 1964; Oba, 1968; Wodzicki, 1971), ne paraît pas plausible dans le cas de l'auréole métamorphique d'Oulmès.

Le Sc qui est corrélé positivement avec Fe_2O_3 et MgO (tableau II-11) présente, comme eux, des patrons caractéristiques en zig-zag sans aucune tendance systématique avec l'augmentation du grade métamorphique. Il est à souligner dans ce cas, que l'effet du grade métamorphique sur la distribution des éléments de transition est négligeable.

Le Zr qui n'est pas souvent associé aux minéraux argileux est considéré ici comme partie intégrante du zircon. Sa courbe de distribution (Fig. II-27) indique que la variabilité de sa concentration est dépendante de la composition chimique

initiale des roches. Les valeurs extrêmement élevées de la concentration de Zr reflètent la richesse en zircon (détritique) des roches issues particulièrement de la coupe 3 au Sud de l'auréole de contact (Tableau II-6). Le tableau II-11 montre en effet la corrélation positive de cet élément avec Hf et SiO₂; ce qui indique que le quartz (SiO₂), comme le zircon (Zr et Hf) constitue la phase primaire (détritique) dans les roches métapélitiques de l'auréole d'Oulmès.

Les terres rares

L'étude de la géochimie des terres rares est menée dans le but de connaître leur mode de distribution dans les différentes zones métamorphiques, et de comprendre leur comportement en fonction du grade métamorphique. Cette étude sert également à établir les relations génétiques entre les différents types de roches, et à reconnaître l'origine des sédiments (Mitropoulos, 1982, 1984; Sawyer, 1986; Ståhl et al., 1987). Ces deux aspects ne seront pas évoqués dans cette étude pour deux principales raisons; d'une part, les roches dans l'auréole métamorphique d'Oulmès sont considérées géochimiquement homogènes, et d'autre part le système chimique intrinsèque est supposé fermé et le métamorphisme est généralement isochimique. Les interprétations sur la mobilité ou l'immobilité des terres rares qui ont été rigoureusement discutées, restent toujours conflictuelles, comme l'avaient signalé Bartley (1986) et Grauch (1989). Les auteurs comme et Rollinson et Windley (1980) avaient montré que les terres rares sont mobiles, d'autres comme Green et al. (1972) avaient par contre démontré qu'il n'y a pas de mobilité apparente des terres rares à l'intérieur des gneiss (depuis le faciès amphibolites jusqu'au faciès granulites) en Norvège. La présente étude permet alors de voir si les terres rares dans les

métapélites cambro-ordoviciennes de l'auréole métamorphique d'Oulmès, peuvent se ranger dans le camp des éléments mobiles ou bien dans celui des immobiles.

Les terres rares sont normalisées aux chondrites selon les données de Taylor et McLennan (1985). Cette normalisation a été utilisée puisqu'il n'y a pas de fractionnement entre les terres rares légères et lourdes dans les chondrites (Schmidt, 1963; Haskin et al., 1966), et les diagrammes de leur distribution relative ont été établis, selon la convention commune, en fonction de leur numéro atomique. Les figures II-28 et II-29 illustrent successivement la distribution des terres rares dans les différentes zones métamorphiques le long des cinq coupes radiales, et dans l'ensemble de l'auréole en fonction du grade métamorphique. Dans tous les cas les deux figures montrent bien la richesse relative des métapélites en terres rares légères (La, Ce, Nd et Sm) qu'en terres rares lourdes (Yb et Lu), avec une légère anomalie négative en Eu. Aussi, il y a lieu de faire remarquer que le long des coupes radiales, à l'exception de la coupe 2, les terres rares sont plus abondantes dans les échantillons du haut grade que ceux du grade faible. Les terres rares légères qui sont en bonne cohérence géochimique présentent une corrélation positive avec TiO_2 et aussi avec Cr, Sc et Y (Tableau II-11). Ce qui laisse peut être suggérer une importante concentration des terres rares légères dans les phases mafiques, principalement la biotite. Étant prépondérante dans les roches de l'auréole métamorphique, la biotite semble participer à une grande part du budget des terres rares légères. La résidence des terres rares dans les roches métamorphiques qui dépend de la présence des minéraux et de leur abondance modale, est bien montré par Sawyer (1986), Ståhl et al. (1987) et Grauch (1989).

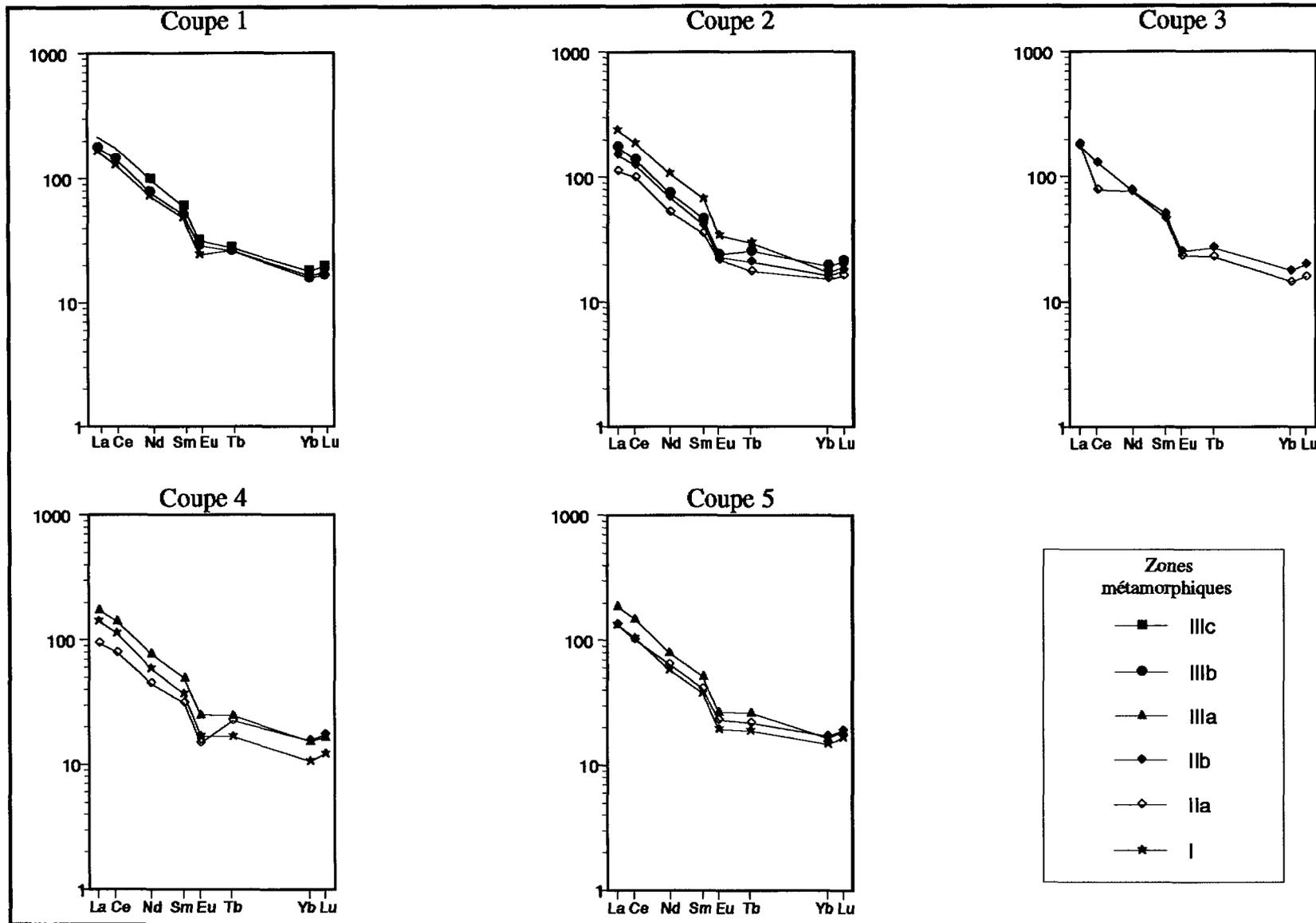


Fig.II-28. Patterns de la concentration moyenne des terres rares des métapélites de l'auréole de contact d'Oulmès normalisées aux chondrites dans les différentes zones métamorphiques le long des 5 coupes radiales.

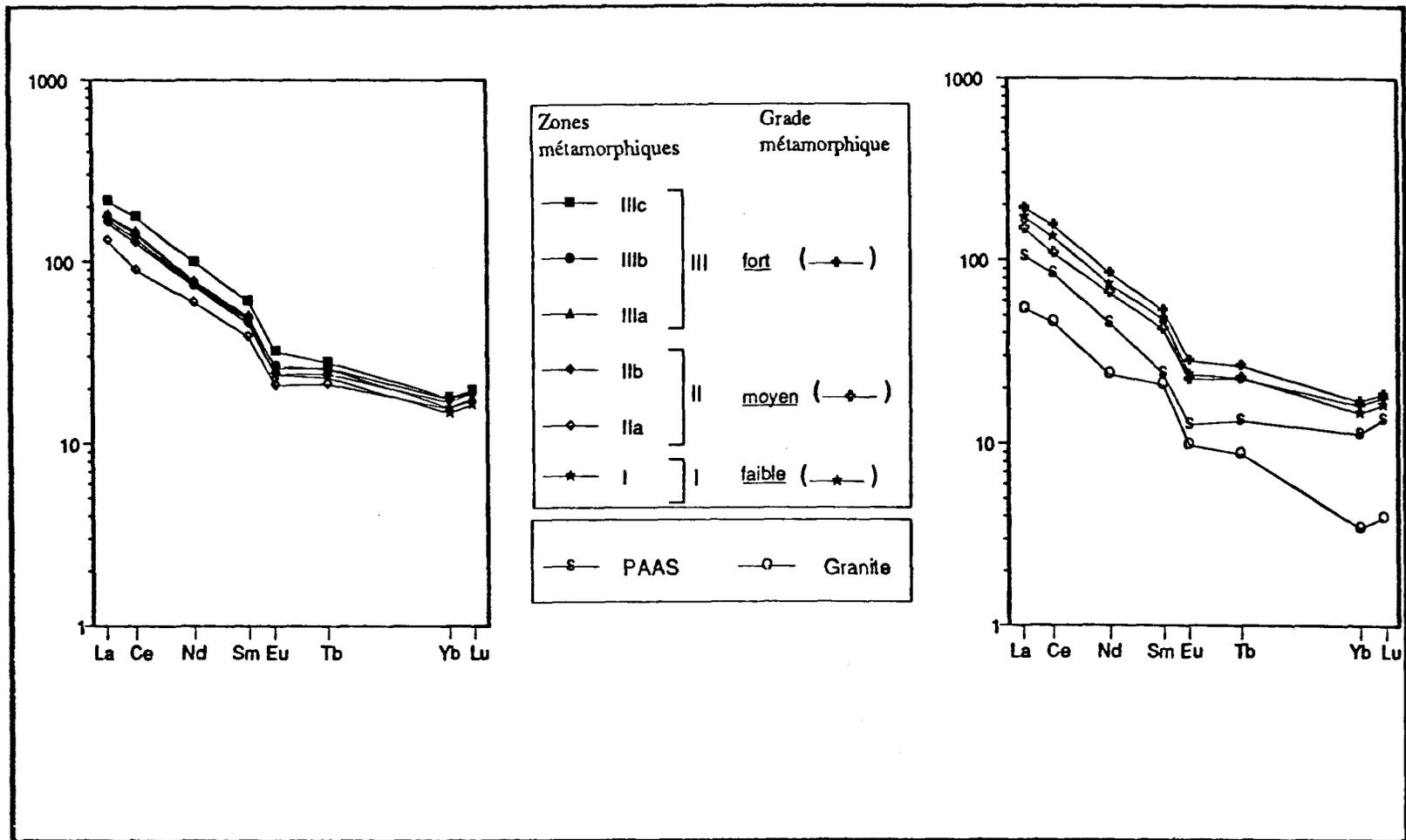


Fig.II-29. Patrons de la concentration moyenne des terres rares normalisées aux chondrites dans les différentes zones métamorphiques à travers l'ensemble de l'auréole de contact.

Fig. II 30. Patrons de la concentration moyenne des terres rares des métapélites normalisées aux chondrites dans les différents grades métamorphiques de l'auréole d'Oulmès. O: granite d'Oulmès. s: sédiments post-archéens en Australie (PAAS).

En plus de leur cohérence géochimique, les terres rares lourdes présentent une corrélation modérée avec TiO_2 , Y, Hf et Th qui sont considérés comme éléments de faible mobilité. Les figures II-28 et II-29 montrent en effet un appauvrissement en terres rares lourdes par rapport aux terres rares légères. Cependant les terres rares, aussi bien les lourdes que les légères, paraissent généralement incorporés dans le matériel argileux, et le minéral qui semble le mieux adapté pour les contenir est représenté par la biotite. Dans ses travaux, Sawyer (1986) avait d'ailleurs montré que la biotite pourrait contenir jusqu'à 65% des terres rares lourdes présentes dans les pélites. Par la faible corrélation du Zr avec les terres rares, le zircon qui représente selon Henderson (1984), la phase importante pour la concentration des terres rares lourdes ne semble pas contribuer ici à leur budget. Il est possible que l'ilménite, par sa richesse en TiO_2 et par son abondance dans les métapélites de l'auréole métamorphique peut contribuer à ce budget des terres rares. La tourmaline qui se développe non seulement dans les minéraux détritiques des roches sédimentaires (Pettijohn et al., 1973), ou authigéniquement durant les derniers stades de la diagénèse (Awasthi, 1961), mais occupe une large étendue dans l'auréole métamorphique d'Oulmès, où elle présente une grande ubiquité dans les métapélites. Les patrons des terres rares établis dans la tourmaline par King et al. (1988) sont similaires à ceux déterminés pour les métapélites. Cette similarité suggère peut être la contribution de la tourmaline dans l'abondance des terres rares dans les métapélites de l'auréole métamorphique d'Oulmès.

La figure II-29 montre une légère variation dans la distribution des terres rares dans les métapélites qui se traduit par un faible enrichissement des terres

rare légères dans la zone IIIc, et un faible appauvrissement de celles-ci dans la zone IIa. Il semble alors que ni le grade métamorphique, ni la circulation du fluide hydrothermal n'ont de rôle important dans la redistribution des terres rares dans les métapélites de l'auréole métamorphique d'Oulmès. Celles-ci montrent en effet des abondances très similaires dans les différents grades métamorphiques, comme l'illustre la figure II-29. La forme similaire montrée par tous les patrons, indique qu'il n'y avait pas de fractionnement au sein des terres rares durant le métamorphisme de contact dans l'auréole d'Oulmès. Les métapélites qui présentent les patrons des terres rares analogues à celui déterminé pour le granite (Fig. II-30) à partir de l'analyse d'un seul échantillon (15 AO) paraissent plus riches en terres rares que les sédiments post-archéens étudiés en Australie (PAAS) par Nance et Taylor (1976).

II-6-2 Conclusion

Les changements géochimiques enregistrés par les roches métapélitiques de nature homogène se traduit par le mode de distribution, dans l'ensemble de l'auréole métamorphique, des oxydes majeurs, des éléments traces et des terres rares. Les oxydes majeurs et les éléments traces qui leur sont géochimiquement similaires montrent des variabilités dans leurs concentrations. Celles-ci paraissent cependant non significatives, même si l'on considère les changements enregistrés dans les concentrations des alcalins et des alcalino-terreux aux voisinages immédiats du granite. Les changements montrés dans la distribution des éléments chimiques dans les métapélites dépendent étroitement de la composition chimique initiale des roches. L'effet du métamorphisme se montre minime à même négligeable par rapport à la variabilité chimique

prémétamorphique causée lors de la différenciation diagénétique des sédiments. La circulation du fluide hydrothermal qui est responsable du changement chimique par le transfert des éléments (Cs et Rb principalement) dans la zone interne de l'auréole, aux voisinages du granite, avait joué un rôle important dans l'évolution géochimique des roches durant le métamorphisme de contact. Cette évolution géochimique des roches dans l'auréole métamorphique d'Oulmès est contrôlée essentiellement par deux facteurs: 1) la composition chimique initiale des roches, et 2) l'altération hydrothermale et les phénomènes métagénétiques. Mis à part le comportement de H₂O et, dans une moindre mesure, la mobilité légère de certains alcalins, le métamorphisme de contact créé par le granite d'Oulmès est de nature isochimique, et le système intrinsèque de l'auréole métamorphique est généralement fermé.

II-7 CONDITIONS PHYSIQUES ET ÉVOLUTION DU MÉTAMORPHISME DE CONTACT DANS L'AURÉOLE D'OULMÈS

La distribution spatiale des isogrades et les séquences des assemblages minéralogiques rencontrés dans l'auréole métamorphique, montrent une croissance du grade métamorphique lorsqu'on s'approche du contact granite - encaissant.

La composition des paragenèses minérales et leurs relations chémostratigraphiques, ainsi que les réactions produites, varient avec le grade métamorphique. Celui-ci est contrôlé par les conditions physiques qui règnent dans l'auréole métamorphique de contact. Les valeurs des paramètres

physiques P et T ont été déterminées dans le but d'établir l'évolution du métamorphisme dans l'auréole d'Oulmès.

II-7-1 Estimation de la température

Dans un champ métamorphique donné, la température est généralement déterminée à partir des thermomètres chimiques et isotopiques (Essene, 1982). Ces derniers, basés sur l'étude du fractionnement des isotopes de l'oxygène (Hoernes et Friedrichsen, 1978; Hoernes et Hoffer, 1979), ne semblent pourtant pas dépendre de la pression comme le sont les thermomètres chimiques (Clayton et al., 1975). Dans les travaux de Blamart et al. (1992) entrepris dans la région d'Al Kirit, les températures (595°C) obtenues à partir du $\delta^{18}\text{O}$ pour le couple quartz - muscovite sont supérieures à celles (560°C) estimées à partir du thermomètre chimique tourmaline - biotite. Les thermomètres chimiques sont normalement basés sur l'équilibre chimique entre les phases minérales coexistantes, qui se traduit par l'échange des éléments chimiques décrit depuis Ramberg et Vore (1951). Cet équilibre est défini par le coefficient de partage K_D des éléments chimiques (souvent Fe-Mg) entre les couples de minéraux. Plusieurs géothermomètres ont été ainsi mis en évidence dont, le plus populaire et le plus fréquemment utilisé (puisque c'est le plus commun dans l'assemblage rencontré dans les métapélites) c'est le grenat - biotite. Ce géothermomètre qui est exprimé par un $K_D = (X_{\text{Mg}} / X_{\text{Fe}})_{\text{grt}} / (X_{\text{Mg}} / X_{\text{Fe}})_{\text{bt}}$ a été proposé par Thompson (1976) et calibré expérimentalement par Ferry et Spear (1978), et fréquemment utilisé jusqu'à nos jours en pétrologie métamorphique.

Dans le présent travail, que ce soit dans l'auréole métamorphique d'Oulmès ou dans celle de Ment, le géothermomètre grenat - biotite n'est pas applicable, à défaut du grenat. Aussi le couple muscovite - paragonite (échange K - Na dans les micas blancs), calibré expérimentalement par Eugster et al. (1972) n'est pas utilisé ici à cause de la non coexistence de ces deux minéraux (en tant que "end member") d'une part, et de la présence très rare de paragonite d'autre part. C'est probablement pour cette raison que Blamart et al. (1992), dans leur tentative d'utiliser ce calibrage, avaient obtenu des valeurs trop faibles par rapport à celles qu'ils avaient déterminées à partir du thermomètre tourmaline - biotite, ou de $\delta^{18}\text{O}$ (quartz - muscovite). De même, la non coexistence du feldspath potassique et de l'albite ne permet pas ici l'application du calibrage établie par Powell et Powell (1977) basée sur l'échange de K - Na entre ces deux minéraux. En se basant sur les résultats obtenus par Blamart et al. (1992), il semble que seul le calibrage représenté par le couple tourmaline - biotite (parmi les thermomètres chimiques mentionnés) qui peut fournir des estimations valables de température. L'assemblage minéralogique rencontré a aussi aidé pour avoir une idée globale sur les conditions P-T dans l'auréole métamorphique.

Le géothermomètre tourmaline - biotite proposé par Colopietro et Frieberg (1987) est basé sur le partage Fe - Mg entre les deux minéraux dans les métapélites à sillimanite, staurotide et grenat. Le calibrage a été dérivé du géothermomètre biotite - grenat de Ferry et Spear (1978) et correspond à $\text{Ln}(K_D) = (-3150 / T^\circ\text{K}) + 4,52$ avec un coefficient de partage $K_D = (\text{Mg}/\text{Fe})_{\text{tur}} / (\text{Mg}/\text{Fe})_{\text{bt}}$. À cause de la zonation présente dans les grains de tourmaline (Henry et Guidotti, 1985), la plupart des analyses à la microsonde ont été effectuées sur les bordures des sections généralement en contact avec les grains de biotite.

Les températures ont été déterminées le long des coupes radiales à l'aide du logiciel "P-T-t path" élaboré par Spear (1992), et les valeurs ainsi déterminées sont représentées dans le Tableau II-12. La température maximale atteinte est de l'ordre de 567°C enregistrée dans la zone IIIb. Utilisant le même calibrage tourmaline - biotite, Blamart et al. (1992) avaient obtenu 560°C comme température maximale au contact granite - encaissant dans la région d'Al Kirit. Ce qui concorde avec les résultats obtenus dans la présente étude. Néanmoins, la température maximale estimée dans la même région, à partir du thermomètre isotopique $\delta^{18}\text{O}$ quartz - muscovite (Blamart et al., 1992) est de l'ordre de 595°C (Tableau II-13). La différence de 28°C entre cette valeur et celle de 567°C obtenue dans la présente étude, à partir du calibrage tourmaline - biotite est dû peut être au rééquilibrage de la biotite et de la tourmaline lors du refroidissement du corps granitique. Aussi, selon les valeurs maximales présentées dans le Tableau II-13, l'écart important de température (60°C) entre la zone de IIb (à biotite non altérée) et la zone IIa (à biotite altérée) peut s'expliquer par l'effet de la circulation du fluide hydrothermal (voir chapitre IV).

Les valeurs déterminées de la température enregistrée dans l'auréole métamorphique d'Oulmès (Tableau II-12) ont permis de construire des profils thermiques le long des coupes radiales effectuées à travers l'auréole de contact. Ces profils sont construits dans le but, de comprendre l'évolution thermique dans l'auréole métamorphique, de mettre en évidence la relation entre la distribution de la température et les séquences des isogrades et des réactions de déshydratation produites durant le métamorphisme de contact, et d'établir un modèle thermique mettant en relation les propriétés thermiques des roches encaissantes, la forme du pluton, le mode de transfert de chaleur, et le temps de

Tableau II-12. Valeurs calculées du coefficient de partage KD(tur-bt) dans les zones métamorphiques de l'auréole d'Oulmès.

Échantillons n°	Distance (m)	Zones métamorphiques	Mg/Fe	Mg/Fe	KD*	T(°C)	
			biotite	tourmaline			
Coupe 1	87	1	IIIc	0,436	0,919	2,11	563
	86	30	IIIc	0,67	1,14	1,7	517
	86	30	IIIc	0,45	1,14	2,11	563
	85	55	IIIc	0,517	0,956	1,85	535
	48	550	IIIb	0,444	0,956	2,17	567
Coupe 2	40	1	IIIb	0,432	0,91	2,11	563
	39	100	IIIb	0,54	1,05	1,94	543
	38	150	IIIb	0,513	0,961	1,87	536
	38	150	IIIb	0,49	0,94	1,89	539
	37	250	IIIa	0,538	0,976	1,81	530
	37	250	IIIa	0,536	1,08	2,01	551
	36	750	IIb	0,592	0,841	1,42	482
	36	750	IIb	0,522	0,801	1,53	496
	35	1000	IIb	0,684	0,965	1,41	481
	35	1000	IIb	0,617	0,835	1,35	473
Coupe 3	73	10	IIb	0,54	0,906	1,68	515
	82	50	IIb	0,6	0,928	1,55	499
	70	300	IIb	0,6	0,95	1,58	502
	70	300	IIb	0,45	0,835	1,86	535
	67	900	IIb	0,589	0,93	1,58	503
	67	900	IIb	0,67	0,97	1,45	486
	65	2000	IIa	0,57	0,91	1,36	475
Coupe 5	62	15	IIIa	0,528	0,85	1,89	539
	61	100	IIIa	0,53	0,95	1,79	527
	60	280	IIIa	0,529	0,97	1,83	531
	59	510	IIIa	0,575	0,845	1,47	489
	59	510	IIIa	0,67	1,06	1,58	503
	58	750	IIIa	0,739	1,102	1,49	492
57	1250	IIa	0,651	0,73	1,121	442	

$$KD^* = (Mg/Fe)_{\text{tourmaline}} / (Mg/Fe)_{\text{biotite}}$$

Tableau II-13. Valeurs maximales de température et de pression estimées dans chaque zone métamorphique de l'auréole d'Oulmès.

Zone	T maximale (°C)	P maximale (kbar)
IIIc	595*	-
IIIb	567	2,5
IIIa	551	2,1
IIb	535	1,8
IIa	475	1,7

*: valeur déterminée par Blamart et al. (1992), à partir de la composition isotopique en oxygène du couple quartz-muscovite.

refroidissement dans l'auréole de contact. Une discussion détaillée à ce propos, sera abordée ultérieurement dans le chapitre IV. Néanmoins, l'examen des profils de températures illustrés par la figure II-31, et les résultats figurés dans le Tableau II-12 laissent faire les remarques suivantes:

À l'exception de la coupe 1 effectuée dans la région d'Al Kirit, les coupes 2, 3 et 5 présentent des profils de température similaires. Ces profils se traduisent généralement par une décroissance graduelle de température d'autant plus qu'on s'éloigne du contact granite - encaissant. Cette augmentation de température, de la périphérie de l'auréole jusqu'aux approches du granite s'accorde avec la progradation métamorphique. Cependant, le long des coupes radiales, la température ne paraît pas uniforme autour du granite.

Le profil général de distribution de température illustré par la figure II-32 montre, à l'exception de la proximité immédiate du granite, une augmentation progressive de la température en se rapprochant du contact granite - encaissant. Le prolongement de la courbe (ligne en pointillé) coïncide avec la température maximale de 595°C obtenue par Blamart et al. (1992), à partir du $\delta^{18}\text{O}$ quartz - muscovite. Si cette valeur est réelle, il est possible que la faible température (567°C) estimée dans la zone IIIc à partir du thermomètre chimique tourmaline - biotite (présente étude) est due à un rééquilibre établi sous l'effet du refroidissement par convection. Dans tous les cas, le profil général de la température dans l'auréole d'Oulmès est similaire à celui montré ailleurs par plusieurs auteurs dont, Lovering (1955), Jaeger (1959), Turner (1981), Pattison (1991) et Buntebarth (1991).

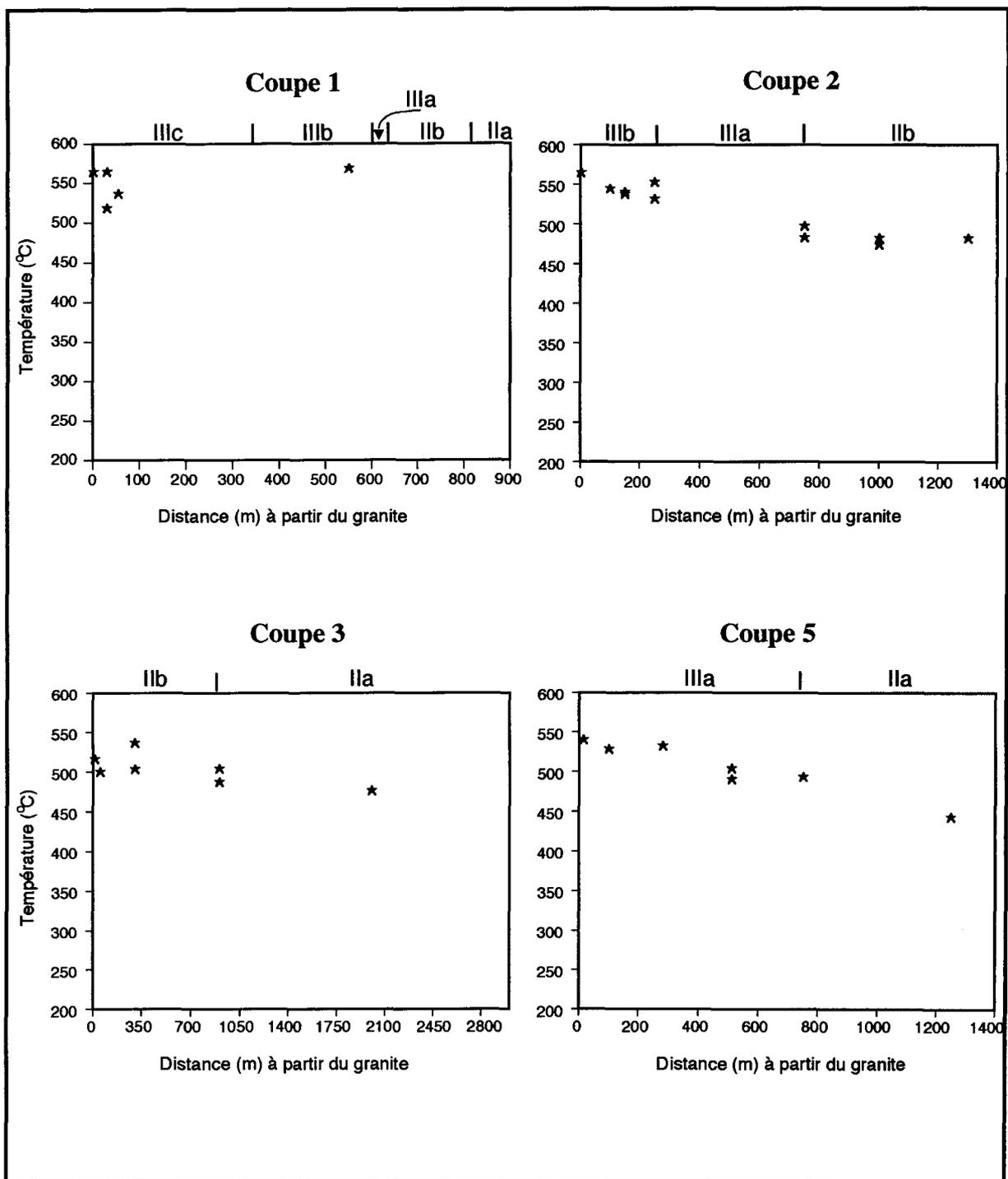


Fig. II-31. Distribution de la température, dans l'auréole métamorphique d'Oulmès, en fonction de la distance à partir du granite le long des coupes 1, 2, 3 et 5.

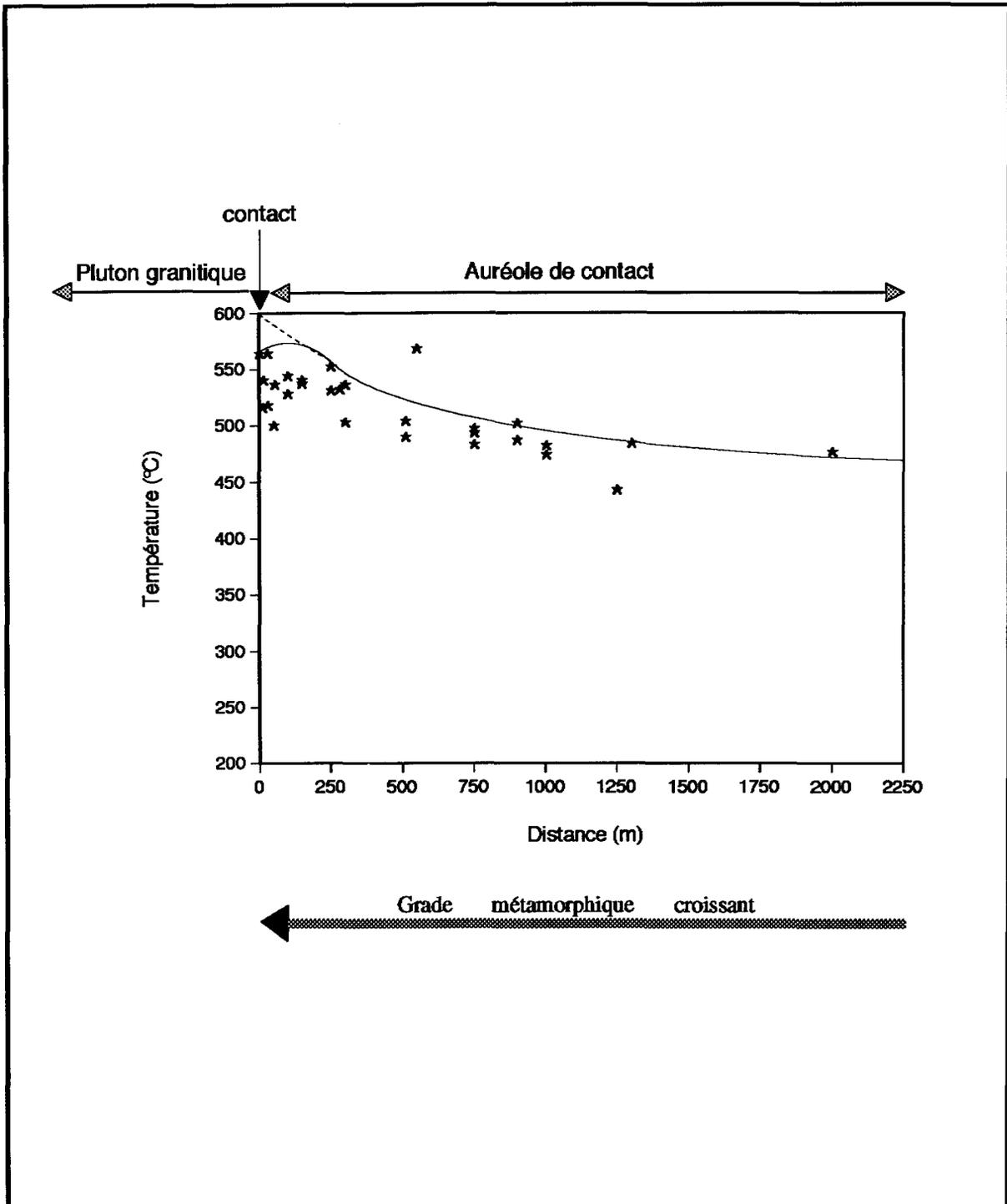


Fig. II-32. Profil général de la distribution de température en fonction de la distance à partir du contact granite -encaissant dans l'auréole métamorphique d'Oulmès.

II-7-2 Estimation de la pression

L'auréole métamorphique d'Oulmès ne contient pas d'assemblages minéralogiques permettant de déterminer la pression par la géobarométrie, comme, par exemple, les géobaromètres grenat - plagioclase - Al_2SiO_5 - quartz (Ghent, 1976; Ghent et al., 1979), et grenat - plagioclase - biotite - muscovite (Ghent et Stout, 1981; Hodges et Crowley, 1985). Toutefois, les paragenèses minérales rencontrées dans l'auréole d'Oulmès, et qui sont constituées de chlorite - biotite - andalousite - staurotide - muscovite - quartz permet de prédire, selon les travaux de Holdaway (1971), une pression faible ne dépassant pas 3,76 kb correspondant au point triple de stabilité des trois polymorphes Al_2SiO_5 . Considérant la température maximale de 595°C (Blamart et al., 1992) atteinte dans la zone IIIc de l'auréole métamorphique, et la courbe limite des phases andalousite - sillimanite (Holdaway, 1971), la pression maximale correspondante est de 2,4 kb (Fig. II-33). Cette valeur correspond exactement à celle obtenue dans la zone IIIb à partir de la substitution phengitique dans les micas blancs (Velde, 1965, 1967; Boulter et Raheim, 1974; Massonne et Schreyer, 1987). Les valeurs de pression maximale dans les zones IIIa, IIb et IIa présentées dans le Tableau II-13 ont été déterminées à partir du géobaromètre basé sur l'assemblage chlorite - mica blanc - biotite - quartz, proposé par Powell et Evans (1983) et recalibré par Bucher-Nurminen (1987). La pression peut être aussi estimée à partir de l'assemblage (muscovite + andalousite + feldspath potassique + quartz + fluide) rencontrée dans l'échantillon 40AO, correspondant à la réaction R4c. La composition des minéraux (appendice I) et l'utilisation du logiciel THERMOCALC (version 1992) ont permis d'obtenir des résultats pour différentes

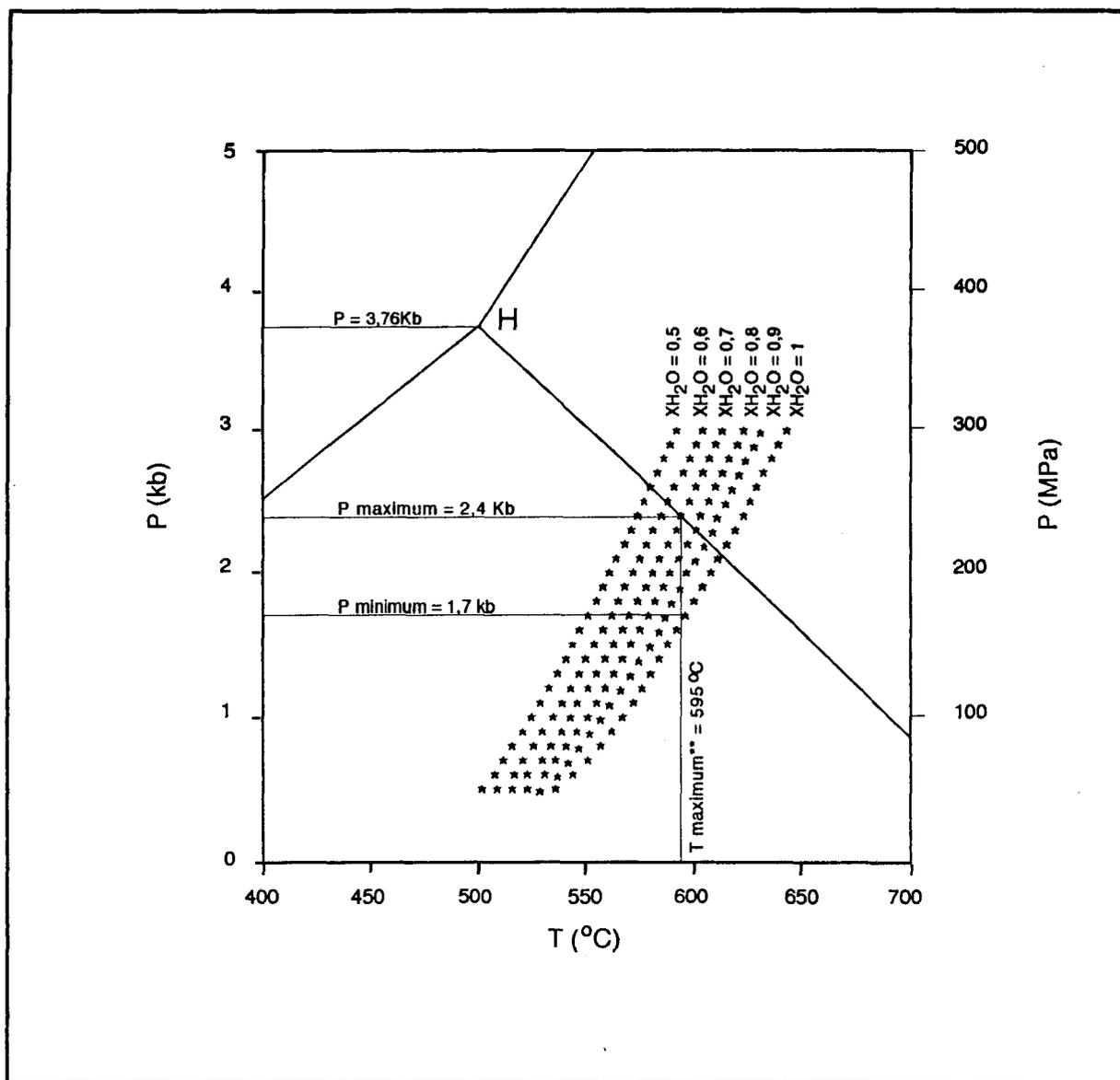


Fig. II-33. Diagramme P-T montrant la pression et la température maximales déterminées pour la réaction $\mu + \text{qtz} = \text{and} + \text{kfs} + \text{H}_2\text{O}$, dans l'auréole métamorphique d'Oulmès. H: Point triple de stabilité des polymorphes Al_2SiO_5 (Holdaway, 1971). Les pressions maximale et minimale correspondent à la température maximale $T = 595\text{ °C}$ déterminée dans la région d'Al Kirit (auréole métamorphique secondaire) à partir de $\delta^{18}\text{O}$ quartz - muscovite (Blamart et al., 1992). Les courbes en étoiles: variation de XH_2O .

valeurs P , T et X_{H_2O} qui sont illustrés par la figure II-33. En combinant ces résultats obtenus pour la réaction R4c avec la limite de stabilité des phases andalousite - sillimanite (Holdaway, 1971), et la température maximale 595°C (Blamart et al., 1992), on a pu déterminer une pression minimale de 1,7 kb pour $X_{H_2O} = 1$ et une pression maximale de 2,4 kb pour $X_{H_2O} = 0,7$. Ces valeurs de pression correspondent à celles figurées dans le tableau II-13.

S'il est admis depuis Turner et Verhoogen (1960) jusqu'à ces dernières années (Labotka et al., 1981; Pattison et Tracy, 1991; Kerrick, 1991) que le métamorphisme de contact est un métamorphisme isobarique (ce qui constitue l'un des avantages de l'étude d'une auréole métamorphique de contact par rapport au métamorphisme régional), de nombreux auteurs (Labotka et al., 1981; Droop et Treloar, 1981; Golberg et Leyeloup, 1990; Kerrick, 1991; Pattison et Tracy, 1991) avaient considéré la pression totale (P_t) = la pression lithostatique (P_l) = $\rho g h$, où ρ = densité (en gcm^{-3}) des roches encaissantes, g = accélération gravitationnelle ($9,81 ms^{-2}$), et h = épaisseur (en m) des sédiments constituant l'auréole métamorphique. Dans la région d'Oulmès, la pile sédimentaire cambro-ordovicienne estimée à partir d'une colonne stratigraphique (Termier, 1936; Termier et al., 1950) peut atteindre jusqu'à 8000 m d'épaisseur. Considérant une densité des métapélites variant entre 2,5 et 2,7 gcm^{-3}) et $h = 8000$ m, la pression estimée dans l'ensemble de l'auréole métamorphique d'Oulmès est de l'ordre de 2 kb à 2,1 kb. Considérant une erreur de précision $\Delta P \pm 0,3$ kb sur les estimations géobarométriques, ces valeurs sont analogues à celles déterminées pour $X_{H_2O} = 0,8 - 0,9$. Ainsi, il semble évident que la pression de l'ordre de 2 kb (=200MPa) correspond à un métamorphisme de contact isobarique dans l'ensemble de l'auréole d'Oulmès. Pourtant, les valeurs

maximales de pression ($\pm 0,3 \text{ kb}$) reportées dans le Tableau II-13 et illustrées par la figure II-34 montrent une décroissance dans le temps (voir chapitre IV) et dans l'espace. Cette décroissance de pression qui est de l'ordre de $0,4 \text{ kb}$ ($= 40 \text{ MPa}$) est l'équivalent d'un soulèvement d'environ $1,5 \text{ km}$ (considérant un gradient de pression de 270 bar/km). Ce soulèvement qui probablement en relation avec la position du pluton granitique d'Oulmès dans la partie supérieure du chevauchement situé à quelques kilomètres (environ 5 km), au Sud-est du massif d'Oulmès (voir figure I-2). En effet, le chevauchement qui était probablement en activité durant l'intrusion granitique, avait induit un soulèvement de l'ordre de $1,5 \text{ km}$ correspondant à une décroissance (légère) de pression de l'ordre de $0,4 \text{ kb}$ ($= 40 \text{ MPa}$). Considérant un temps de refroidissement de 200000 a , le taux du soulèvement est alors de l'ordre de $7,5 \text{ mm / an}$.

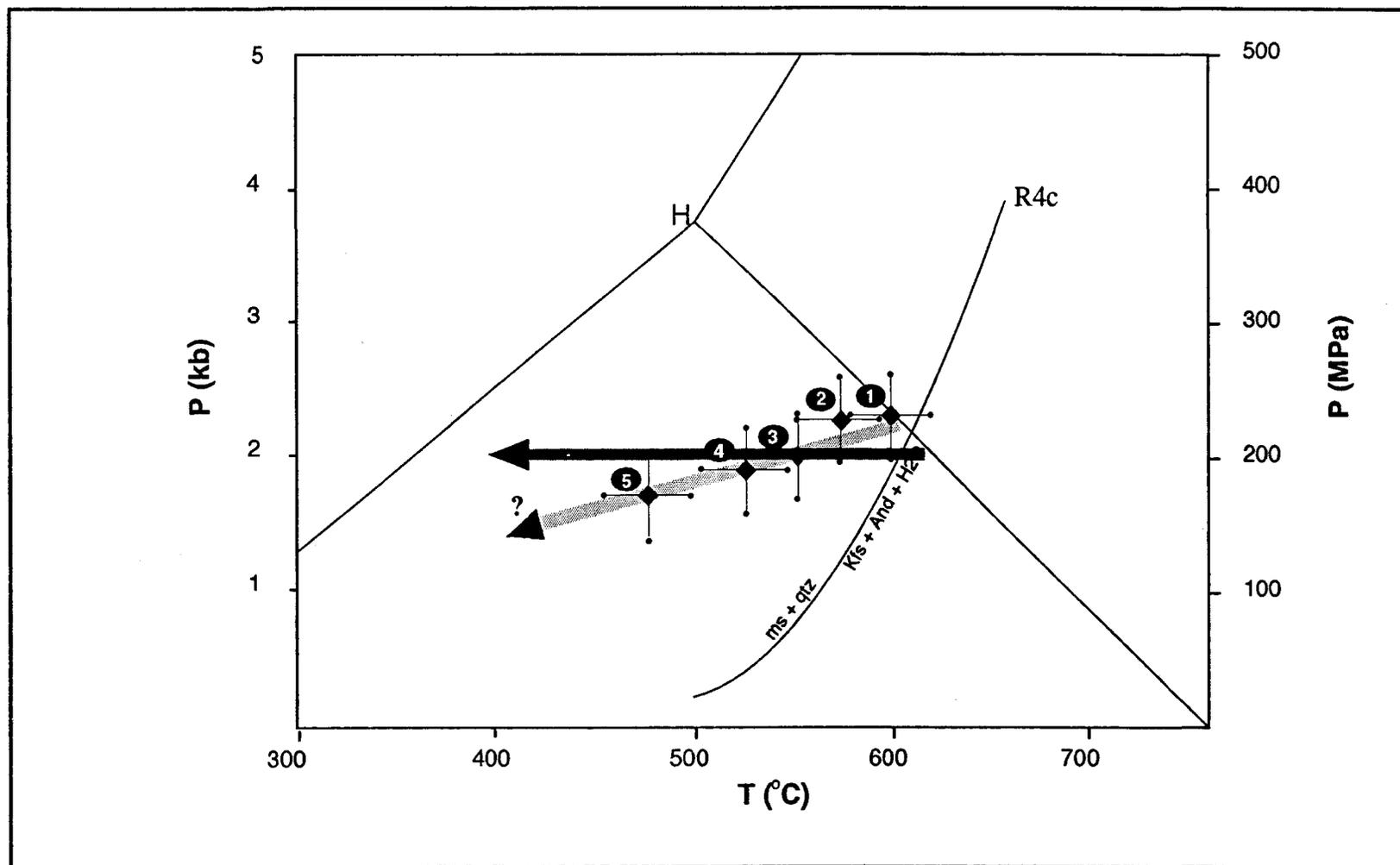


Fig. II-34. Marges de pression - température dans les différentes zones de l'auréole métamorphique d'Oulmès. 1, 2, 3, 4 et 5: respectivement, zones IIIc, IIIb, IIIa, IIb et IIa. La flèche horizontale indique la pression uniforme d'environ 2 Kbar dans l'ensemble de l'auréole métamorphique. La flèche oblique représente la décroissance éventuelle de la pression depuis la zone interne jusqu'à la périphérie de l'auréole métamorphique. R4c: réaction expérimentale réalisée par Chatterjee et Johannes (1974).

CHAPITRE III

DÉVELOPPEMENT DE L'AURÉOLE MÉTAMORPHIQUE DE MENT

Le plan de l'étude entamée dans l'auréole métamorphique de Ment est similaire à celui établi dans l'auréole de contact d'Oulmès. Les sections qui doivent être traitées dans ce chapitre sont rappelées ici dans l'ordre suivant: 1) l'établissement des zones métamorphiques et les caractéristiques pétrographiques des paragenèses minérales rencontrées dans l'auréole. 2) La variation de la taille absolue des grains de quartz en fonction de la distance à partir du granite, qui sera illustrée par des modèles établis le long de trois coupes radiales parmi celles effectuées dans l'auréole métamorphique. 3) L'évolution chimique et l'analyse chémographique des assemblages minéralogiques. 4) La détermination des conditions physiques P-T et l'évolution métamorphique dans l'auréole métamorphique de contact. 5) La géochimie des roches et le mode de distribution de leurs éléments chimiques durant le métamorphisme de contact.

III-1 ZONÉOGRAPHIE MÉTAMORPHIQUE ET SÉQUENCES DES ASSEMBLAGES MINÉRALOGIQUES

Par son caractère tardi-tectonique, le complexe granitique de Ment développe une auréole métamorphique de contact qui surimpose le métamorphisme régional, ce qui facilite la distinction entre les deux événements métamorphiques pourtant difficilement discernables dans la région d'Oulmès. L'auréole métamorphique de Ment qui avait connu deux épisodes de déformation enregistre une schistosité régionale résultant de la transposition des structures antérieures (S₀₋₁) pendant l'épisode D₂ de déformation. Cette schistosité régionale devient généralement plus intense et pénétrative d'autant plus qu'on se dirige vers le granite. Son orientation est N30 à N75 avec un pendage de 35° à 75° NW à NNW (Fig. III-1). L'analyse optique des lames minces des échantillons

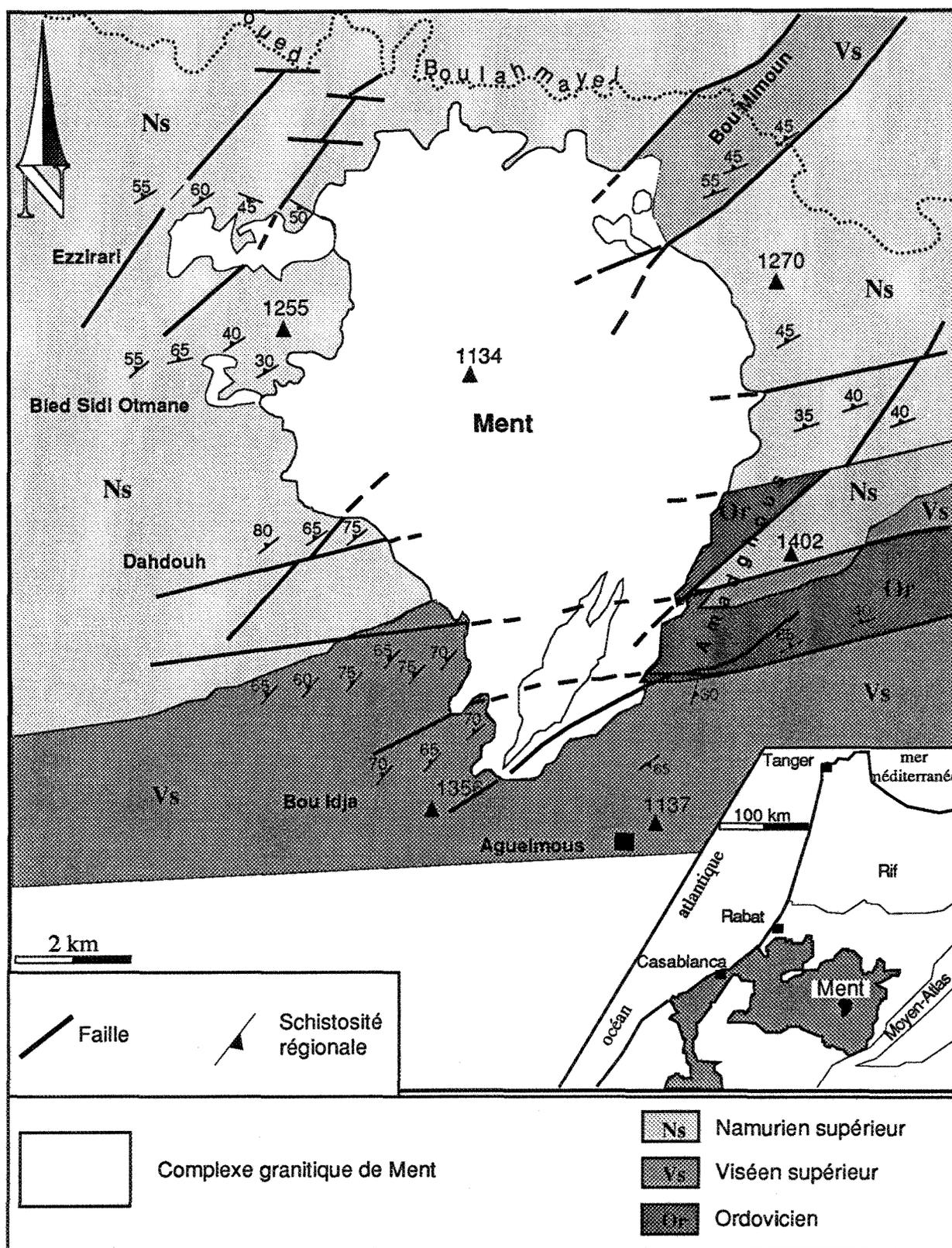


Fig.III-1. Carte structurale de l'auréole métamorphique de Ment.

prélevés le long de 9 coupes radiales a permis de déterminer les assemblages minéralogiques qui sont reportés dans le tableau III-1. Les paragenèses rencontrées sont attribuées aux deux événements métamorphiques (régional et de contact). Selon les critères définis dans le chapitre II, deux principales zones métamorphiques ont été mises en évidence. Chacune de ces zones est caractérisée par des assemblages minéralogiques spécifiques qui vont être décrits ci-après.

III-1-1 Zone I à chlorite + phengite ± biotite ± albite

Le métamorphisme régional qui affecte toute la région du Maroc central septentrional (Termier, 1936; Michard, 1976; Cailleux, 1981) englobant, entre autre les deux auréoles métamorphiques de Ment et d'Oulmès, est caractérisé par l'assemblage minéralogique chlorite + phengite ± biotite ± albite + quartz. Cette association minéralogique correspond, selon la classification de Turner et Verhoogen (1960), au faciès schistes verts. Quoiqu'elle est attribuée au métamorphisme régional de grade faible, la zone I est impliquée ici dans la formation des minéraux du métamorphisme de contact à partir des matériaux de base (chlorite + phengite) qu'elle contient. C'est pour cette principale raison que cette zone est décrite dans cette section.

L'observation microscopique des lames minces laisse voir des sections de chlorite qui se présentent généralement en fines lames effilées et souvent juxtaposées aux mica blanc, ou parfois en lentilles de petite taille (inférieure à

Tableau III-1. Sommaire des assemblages minéralogiques rencontrés dans l'aurole métamorphique de Ment.

Échantillon		Qtz	Ms	Bt	Chl	And	Pl	FK	Tur	Minéraux accessoires	Distance/ granite (m)
Coupe 1											
1	x	x	x			x		x	x	Zrn	50
4	x	x	x			x		x	x	Zrn	300
5	x	x	x			x		x	x	Zrn, Ilm	450
7	x	x	x			x		x	x		750
8	x	x	x			x			x	Zrn, Ilm	950
9	x	x	x1			x2			x		1300
12	x	x			x				x	Zrn, Ilm	2050
13	x	x			x				x	Zrn, Ilm	2600
14	x	x			x					Ilm	3250
Coupe 5											
72	x	x	x1						x	Zrn, Ap	5
75	x	x	x1						x	Zrn, Ilm, Ap	200
71	x	x	x1			x2			x	Ilm	350
70	x	x	x			x2			x	Ap, Ilm	500
68	x	x	x			x				Zrn	1750
67	x	x			x				x	Zrn, Ilm	2250
66	x	x			x				x	Zrn, Ilm	2500
Coupe 6											
102	x	x	x1			x			x	Zrn	50
105	x	x	x1			x			x	Zrn, Ilm	250
101	x	x	x1			x			x	Zrn	300
99	x	x	x1		x			x	x	Zrn, Ilm	2000
98	x	x	x		x			x		Ilm	2500
97	x	x	x		x					Ilm	2750
96	x	x			x				x	Zrn	3400
Coupe 8											
34	x	x	x1			x		x	x	Zrn	30
35	x	x	x1			x			x	Zrn	150
36	x	x	x1			x		x		Zrn, Ilm	650
39	x	x	x1		x	x		x		Zrn	1400
40	x	x	x1		x	x2			x	Zrn, Ilm	1850
45	x	x			x				x	Zrn, Ilm	3450
30	x	x			x				x	Ilm	3950

1: biotite chloritisée

2: andalousite séricitisée ou pseudomorphosée par la muscovite.

310 μm), souvent imprégnées de matière oxydée. Le grand axe de ces lentilles est toujours parallèle au plan de la schistosité régionale. La biotite rencontrée par endroits, se montre en lames minuscules de taille variant entre 80 μm et 320 μm . Son orientation parallèle au plan de la schistosité régionale lui confère un caractère synschisteux (contemporain de la schistosité régional), comme la chlorite ou les lames de micas blancs. Par ces caractères, la biotite rencontrée dans cette zone est appelée ici biotite 1 par comparaison à celle attribuée au métamorphisme de contact. Le quartz matriciel se présente souvent en grains à jonctions triples et de taille de l'ordre de 30 μm à 40 μm .

III-1-2 Zone II à biotite + muscovite + andalousite

Cette zone caractérisée par l'assemblage biotite + muscovite + andalousite \pm chlorite + quartz, constitue la principale zone de l'auréole métamorphique de Ment (Fig. III-2). Sa limite externe qui correspond à la première apparition de la biotite et de l'andalousite est distante d'environ 2000 m à partir du contact granite - encaissant. Dans les parties externe et médiane de cette zone où la schistosité régionale est bien préservée, les cristaux de biotite et d'andalousite, généralement peu nombreux et de petite taille, recoupent indifféremment les plans de schistosité ou bien, ils englobent des petites traînées charbonneuses ou de grains de quartz définissant une schistosité interne S_i du minéral parallèle au plan de la schistosité externe S_e de la matrice. Par ces caractères, ces deux minéraux sont alors considérés comme postérieurs à la schistosité régionale, et la biotite sera désormais appelée biotite 2 ou biotite de deuxième génération. Les lames de biotite 2 qui s'observent en tablettes de taille

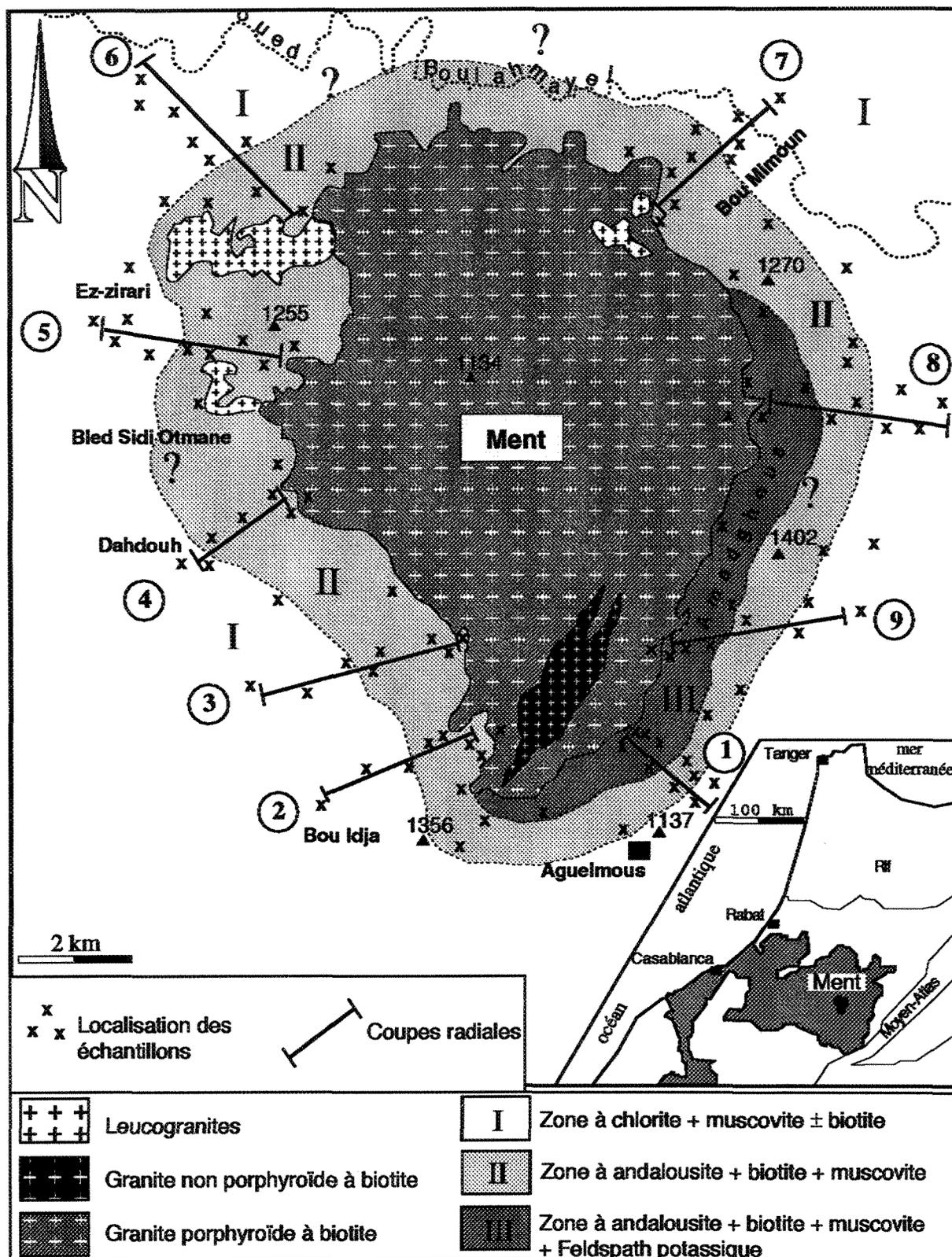


Fig.III- 2. Carte géologique simplifiée montrant les principaux faciès du complexe granitique de Ment (Boushaba, 1984), et les zones métamorphiques de son auréole.

variant entre 120 μm et 310 μm , montrent un pléochroïsme faiblement prononcé passant du brun très pâle au brun jaunâtre. Les sections d'andalousite qu'elles soient losangiques, en tablettes, ou en forme de "fer de lance" (Planche III-1) englobent parfois des inclusions charbonneuses le long de leurs diagonales (chiasolites). La biotite et l'andalousite, qui sont indiscutablement postérieures à la schistosité régionale, sont parfois associées à la chlorite originelle qui persiste encore dans la partie externe de cette zone. Le quartz matriciel s'observe en grains à bordures presque droites à jonctions triples et de taille comprise entre 40 μm et 55 μm .

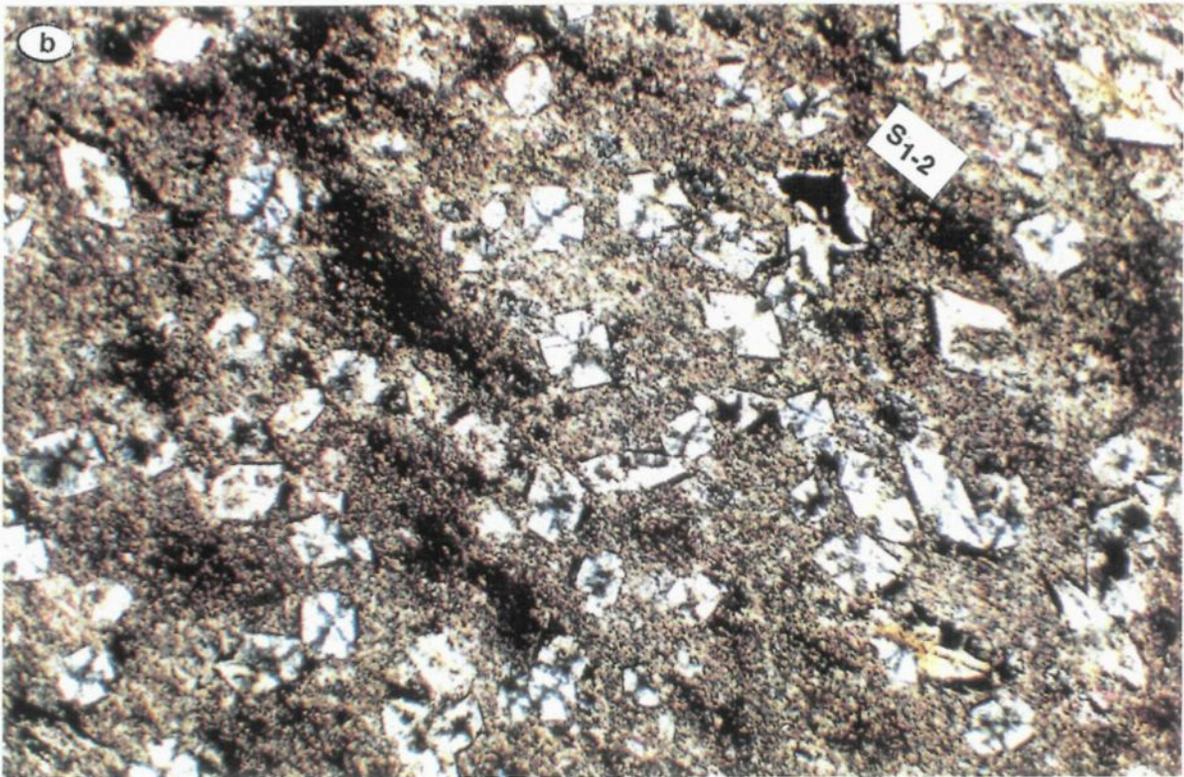
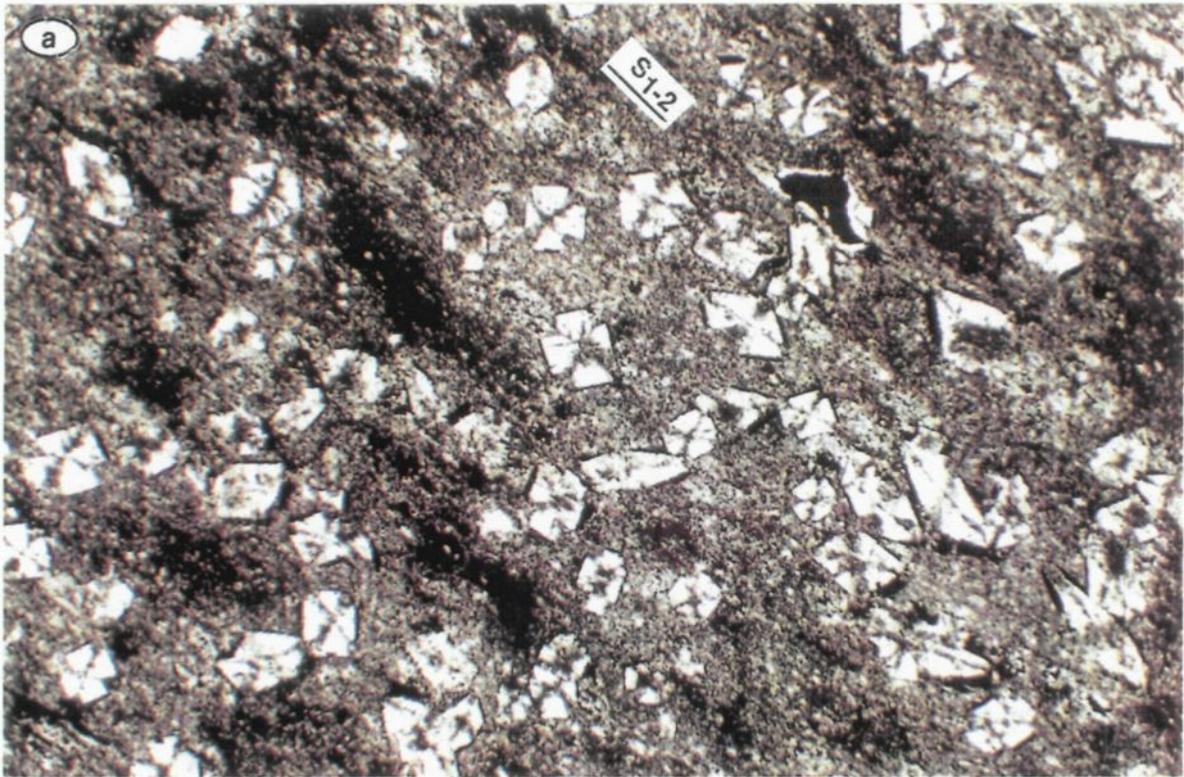
Dans la partie interne de la zone II, à quelques dizaines de mètres du granite où la schistosité paraît encore préservée (sauf dans de très rares endroits), mais à peine discernable, les minéraux se montrent disposés aléatoirement et n'enregistrent aucune orientation préférentielle. La biotite devient abondante et se présente en lames souvent altérées et de taille allant jusqu'à 1100 μm . Il y a lieu de faire remarquer que les cristaux automorphes à subautomorphes d'andalousite ne sont pas aussi développés et aussi fréquents que ceux observés dans l'auréole métamorphique d'Oulmès.

L'altération partielle ou totale de la biotite et la séricitisation des cristaux d'andalousite, dans plusieurs endroits de l'auréole métamorphique, est la conséquence de l'altération générale des roches affleurantes. Cependant, on arrive parfois à observer aux voisinages immédiats du granite la pseudomorphose partielle à même totale des cristaux d'andalousite par des lames de muscovite souvent groupées en étoiles. La pseudomorphose de l'andalousite par la muscovite n'est manifeste qu'aux approches des protrusions

PLANCHE III-1

Dans la matrice fine charbonneuse, baignent des cristaux d'andalousite de différentes formes, et sans aucune orientation préférentielle. Grossissement: x2,5. Longueur du champ d'observation: 6,75 mm.

- a) Photomicrographie en lumière non analysée "naturelle".
- b) Photomicrographie en lumière analysée (nicols croisés).



leucogranitiques mises en place tardivement dans les parties ouest et est de l'auréole de contact (Fig. III-2). C'est dans ces endroits que la tourmaline se rencontre en abondance. Les cristaux de tourmaline qui se montrent souvent zonés, de couleur brun verdâtre, et de taille micrométrique à millimétrique sont associés à la biotite chloritisée, et à l'andalousite totalement pseudomorphosée par de grosses lames de muscovite. La formation de la tourmaline et la transformation de la biotite et de l'andalousite par des phénomènes hydrothermaux et métasomatiques (Manning, 1982; Henry et Guidiotti, 1985) sont similaires à ceux présents sur la bordure ouest du granite d'Oulmès, notamment dans la région d'Al Kirit. Mis à part la muscovite attribuée au métamorphisme régional, la partie interne de la zone II abrite deux types de muscovites (du point de vue texture); la muscovite métamorphique (liée au métamorphisme de contact) qui se montre en lames généralement automorphes et de taille variable (entre 130 μm et 330 μm), recoupant obliquement le plan de la schistosité régionale, et la muscovite hydrothermale qui correspond à de grosses lames de remplacement provenant de la pseudomorphose partielle ou totale de l'andalousite. Ces lames automorphes de muscovite sont généralement groupées en étoiles ou en éventail lorsque l'andalousite paraît totalement pseudomorphosée.

III-1-3 **Zone III à feldspath potassique + biotite + andalousite + muscovite**

La première apparition du feldspath potassique définit la limite externe de la zone la plus interne de l'auréole de contact qui longe les bordures est et sud du granite (Fig. III-2). Cette zone est caractérisée par l'assemblage biotite + andalousite + muscovite + feldspath potassique \pm albite + quartz. La formation et

le développement du feldspath potassique indiquant le grade métamorphique le plus fort dans l'auréole de contact, coïncide avec un changement textural dramatique des roches métamorphiques. Le cas similaire est observé dans la plupart des auréoles de contact dont celles par exemple, de Comrie en Écosse (Mason, 1978), de McGerrigle au Québec (Van Bosse et Williams - Jones, 1988), de Ballachulish en Ecosse (Pattison et Harte, 1985; Pattison et Tracy, 1991). Ce changement textural des métapélites se traduit en effet, par le passage de la fissilité de ces roches à de véritables cornéennes rencontrées dans la partie interne de l'auréole métamorphique à quelques dizaines de mètres du contact granite - encaissant. De plus, le développement du feldspath potassique s'accompagne d'une réduction remarquable de la muscovite. La texture de la biotite (rarement altérée) est similaire à celle rencontrée dans la partie interne de la zone II à biotite + andalousite. Les cristaux d'andalousite généralement automorphes et non altérés, se montrent souvent juxtaposés à des sections xénomorphes et non altérées du feldspath potassique (Planche III-2). Le plagioclase (albitique) observé dans un seul échantillon (34 AM) à une trentaine de mètres à l'Est du granite se présente en deux sections isolées, subautomorphes et de taille variant entre 120 μm et 310 μm .

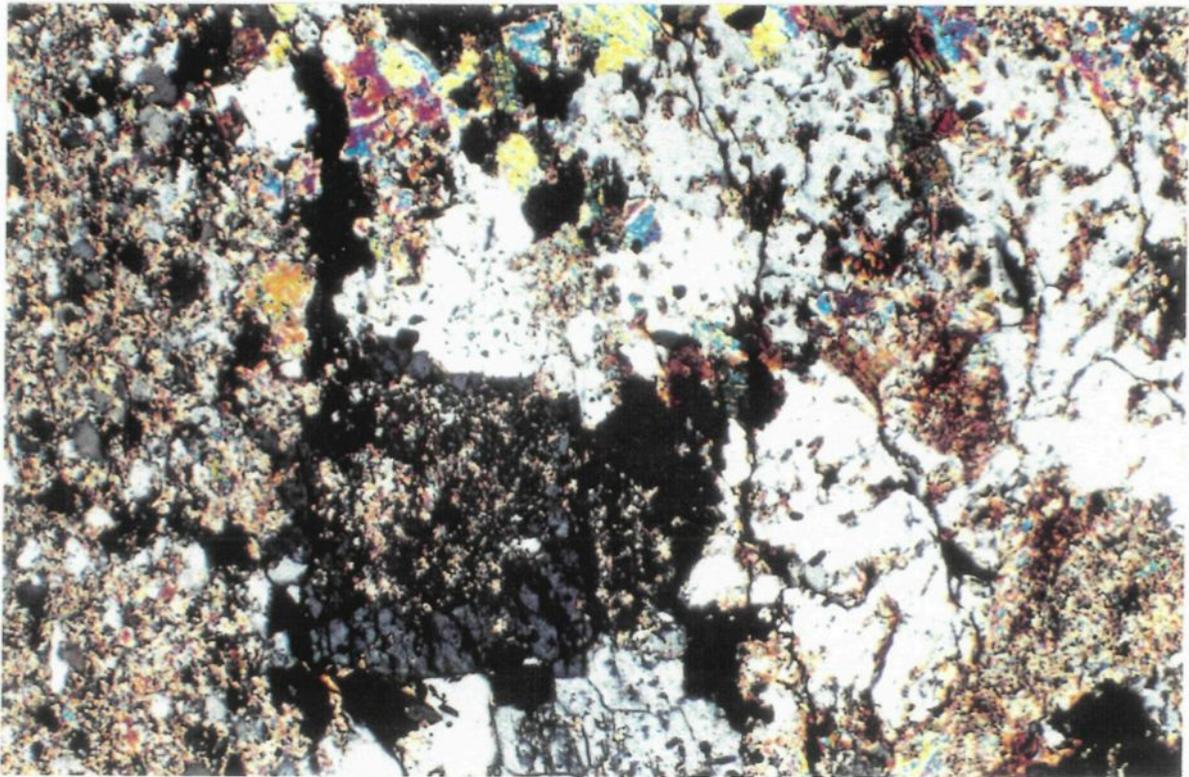
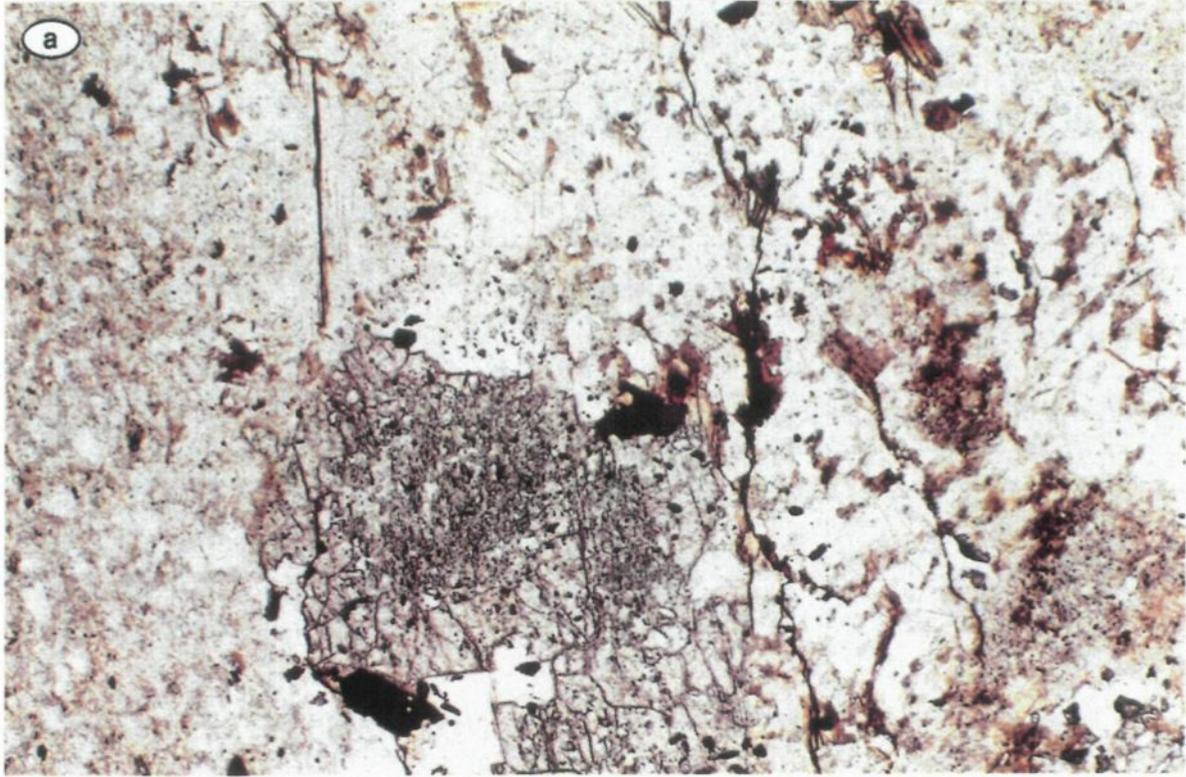
III-2 DISTRIBUTION DE LA TAILLE ABSOLUE DES GRAINS DE QUARTZ

Dans la région de Ment où la mise en place du granite est tardi-tectonique (Termier, 1936; Boushaba, 1984) le problème de distinction des deux événements métamorphiques régional et de contact, ne se pose absolument pas. L'étude des grains de quartz est effectuée afin de raffiner la limite externe de

PLANCHE III-2.

Dans la zone III, on note la juxtaposition des cristaux d'andalousite et des plages du feldspath potassique. Les deux minéraux ne montrent généralement pas d'altération intense. Grossissement: x5. Longueur du champ d'observation: 2,75 mm.

- a) Photomicrographie en lumière non analysée "naturelle".
- b) Photomicrographie en lumière analysée (nicols croisés).



l'auréole métamorphique de contact, et de connaître éventuellement la forme approximative du corps intrusif, etc.

II-2-1 Méthodes de mesures

Les méthodes de mesures et les restrictions entreprises dans cette étude ont été décrites dans le chapitre II. Néanmoins, il y a lieu de rappeler que la taille des grains de quartz dont la croissance semble gênée ou freinée par d'autres grains des autres phases minérales (feldspath et andalousite) a été éliminée. Aussi, le mode de formation et les processus de recristallisation et de croissance des grains qui sont fonction de la température, du temps de chauffage auquel les grains sont exposés, de la migration des atomes qui dépend de l'énergie d'activation au niveau des bordures des grains, etc. (Griggs, 1967; Gleither et Chambers, 1972; Voll, 1976; Joeston, 1983), ne seront pas traités dans la présente étude. L'établissement des modèles de distribution est basé principalement sur l'observation de la forme (polygonisation, bordures droites ou suturées, angles) et de la taille des grains de quartz en fonction de la distance à partir du granite. Toutefois, dans tous les échantillons sélectionnés le long des trois coupes normales au contact granite - encaissant, 867 mesures ont été effectuées et la valeur moyenne ainsi que l'écart type ont été déterminés (Tableau III-2).

Le nombre restreint de mesures (par rapport à celles établies dans l'auréole métamorphique d'Oulmès) effectuées sur les grains de quartz, résulte de la nature franchement pélitique des échantillons dans lesquels les phyllites (principalement) et les autres phases minérales occupent la presque totalité du

Tableau III-2. Valeurs de la taille absolue des grains de quartz en fonction de la distance à partir du contact granite - encaissant.

Échantillon No	nombre de mesures	valeur moyenne	écart type	erreur standard	distance / granite (m)
Coupe 1					
3A M	35	96,86	21,46	3,63	200
4A M	35	95,30	21,65	3,66	300
6A M	35	69,28	21,97	3,71	550
7A M	35	51,86	18,35	3,10	750
8A M	35	50,40	17,04	2,88	950
9A M	35	48,93	11,96	2,26	1300
11A M	35	35,71	10,65	1,80	1850
12A M	35	34,14	9,50	1,60	2050
13A M	35	35,43	11,78	1,99	2600
14A M	35	33,29	12,36	2,09	3250
Coupe 5					
75 A M	35	66,28	19,03	3,21	200
71 A M	12	61,25	13,50	3,90	350
70 A M	35	53,71	26,77	4,52	500
68 A M	21	45,76	11,34	2,47	1750
67 A M	21	32,85	10,07	2,19	2250
66 A M	35	33,71	13,30	2,25	2500
Coupe 8					
34 A M	21	85,47	12,54	2,38	30
35 A M	35	97,57	24,17	4,08	150
36 A M	35	74,29	21,76	3,68	650
37 A M	28	67,32	22,09	4,17	950
38 A M	35	59,14	15,41	2,60	1200
39 A M	28	57,00	14,61	2,47	1400
40 A M	36	38,14	10,37	1,75	1850
41 A M	35	31,57	10,90	1,84	2200
45 A M	35	32,28	11,84	2,00	3450
30 A M	35	31,00	9,76	1,65	3950

volume de la roche. Dans ce cas, les grains de quartz sont soit très dispersés et isolés, soit groupés dans des veinules où les grains parents sont souvent préservés et leur taille se trouve alors inégale. Malgré le nombre très restreint de ces mesures, les résultats obtenus ont pourtant permis d'établir des profils de la taille des grains de quartz qui sont décrits ci-après.

III-2-2 Profils de distribution de la taille absolue des grains de quartz

Les courbes représentatives de la taille absolue des grains de quartz en fonction de la distance à partir du granite le long des trois coupes radiales (Fig. III-3) sont similaires à celles établies dans l'auréole métamorphique d'Oulmès. Cette similarité se traduit généralement par la présence de trois segments constituant ces courbes: un segment 1 à pente quasiment nulle dans la zone I à chlorite + phengite ± biotite, un segment 2 à pente moyennement forte dans la zone II à biotite + andalousite, et un segment 3 à pente raide dans la zone III à andalousite + feldspath potassique + biotite + muscovite. Le segment 1 correspondant à des valeurs comprises entre 31 μm et 34 μm indique vraisemblablement l'activité faible ou nulle du corps granitique sur les sédiments résidant généralement au delà de 2000 m à partir du granite. Autrement dit, l'auréole liée au métamorphisme de contact s'étend sur une largeur d'environ 2000 m autour du pluton granitique. En plus de leur taille relativement petite (31 μm 34 μm), les grains de quartz présentent dans la zone I une forme irrégulière avec des bordures généralement suturées. Dans les zones II et III où la distribution de la taille des grains de quartz est représentée successivement par les segments 2 et 3 (Fig. III-3), les grains montrent une forme polygonale avec des bordures droites et une jonction triple. Les différentes formes des grains de

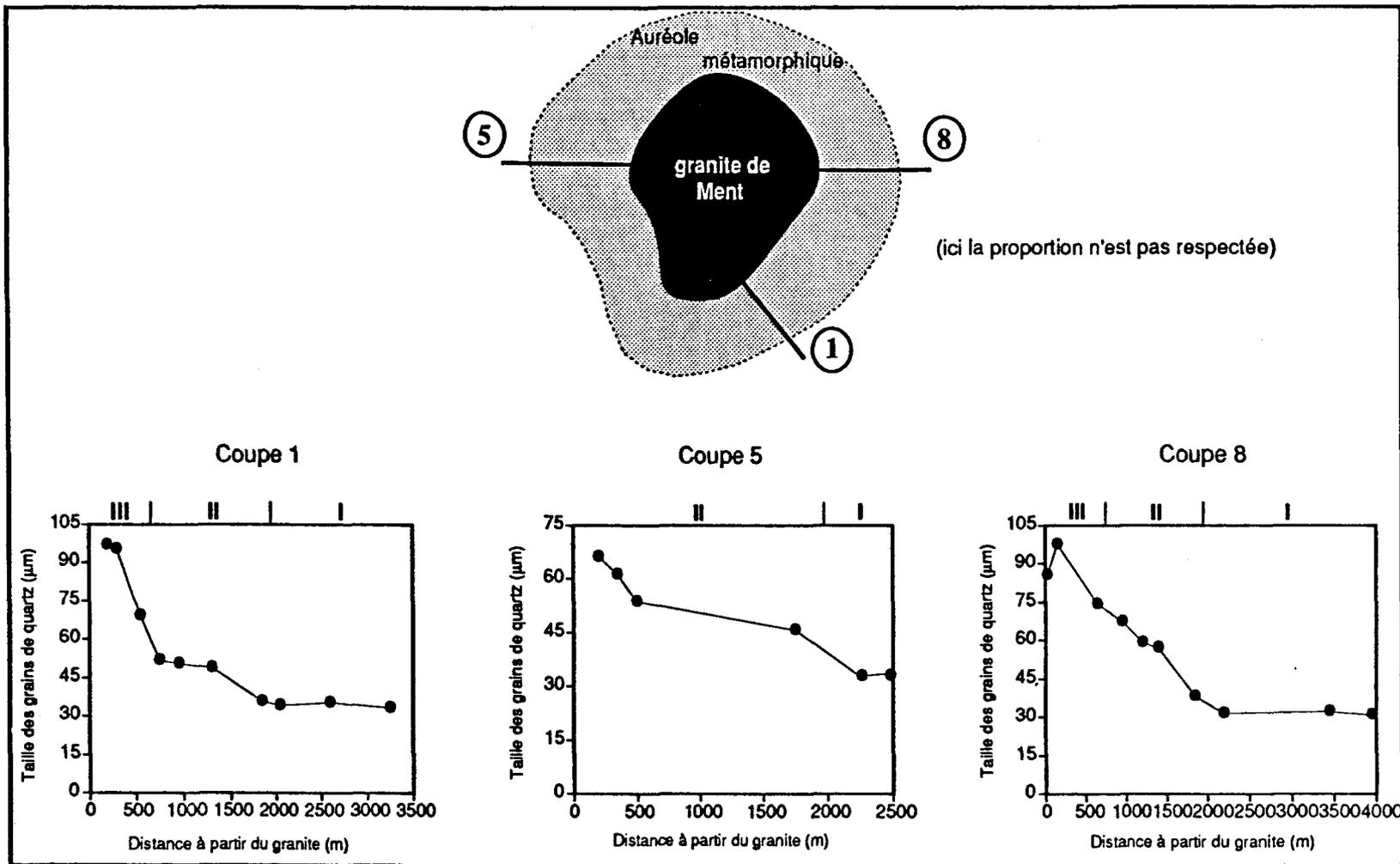


Fig. III-3. Variation de la taille absolue des grains de quartz en fonction de la distance à partir du granite de Ment.

I: zone à chlorite + mica blanc (phengite)

II: zone à biotite + andalousite + muscovite

III: zone à feldspath potassique + andalousite + biotite + muscovite

quartz héritées durant les différents stades de croissance, dans les principales zones métamorphiques sont similaires à celles observées dans l'auréole d'Oulmès (Planche II-13).

Sans que l'on puisse tenir compte de la cristallisation et de la croissance compétitive des grains d'autres phases minérales, il semble que la diminution de la taille des grains de quartz est systématique avec la décroissance du grade métamorphique. L'absence de l'extinction onduleuse dans les grains de quartz indique probablement que le chauffage induit par le corps granitique, responsable de la croissance de ces grains, n'est accompagné d'aucune déformation tectonique durant le métamorphisme de contact.

III-3 CONCLUSION

Mis à part la zone I à chlorite + phengite (attribuée au métamorphisme régional), l'auréole métamorphique de contact générée par le corps granitique de Ment, est constituée principalement de deux zones métamorphiques bien distinctes: la zone à andalousite + biotite + muscovite, et par endroits, à l'Est et au Sud de l'auréole se localise la zone à feldspath potassique + andalousite + biotite + muscovite + quartz. Une zone métasomatique large de quelques dizaines de mètres, se cantonne autour des protrusions de leucogranites, à Bled Sidi Otman à l'Ouest et à Ezzirari au Nord-ouest de l'auréole métamorphique de contact. Cette zone métasomatique se distingue de la zone II (métamorphique) par l'abondance de tourmaline donnant naissance parfois à de véritables tourmalinites, et par la transformation de la biotite et de l'andalousite en muscovite. La limite externe de l'auréole de contact qui paraît globalement à

égale distance autour du granite, correspond à la première apparition de biotite et d'andalousite. Cette limite externe de l'auréole de contact est située approximativement à 2000 m du granite, comme le montre les profils de distribution de la taille des grains de quartz effectués le long des trois coupes normales au contact granite - encaissant. Outre la détermination de la limite externe de l'auréole métamorphique de contact, la distribution de la taille des grains de quartz permet aussi d'établir la forme globale du corps intrusif. Le fait que l'auréole de contact est marquée par une largeur quasi constante d'environ 2000 m, on doit penser d'emblée à une forme régulière du pluton granitique de Ment. Ce qui diffère probablement de la forme irrégulière du pluton granitique d'Oulmès qui crée autour de lui une auréole de contact asymétrique.

III-4 CHIMIE ET ANALYSE CHÉMOGRAPHIQUE DES ASSEMBLAGES MINÉRALOGIQUES

Plusieurs analyses à la microsonde électronique ont été effectuées sur une trentaine d'échantillons prélevés le long des quatre coupes normales au contact granite - encaissant. Ces coupes radiales présentées dans la figure III-2 se présentent comme suit: la coupe 1 au sud-sud-est, la coupe 5 à l'Ouest, la coupe 6 au Nord-ouest, et la coupe 8 à l'Est de l'auréole métamorphique de contact. Les résultats d'analyses des minéraux métamorphiques rencontrés sont reportés dans l'appendice II. Le but principal de ces analyses consiste en: 1) l'examen de la variation de la composition chimique des minéraux en fonction de la distance à partir du granite, et la mise en évidence des facteurs responsables de cette variation chimique. 2) La détermination des échanges réactionnels et la compréhension de l'état d'équilibre entre les différentes phases minérales.

III-4-1 **Variation chimique des minéraux dans l'auréole métamorphique de contact**

Comme le corps granitique constitue la seule source de chaleur responsable du développement de l'auréole métamorphique de contact, au sein de laquelle les minéraux présentent des variations dans leur composition chimique; il devient nécessaire d'étudier cette variation chimique en fonction de la distance à partir du granite. Les minéraux étudiés sont principalement la biotite, la muscovite, l'andalousite et le feldspath potassique. Les chlorites rencontrées aussi bien dans la zone I que, par endroits, dans la partie externe de la zone II, sont souvent imprégnées de matière oxydée ou bien elles sont de petite taille. Toute tentative d'analyse de ces chlorites en mode EDS à la microsonde électronique fournit des résultats erronés.

Biotite

Malheureusement la plupart des échantillons de roches renferment des biotites qui sont presque toutes altérées. C'est la raison pour laquelle peu de données ont été retenues pour la composition chimique des biotites. Cependant, les résultats obtenus le long de la coupe 1 particulièrement, s'avèrent suffisantes pour pouvoir étudier la variation chimique des biotites dans l'auréole métamorphique de contact.

La projection des données sur le diagramme de Foster (1960) permet de montrer que les biotites de l'auréole métamorphique de Ment, comme celles d'Oulmès, sont toutes des biotites ferrifères (Fig. III-4). Néanmoins, une certaine variabilité s'enregistre dans le rapport $Mg/(Fe + Mg + Mn)$. La relation entre Al^{VI}

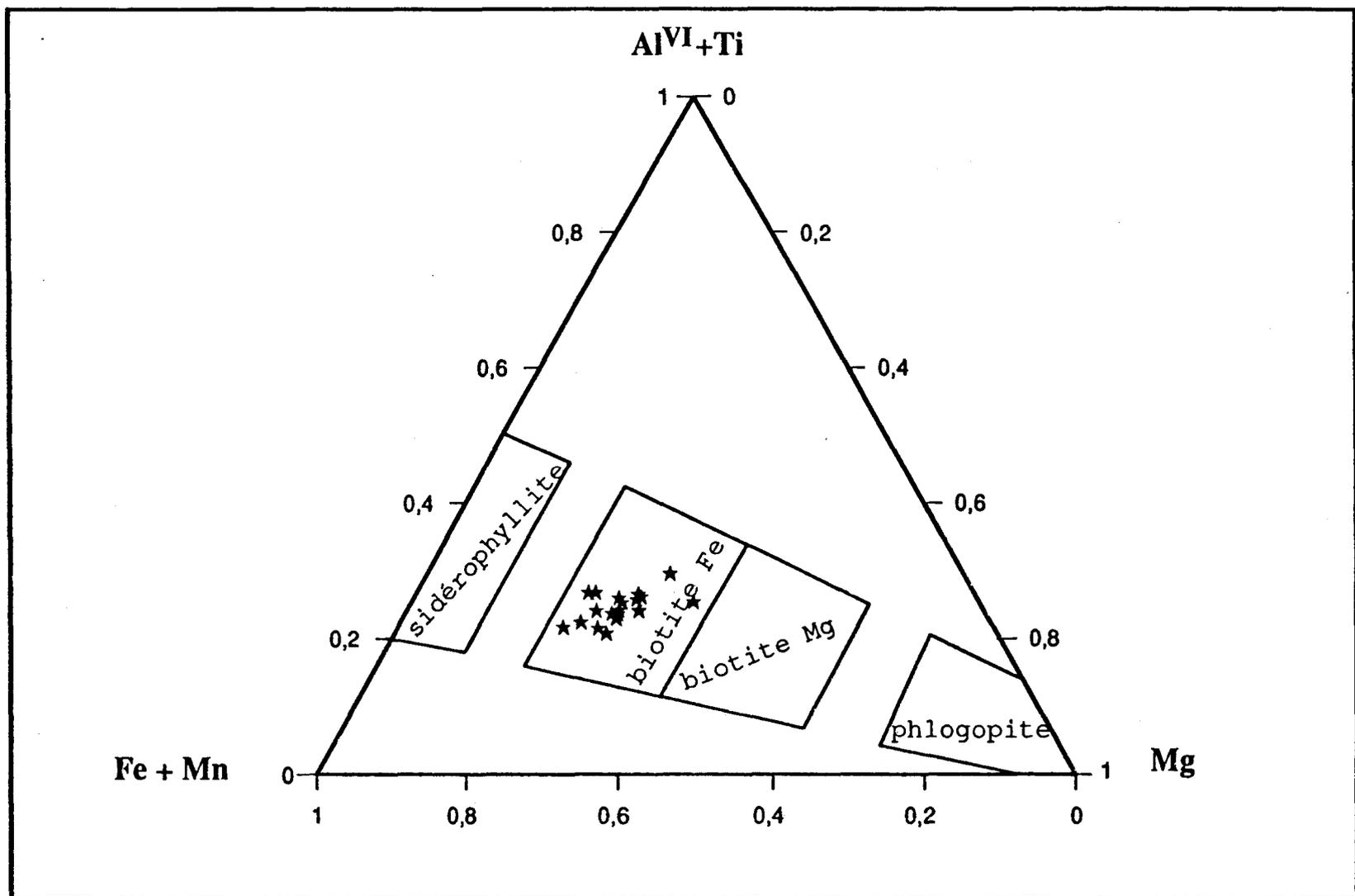


Fig. III-4. Projection des biotites de l'auréole métamorphique de Ment sur le diagramme de Foster (1960).

et Fe se traduit par l'existence de la corrélation négative illustrée par la figure III-4.

La variation de la composition chimique des biotites avec le grade métamorphique, en fonction de la distance à partir du contact granite - encaissant est illustrée par la figure III-5. La relation entre la composition chimique des biotites et le grade métamorphique a été déjà montrée dans plusieurs travaux depuis Miyashiro (1958), Kwak (1968), Lopez et al. (1978), Pattison (1985), Guidotti et al. (1988) et Xu et al. (1994). Cependant, les assemblages minéralogiques et la composition chimique totale des roches peuvent avoir aussi une influence sur la composition chimique des biotites. Ainsi, la figure III-5 permet de dégager les points suivants:

La diminution progressive de Si avec l'augmentation du grade métamorphique est marquée entre la biotite 1 attribuée au métamorphisme régional et la biotite 2 liée au métamorphisme de contact. Al tétraédrique (Al^{IV}) qui est en relation inverse avec Si montre une légère croissance avec le grade métamorphique. Néanmoins, la diminution de Si et la croissance de Al^{IV} dans les biotites avec l'augmentation du grade métamorphique peut s'interpréter, selon Harry (1950), par l'augmentation de la température qui favorise l'entrée de Al^{IV} au lieu de Si dans la structure des biotites. Le cas similaire a été déjà observé ailleurs par Butler (1967), Ghose (1971), Ramsay (1973) et Lopez et al. (1978). De plus, la relation inverse entre Al_{total} (AlT) et Si peut s'expliquer, selon Miyashiro et Shido (1985), Pattison et Harte (1985) et Xu et al. (1994), par la substitution de Tschermak $(Mg, Fe^{+2})^{VI}, Si^{IV} = Al^{VI}, Al^{IV}$) qui constitue dans ce

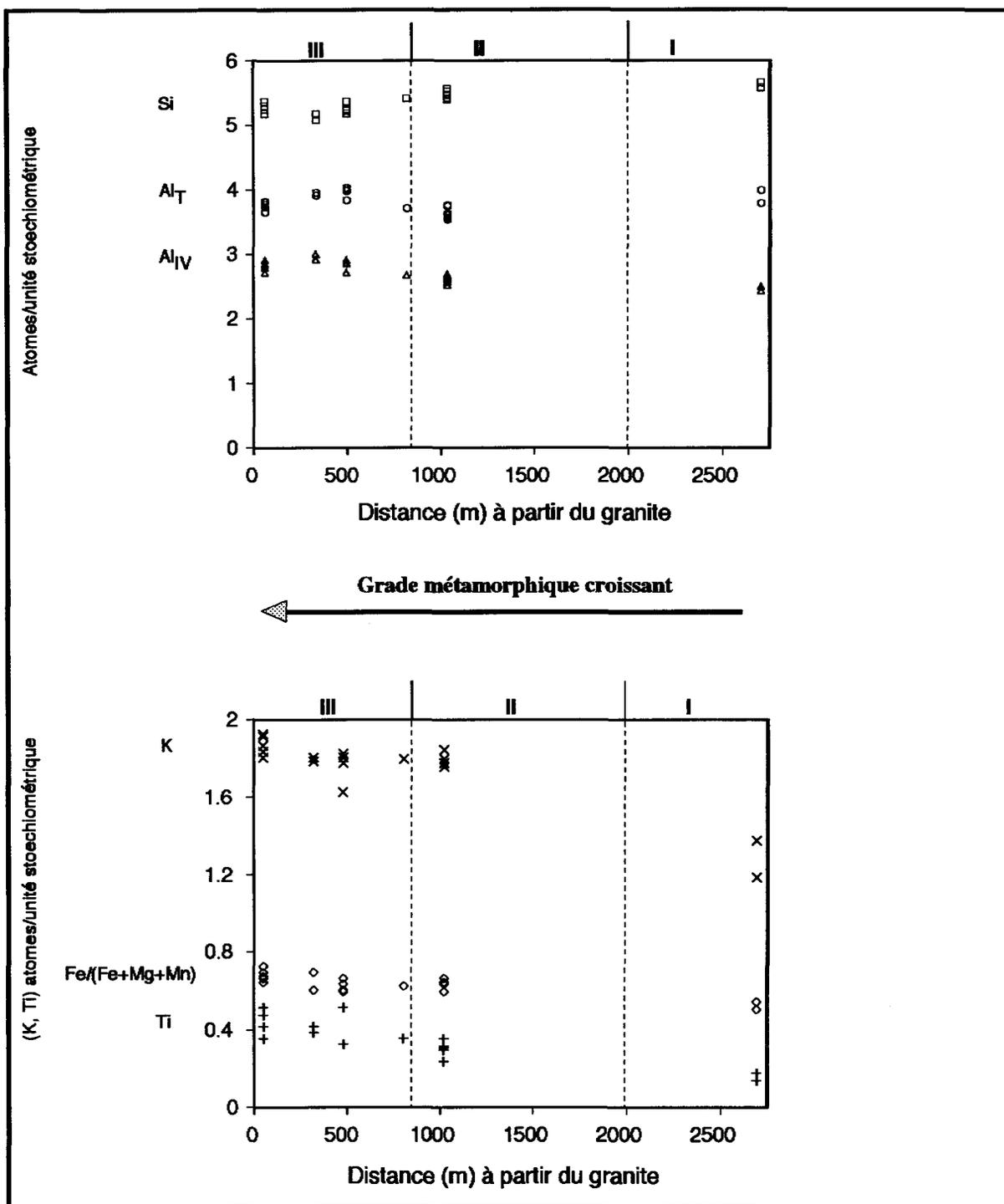


Fig. III-5. Variation de la composition chimique de la biotite en fonction du grade métamorphique. I, II et III: zones métamorphiques.

cas, le principal échange réactionnel contrôlant le taux de Al dans les biotites. Cette substitution paraît généralement consistante avec le grade métamorphique dans l'auréole de Ment.

Le rapport $Fe/(Fe + Mg + Mn)$ a tendance à augmenter depuis la zone I (grade faible) attribuée au métamorphisme régional, jusqu'à la zone III à proximité du granite. Le Ti aussi croît systématiquement avec l'augmentation du grade métamorphique. Cette croissance systématique peut alors constituer un cas général, et le résultat présent (aussi bien à Ment qu'à Oulmès) rejoint ceux montrés ailleurs depuis Engel et Engel (1960), Kwak (1968), Lopez et al. (1978), Speer (1981), Pattison et Harte (1985) et Xu et al. (1994). Par son état sensible à la température (Robert, 1975), le Ti peut faire objet d'un bon indicateur thermique. Il est fort probable que la richesse relative des biotites de Ment (par comparaison à celles d'Oulmès) en Ti provienne de la destruction de l'ilménite. Ce qui peut se traduire peut être par la déficience des métapélites en ilménite. Celle-ci (ilménite) s'épuise alors au profit de la biotite en lui fournissant du Ti. Le pourcentage modal en ilménite des métapélites de Ment est inférieur à celui des métapélites de l'auréole métamorphique d'Oulmès.

Le K montre une augmentation considérable entre la zone I (grade faible), la zone II (grade moyen) et la zone III (grade fort). L'augmentation de K avec l'accroissement du grade métamorphique a été déjà décrite dans de nombreux travaux par Guidotti (1970), Ghose (1971), Allen et Ragland (1972) et Lopez et al. (1978). Il est possible aussi que cette augmentation de K est liée, comme l'avait signalée ailleurs Guidotti (1970), à la destruction progressive de la muscovite au fur et à mesure que le grade métamorphique croît.

Micas blancs

Par rapport aux autres micas blancs, il semble que la muscovite (incluant la phengite) est le minéral le plus abondant et le plus commun des métapélites riches ou relativement pauvres en Al. De plus, sa présence est manifeste dans presque tous les grades métamorphiques; du plus faible au plus fort (faciès amphibolites du métamorphisme régional ou faciès cornéennes à hornblende du métamorphisme de contact) où elle participe à la formation du feldspath potassique + andalousite.

L'importance accordée ici à la muscovite relève, en plus de son abondance dans les métapélites et de ses relations paragénétiques largement discutées et décrites par Cipriani et al. (1971) et Guidotti et Sassi (1976), de sa participation dans presque toutes les réactions. Il convient alors de connaître d'abord la variété des micas blancs rencontrés dans l'auréole métamorphique de Ment, et de déterminer ensuite leur variation chimique durant le métamorphisme de contact. Les teneurs faibles ou nulles de Na₂O et de CaO permettent de définir les micas blancs dans le système KFMASH, et d'exclure par conséquent l'existence des taux insignifiants de paragonite et de margarite, et de ne considérer que la muscovite (incluant la composition phengitique). Le système idéal muscovite - paragonite - margarite ne sera donc pas considéré ici.

Les résultats d'analyse projetés sur le diagramme de Kanehira et Banno (1960) montrant la relation entre les éléments du site octaédrique (Mg, Fe_T, Al^{VI}) et Al tétraédrique (Al^{IV}), indiquent que toutes les muscovites se groupent dans un champ limité par la muscovite idéale, la ferrimuscovite (de Kanehira et Banno, 1960) et la phengite (Fig. III-6). Ces muscovites qui paraissent plus phengitiques

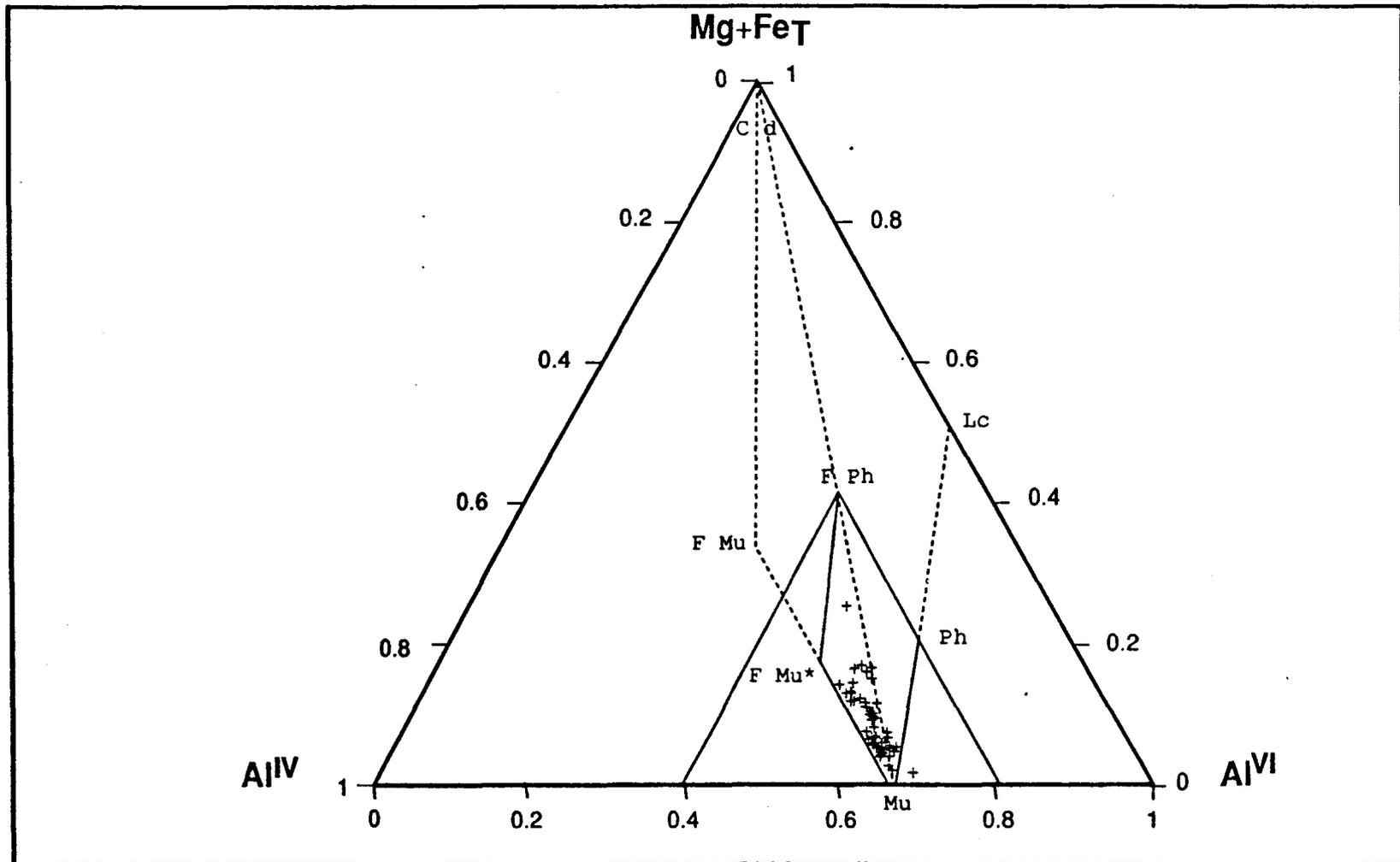


Fig. III-6. Projection des micas blancs de l'aurole métamorphique de Ment sur le diagramme $(Mg + Fe_T) - Al^{VI} - Al^{IV}$. Cd: céladonite, F Ph: ferriphengite, F Mu: ferrimuscovite, F Mu*: ferrimuscovite de Kanehira et Banno (1960), Ph: phengite, Mu: muscovite, Lc: leucophyllite.

dans la zone I montrent la même tendance que celles rencontrées dans l'auréole métamorphique d'Oulmès. Ainsi dans la principale déviation existant entre la muscovite idéale et la ferrimuscovite (ou la phengite) est due à la substitution de Tschermak $(\text{Mg, Fe})^{\text{VI}}, \text{Si}^{\text{IV}} = \text{Al}^{\text{VI}}, \text{Al}^{\text{IV}}$. Les divers modèles de substitution qui peuvent généralement se produire dans les muscovites, sont décrits en détail par Guidotti et al. (1977), Tracy (1978), Guidotti (1984) et Miyashiro et Shido (1987).

La variation chimique de la muscovite en fonction de la distance à partir du granite est résumé dans la figure III-7 qui montre, le long des quatre coupes radiales (1, 5, 6 et 8), les principaux changements chimiques suivants:

Si et Al qui sont en relation inverse ne montrent généralement aucun changement systématique avec le grade métamorphique. $\Sigma(\text{Fe} + \text{Mg})$ paraît varier sensiblement avec le grade métamorphique. Cette variation se traduit généralement par une décroissance avec l'augmentation du grade métamorphique le long des coupes 1, 5 et 6. Le cas contraire se produit le long de la coupe 8 où $\Sigma(\text{Fe} + \text{Mg})$ croît sensiblement avec l'augmentation du grade métamorphique. Ce dernier cas est quasi similaire à celui observé ailleurs par Xu et al. (1994), montrant l'élévation du taux $(\text{Fe} + \text{Mg})$ dans les micas blancs formés lors de la rétrogradation du métamorphisme de contact. Partant de ce fait, et selon la tendance de $\Sigma(\text{Fe} + \text{Mg})$ le long des coupes 1, 5 et 6, il est possible que les micas blancs analysés dans les zones II et III, le long de la coupe 8 sont des produits de la pseudomorphose de l'andalousite et de la biotite lors du refroidissement du pluton granitique.

La somme $(\text{Mg} + \text{Fe})$ décroît, comme Si, (sauf le long de la coupe 8) de façon irrégulière depuis la zone I jusqu'à la zone la plus interne de l'auréole de

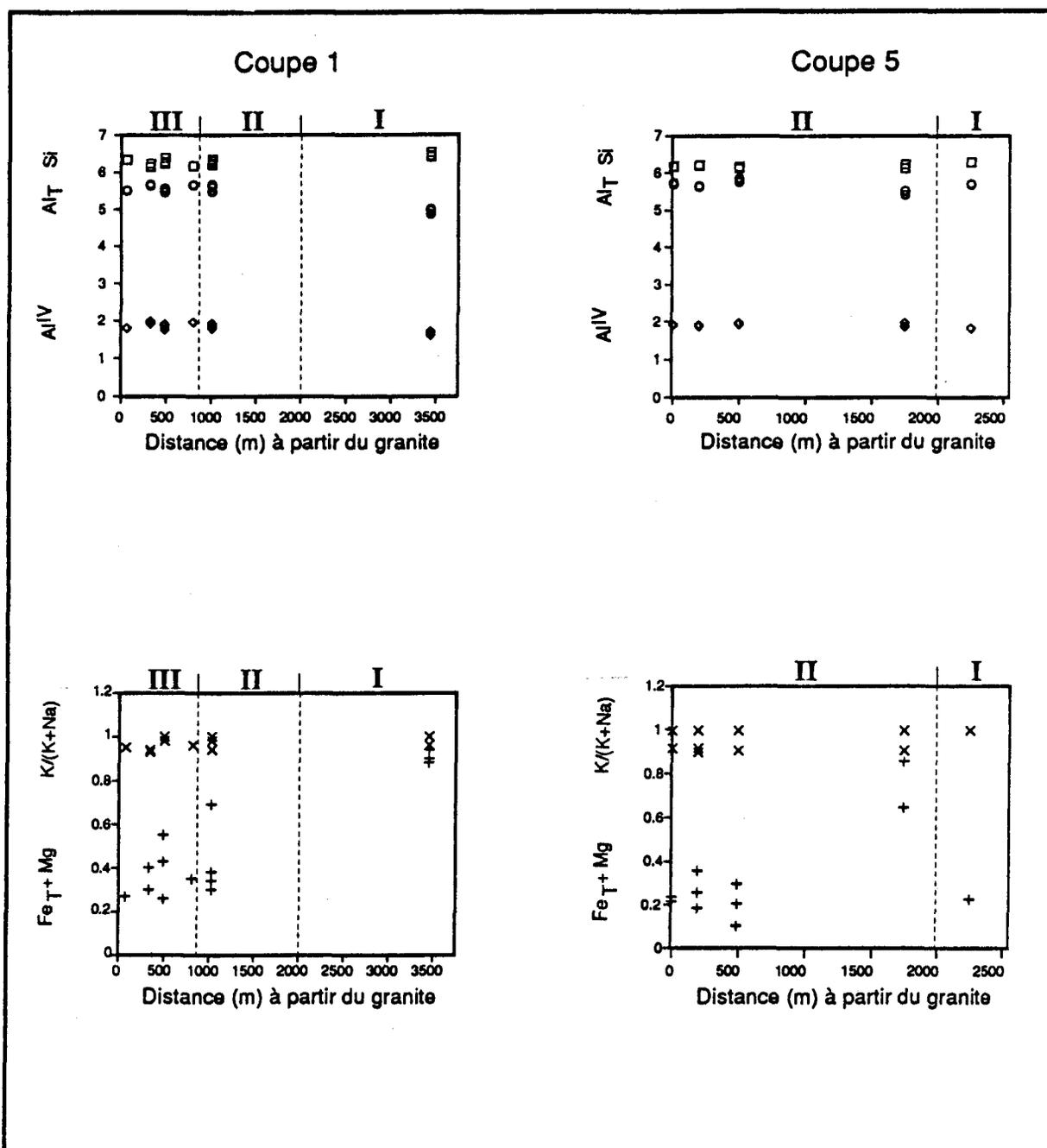


Fig. III-7. Variation de la composition chimique de la muscovite en fonction du grade métamorphique. I, II et III: zones métamorphiques.

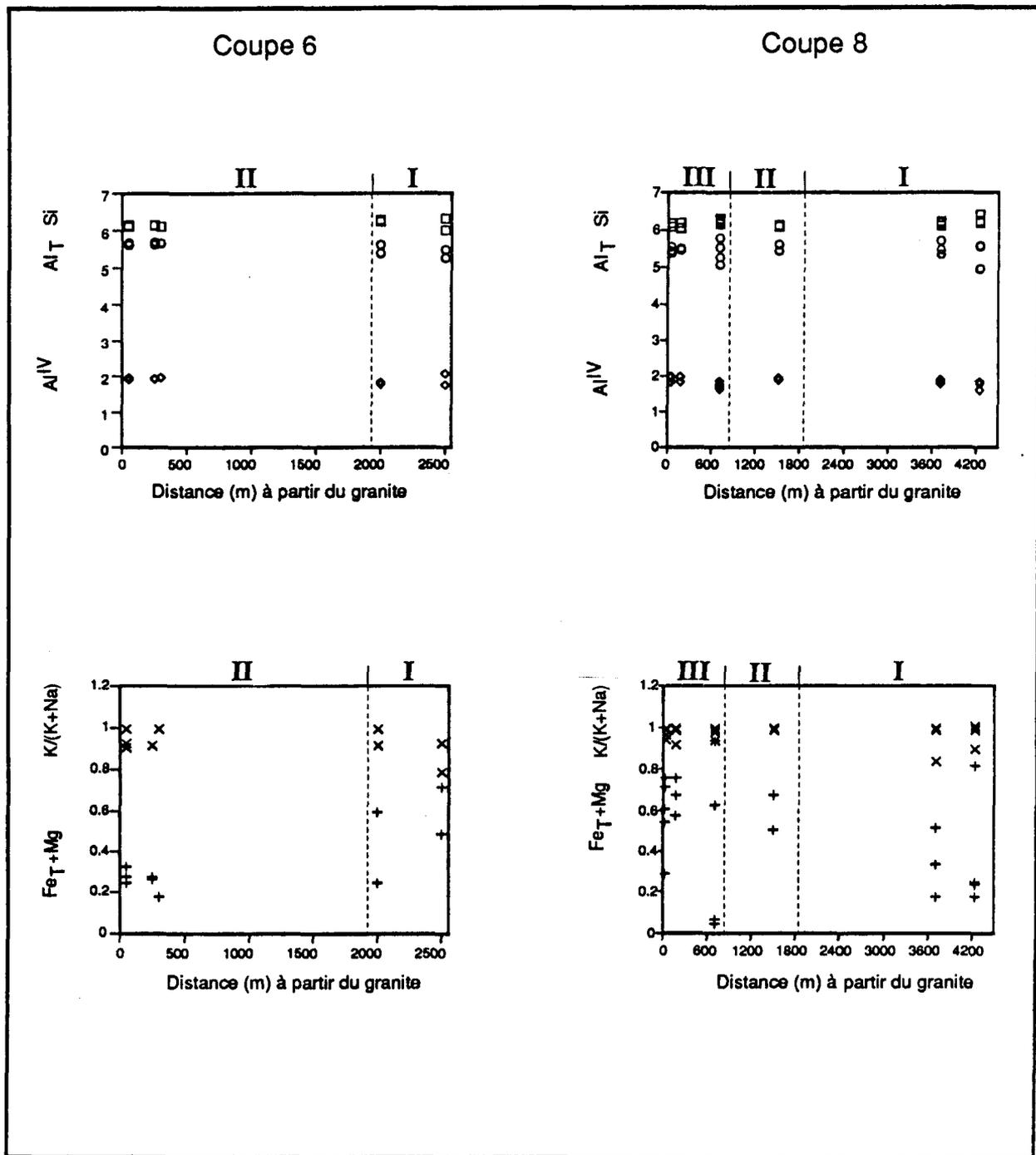


Fig. III-7. (suite)

contact. À ce propos, le diagramme illustré par la figure III-8 laisse observer l'existence d'une éventuelle relation inverse entre Si et $\Sigma(\text{Fe} + \text{Mg})$. Il est fort évident dans ce cas, que $\Sigma(\text{Fe} + \text{Mg})$ ne soit pas lié à la substitution de Tschermak qui se traduit normalement par l'échange $(\text{Fe}, \text{Mg})^{\text{VI}}, \text{Si}^{\text{IV}} = \text{Al}^{\text{VI}}, \text{Al}^{\text{IV}}$. Mais, il est possible d'évoquer d'autres modèles de substitution comme, par exemple, celui décrit par Tracy (1978) et Guidotti (1978), et qui se traduit par l'échange $(\text{Fe}, \text{Mg}) + \text{Ti}^{+4} = 2 \text{Al}$. Néanmoins, il y a lieu de considérer, selon les diagrammes illustrés par les figures III-7 et III-8, que la variation de $\Sigma(\text{Fe} + \text{Mg})$ est contrôlée presque en totalité par le grade métamorphique, comme déjà observé par Pattison (1985) dans l'auréole de Ballachulish en Écosse, et par Xu et al. (1994) autour de "Stawell granite" à l'Ouest de Victoria en Australie.

Les valeurs du rapport $\text{K}/(\text{K} + \text{Na})$ paraissent généralement constantes et ne montrent aucune variation systématique avec le grade métamorphique. Cependant, le long de la coupe 1 dans la zone III, ce rapport diminue légèrement à proximité du granite. La diminution du rapport $\text{K}/(\text{K} + \text{Na})$ est peut être liée à la destruction de la muscovite au profit du feldspath potassique caractérisant la zone III.

Andalousite

Les résultats d'analyse à la microsonde (appendice II) laissent remarquer qu'il n'y a aucun changement chimique remarquable de la composition de l'andalousite en fonction du grade métamorphique. Toutefois, on peut noter la présence de Fe_2O_3 , en faible pourcentage (entre 0,2% et 0,3%) au coeur de quelques sections, particulièrement le long de la coupe 1 où se rencontrent parfois quelques grains d'hématite. Quelques cristaux d'andalousite contiennent

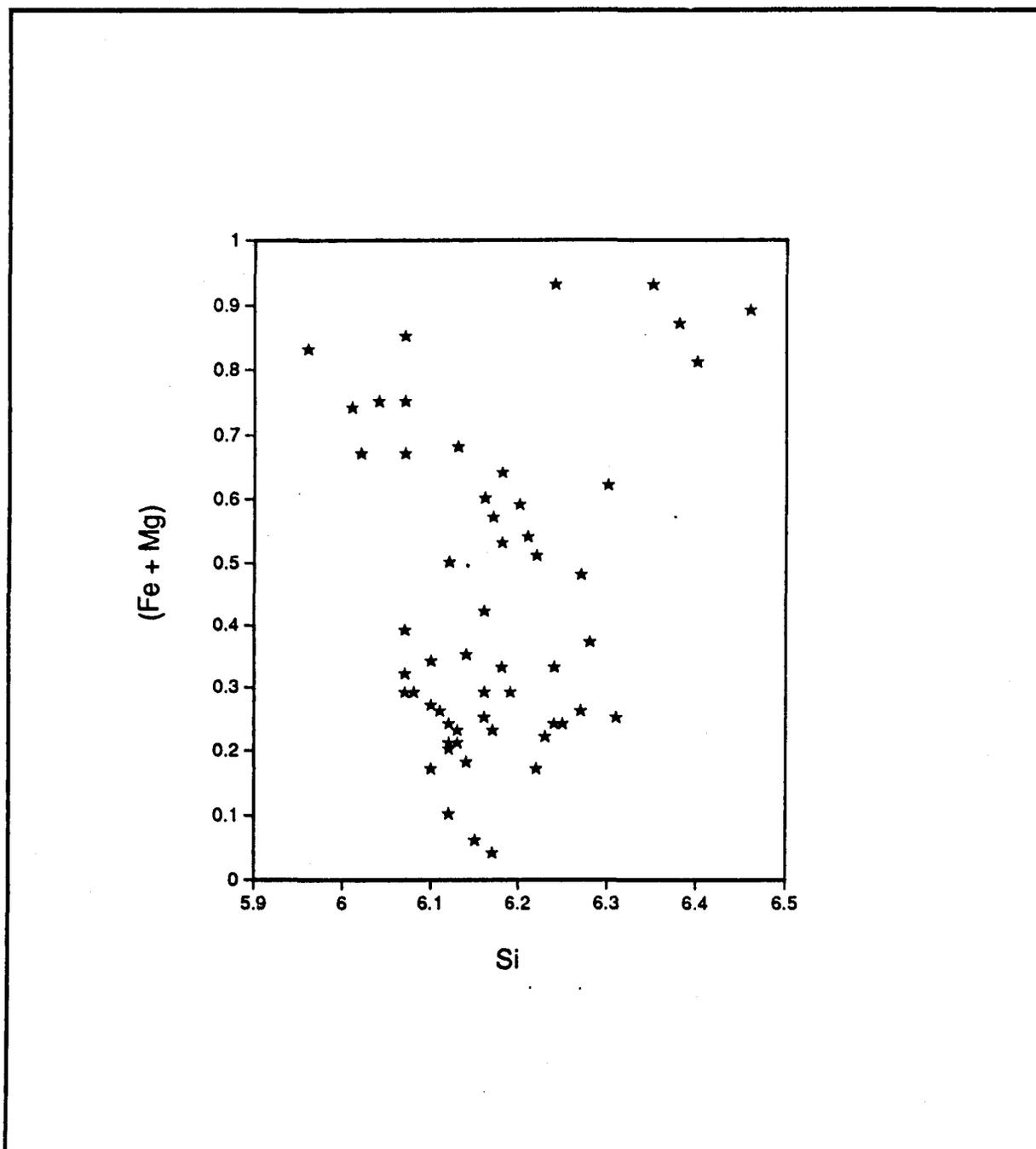


Fig. III-8. Diagramme montrant la relation entre (Fe + Mg) et Si dans les micas blancs.

également Mg, mais en très faible quantité (entre 0,1% et 0,5%). La variation chimique de l'andalousite qui s'enregistre surtout dans le taux de remplacement de Al_2O_3 par Fe_2O_3 semble dépendre de la composition chimique de la roche, ou bien des conditions d'oxydation lors de la formation des cristaux d'andalousite.

Feldspath potassique

La présence du feldspath potassique (essentiellement orthose; Or₉₂, Ab₇, An₁) dans les parties sud et est de l'auréole métamorphique expose ici un problème qui nécessite d'être résolu. Il a été déjà mentionné précédemment que l'apparition du feldspath potassique et l'existence d'une texture massive des métapélites (cornéennes), traduit le grade métamorphique le plus fort dans l'auréole de contact. La relation positive (en ce qui concerne la composition en alcalins ($\text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$) existante entre et le feldspath potassique et les cornéennes qui l'englobent (Fig. III-9), suggère peut être le rôle de la composition chimique initiale dans la formation de ce minéral.

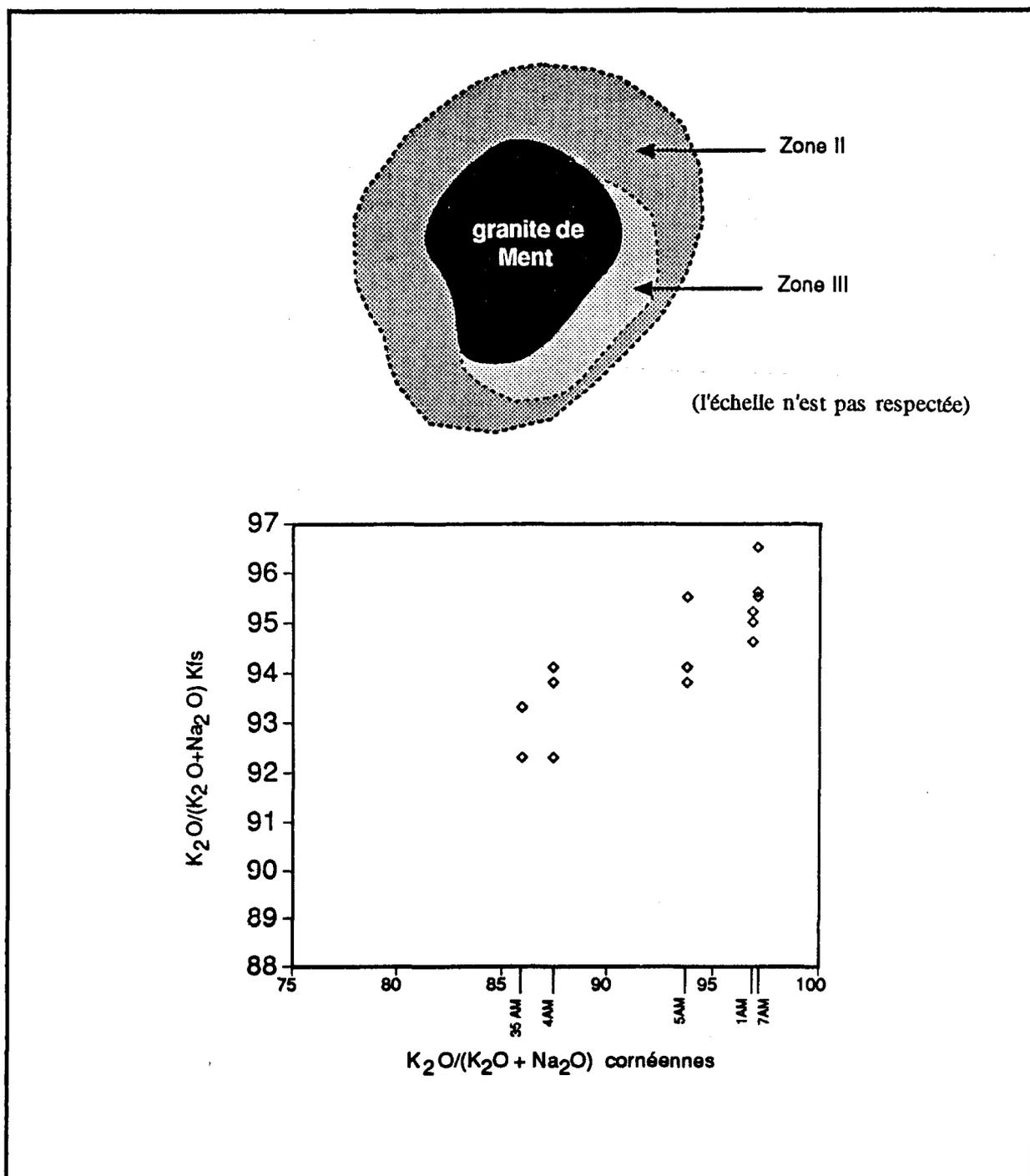


Fig. III-9. Diagramme montrant la relation entre la composition chimique en alcalins, du feldspath potassique et des cornéennes qui l'englobent dans la zone III.

III-4-2 Conclusion

L'examen de la variation chimique des principaux minéraux métamorphiques rencontrés dans l'auréole de contact de Ment, conduit aux conclusions suivantes:

- 1) Les biotites sont toutes des biotites ferrifères, et les principales variabilités chimiques (notamment l'augmentation de Ti et $Fe/(Fe + Mg + Mn)$) qui y sont enregistrées semblent dépendre du grade métamorphique. La relation inverse existante entre Si et Al_{total} est due à l'échange de Tschermak qui se traduit par la relation $(Fe, Mg), Si = Al^{IV}, Al^{VI}$.
- 2) Les micas blancs sont représentés essentiellement par la muscovite avec des variations notables en $\Sigma(Mg + Fe_T)$.
- 3) La formation du feldspath potassique est liée au grade métamorphique, mais sa composition (riche en orthoclase) est probablement contrôlée par celle de la roche (qui est riche en K_2O et pauvre en Na_2O et CaO).

III-5 ANALYSE CHÉMOGRAPHIQUE ET RÉACTIONS MINÉRALES

L'association minéralogique rencontrée dans l'auréole métamorphique de Ment n'est pas complexe. Elle est représentée par: chlorite - muscovite - albite - biotite - andalousite - feldspath potassique - quartz, et ilménite, tourmaline comme minéraux accessoires. Considérant cet assemblage minéralogique, l'auréole métamorphique de Ment contient moins de minéraux ferromagnésiens que celle d'Oulmès. Néanmoins, le feldspath potassique constitue l'une des

spécificités de l'auréole métamorphique de Ment. Le principal minéral ferromagnésien (excluant la tourmaline considérée comme minéral accessoire) représenté ici dans le système KFMASH correspond à la biotite, dont la faible variation du rapport $Fe/(Fe + Mg)$ paraît sensible au grade métamorphique (Fig. III-5). Les séquences des réactions métamorphiques et les relations chémographiques sont décrites ici dans les principales zones métamorphiques de l'auréole de contact.

III-5-1 **Zone II à biotite + andalousite**

Les associations minéralogiques caractérisant la zone II sont constituées de biotite + andalousite + muscovite (pauvre en phengite et riche en fer) \pm chlorite \pm plagioclase (albite) + quartz. Cette zone II succède directement la zone I attribuée au métamorphisme régional qui est caractérisée par la présence de chlorite + muscovite (phengitique) \pm biotite \pm albite + quartz. Cet assemblage minéralogique paraît alors constituer le seul matériel de base pour la formation des minéraux du métamorphisme de contact (biotite + andalousite) caractéristiques de la zone II. La biotite 2 liée au métamorphisme de contact est accompagnée partout de l'andalousite, et ne semble cependant pas constituer une zone propre à elle, comme il a été observé par Ghfir (1993). La biotite qui apparaît localement au Nord-ouest de l'auréole, où elle coexiste avec la chlorite et la phengite, est contemporaine de la schistosité régionale et ne semble cependant pas être liée au métamorphisme de contact. Ce qui constitue l'une des différences avec la région d'Oulmès où la biotite fait défaut dans la zone à chlorite attribuée au métamorphisme régional, mais qui constitue une zone propre à elle liée au métamorphisme de contact.

L'apparition simultanée de la biotite et de l'andalousite qui coexistent avec la chlorite, laisse suggérer la réaction continue proposée par Naggar et Atherton (1970) et Thompson (1976), et montrée ailleurs Speer (1982). Cette réaction peut s'écrire comme suit:



Malheureusement, le manque de données sur la composition de la chlorite et de la biotite dans cette zone ne permet pas d'établir la projection AFM de Thompson (1957) renseignant sur l'équilibre de cette réaction.

III-5-2 Zone III à feldspath potassique + andalousite

Cette zone interne de l'auréole métamorphique de contact contient l'association minéralogique suivante: feldspath potassique + andalousite + biotite + muscovite + quartz. La relation paragénetique est montrée sur le diagramme AKF (Fig. III-10). Ce diagramme a été construit en utilisant les méthodes décrites par Winkler (1978) avec, $A = \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 - [\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}]$, $K = \text{K}_2\text{O}$, et $F = [\text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO}]$. Puisque FeO est pris comme Fe total, on peut avoir $A = \text{Al}_2\text{O}_3 - [\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}]$ tel qu'il a été déjà utilisé par plusieurs auteurs dont Turner (1980). Considérant l'équilibre entre l'andalousite, la muscovite et le feldspath potassique, la réaction envisageable peut s'écrire sous la forme:



Cette réaction qui traduit généralement la limite de déstabilisation de la muscovite au profit du feldspath potassique et de Al_2SiO_5 , a été largement étudiée, aussi bien théoriquement qu'expérimentalement, par plusieurs auteurs

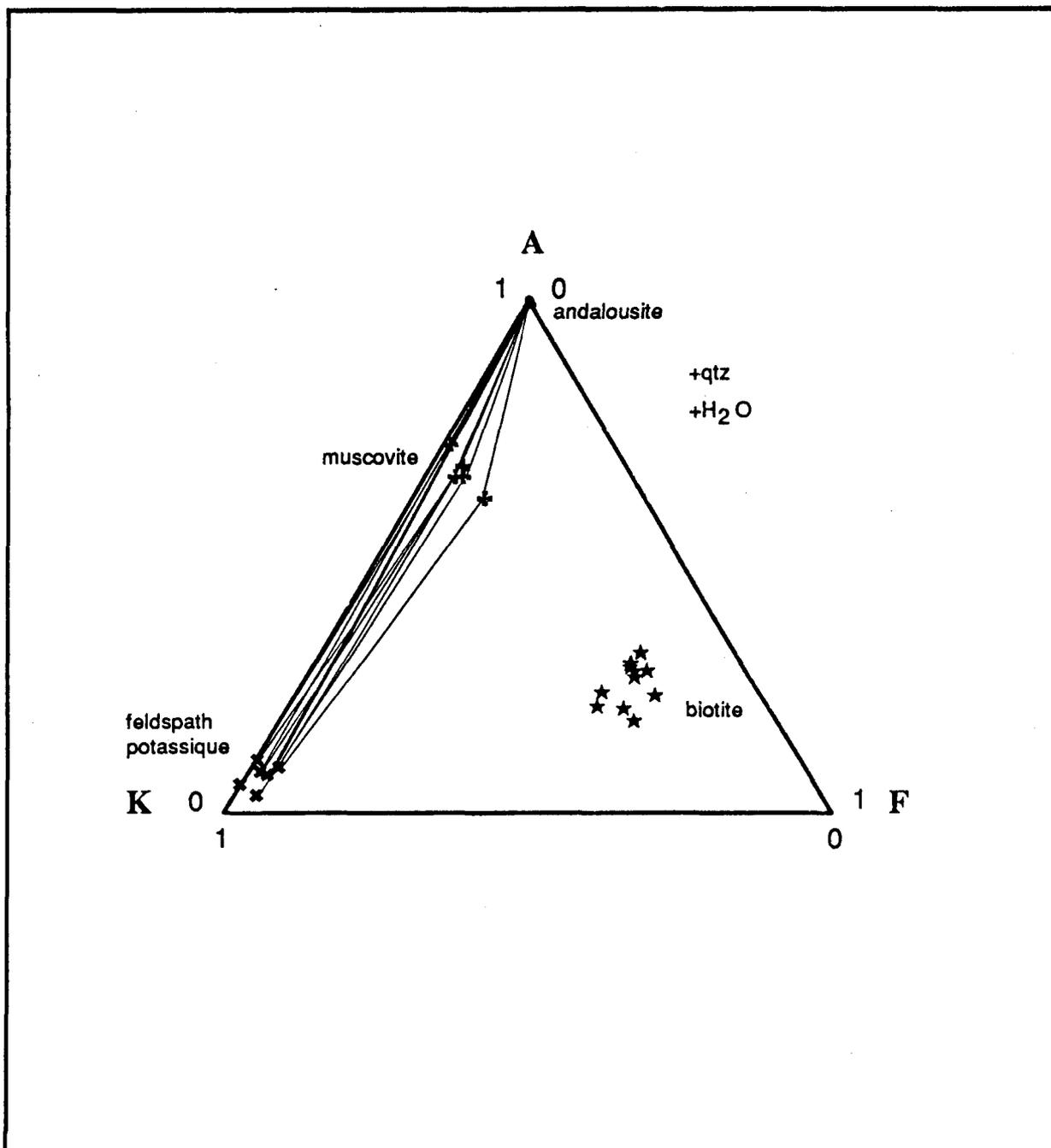


Fig. III-10. Représentation graphique AKF montrant la relation paragénétique entre ms - and - kfs dans la zone III de l'auréole métamorphique de Ment.

A = $\text{Al}_2\text{O}_3 - [\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}]$. K = K_2O . F = $[\text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO}]$.

dont Evans (1964), Althaus et al. (1970), Chatterjee et Johannes (1974) et Chatterjee et Froese (1975). Cependant, dans le cas de l'auréole de contact de Ment, deux principaux points doivent être soulignés: 1) la muscovite qui est très peu abondante, paraît encore stable en coexistence avec le feldspath potassique et l'andalousite. 2) Le polymorphe Al_2SiO_5 est représenté par l'andalousite et non par la sillimanite, qui apparaît dans la plupart des travaux évoquant la réaction 2. La coexistence des minéraux andalousite, muscovite et feldspath potassique a été déjà montrée par Chatterjee et Froese (1975) qui en avaient même déterminé les conditions d'équilibre.

III-5-3 Conclusion

L'analyse chémographique et l'examen pétrographique des minéraux ont permis de mettre en évidence l'existence d'équilibre entre les différents minéraux métamorphiques index. Les séquences des réactions minérales montrent une certaine progradation nette du métamorphisme de contact qui se traduit par le passage d'un grade relativement faible, enregistré dans la zone I attribuée au métamorphisme régional, à un grade relativement fort marqué par la présence du feldspath potassique + andalousite + biotite 2 + muscovite dans la zone III, liée au métamorphisme de contact. La coexistence de la muscovite avec le feldspath potassique dans la zone III (grade fort) suggère que les conditions de destruction de la muscovite ne sont pas encore atteintes. L'absence de la staurotide (observée à Oulmès) peut indiquer une pression plus faible dans l'auréole métamorphique de Ment par rapport à celle montrée dans l'auréole de contact d'Oulmès. Cependant, le grade métamorphique dans l'auréole de contact de

Ment, comme dans celle d'Oulmès, ne semble pas dépasser le faciès cornéennes à hornblende "hornblende hornfels facies".

III-6 CARACTÉRISTIQUES CHIMIQUES DES MÉTAPÉLITES ET COMPOURTEMENT DE LEURS ÉLÉMENTS CHIMIQUES DURANT LE MÉTAMORPHISME DANS L'AURÉOLE DE CONTACT DE MENT

L'intérêt de l'étude de l'évolution chimique des métapélites durant le métamorphisme de contact porte d'une part, sur le contrôle des assemblages minéralogiques, des séquences des réactions métamorphiques et de la distribution des isogrades, et d'autre part sur la détermination du système chimique intrinsèque de l'auréole de contact. Le rôle éventuel d'autres facteurs, comme le grade métamorphique et les phénomènes métagénétiques et de l'altération hydrothermale sur le contrôle des assemblages minéralogiques et des zones métamorphiques vont être également évoqués et décrits dans cette étude. Dans ce cadre de l'étude, un examen du comportement des éléments chimiques (oxydes majeurs, éléments traces, et terres rares) durant le métamorphisme de contact, va être entrepris aussi bien dans l'ensemble de l'auréole que le long de chaque coupe radiale, en fonction de la distance à partir du contact granite - encaissant. Pour pouvoir accomplir cette étude, 22 échantillons (Tableau III- 3) ont été prélevés le long des coupes radiales 1, 5 et 8 effectuées dans les métapélites d'âge différent (Viséen supérieur et Namurien supérieur), et analysés à l'XRF et à l'AANI. Ces mêmes échantillons ont également servi pour l'analyse optique et à la microsonde électronique des différentes phases minérales rencontrées. Les résultats d'analyse chimique totale présentés dans le tableau III-4a, b, c ont permis de : 1) révéler les caractéristiques chimiques des

Tableau III-3. Liste des échantillons de roches analysées à l'XRF et à l'AANI

	Échantillon No	Distance à partir du granite (m)
	1AM	50
	4AM	300
	5AM	450
	7AM	750
Coupe 1	8AM	950
	9AM	1300
	12AM	2050
	13AM	2600
	14AM	3250
	72AM	5
	75AM	200
	70AM	500
Coupe 5	64AM	1500
	68AM	1750
	67AM	2250
	66AM	2500
	32G	-2
	34AM	30
	35AM	150
Coupe 8	39AM	1400
	41AM	2200
	45AM	3450
	30AM	3950

Tableau III-4. Composition chimique totale des roches le long des coupes radiales; 1: au Sud-sud-est (a), 5: à l'Ouest (b), et 8: à l'Est (c).

		(a) Coupe 1								
Zones	III	III	III	III	II	II	I	I	I	
Échantillon										
No	1	4	5	7	8	9	12	13	14	
SiO ₂ (% pds)	48,51	61,25	47,44	70,03	64,95	60,93	56,62	56,71	58,6	
TiO ₂	1,27	1,06	1,44	0,78	1,2	1,03	1,09	1,07	1,06	
Al ₂ O ₃	28,19	22,06	31,65	16,08	19,98	20	23,27	22,01	21,23	
Fe ₂ O ₃ *	7,21	5,4	5,91	3,87	4,36	6,85	7,25	8,33	7,56	
MnO	0,02	0,02	0,04	0,02	0,02	0,06	0,08	0,08	0,08	
MgO	1,49	1,15	1,25	0,41	0,77	1,36	1,77	1,86	1,62	
CaO	0,13	0,08	0,2	0,04	0,02	0,22	0,04	0,26	0,11	
Na ₂ O	0,31	0,75	0,59	0,17	0,33	0,36	0,56	0,45	0,43	
K ₂ O	9,41	4,78	8,8	5,62	5,87	5,04	5,08	4,72	4,77	
P ₂ O ₅	0,15	0,08	0,11	0,09	0,07	0,15	0,13	0,22	0,15	
p.f.	3,39	3,98	2,67	2,66	2,52	3,96	4,71	4,8	4,94	
Total	100,08	100,61	100,1	99,77	100,09	99,96	100,6	100,51	100,55	
V (ppm)	170	128	193	89	140	183	165	148	157	
Cr	141	110	175	74,4	108	111	127	116	112	
Sc	22,87	17,44	29,68	12,33	17,72	18,11	21,43	19,75	19,23	
Ni	41	16	39	22	29	65	64	65	47	
Co	12,2	4,4	14	6,7	9,6	18,4	18,7	19,1	14,8	
Y	37	23	44	23	35	27	28	34	26	
Zr	161	206	202	248	544	192	181	190	203	
Hf	4,5	5,7	6,02	7,19	16,9	4,9	5	5,1	6,1	
Nb	15	18	18	13	20	17	17	13	17	
Ta	1,5	1,6	2,4	1,3	1,7	1,3	1	1,7	1,7	
Ba	2669	1042	2838	4016	1646	777	733	655	729	
Cs	22,5	12,5	16,6	12,6	14,1	15,3	9,4	8,9	11,4	
Rb	358	195	257	215	181	216	191	186	187	
Sr	146	98	131	68	51	55	78	75	63	
Th	23,3	18,8	31,6	14,3	28,1	15,6	19,8	19,6	20,3	
U	4,4	3,4	5,1	2,7	4,7	3,4	3,2	3,8	3,6	
Pb	17	5	31	4	12	—	20	23	8	
W	4,5	—	10,5	1,9	—	4,1	4,9	4,4	4,1	
La (ppm)	77,4	52,9	136,5	43,9	78,1	47,7	65,3	58	55,9	
Ce	148,7	108,9	179,7	80,8	156,1	99,9	136,3	122,4	116,9	
Nd	58,1	43,7	95,3	39,2	65	41,9	51	47,9	40,4	
Sm	13,12	8,62	18,84	8,24	13,15	8,67	9,75	10,68	9,25	
Eu	2,35	1,5	3,51	1,31	2,15	1,69	2,13	1,84	1,35	
Tb	1,54	0,98	2,16	1,19	1,65	1,36	1,11	1,33	0,92	
Yb	4,14	2,96	4,82	2,92	4,33	3,11	3,27	3,36	3,32	
Lu	0,65	0,48	0,76	0,49	0,76	0,54	0,55	0,54	0,55	
Distance**	50	300	450	750	950	1300	2050	2800	3250	

Fe₂O₃*: fer total.

distance**: distance (m) à partir du contact granite - encaissant.

Tableau III-4. (suite).

(b) Coupe 5

Zones	II	II	II	II	II	I	I
Échantillon							
No	72	75	70	64	68	67	66
SiO ₂ (% pds)	61,63	60,79	58,71	64,73	61,12	67,68	62,3
TiO ₂	1,04	1,05	1,07	1,05	1,06	1,08	1,28
Al ₂ O ₃	19,28	20,6	22,58	22,11	22,19	20,01	22,81
Fe ₂ O ₃ *	7,45	7,59	6,09	0,61	3,99	0,74	1,05
MnO	0,08	0,07	0,08	dl	0,03	dl	0,02
MgO	1,54	1,79	1,56	0,77	1,26	0,44	0,47
CaO	0,14	0,08	0,1	dl	0,41	0,18	0,02
Na ₂ O	0,4	0,59	0,48	0,36	1,07	0,61	0,52
K ₂ O	3,6	2,14	4,99	6,97	5,17	5,22	7,39
P ₂ O ₅	0,14	0,08	0,18	0,03	0,13	0,02	0,03
p.f.	3,91	2,31	3,9	3,83	3,91	3,78	4,17
Total	99,21	97,09	99,74	100,46	100,34	99,76	100,06
V (ppm)	169	181	178	233	198	210	198
Cr	105	87,1	112	119	128	113	138
Sc	16,13	13,27	18,9	21,6	20,77	20,87	26,16
Ni	52	42	53	10	18	18	15
Co	11,4	10,4	10,6	0,8	6,2	2,5	1,2
Y	32	29	30	23	24	33	35
Zr	185	207	200	163	177	185	231
Hf	4,9	4,2	5,1	4,2	4,6	5	6,42
Nb	14	16	17	17	19	18	21
Ta	1,4	1,2	1,4	1,5	1,7	1,6	1,8
Ba	662	376	689	813	805	767	954
Cs	21,4	6,7	13,5	17,7	13,4	12,9	12,4
Rb	223	104	227	299	210	230	266
Sr	58	105	87	51	151	59	46
Th	16,1	14,7	16,3	14,3	19,4	14,7	12,4
U	3,6	4,7	3,3	6,1	5,4	2,5	2,4
Pb	4	51	8	<0	11	13	14
W	29,4	22,7	6,3	3,9	3,8	—	6,8
La (ppm)	52,7	40,6	57,6	59,4	58	57,3	66,6
Ce	108,3	82,4	109,5	121	120,2	120,8	143
Nd	43,1	34,8	46	45	47,6	49,6	58,9
Sm	9,72	8,12	9,53	9,25	9,84	9,28	11,38
Eu	1,64	1,2	1,7	1,45	1,85	1,89	2,17
Tb	1,23	0,95	1,24	0,95	1,05	0,98	1,51
Yb	3,52	2,05	3,3	2,79	3,22	3,64	4,01
Lu	0,59	0,41	0,55	0,44	0,54	0,58	0,65
Distance**	5	200	500	1500	1750	2250	2500

Tableau III-4. (suite).

(c) Coupe 8

Zones		III	III	II	I	I	I
Échantillon	32G***	34	35	39	41	45	30
SiO ₂ (% pds)	70,52	55,22	64,29	60,89	61,95	67,52	64,8
TiO ₂	0,51	1,16	0,98	1,13	1,02	0,98	1,05
Al ₂ O ₃	13,92	24,07	18,75	20,71	19,51	17,77	20
Fe ₂ O ₃ *	3,77	7,29	5,09	6,19	6,77	4,18	4,49
MnO	0,06	0,03	0,04	0,04	0,01	0,01	dl
MgO	0,62	1,88	1,53	1,62	1,36	0,77	0,49
CaO	1,46	0,14	0,22	0,1	0,15	0,15	0,07
Na ₂ O	3,28	0,81	0,76	1,01	0,43	0,27	0,57
K ₂ O	5,05	5,89	4,6	5,08	4,87	4,43	5,63
P ₂ O ₅	0,15	0,15	0,13	0,13	0,15	0,1	0,06
p.f.	0,5	4,28	2,99	3,25	4,62	3,96	3,1
Total	99,84	100,92	99,38	100,15	100,84	100,14	100,26
V (ppm)	56	143	111	120	114	122	124
Cr	38	125	94,2	109	95	88,9	—
Sc	9	21,24	14,74	17,85	16,89	15,6	—
Ni	23	20	39	28	34	25	28
Co	5	6,2	10,4	9,7	7,8	6	—
Y	36	30	26	37	31	22	27
Zr	253	233	246	270	221	269	284
Hf	7,2	6,9	6,8	7,7	6,2	8,2	—
Nb	12	14	16	17	17	17	17
Ta	1	1,8	1,1	1,4	1,6	1,4	—
Ba	394	1357	1056	1298	979	1082	1101
Cs	12,9	20,6	14	12	15,2	10,7	—
Rb	230	250	208	172	194	150	182
Sr	102	29	53	55	70	80	141
Th	22,9	22,9	16,8	19,7	16,7	17,8	22
U	4,6	4,3	3,3	3,6	2,9	2,5	—
Pb	24	—	4	11	168	34	3
W	5,7	7,9	5	—	—	—	—
La (ppm)	44	69,1	45,4	57,9	54,9	47,3	—
Ce	94,5	141,5	82,2	116,6	114,9	92,5	—
Nd	35,7	54,2	33,2	41,6	45,9	34	—
Sm	8,32	11,88	7,84	10,06	10,11	8,08	—
Eu	0,9	2,3	1,61	2,44	1,9	1,68	—
Tb	1,08	1,39	0,99	1,46	1,39	0,96	—
Yb	4,04	4	3,02	4,12	3,77	3,29	—
Lu	0,69	0,66	0,52	0,67	0,59	0,51	—
Distance**	-2	30	150	1400	2200	3450	3950

métapélites, 2) de discuter le comportement de leurs éléments chimiques durant le métamorphisme de contact, et 3) de déterminer les corrélations existantes entre ces éléments chimiques. Le troisième point traduit surtout le type de relation qui existe entre les éléments traces et les oxydes majeurs qui leur sont chimiquement similaires.

III-6-1 Distribution des éléments chimiques durant le métamorphisme de contact

Homogénéité de la composition des métapélites de l'auréole de Ment

Le comportement des éléments chimiques durant le métamorphisme de contact dépend normalement de plusieurs facteurs parmi lesquels: 1) la composition chimique initiale des roches, 2) l'altération hydrothermale et les phénomènes métasomatiques, et 3) le grade métamorphique. Avant de mettre en évidence le rôle de chacun de ces trois principaux facteurs, quelques analyses statistiques ont été effectuées, afin de savoir si la variabilité enregistrée dans les métapélites de l'auréole de métamorphique de Ment est significative ou non. Les techniques d'analyse statistiques utilisées à ce propos, consistent principalement en: 1) la distribution de fréquences, et 2) l'analyse de variance (ANOVA).

L'analyse de distribution de fréquences utilisée depuis Ahrens (1954, 1965), Link et Koch (1962), et Le Maître (1982), se traduit dans la présente étude par des histogrammes de fréquences des principaux oxydes majeurs représentés par la figure III-11. L'examen de ces histogrammes permet de montrer que les oxydes majeurs analysés dans ce cas, présentent généralement une distribution

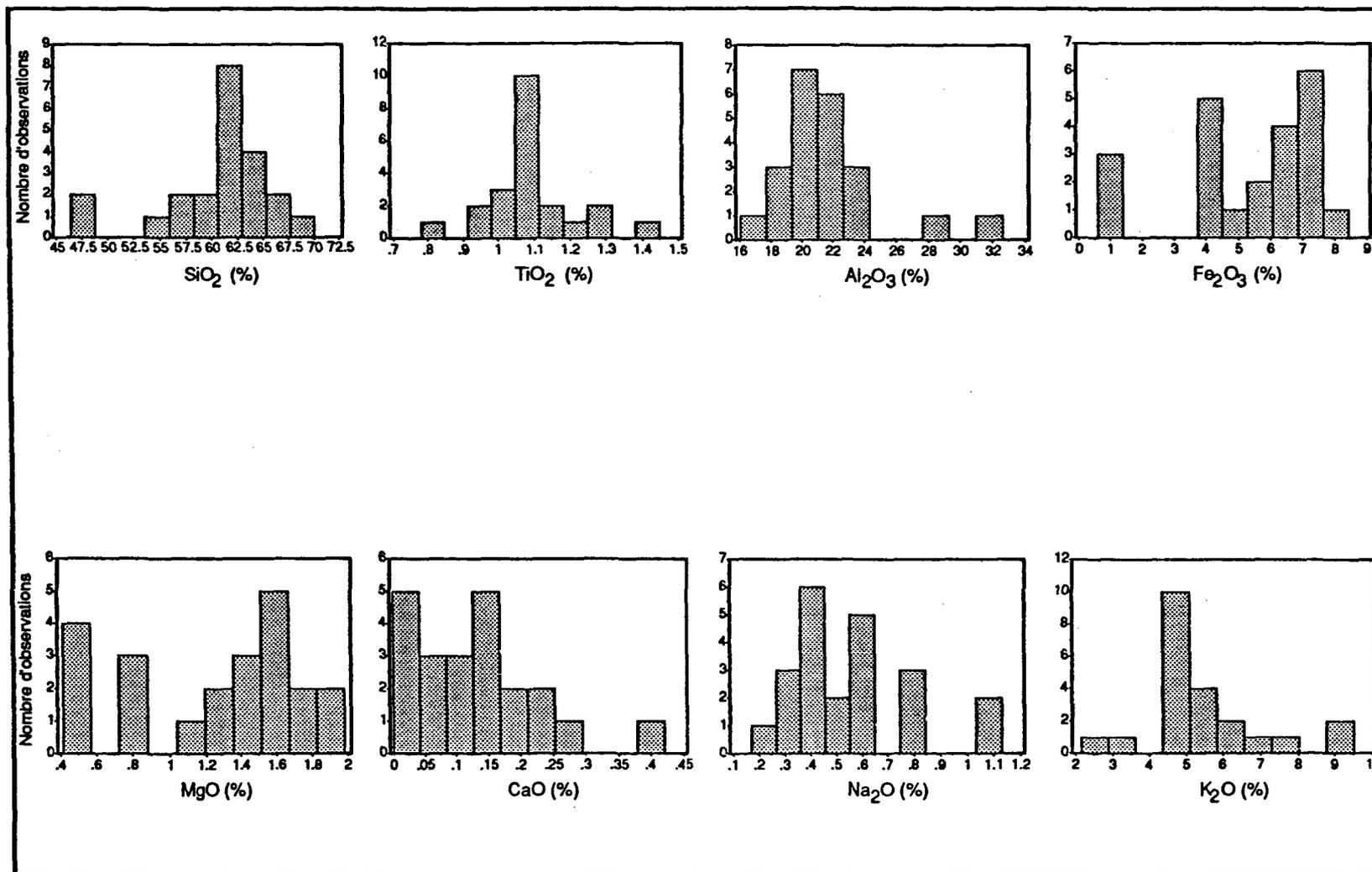


Fig. III-11. Histogramme de distribution de fréquences des principaux oxydes majeurs dans 22 échantillons des métapélites de l'auréole métamorphique de Ment.

normale dans l'ensemble de l'auréole métamorphique. Cette distribution normale est définie pour SiO_2 (excepté dans les échantillons 1AM et 5AM où les concentrations sont faibles), Al_2O_3 (excepté dans les échantillons 1AM et 5AM où les concentrations sont extrêmement fortes), et pour TiO_2 par des courbes en forme de cloche quasi symétriques. Quant aux éléments ferromagnésiens Fe_2O_3 (FeOT) et MgO , et alcalins CaO , Na_2O et K_2O pour lesquels cette distribution est relativement imparfaite, les courbes sont en forme de cloche mais asymétriques. Cette asymétrie est définie soit par une obliquité négative pour les éléments ferromagnésiens (FeOT et MgO), soit par une obliquité positive pour les alcalins CaO , Na_2O et K_2O . L'analyse de ces histogrammes de distribution de fréquences laisse observer que la distribution des oxydes majeurs est généralement non significative, et les métapélites prélevées le long des trois coupes radiales effectuées à travers l'auréole métamorphique semblent appartenir à une même population.

La seconde méthode d'analyse statistique qui consiste en l'analyse de variance (ANOVA) permet d'infirmer ou de confirmer la conclusion déduite à partir de l'analyse des diagrammes de distribution de fréquences des oxydes majeurs. Les principes de cette technique (Davis, 1986), sont clairement rappelés dans la sixième section du chapitre II de la présente étude. Selon les degrés de liberté $d_{le} = 2$ et $d_{li} = 15$ (à cause de l'imperfection du logiciel STATVIEW, 18 échantillons parmi les 22 analysés ont pu être traités), le tableau III-5 laisse voir que la valeur critique de 3,68 déterminée pour un seuil de signification de 5%, est largement supérieure à la valeur F (test de Fisher) calculée pour chacun des oxydes majeurs. En examinant conjointement les résultats reportés dans le tableau III-5 et les histogrammes de distribution de

Tableau III-5. Analyse de variance ANOVA des oxydes majeurs à travers les trois coupes radiales de l'auréole de Ment.

oxydes	dle	dli	Mce	Mci	F
SiO ₂	2	15	15,81	36,71	0,703
TiO ₂	2	15	0,01	0,02	0,575
Al ₂ O ₃	2	15	12,64	13,44	0,94
Fe ₂ O ₃ *	2	15	2,97	4,5	0,66
MgO	2	15	0,07	0,24	0,281
CaO	2	15	0,002	0,01	0,212
Na ₂ O	2	15	0,09	0,06	1,58
K ₂ O	2	15	6,05	2,34	2,58

dle et dli: respectivement, degrés de liberté entre et à l'intérieur des coupes.

Mce et Mci: respectivement, moyennes des carrés entre et à l'intérieur des coupes
F: test de Fisher = Mce/Mci.

La valeur critique calculée pour un seuil de signification de 5% = 3,68.

Tableau III-6. Comparaison de la composition chimique moyenne des métapélites en oxydes majeurs de la formation de Ment (a), d'Oulmès (b), de Quético (c), et de Littleton (d).

oxydes	(a) Ment*		(b) Oulmès*		(c) Quético **		(d) Littleton***		
	Moy. n=22	e.t.	Moy. n=38	e.t.	Moy. n=8	e.t.	Moy. n=155	e.t.	
SiO ₂	60,75	5,55	61,37	5,65	58,32	0,51	SiO ₂	61,54	4,68
TiO ₂	1,09	0,13	1,08	0,12	0,66	0,03	TiO ₂	0,82	0,61
Al ₂ O ₃	21,59	3,32	20,33	3,31	17,3	0,66	Al ₂ O ₃	16,95	4,21
Fe ₂ O ₃ *	5,37	2,29	6,34	1,77	10,49	3,36	Fe ₂ O ₃	2,56	1,97
MnO	0,04	0,03	0,05	0,06	0,1	0,01	FeO	3,9	2,25
MgO	1,24	0,5	1,21	0,43	3,85	0,23	MgO	2,52	1,91
CaO	0,13	0,1	0,18	0,18	1,65	0,76	CaO	1,76	2,03
Na ₂ O	0,56	0,23	0,7	0,34	2,04	1,19	Na ₂ O	1,84	1,18
K ₂ O	5,46	1,58	4,55	0,99	3,76	1,16	K ₂ O	3,45	1,32
P ₂ O ₅	0,11	0,05	0,11	0,04	0,18	0,02	H ₂ O	3,47	2,25
p.f.	3,71	0,76	4,1	1,21	2,25	0,54	CO ₂	1,67	2,37
Total	100,03		100,02		100,6		Total	100,48	

* La présente étude, ** Sawyer (1986), *** Shaw (1956)

Moy.: concentration moyenne. e.t.: écart type.

n: nombre d'échantillons.

fréquences des oxydes majeurs illustrés par la figure III-11, il y a lieu de souligner l'homologie existante entre les valeurs de F calculées et la forme des courbes de distribution. L'analyse statistique ANOVA soutient alors les résultats obtenus à partir de l'analyse de distribution de fréquences des oxydes majeurs. Par comparaison (Tableau III-6) à des métapélites d'Oulmès (présente étude), de Littleton (Shaw, 1956), et de Quético (Sawyer, 1986), les roches de l'auréole métamorphique de Ment sont considérées comme des métapélites homogènes essentiellement pour leur composition en oxydes majeurs. Ce qui permet de déduire que ces roches appartiennent probablement à une même population provenant d'un seul environnement géologique. Les irrégularités apparues dans la distribution des éléments chimiques peuvent être dues aussi, à d'autres facteurs précités tels que; le grade métamorphique et les phénomènes d'altération hydrothermale et métasomatique. Il est à rappeler que par son caractère tardi-tectonique et par sa position en dehors de toute zone de cisaillement, l'auréole métamorphique de Ment échappe à toute action des déformations tectoniques. Ce qui permet d'exclure d'emblée l'effet de ces déformations tectoniques (ductiles) sur la variabilité chimique des métapélites de Ment durant le métamorphisme de contact.

Variation de la composition chimique des métapélites de l'auréole métamorphique de Ment

Considérant l'état généralement homogène des métapélites, il devient alors intéressant d'analyser le comportement des éléments chimiques dans les roches durant le métamorphisme de contact.

Les oxydes majeurs

L'un des intérêts de l'étude de la variabilité des oxydes majeurs, réside dans le fait que leur chimie contrôle la composition minéralogique des roches, malgré le comportement de certains d'entre eux comme constituants mineurs dans les minéraux. L'étude du comportement des oxydes majeurs consiste essentiellement en la détermination de leur mode de distribution durant le métamorphisme de contact. À ce propos, les moyennes de concentration de ces éléments chimiques (et les écarts types) ont été calculées dans les trois zones métamorphiques distinguées dans l'auréole de contact de Ment. Chacune de ces zones représente un grade métamorphique correspondant; le grade faible est représenté par la zone I (à chlorite + phengite), le grade moyen par la zone II (à biotite + andalousite + muscovite), et le grade fort par la zone III (à feldspath potassique + biotite + andalousite + muscovite). Les valeurs de concentration moyenne des oxydes majeurs sont présentées dans le tableau III-7, et la magnitude de la variation chimique est évaluée à partir de la différence de concentration moyenne de chaque élément chimique entre les différentes zones métamorphiques. Les "aires de distribution" définies par les valeurs limites (inférieure et supérieure) de concentration des oxydes majeurs (voir description dans la section 6 du chapitre II), a permis de tester si cette différence est significative ou non significative. Les variations chimiques sont considérées comme significatives lorsqu'au moins deux valeurs de la concentration moyenne des éléments chimiques se trouvent à l'extérieur des "aires de distribution". Ainsi, l'examen des résultats présentés dans le tableau III-7 a permis de montrer que les variations de composition chimique enregistrées dans les métapélites entre

Tableau III-7. Concentration moyenne des oxydes majeurs (en %) et valeurs limites des "aires de distribution" à travers les différents grades métamorphiques.

Grade métamorphique	Zone III		Zone II		Zone I		limite inférieure	limite supérieure
	Moy. n=6	e.t.	Moy. n=8	e.t.	Moy. n=8	e.t.		
SiO ₂	57,79	8,98	61,72	2,11	62,05	4,5	59,61	63,83
TiO ₂	1,12	0,23	1,08	0,06	1,08	0,09	1,02	1,14
Al ₂ O ₃	23,47	5,8	20,93	1,22	20,83	1,85	19,71	22,15
Fe ₂ O ₃ *	5,76	1,31	5,42	2,35	5,04	2,94	4,45	7,07
MnO	0,03	0,01	0,05	0,03	0,04	0,04	0,02	0,04
MgO	1,29	0,5	1,33	0,38	1,1	0,62	0,95	1,71
CaO	0,14	0,07	0,13	0,13	0,12	0,08	0,07	0,2
Na ₂ O	0,57	0,27	0,6	0,31	0,5	0,7	0,3	0,84
K ₂ O	6,52	2,07	4,86	1,45	5,26	0,93	4,45	6,19
P ₂ O ₅	0,12	0,03	0,11	0,05	0,11	0,07	0,09	0,15
p.f.	3,33	0,68	3,45	0,68	4,26	0,63	3,63	4,01
Total	100,14		99,68		99,89			

Moy. = composition chimique moyenne. e.t. = écart type. p.f. = perte au feu.
n: nombre d'échantillons.

Tableau III-8. Composition chimique moyenne en oxydes majeurs (en %) des roches de l'auréole métamorphique de Ment.

oxydes	moy.	e.t.	c.v.
	n=22		(%)
SiO ₂	60,75	5,55	9,14
TiO ₂	1,09	0,13	11,93
Al ₂ O ₃	21,59	3,32	15,38
Fe ₂ O ₃ *	5,37	2,29	42,64
MnO	0,04	0,03	75
MgO	1,24	0,5	40,32
CaO	0,13	0,1	76,92
Na ₂ O	0,56	0,23	41,07
K ₂ O	5,46	1,58	28,94
P ₂ O ₅	0,11	0,05	45,45
p.f.	3,71	0,76	20,49
Total	100,03		

n: nombre d'échantillons. c.v.: coefficient de variation.

les grades métamorphiques sont généralement non significatives, sauf pour la perte au feu (p.f.).

Les résultats énumérés dans le tableau III-8 renseignent sur l'immobilité relative des éléments chimiques déjà mentionnée ailleurs par Gresens (1967) et Grant (1986). Par rapport à Al_2O_3 dont l'immobilité est considérée comme un *a priori* dans de nombreuses études métamorphiques (MacLean et Kranidiotis, 1987; Ferry, 1982, 1984; Labotka et al., 1984; Labotka et al., 1988), TiO_2 de faible coefficient de variation (11,93) est le plus immobile. Il est donc considéré comme élément de référence auquel sont normalisés les autres oxydes majeurs.

L'examen de la figure III-12 permet de montrer que la distribution des oxydes majeurs ne montre généralement aucune tendance systématique avec l'augmentation du grade métamorphique. Seule domine la variation caractéristique en zig-zag des éléments, suggérant le contrôle étroit de la composition initiale des roches (Haack et al., 1984). Même si éventuellement, l'effet du grade métamorphique existe, il se trouve dominé par celui de la composition chimique des roches. Par rapport au patron de variation de TiO_2 (considéré comme immobile), la distribution de SiO_2 paraît uniforme, sauf aux approches du granite où elle décroît. Cette décroissance provient de l'énorme déficit apparu particulièrement dans deux échantillons (1AM et 5AM) le long de la coupe 1, et dans un seul échantillon (34AM) le long de la coupe 8 (Fig.III-13). Dans tous les cas le comportement de SiO_2 est généralement antithétique de celui de Al_2O_3 . Le taux faible de SiO_2 et la concentration anormalement élevée de Al_2O_3 dans les trois échantillons précités peuvent être probablement le résultat de l'irrégularité de la composition chimique des roches présenté lors des

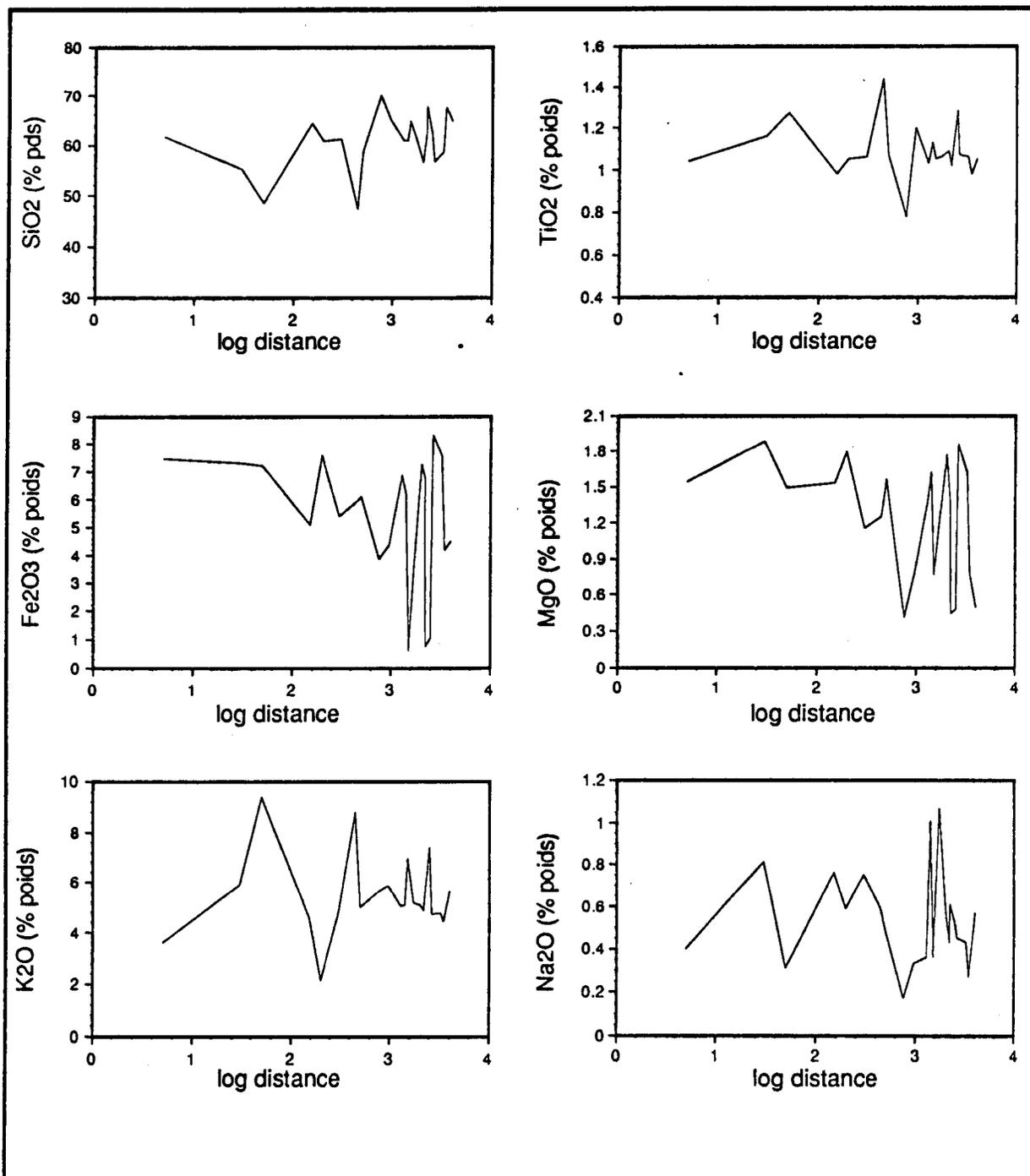


Fig. III-12. Variation de la concentration des oxydes majeurs (en % poids) versus log distance, dans les métapélites de l'aureole de Ment.

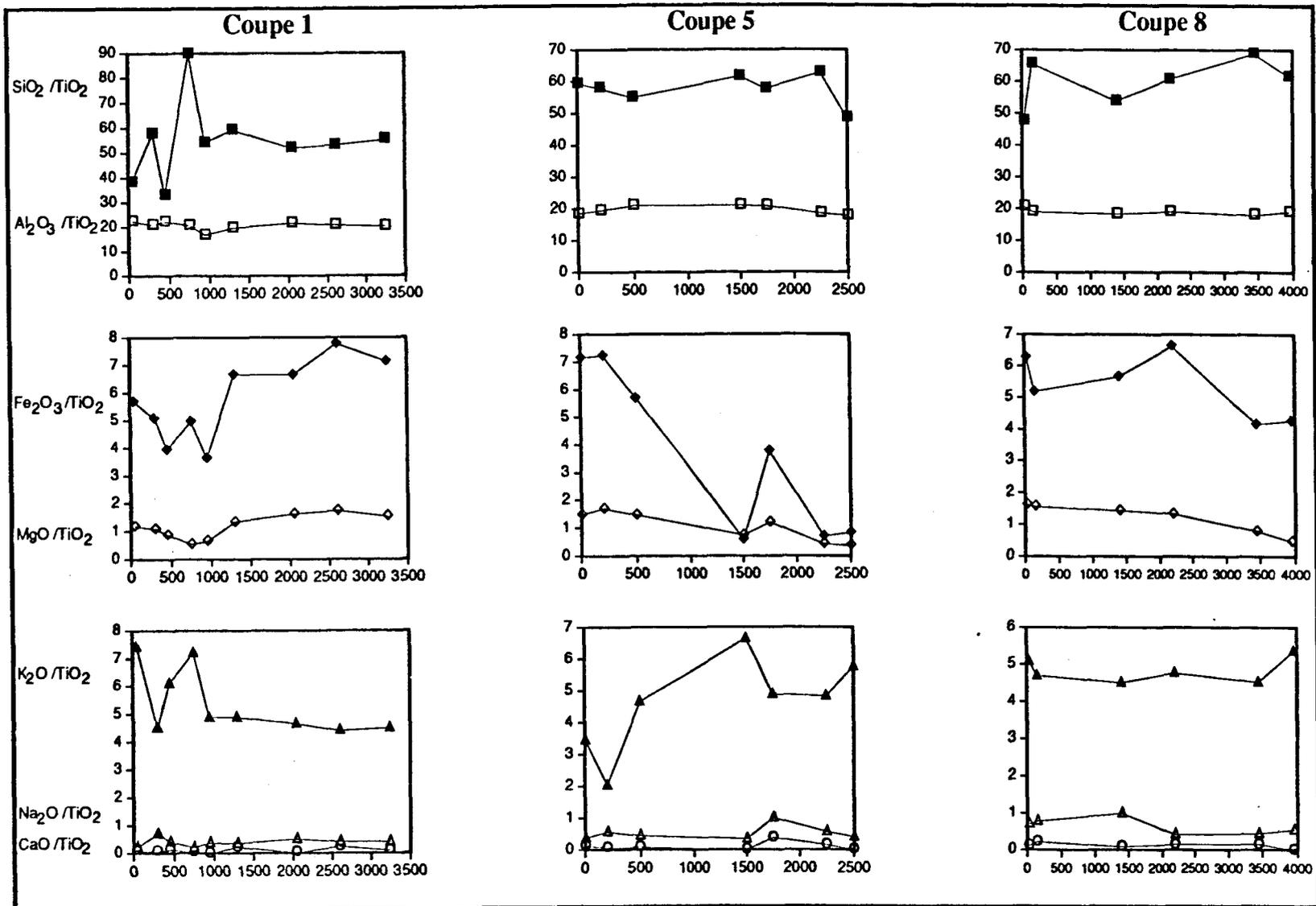


Fig. III-13. Diagrammes montrant la variation de la concentration des oxydes majeurs (en %) normalisée à TiO₂, le long des trois coupes radiales en fonction de la distance à partir du contact granite - encaissant.

processus de l'altération chimique et du transport des éléments dans le bassin de sédimentation. Cette composition chimique se caractérise alors par un enrichissement en matière argileuse, et un appauvrissement en matériel gréseux (notamment le quartz).

Dans l'ensemble de l'auréole, K_2O ne montre pas de variation systématique avec l'augmentation du grade métamorphique (Fig. III-12). Cependant l'examen de la figure III-13 permet de dégager les deux remarques suivantes: 1) le long des coupes 1 et 8, K_2O se montre presque invariable entre les zones I et II (zones loin du contact granite - encaissant), mais il croît dans la zone III aux voisinages du granite. L'augmentation de la concentration de K_2O est liée probablement à la variabilité chimique initiale des roches avant le métamorphisme de contact. Celle-ci peut éventuellement s'interpréter par les deux phénomènes suivants: 1) le mélange mécanique dans l'environnement sédimentaire, connu depuis Shaw (1956), Ferry (1982) et Labotka et al. (1988) qui avaient montré que les roches sédimentaires, par leur nature originelle, sont variables chimiquement dans leur composition totale. 2) Les sédiments de la région de Ment provenaient d'un environnement sédimentaire où les roches avaient subi une altération chimique importante. Cette deuxième hypothèse est plausible pour expliquer la richesse des métapélites de Ment en Al_2O_3 et en K_2O , comme celles d'Oulmès (tableau III-6), par rapport à celles provenant par exemple de la formation silurienne de New Hampshire aux U.S.A. (Shaw, 1956), ou des métapélites archéennes de Quético au Canada (Sawyer, 1984, 1986).

La décroissance quasi systématique de K_2O localisée au niveau de la coupe 5, autour des protrusions leucogranitiques, est peut être causée par la

circulation du fluide hydrothermal (météorique) qui est bien manifestée dans la partie ouest de l'auréole métamorphique. Cependant, la légère augmentation observée le long de la même coupe 5, aux voisinages du granite est due probablement aux phénomènes d'altération hydrothermale et métagénétique. Ces phénomènes qui sont à l'origine d'une forte abondance de tourmaline et de la pseudomorphose de l'andalousite et de la biotite par la muscovite, peuvent se traduire par un échange de volatils et de matière entre le corps intrusif et les roches encaissantes. Cet échange peut alors s'exprimer par un apport de B_2O_3 et éventuellement, par un lessivage de K_2O à partir des leucogranites vers les métapélites, par le biais du fluide hydrothermal (magmatique/métamorphique).

Le comportement de H_2O se traduit généralement par une décroissance de la périphérie de l'auréole métamorphique vers le granite (Fig. III-14). Cette décroissance progressive est normalement liée à des réactions de déshydratation produites durant le développement de l'auréole métamorphique. Cependant, aux voisinages immédiats du granite, la perte au feu marque une augmentation subite. Cette augmentation est sûrement en relation avec la circulation du fluide hydrothermal durant le refroidissement de l'auréole métamorphique.

L'étude sur la distribution des oxydes majeurs durant le métamorphisme de contact, aussi bien dans l'ensemble de l'auréole que le long de chaque coupe radiale, permet de dégager les points suivants:

- 1) La dispersion généralement non significative des oxydes majeurs témoigne de l'homogénéité de la composition des roches dans l'ensemble de l'auréole.

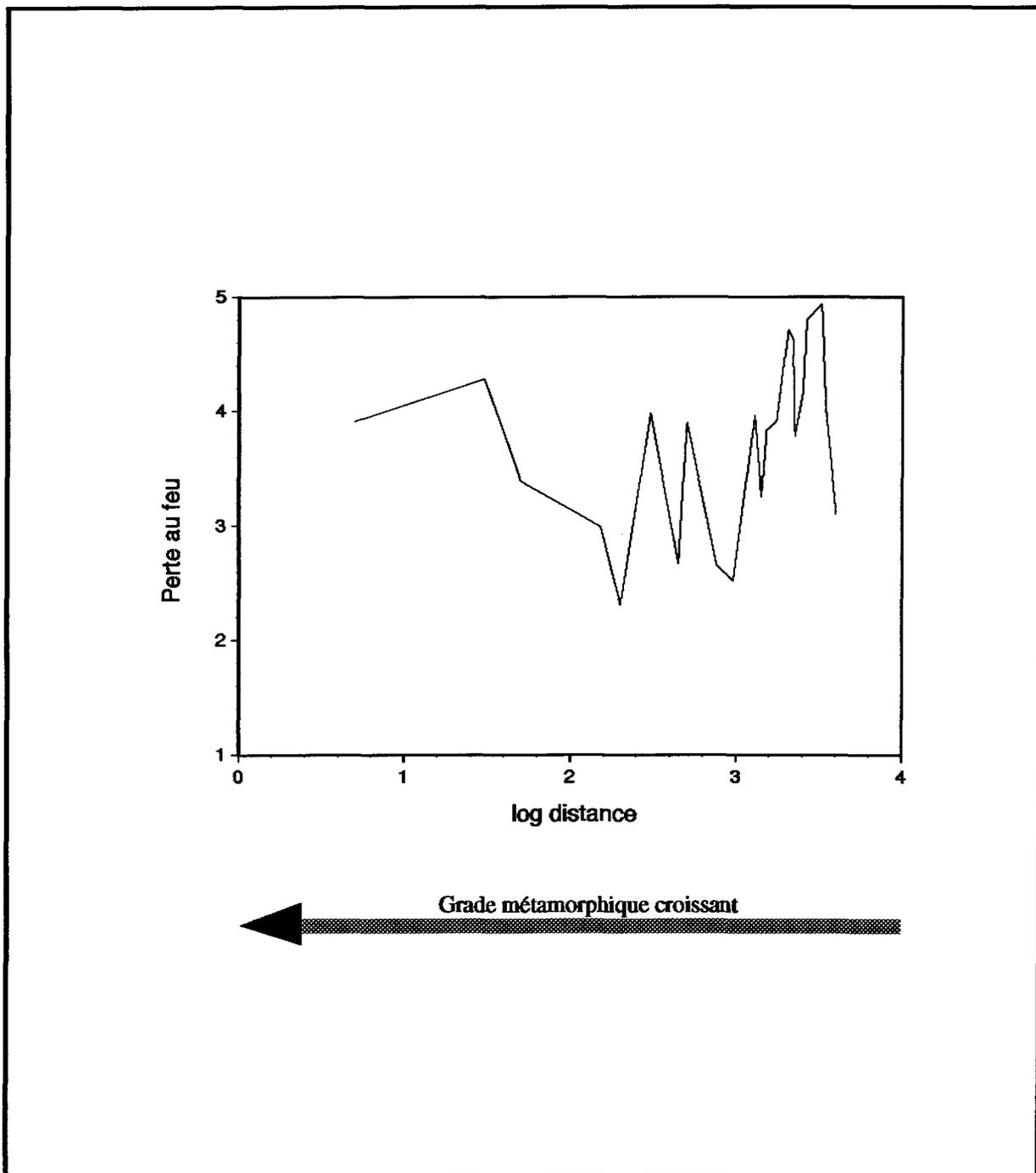


Fig. III-14. Degré de déshydratation en fonction du grade métamorphique dans l'aurole de Ment.

2) Le comportement des oxydes majeurs est contrôlé essentiellement par la composition chimique initiale des roches, les phénomènes métasomatique et l'altération hydrothermale, et le grade métamorphique.

3) Mis à part le comportement de H₂O, aucune évidence de transfert remarquable des oxydes majeurs n'est décelée dans l'auréole métamorphique de Ment.

4) Suite à ces trois premiers points, il paraît que le métamorphisme de contact est d'une façon générale isochimique. Ce qui permet de déduire par conséquent un système chimique fermé, pour les oxydes majeurs, dans l'ensemble de l'auréole métamorphique de Ment.

Les éléments traces

La variation chimique enregistrée dans le comportement des éléments traces est examinée ici, dans le but de déterminer leur mode de distribution durant le métamorphisme de contact, et d'étudier leur relation avec les oxydes majeurs qui leur sont chimiquement similaires. Ce qui permet par la suite d'expliquer si les variances enregistrées dans la chimie des éléments traces sont liées à une dévolatilisation, ou bien elles peuvent être attribuées à des échanges produits par l'infiltration des fluides hydrothermaux. Les valeurs de concentration des éléments traces sont reportées dans le tableau III-4a,b,c. Pour fin de comparaison, ont été choisis ici les mêmes éléments traces que ceux étudiés dans l'auréole métamorphique d'Oulmès. Ces éléments sont rappelés ici dans l'ordre suivant: Ba, Rb et Cs qui représentent le groupe des alcalins, Sr qui correspond au groupe des alcalino-terreux, et Sc et Zr qui constituent le groupe

des éléments de transition. L'examen de la figure III-15 montre une augmentation remarquable des éléments alcalins (notamment Cs et Rb) au fur et à mesure qu'on se rapproche du contact granite - encaissant. Cette augmentation systématique avec le grade métamorphique est marquée aussi par des variations caractéristiques en zig-zag. Le mode de distribution de ces deux éléments chimiques en fonction de la distance à partir du granite est généralement similaire à celui de K_2O . Cette cohérence géochimique entre ces éléments est liée à leur étroite corrélation positive (Tableau III-9) exprimée par des coefficients de corrélation de 0,536 (pour le Cs) et 0,885 (pour le Rb). Le Ba est probablement partagé entre les micas et le feldspath potassique. Par ailleurs Haack et al. (1984) avaient montré la richesse du feldspath potassique en Ba. La corrélation relativement forte entre K_2O et Rb (0,885) indique peut être le partage de ce dernier entre le mica blanc et la biotite coexistants dans la zone III. L'excès de ces éléments alcalins dans la zone interne de l'auréole est le résultat de la variation chimique prémétamorphique, liée à la différenciation diagénétique, au grade métamorphique et à l'altération hydrothermale. Le fait que la concentration de ces alcalins ne varie pas systématiquement avec l'augmentation du grade métamorphique permet de minimiser le rôle de celui-ci.

À part sa courbe de distribution en zig-zag, aucune tendance notable de la variation du Sr en fonction du grade métamorphique n'a pu être signalée. La corrélation relativement plus forte avec CaO (0,5) qu'avec les alcalins (K_2O , Na_2O , Ba et Rb), suggère probablement sa rétention dans les micas et les minéraux accessoires (tourmaline et apatite).

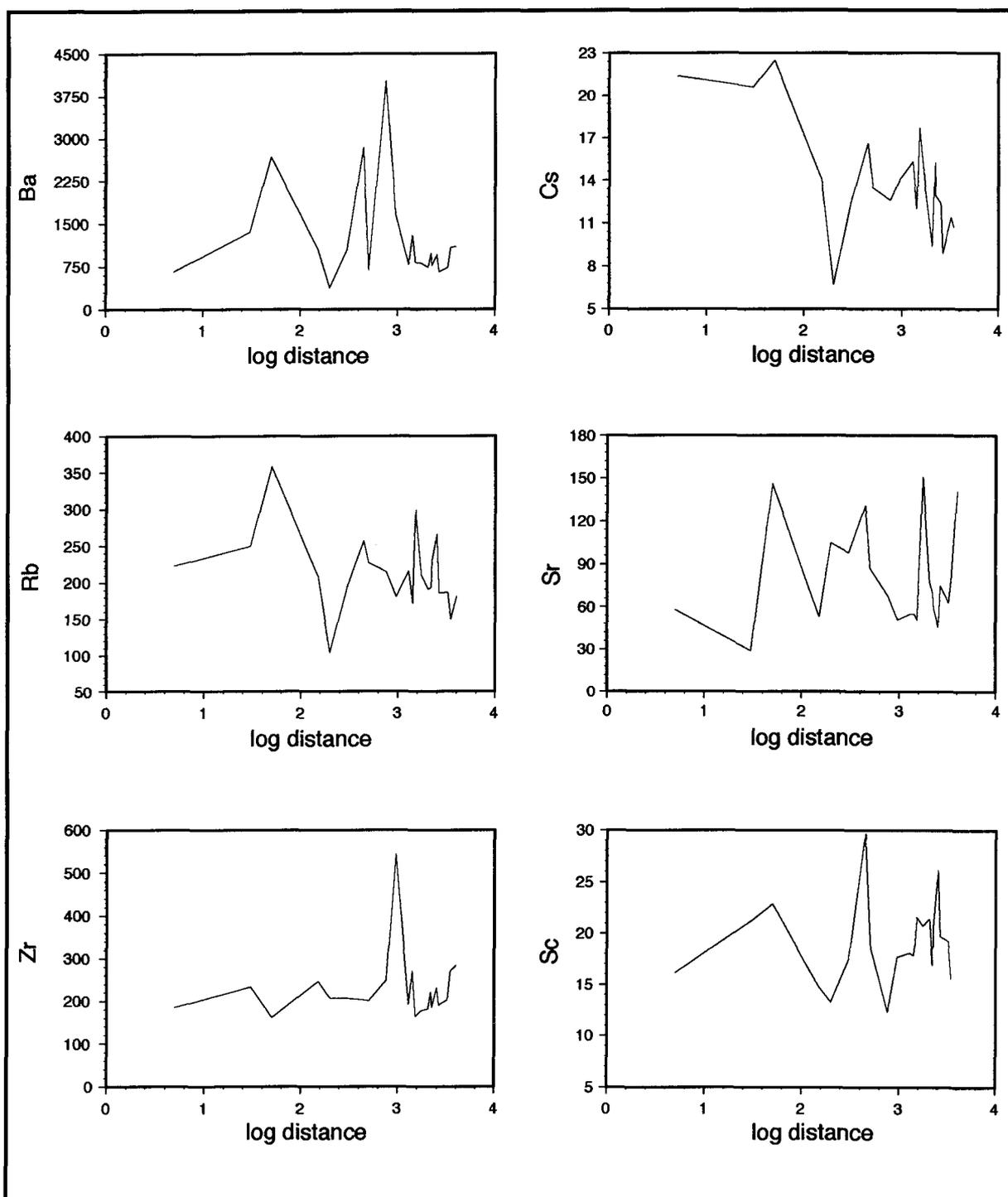


Fig. III-15. Variation de la concentration des éléments traces (en ppm) versus log distance, dans l'auréole métamorphique de Ment.

Tableau III-9. Coefficients de corrélation pour les oxydes majeurs, les éléments traces et les terres rares dans l'auréole métamorphique de Ment.

Éléments	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3*	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	V	Cr	Sc	Ni	Co	La	Ce	Nd	Sm
SiO2	1																		
TiO2	-0,83	1																	
Al2O3	-0,943	0,924	1																
Fe2O3*	-0,432	-0,041	0,128	1															
MnO	-0,073	-0,169	-0,156	0,729	1														
MgO	-0,422	0,051	0,154	0,873	0,754	1													
CaO	-0,157	0,056	0,144	0,071	-0,085	0,267	1												
Na2O	-0,006	0,143	0,103	-0,218	-0,068	0,202	0,703	1											
K2O	-0,596	0,676	0,735	-0,317	-0,638	-0,407	-0,02	-0,177	1										
P2O5	-0,312	-0,132	0,069	0,694	0,55	0,678	0,434	-0,052	-0,129	1									
V	-0,539	0,734	0,621	-0,046	0,09	0,159	0,162	0,416	0,202	-0,142	1								
Cr	-0,82	0,93	0,928	-0,085	-0,205	-0,002	0,214	0,222	0,752	-0,009	0,675	1							
Sc	-0,73	0,912	0,868	-0,209	-0,233	-0,123	0,11	0,167	0,763	-0,091	0,657	0,977	1						
Ni	-0,368	-0,012	0,097	0,861	0,843	0,823	-0,081	-0,236	-0,299	0,722	-0,058	-0,022	-0,085	1					
Co	-0,507	0,069	0,258	0,867	0,672	0,779	0,087	-0,159	-0,114	0,711	-0,109	0,135	0,052	0,901	1				
La	-0,782	0,838	0,9	-0,019	-0,218	-0,074	0,126	0,044	0,74	-0,046	0,445	0,895	0,853	-0,008	0,197	1			
Ce	-0,821	0,899	0,908	-0,035	-0,17	-0,036	0,081	0,039	0,778	0,002	0,614	0,977	0,969	0,041	0,2	0,886	1		
Nd	-0,733	0,85	0,881	-0,126	-0,277	-0,183	0,083	0,022	0,764	-0,125	0,497	0,907	0,889	-0,084	0,097	0,982	0,91	1	
Sm	-0,802	0,865	0,909	-0,012	-0,264	-0,096	0,14	-0,019	0,772	-0,036	0,471	0,895	0,853	-0,035	0,156	0,981	0,895	0,98	1
Eu	-0,764	0,857	0,895	-0,106	-0,296	-0,094	0,156	0,117	0,783	-0,063	0,458	0,927	0,889	-0,024	0,152	0,962	0,91	0,967	0,952
Tb	-0,65	0,779	0,79	-0,155	-0,355	-0,278	0,005	-0,174	0,789	-0,112	0,346	0,788	0,777	-0,101	0,017	0,908	0,806	0,943	0,947
Yb	-0,665	0,788	0,772	-0,179	-0,328	-0,241	0,081	-0,104	0,866	0,009	0,369	0,873	0,872	-0,083	0,04	0,856	0,892	0,87	0,877
Lu	-0,67	0,828	0,79	-0,191	-0,316	-0,232	0,06	-0,06	0,838	-0,063	0,427	0,889	0,882	-0,1	0,01	0,879	0,896	0,89	0,893
Y	-0,785	0,881	0,829	0,108	-0,098	0,044	-0,034	-0,176	0,634	0,001	0,495	0,779	0,752	0,15	0,186	0,819	0,794	0,839	0,885
Zr	0,673	-0,39	-0,521	-0,553	-0,299	-0,567	-0,316	-0,123	-0,158	-0,492	-0,573	-0,466	-0,348	-0,431	-0,461	-0,256	-0,484	-0,244	-0,302
Hf	0,436	-0,214	-0,286	-0,545	-0,39	-0,644	-0,249	-0,237	0,21	-0,336	-0,596	-0,157	-0,041	-0,392	-0,301	0,039	-0,134	0,033	-0,02
Nb	-0,146	0,545	0,373	-0,585	-0,258	-0,265	0,03	0,567	0,279	-0,512	0,678	0,54	0,611	-0,464	-0,454	0,328	0,441	0,272	0,269
Ta	-0,515	0,691	0,652	-0,186	-0,245	-0,246	0,32	0,094	0,575	-0,043	0,481	0,735	0,75	-0,259	-0,068	0,776	0,715	0,797	0,816
Ba	-0,072	0,012	0,187	-0,254	-0,658	-0,594	-0,163	-0,47	0,617	-0,221	-0,42	0,102	0,094	-0,388	-0,168	0,382	0,173	0,386	0,399
Cs	-0,345	0,319	0,339	-0,007	-0,335	-0,133	0,113	-0,202	0,536	0,091	0,088	0,344	0,247	-0,113	-0,132	0,352	0,341	0,328	0,412
Rb	-0,463	0,509	0,539	-0,265	-0,577	-0,346	-0,018	-0,251	0,885	0,002	0,136	0,569	0,558	-0,24	-0,194	0,486	0,593	0,512	0,549
Sr	-0,598	0,411	0,63	0,146	-0,3	0,164	0,5	0,347	0,398	0,125	0,457	0,483	0,351	-0,153	0,056	0,461	0,416	0,439	0,49
Th	-0,841	0,642	0,83	0,346	-0,042	0,271	0,36	0,108	0,578	0,297	0,268	0,749	0,64	0,222	0,514	0,864	0,733	0,777	0,833
U	-0,541	0,373	0,52	0,329	-0,035	0,397	0,677	0,522	0,085	0,189	0,48	0,395	0,238	-0,02	0,19	0,408	0,293	0,348	0,428
Pb	-0,405	0,382	0,394	0,319	0,155	0,337	-0,065	0,115	-0,1	-0,189	0,413	0,192	0,151	0,162	0,234	0,257	0,18	0,264	0,285
W	0,022	0,055	-0,097	0,313	0,377	0,261	-0,125	-0,049	-0,449	-0,165	0,289	-0,151	-0,232	0,189	-0,014	-0,078	-0,162	-0,077	-0,03

Le Sc qui est fortement corrélé avec TiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , V, Rb et les terres rares, suggère peut être sa relation avec le matériel argileux des sédiments. Il est alors mieux retenu par les minéraux ferromagnésiens, notamment la biotite. La courbe de variation de la concentration du Sc et V en fonction de la distance à partir du granite (Fig. III-15) indique sa dépendance essentiellement de la variabilité pré-métamorphique des roches. Le mode de distribution du Zr (Fig. III-15) et sa corrélation positive avec SiO_2 et Hf (Tableau III-9) suggère sa relation intime principalement avec la composition des roches riches en quartz (détritique). Le grade métamorphique n'est alors pas impliqué dans le comportement du Zr durant le métamorphisme de contact.

Les terres rares

L'étude de la géochimie des terres rares est utilisée ici, non pas pour établir les relations génétiques entre les différents types de roches (Mitropoulos, 1982, 1984; Sawyer, 1986; Ståhl et al., 1987), mais pour déterminer leur mode de distribution dans les différentes zones métamorphiques, et pour suivre leur comportement durant le métamorphisme de contact. La figure III-16 montre l'existence de la similarité manifeste entre les patrons des terres rares dans les différentes zones métamorphiques établies le long des trois coupes radiales. Cette variation non significative enregistrée dans les terres rares des métapélites de Ment est généralement similaire à celle montrée dans les métapélites de l'auréole métamorphique d'Oulmès (Fig. III-17a, b), où les roches montrent une richesse relative en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes, avec une faible anomalie négative en Eu. Aucune corrélation parfaite n'est

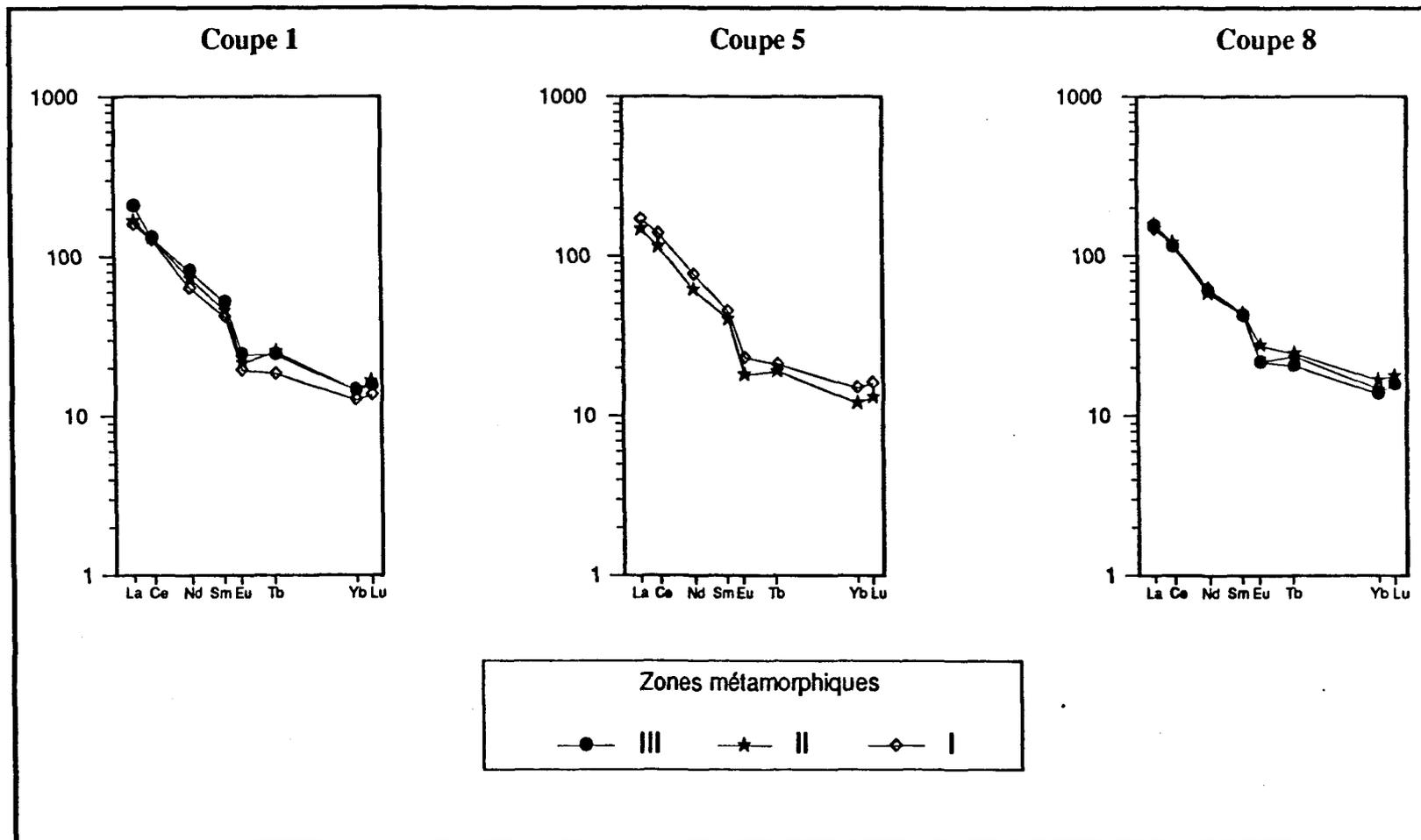


Fig. III-16. Patrons des terres rares normalisées aux chondrites (Taylor et McLennan, 1985) pour les métapélites de l'auréole de Ment, dans les différentes zones métamorphiques le long des 3 coupes radiales.

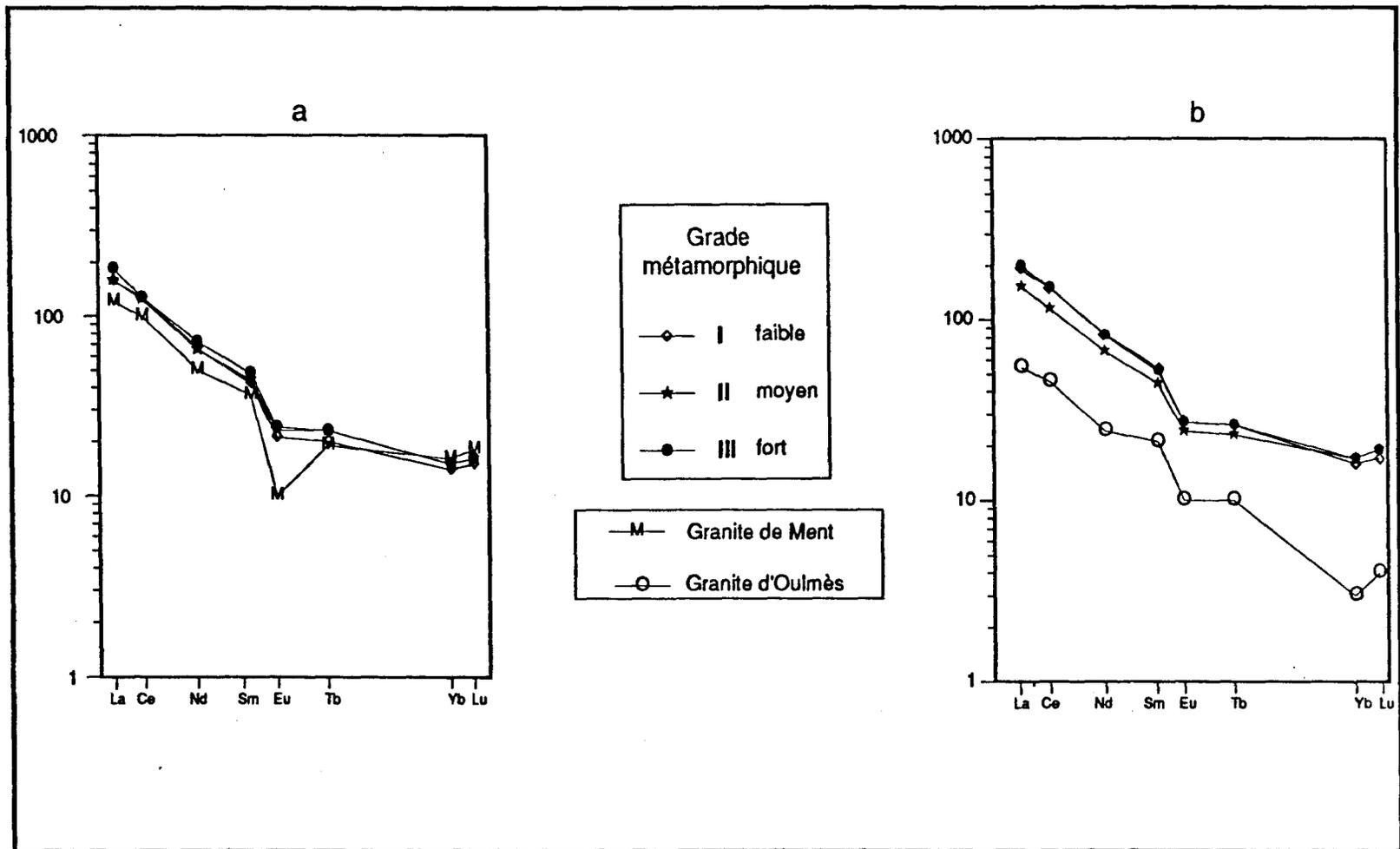


Fig. III-17. Patrons de la concentration moyenne des terres rares normalisées aux chondrites (Taylor et McLeannan, 1985) dans les différents grades métamorphiques des deux auréoles métamorphiques: a) auréole de Ment, et b) auréole d'Oulmès. M: granite à biotite de Ment, O: granite à deux micas d'Oulmès.

marquée entre Eu, CaO et Sr qui montrent pourtant un comportement géochimique généralement similaire (Henderson, 1984). Les terres rares lourdes (Yb et Lu) et légères (La, Ce, Nd et Sm) qui sont en cohérence géochimique (Tableau III-9), se trouvent corrélées tant avec les alcalins K_2O , Rb et (Cs) qu'avec les éléments de transition (Cr, Sc et Y). De plus, l'absence de corrélation de ces terres rares avec Ba, suggère probablement leur rétention par les micas et la tourmaline. La forte corrélation des terres rares avec TiO_2 suggère que la biotite et les minéraux accessoires riches en TiO_2 (ilménite et / ou rutile) peuvent contribuer au budget des terres rares.

III-6-2 Conclusion

La dispersion modérée des oxydes majeurs qui contrôlent généralement la composition minéralogique des roches, induit l'homogénéité des métapélites (principalement en quartz et micas) dans l'auréole métamorphique de Ment. Malgré qu'elles présentent des irrégularités dans leur composition chimique totale, les métapélites de Ment n'enregistrent généralement pas de variations significatives. Ce fait, permet de conclure que le métamorphisme de contact dans l'ensemble de l'auréole de Ment, comme dans celle d'Oulmès, est généralement isochimique et le système chimique est considéré comme un système fermé, malgré les manifestations locales des phénomènes métasomatiques et de la circulation du fluide hydrothermal. Celles-ci n'avaient effectivement aucune influence significative sur la variation chimique des roches, durant le métamorphisme de contact. Les seuls facteurs responsables de la variabilité des éléments chimiques dans les métapélites durant le métamorphisme de contact, sont rappelés ici par ordre d'importance: 1) la composition initiale des roches,

définie lors des différenciations diagénétiques et / ou du métamorphisme régional de faible grade (faciès schistes verts). 2) Le métamorphisme de contact, défini par un grade métamorphique croissant de l'extérieur vers l'intérieur de l'auréole. 3) Les phénomènes métasomatiques et l'altération hydrothermale qui s'étaient manifestés principalement dans la partie ouest, autour des protrusions leucogranitiques à Bled Sidi Otmane. Le système chimique dans l'auréole métamorphique de Ment, comme dans celle d'Oulmès, peut être considérée généralement fermé.

III-7 CONDITIONS PHYSIQUES ET ÉVOLUTION DU MÉTAMORPHISME DE CONTACT DANS L'AURÉOLE DE MENT

La progradation du métamorphisme de contact qui est définie par la distribution spatiale des isogrades, et par les séquences des réactions minérales semble strictement contrôlée par les paramètres physiques P et T. L'estimation de ces paramètres de l'intérieur vers l'extérieur de l'auréole métamorphique de contact permet de comprendre le comportement du régime thermique, et d'établir par conséquent l'évolution du métamorphisme dans l'auréole de Ment.

III-7-1 Estimation de la température

À cause de l'absence du grenat dans l'auréole métamorphique de Ment, le géothermomètre grenat - biotite, le plus communément utilisé dans les métapélites de grade faible à moyen, ne peut pas être exploité dans la présente étude. Il existe cependant d'autres possibilités pour tenter l'estimation de la température dans l'auréole métamorphique de Ment, parmi lesquelles on cite: 1)

l'assemblage minéralogique présent dans l'auréole de contact et les réactions pertinentes (étudiées expérimentalement et théoriquement par plusieurs auteurs), permettent d'avoir préalablement une idée globale sur les conditions physiques régnantes dans l'auréole. 2) L'utilisation du géothermomètre tourmaline - biotite proposé par Colopietro et Frieberg (1987) qui a fourni des résultats raisonnablement acceptables dans l'auréole métamorphique d'Oulmès. Les températures déterminées à partir du géothermomètre tourmaline - biotite concordent avec les résultats obtenus ailleurs, expérimentalement ou théoriquement, à partir des assemblages minéralogiques similaires.

Les valeurs de température déterminées dans chaque zone métamorphique à partir de la formule $K_D = (-3150/T^{\circ}K) + 4,52$ établie par Colopietro et Frieberg (1987) sont figurées dans le tableau III-10. Les résultats présentés dans ce tableau montrent que la valeur maximale de température qui est d'environ 596°C s'enregistre dans la zone III aux confins immédiats du contact granite - encaissant, où la muscovite (peu fréquente) paraît encore stable. Cette valeur maximale de température semble conforme à celle obtenue ailleurs dans de nombreux travaux. En effet, diverses études qu'elles soient théoriques ou expérimentales, avaient déterminé les conditions d'équilibre (P-T) de la réaction de déstabilisation de la muscovite et de sa décomposition au profit du feldspath potassique et de Al_2SiO_5 (andalousite ou sillimanite). Althaus et al. (1970) avaient obtenu une température de 580°C à une pression $P = 1\text{ kb}$. Les conditions d'équilibre établies par Thompson (1974) pour la même réaction précitée correspondent à $T = 635^{\circ}C$ et $P = 2\text{ kb}$. Alors que dans les travaux élaborés par Evans (1945), Chatterjee et Johannes (1974) et Chatterjee et Froese (1975), les températures déterminées sont inférieures d'au moins 30°C

Tableau III-10. Valeurs de température obtenues à partir du géothermomètre biotite - tourmaline (Colopietro et Friberg, 1987).

Échantillon N°	Distance* (m)	Zones métamorphiques	Mg/Fe	Mg/Fe	KD	T (°C)
			(bt)	(tur)		
AM1	50	III	0,395	0,966	2,446	596
	50	III	0,395	0,77	1,949	545
	50	III	0,475	0,966	2,034	554
AM4	300	III	0,45	0,936	2,08	559
	300	III	0,796	1,73	2,17	568
AM5	450	III	0,507	0,997	1,966	546
	450	III	0,587	1,15	1,96	546
	450	III	0,639	1,15	1,8	528
AM7	750	III	0,416	0,738	1,774	525
	750	III	0,362	0,694	1,917	541
AM8	950	II	0,554	0,927	1,673	513
	950	II	0,519	0,927	1,786	526
AM98	2500	I	0,849	1,166	1,373	476
	2500	I	0,993	1,166	1,174	450

Distance*: distance à partir du contact granite - encaissant.

L'erreur de précision est de $\pm 25^{\circ}\text{C}$

Tableau III-11. Valeurs de la pression déterminée en fonction de la variation de XH₂O et du grade métamorphique à partir de la réaction:
 $\text{mu} + \text{qtz} = \text{and} + \text{kfs} + \text{H}_2\text{O}$

	T(°C)*	Pression (kb)			
		XH ₂ O = 1	XH ₂ O = 0,8	XH ₂ O = 0,7	XH ₂ O = 0,6
AM1	596	2,0	2,5	2,8	3,0
AM4	568	1,3	1,7	1,9	2,0
AM5	546	0,8	1,1	1,3	1,4
AM7	541	0,7	1,0	1,2	1,3

T(°C)*: température maximale.

par rapport à celles obtenues par Althaus et al. (1970) et Thompson (1974). Ce qui correspond à des valeurs d'environ 550°C et 600°C à des pressions respectivement de 1 et 2 kb . Les conditions d'équilibre réalisées par Evans (1965) correspondent cependant à la réaction d'équilibre donnant naissance à du feldspath potassique + andalousite, et non pas à du feldspath potassique + sillimanite. Les valeurs maximales de température déterminées dans la zone III de l'auréole métamorphique de Ment (Tableau III-10) semblent alors conformes avec celles obtenues expérimentalement par plusieurs auteurs à partir des assemblages similaires.

Dans la zone II à biotite + andalousite, la température enregistrée varie entre 513°C et 526°C. Cette valeur est quasi similaire à celle enregistrée dans la zone métamorphique correspondante (zone IIa) de l'auréole d'Oulmès. Les températures de 400°C et $430 \pm 15^\circ\text{C}$ auxquelles l'andalousite se forme à partir de la pyrophyllite (Kerrick, 1968) est très faible par rapport à celle obtenue dans le présent travail (509°C à Oulmès et 513°C - 526°C à Ment). L'écart de température entre la valeur obtenue par Kerrick (1968) et celles enregistrées dans les deux auréoles métamorphiques (Oulmès et Ment) indique probablement que le seul matériel ayant donné naissance à l'andalousite est constitué de chlorite + phengite (du métamorphisme régional) considérées comme réactants de la réaction R1. Le cas similaire a été déjà montré dans plusieurs travaux dont ceux de, Naggar et Atherton (1970), Carmichael (1970), Van Bosse (1985) dans l'auréole de Mc Gerrigle au Canada, Okuyama-Kusunose et Itaya (1987) dans l'auréole Tono au Japon.

À l'extérieur de l'auréole de contact, la zone I à chlorite + muscovite (phengite) enregistre une température variant entre 450°C et 476°C. Cette température obtenue à partir du calibrage tourmaline - biotite 1, rencontrée dans l'échantillon 98AM semble compatible avec l'assemblage chlorite + phengite ± biotite ± albite + quartz, caractérisant le faciès schistes verts du métamorphisme régional. Elle est alors considérée comme température initiale dans la région de Ment.

Le profil de température (Fig. III-18) construit à partir des valeurs énumérées dans le tableau III-10 se traduit par une décroissance graduelle depuis le contact granite - encaissant jusqu'à la périphérie de l'auréole métamorphique de contact. Ce qui indique une compatibilité de la distribution de la température avec les zones métamorphiques. Considérant les températures maximales présentées dans la figure III-18, le profil thermique est similaire à ceux établis aussi bien à partir du calibrage des paires de minéraux, par exemple dans "l'auréole d'Ardara" de Donegal en Irlande (Kerrick, 1987), dans "l'auréole Ballachulish" en Écosse (Pattison, 1985), que par modélisation thermique (Kerrick, 1987; Buntebarth, 1991). L'allure (régulière) de la courbe joignant les valeurs maximales de température reflète un régime de transfert de chaleur qui n'est pas perturbé par les facteurs éventuels (lithologie, orientation de la foliation, etc.).

III-7-2 Estimation de la pression

La liste des minéraux rencontrés dans l'auréole de Ment (andalousite, biotite, muscovite, chlorite, feldspath potassique, albite et quartz) indique une pression faible à laquelle le métamorphisme de contact avait lieu dans l'auréole

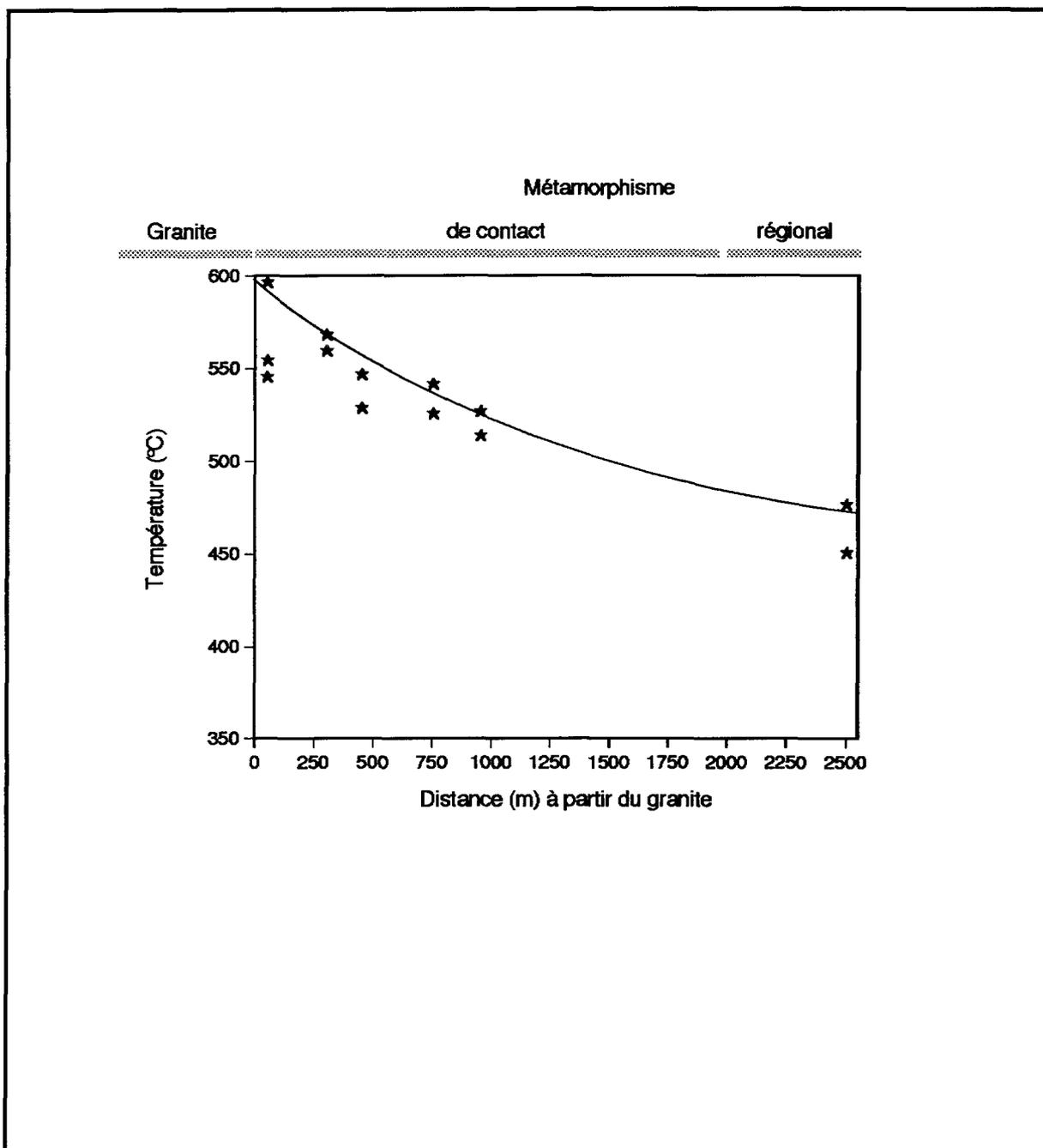


Fig. III-18. Profil de distribution de la température en fonction de la distance à partir du contact granite - encaissant, dans l'auréole métamorphique de Ment.

de Ment. L'absence de grenat parmi ces minéraux permet de déduire une pression basse dans l'auréole de Ment (et d'Oulmès). Les cas similaires ont été déjà observés dans d'autres auréoles de faible pression comme celles de; Comrie en Écosse (Mason, 1978), du "complexe de Duluth" au Nord-est de Minnesota (Labotka et al., 1985), Mc Gerrigle dans la péninsule gaspésienne au Québec (Van Bosse, 1985; Van Bosse et Williams-Jones, 1988), etc. Tenant compte de cet assemblage minéralogique, de la réaction R2 représentée par la courbe univariante (Chatterjee et Johannes, 1974; Chatterjee et Froese, 1975) reportée dans la figure III-19, et du champ de stabilité de l'andalousite (Holdaway, 1971), la limite supérieure de la pression correspondant à la température maximale ne peut pas excéder 2,4 kb (=240MPa). Cette limite supérieure peut être raffinée à partir de l'intersection entre la courbe univariante de la réaction R2 et la courbe limite des phases andalousite - sillimanite (Holdaway, 1971). La coexistence du feldspath potassique avec l'andalousite, et l'absence de staurotide de cordiérite ou de grenat permettent aussi d'indiquer que la limite supérieure de la pression dans l'auréole de Ment correspond, selon les subdivisions de pression dans le faciès amphibolites de Carmichael (1978) au bathozone 1, ou selon la subdivision de Pattison et Tracy (1991), à la première série de faciès type 1c.

L'épaisseur de la pile sédimentaire traversée par le granite de Ment n'est pas précisément connue pour pouvoir estimer la pression lithologique, généralement considérée comme pression totale (Droop et Treolar, 1981; Labotka, 1981; Barton et al., 1988; Pattison et Tracy, 1991). Mais, le granite de Ment qui avait percé la couverture paléozoïque jusqu'au Namurien (Carbonifère supérieur) s'était mis en place, selon les propos de Boushaba (1990), à une très

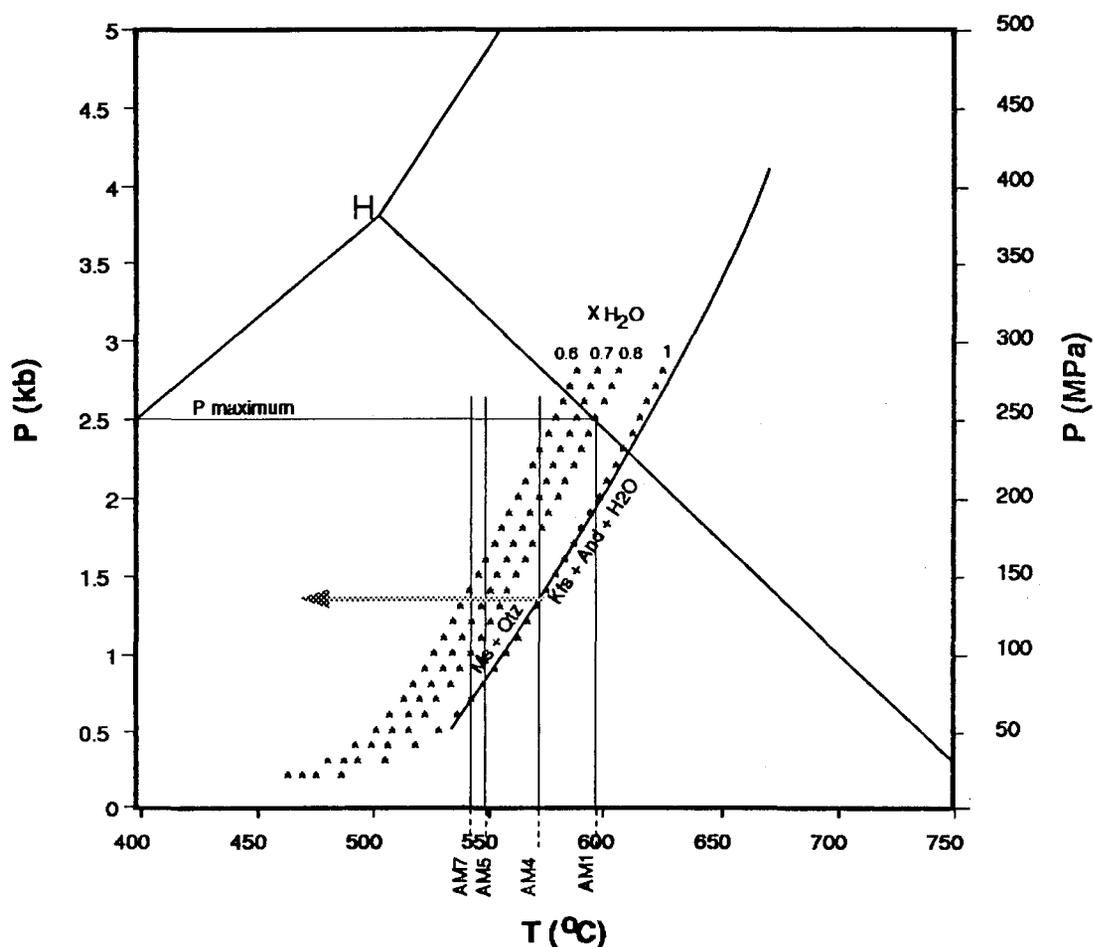


Fig. III-19. Diagramme des conditions physiques P-T-XH₂O dans l'auréole métamorphique de Ment. H: point de stabilité des polymorphes Al₂SiO₅ (Holdaway, 1971). La courbe de réaction représentée selon Chatterjee et Johannes (1974). Les courbes en étoiles: variation de XH₂O. La flèche horizontale: pression uniforme dans l'ensemble de l'auréole.

faible pression qui est de l'ordre de 1kb (=100 MPa) et à une température voisine de 750°C.

Considérant la température maximale estimée dans les différentes zones métamorphiques à partir du calibrage tourmaline - biotite (Tableau III-10), il a été possible d'estimer la pression dans les différents niveaux de la zone III (Tableau III-11) à l'aide du programme Thermocalc 2.2 (Holland et Powell, 1990). À ce propos, les activités des différentes phases minérales sont formulées en utilisant les solutions idéales de Powell et Holland (1990). L'examen des résultats reportés dans le tableau III-11 montrent que la différence de pression entre AM1 (situé à 50 m du granite) et AM7 (situé à 750 m du granite) est de 1,3 kb pour $X_{H_2O} = 1$, 1,5 kb pour $X_{H_2O} = 0,8$, 1,6 kb pour $X_{H_2O} = 0,7$, et 1,7 kb pour $X_{H_2O} = 0,6$. Considérant un gradient de pression de l'ordre de 270 bars km^{-1} (ce qui correspond à une densité des sédiments d'environ $2,7 g cm^{-3}$), cette variation de pression paraît inconcevable pour une distance de seulement 700 m. Le raisonnement serait alors plus logique si la pression était considérée constante, et la seule variable possible serait alors X_{H_2O} . À l'exception de l'échantillon AM1 (à proximité du contact granite - encaissant), le tableau III-11 montre que la valeur commune de la pression correspond à 1,3 kb (=130MPa). La figure III-19 montre en effet, que cette valeur qui satisfait les échantillons AM4, AM5 et AM7, indique une pression constante malgré la décroissance systématique de X_{H_2O} à partir du contact granite - encaissant. Ce qui suppose que le fluide (impur) dans l'auréole de Ment n'est pas constitué totalement de H_2O . Cependant, la pression qui est estimée à 2 kb (=200MPa) dans AM1 pour $X_{H_2O} = 1$ correspond probablement à une valeur surestimée de la température (596°C). Mais, tenant compte de l'erreur de précision $\pm 25^\circ C$ pour l'estimation de

la température à partir du géothermomètre tourmaline - biotite, la limite inférieure de la température dans AM1 est de 571°C, et la pression est alors de 1,3kb pour $X_{H_2O} = 1$. Pour satisfaire les données, il faut alors considérer dans l'ensemble de l'auréole de Ment une pression de 1,3kb (=130MPa) correspondant à un gradient de X_{H_2O} , qui varie de 1 aux voisinages du granite à 0,6 loin de celui-ci. Ceci permet de déduire que l'auréole de Ment est manifestement marquée par un métamorphisme de contact plus superficiel que celui enregistré dans l'auréole métamorphique d'Oulmès. Les divers facteurs qui peuvent avoir une influence sur l'étendue de l'une et l'autre des deux auréoles métamorphiques seront discutés ultérieurement dans le chapitre qui va suivre.

CHAPITRE IV

RÉGIME THERMIQUE ET HISTOIRE MÉTAMORPHIQUE DES AURÉOLES D'OULMÈS ET DE MENT

Les auréoles métamorphiques de contact sont par définition, les produits de l'effet de chaleur émise par les corps intrusifs dans les terrains encaissants. Ces auréoles métamorphiques se traduisent par des transformations dans la minéralogie, la texture et la chimie des roches encaissantes. Ces divers changements sont causés par l'effet de la masse (fluide et constituants chimiques) et surtout de l'énergie (chaleur) transférées à partir des corps intrusifs lors de leur cristallisation. La distribution de ces changements et la description de leurs caractéristiques pétrologiques et géochimiques sont présentés dans les précédents chapitres.

La durée de transfert de chaleur et du fluide à partir du granite ne semble pas uniforme, et peut conduire à la complexité de la formation des deux auréoles métamorphiques d'Oulmès et de Ment. Cette complexité se manifeste en particulier par la formation des zones métamorphiques qui paraissent non concentriques autour du granite. Dans ce chapitre seront comparées les diverses caractéristiques des auréoles d'Oulmès et de Ment avec les modèles numériques et la simulation d'autres auréoles de contact. Ceci afin de, 1) comprendre les relations temporelles qui peuvent se présenter, 2) déterminer quel est le mécanisme (conduction ou convection) de transfert de chaleur prédominant, et quel est celui qui peut affecter les propriétés minéralogique, texturale et compositionnelle observées dans chacune des deux auréoles métamorphiques, et 3) suggérer enfin les diverses causes qui ont conduit à la différence entre les auréoles d'Oulmès et de Ment.

IV-1 CARACTÉRISTIQUES DES MODÈLES NON SPÉCIFIQUES DE TRANSFERT DE CHALEUR DANS LES AURÉOLES MÉTAMORPHIQUES

Généralement, tous les modèles non spécifiques de température sont établis en considérant le transfert de chaleur par conduction dans un corps solide (roches encaissantes) à partir d'un autre corps solide (granite intrusif) de forme par exemple sphérique, rectangulaire ou cylindrique (Fig. IV-1). Le transfert de chaleur par conduction (loi de Fourier) est considéré comme un processus de diffusion, dont l'expression mathématique est analogue à celle dérivée à partir de la loi de Darcy, et qui est appliquée pour un corps à une seule dimension (Turcotte et Schubert, 1982). Cette formule mathématique s'exprime par:

$$q = -k \frac{dT}{dy}$$

où q est le flux de chaleur, k est le coefficient de conductibilité thermique, y est la distance, et $\frac{dT}{dy}$ est le gradient de température qui peut être noté ∇T , et

l'expression ci-haut devient alors:

$$q = -k\nabla T$$

La solution de cette équation a permis d'établir des modèles non spécifiques simples (Carslaw et Jaeger, 1959) présentés dans la figure IV-1, à partir desquels d'importantes conclusions peuvent être déduites pour le régime thermique des auréoles métamorphiques d'Oulmès et de Ment:

1) Les températures dans les roches encaissantes ne doivent pas excéder $\theta = 0,5$ dans les modèles où la chaleur latente de cristallisation n'est pas incluse.

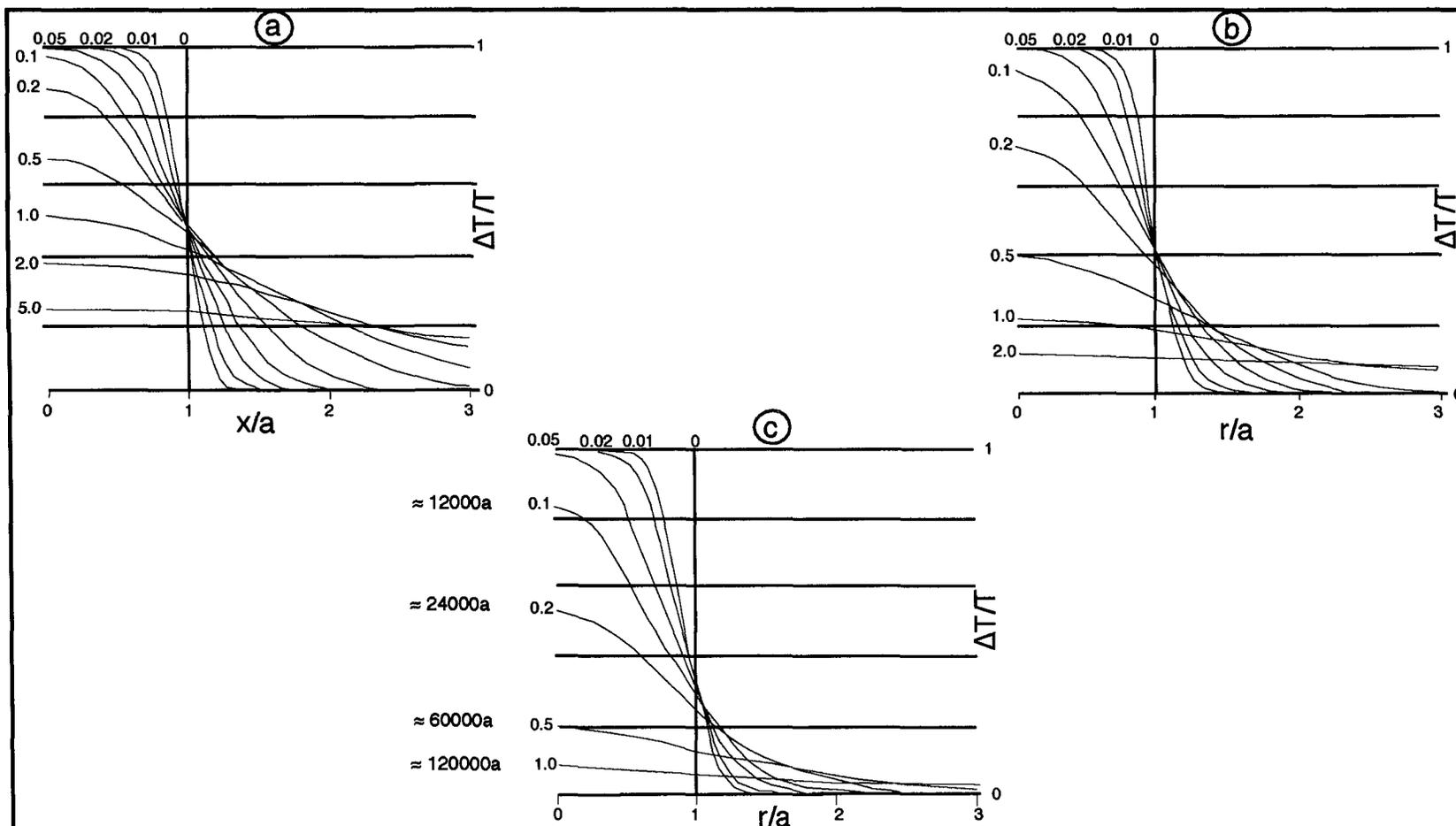


Fig. IV-1. Modèles non spécifiques de l'évolution thermique par conduction pour, (a) des couches rectangulaires, (b) des cylindres infinis et (c) des corps sphériques. Modifié de Furlong et al. (1991). Les symboles; a: 1/2 largeur de l'intrusion, x et r: distance à partir du centre de l'intrusion, ΔT : différence entre la température de l'auréole et la température initiale des roches encaissantes, T: température de l'intrusion au dessus de la température initiale des roches encaissantes. Les chiffres reportés devant chaque courbe représentent le temps non dimensionnel $\tau = kt / a^2$. Pour une sphère de 5 km de rayon, $\tau = 1.0$ correspond au temps t de 750000a. Les périodes de temps pour un rayon de 2 km du pluton d'Oulmès sont reportées sur la figure (c).

$\theta = \left(\frac{T_m - T_c}{2} + T_c\right)$ où T_m : température de l'intrusion, et T_c : température des roches encaissantes. L'introduction de la chaleur latente de cristallisation dans de tels modèles nécessite une bonne compréhension de son mode de libération au moment de cristallisation du corps intrusif, mais augmente la température maximale ($\theta = 0,6$ à $0,7$) dans les roches de l'encaissant (Furlong et al., 1991). Ainsi, considérant pour Oulmès et Ment la température de l'encaissant (T_c) de 400°C et la température de l'intrusion de 800°C - 900°C , la température optimale prévue est de l'ordre de 600°C . Cette valeur est similaire à celle obtenue à partir des géothermomètres chimique (présente étude) et isotopique (Blamart et al., 1992).

2) Le modèle de gravité (Vanden Bosh, 1974, Fig. 5) suggère une forme proche d'une sphère plutôt que d'un cylindre vertical ou d'un rectangle. Considérant $\Delta T = 100^\circ\text{C}$, le modèle non spécifique de température pour le cas d'un corps sphérique (Fig. IV-1c) indique que la largeur moyenne de l'auréole thermique est approximativement 1,25 fois le rayon du corps intrusif, 1,5 fois le rayon d'un corps cylindrique et 2,5 fois le rayon d'un corps rectangulaire. À Oulmès, les séquences des isogrades et la variation de la taille absolue des grains de quartz (chapitre II) suggèrent que la limite externe de l'auréole métamorphique de contact est approximativement entre 1,5 et 2,5 km à partir du granite; ce qui équivaut à peu près au rayon du pluton ($\approx 2,5$ km). À Ment, la limite externe de l'auréole de contact s'étend jusqu'à 2,0 à 2,25 km à partir du granite; ce qui équivaut à 0,43 fois le rayon du pluton (≈ 5 km). Ces résultats indiquent à première approximation, une forme sphérique du pluton d'Oulmès, alors que la largeur de l'auréole métamorphique de Ment, qui est plus faible que

prévu, ne correspond à aucun des trois cas prémentionnés (formes sphérique, cylindrique et rectangulaire). À ce propos, trois cas sont à considérer: a) le pluton de Ment correspond à un corps tabulaire ayant perdu la plupart de sa chaleur à travers son toit (Fountain et al., 1989) ou bien, b) la conduction n'est pas le seul mode de transfert de chaleur impliqué dans l'auréole métamorphique, ou encore c) d'autres paramètres avaient pu perturber le développement normal de l'auréole.

3) L'autre caractéristique des deux auréoles de contact révélée par les modèles thermiques non spécifiques correspond au fait que les températures maximales sont atteintes dans les zones proches du contact granite - encaissant avant celles enregistrées dans les zones loin du granite. En se basant sur le modèle présenté par la figure IV-1c, les températures maximales enregistrées dans l'auréole métamorphique d'Oulmès à des distances: 0 m, 400 m, 1000 m, et 2000 m doivent correspondre successivement à des périodes de temps de 1000a, 12000a, 25000a, et 60000a après l'intrusion granitique. Ce qui signifie que les zones internes de l'auréole se refroidissent pendant que les autres, situées vers la périphérie sont entrain de se réchauffer. Ce phénomène conduit, dans le cas des intrusions syn-tectoniques (comme celle d'Oulmès), à des relations complexes entre la formation des porphyroblastes et la matrice. De telles relations ont été discutées, dans le cas du métamorphisme régional, par Thompson et England (1984).

Considérant la forme sphérique du pluton granitique d'Oulmès, avec un rayon d'environ 2,5 km et une différence de température $\Delta T = 500^{\circ}\text{C}$, les résultats du modèle thermique non spécifique indiquent que l'auréole métamorphique

d'Oulmès s'était peut être refroidie dans une durée d'environ 200000a. Si le pluton de Ment avait aussi une forme sphérique, son auréole de contact aurait pu être refroidie dans une durée d'environ 750000a, ce qui n'est cependant pas conforme avec la faible étendue de sa limite externe.

IV-2 IMPLICATION D'AUTRES PARAMÈTRES DANS LE RÉGIME THERMIQUE DES AURÉOLES D'OULMÈS ET DE MENT

Les modèles non spécifiques de température (Fig. IV-1) peuvent également montrer l'effet que peuvent avoir divers paramètres sur le régime thermique dans l'ensemble d'une auréole métamorphique donnée. Dans l'équation de la loi de Fourier, la conductibilité thermique k est normalement combinée avec la densité et la chaleur spécifique, en paramètre κ , la diffusibilité thermique qui contrôle le flux de chaleur. Cette diffusibilité thermique est influencée par plusieurs paramètres dont; 1) les minéraux présents et leur abondance modale; les roches riches en quartz ont un κ plus élevé que celles franchement pélitiques ou les carbonates par exemple. Dans l'auréole métamorphique d'Oulmès, les roches riches en quartz ont alors un κ supérieur de 40% à 50% à celui des pélites; ce qui correspond selon les données de Furlong et al. (1991) approximativement à $4,55 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ pour les premières (roches gréseuses) et $3,14 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ pour les métapélites. 2) L'anisotropie de fabrique; Buntebarth (1991) avait montré que κ est différent, selon que le flux de chaleur se propage parallèlement ou perpendiculairement à la foliation. Cette diffusibilité thermique est, selon les données de Furlong et al. (1991), approximativement de $3,80 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ lorsqu'elle est parallèle à la foliation, et de $2,91 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ lorsqu'elle est perpendiculaire à celle-ci. Ce comportement est similaire à d'autres anisotropies

reliées à des propriétés des roches telles que, la vitesse des ondes sismiques P, la conductibilité thermique, l'élasticité et la compressibilité etc. 3) La diffusibilité κ décroît lorsque la température augmente, mais ne varie pas énormément lorsque la température est comprise dans une marge de 300 - 700°C. Pour cela, elle ne paraît peut être pas si importante.

L'augmentation de la diffusibilité thermique signifie, pour un gradient de température donné, un flux de chaleur rapide à travers les roches, et l'auréole métamorphique peut être large même si les températures enregistrées sont faibles. Par contre lorsque le flux de chaleur est lent la diffusibilité thermique est faible, et la largeur de l'auréole métamorphique est étroite même si la température atteinte est assez élevée. Les données isotopiques (Mrini, 1985) indiquent que les deux intrusions proviennent sans doute de la fusion de la croûte, et une température près de 900°C leur est donc nécessaire pour qu'elles puissent se former (Le Breton et Thompson, 1988; Vielzeuf et Holdaway, 1988). Il y a lieu de considérer alors que la température des deux intrusions d'Oulmès et de Ment est de 800 - 900°C.

Par analogie avec l'auréole de Ballachullish décrite par Pattison (1985), Pattison et Tracy (1991) et Buntebarth (1991), les deux auréoles métamorphiques d'Oulmès et de Ment, pourraient avoir une anisotropie 2:1 de diffusibilité thermique. Dans l'auréole métamorphique de Ment, la diffusibilité thermique κ , qu'elle soit parallèle ou perpendiculaire à la foliation, ne semble presque pas avoir d'effet sur la largeur de l'auréole qui se montre quasi constante autour du pluton. L'auréole métamorphique d'Oulmès qui est large d'au moins 2,5 km dans sa partie sud, tout le long du point triple de schistosité est

relativement étroite dans ses parties est et ouest, où la schistosité est parallèle au contact granite - encaissant (Diot et al., 1987; Travaux actuels). D'après ces observations, il semble peu probable que l'anisotropie de fabrique ait un grand effet sur la largeur des deux auréoles d'Oulmès et de Ment. Il y a lieu de rappeler que la partie sud de l'auréole d'Oulmès est caractérisée par l'abondance de roches gréseuses (grés de Zguit d'après Thermier et al., 1950) et des signatures métasomatiques exprimées par la transformation de la biotite en muscovite, et aussi par l'absence de zones de haut grade métamorphique (zone III). La grande étendue de l'auréole dans sa partie sud n'est peut être pas due à la diffusibilité qui est parallèle à la foliation, mais elle est probablement liée à la forte conductibilité des roches gréseuses, et/ou des fractures permettant la conduction de flux de chaleur et l'instauration de la métasomatose.

IV-3 TRANSFERT DE CHALEUR PAR CONDUCTION / CONVECTION

Il est admis que le transfert de chaleur à partir des corps intrusifs vers les roches encaissantes se fait essentiellement par deux processus fondamentaux: 1) la conduction, et 2) la convection par le biais de la circulation du fluide (aussi bien d'origine magmatique, métamorphique que météorique). Les auréoles dans lesquelles l'advection thermique a joué un rôle significatif peuvent être caractérisées par la perturbation des isotopes notamment O^{18} (Taylor et Forester, 1979), ou par la grande étendue des zones d'altération hydrothermale (Sillitoe, 1973), ou bien elles peuvent être reconnues à partir de la distribution des zones métamorphiques et de la température optimale obtenue au contact du granite - encaissant.

Dans les auréoles métamorphiques d'Oulmès et de Ment, la distribution des zones métamorphiques et les températures maximales déterminées paraissent liées à la conduction. Néanmoins, des évidences géochimiques, minéralogiques (présente étude), et isotopique (Blamart et Sheppard, 1989; Blamart et al., 1992) peuvent appuyer l'implication de la circulation du fluide dans le développement des deux auréoles métamorphiques. Cependant, Parmentier et Schedl (1981) avaient montré que les patrons des isothermes de transfert de chaleur, par conduction et par convection sont quasiment similaires dans une intrusion imperméable avec un système ouvert ou fermé (Fig. IV-2). Cependant, l'auréole étroite (de températures) résultant de l'intrusion perméable avec un système ouvert (Fig. IV-2a) ne concorde généralement pas avec la zonéographie et la distribution des isogrades dans l'auréole d'Oulmès. Ce modèle (intrusion perméable avec système ouvert) peut être appliqué à l'auréole de Ment qui se montre relativement étroite.

Le transfert de chaleur par conduction commence immédiatement après que l'intrusion eut lieu, une fois que le mur du corps intrusif se réchauffe, commence alors la circulation du fluide. Pendant que celui-ci (le fluide) distribue la chaleur fournie par le corps intrusif, les murs deviennent perméables et retiennent alors le fluide. Ce dernier ne peut circuler entre l'intrusion et son auréole (Parmentier et Schedl, 1981; Furlong et al., 1991) que lorsque le corps intrusif devienne lui même perméable (c.à d. suffisamment cristallisé pour qu'il contienne une sorte de charpente capable de soutenir les fractures). Une fois ce stade de perméabilité de l'intrusion est atteint, le taux de flux de fluide peut changer considérablement, et la chaleur fournie par le corps intrusif peut être alors additionnée au mur par le biais de la circulation du fluide. Cependant, il

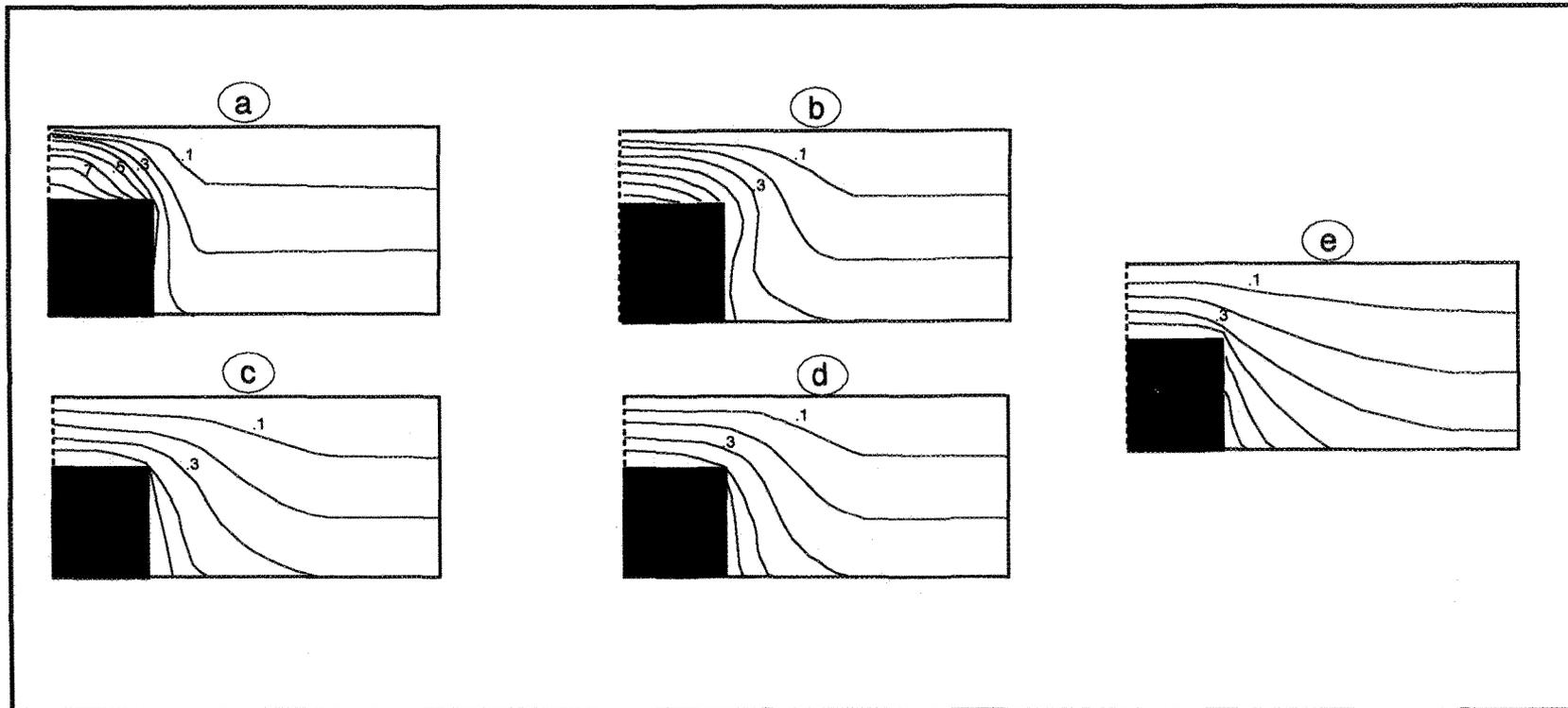


Fig. IV-2. Comparaison des isothermes (courbes) des températures maximales atteintes dans les roches encaissantes pendant qu'une intrusion (carré en grisé) se refroidit. Les températures maximales sont estimées en fonction de la température initiale d'une intrusion. Le côté gauche de chaque diagramme est le plan symétrique par rapport au centre de l'intrusion. Les différents modèles représentés sont; (a) intrusion perméable avec un système de circulation ouvert (le fluide peut arriver jusqu'en surface), (b) intrusion perméable avec un système de circulation fermé (le fluide circule à l'intérieur de la croûte), (c) intrusion imperméable avec un système de circulation ouvert, (d) intrusion imperméable avec un système de circulation fermé, et (e) refroidissement par conduction d'une intrusion. Noter la distinction difficile entre les modèles (c), (d) et (e) quant à la largeur de l'aurole. (Parmentier et Schedl, 1981)

semble invraisemblable que les corps intrusifs soient perméables au début du développement des auréoles métamorphiques, puisque la plupart des corps ignés sont intrusifs à l'état magmatique (c.à d. liquide plus cristaux). Il en résulte de tout ceci que les auréoles métamorphiques se forment d'abord à partir du transfert de chaleur par conduction, et au cours de leurs derniers stades de développement, la chaleur est transférée par la convection qui modifiera la zonation minéralogique établie antérieurement lors du régime par conduction.

IV-4 ÉVIDENCE DE LA CONDUCTION / CONVECTION ET RÔLE DU FLUIDE DANS L'AURÉOLE MÉTAMORPHIQUE D'OULMÈS ET DE MENT

Dans leur examen des échantillons de la zone la plus interne de l'auréole d'Oulmès, dans la région d'Al Kirit, Termier et al. (1950) et Blamart et al. (1992) avaient signalé au contact immédiat du granite deux événements hydrothermaux. Le premier événement formait des veines de tourmalinite, et le second formait des veines de quartz - muscovite - cassiterite - beryl. Limitant leurs travaux dans cette portion de l'auréole, Blamart et al. (1992) pensaient que l'événement qui avait donné naissance à la tourmalinisation précédait l'intrusion du granite. Cependant, les données de terrain et les évidences texturales présentées dans le chapitre II de la présente étude indiquent une tourmalinisation syn-S₂, et donc synchrone à la mise en place du granite principal à deux micas. Cette divergence entre les propos de Blamart et al. (1992) et les résultats des travaux actuels résulte tout simplement du fait que les travaux de Blamart et al. (1992) étaient menés sur des échantillons prélevés aux confins du pointement granitique à grain fin. Celui-ci, situé dans la région d'Al Kirit, post-date en effet le granite principal et la tourmalinisation qui lui est associée. Aussi dans leurs

travaux, Blamart et Sheppard (1989) et Blamart et al. (1992) avaient montré que les fluides associés à la tourmalinisation sont des fluides d'origine magmatique ou métamorphique ($\delta D \approx -50$ à -70‰). Dans la présente étude il a été montré dans le chapitre II, que les métapélites de la zone III ont une perte au feu inférieure à celle présente dans les métapélites des zones I et II. Partant de ce fait, il y a lieu de penser que le fluide impliqué dans la tourmalinisation est d'origine métamorphique provenant de la déshydratation des pélites, aux voisinages du contact granite - encaissant.

D'après les propos avancés par Blamart et al. (1992), et les températures optimales enregistrées dans la zone III (présente étude), il semble que le second événement hydrothermal qui était à l'origine de la formation des veines de quartz - muscovite - cassiterite - beryl, coïncide avec le pic du métamorphisme dans l'auréole. Le fluide responsable de cette dernière altération hydrothermale est, d'après Blamart et Sheppard (1989), d'origine météorique (δD de -30‰). Le pic du métamorphisme atteint dans la zone interne de l'auréole coïncide alors avec le début de la perméabilité de l'intrusion (le fluide magmatique interagit avec les roches constituant le mur).

Les effets de ce dernier événement hydrothermal (transport de masse, recombinaison des minéraux) enregistré dans les roches de la zone III (Fig.IV-3) sont présentés et décrits dans les précédents chapitres de la présente étude. Les caractéristiques chimiques des roches et des minéraux, lors de ce dernier événement doivent être rappelées ici. 1) La zone (III) du haut grade métamorphique de l'auréole enregistre une formation excessive de muscovite tardive (voir aussi Termier et al. (1950) et Blamart et al. (1992)), provenant de la

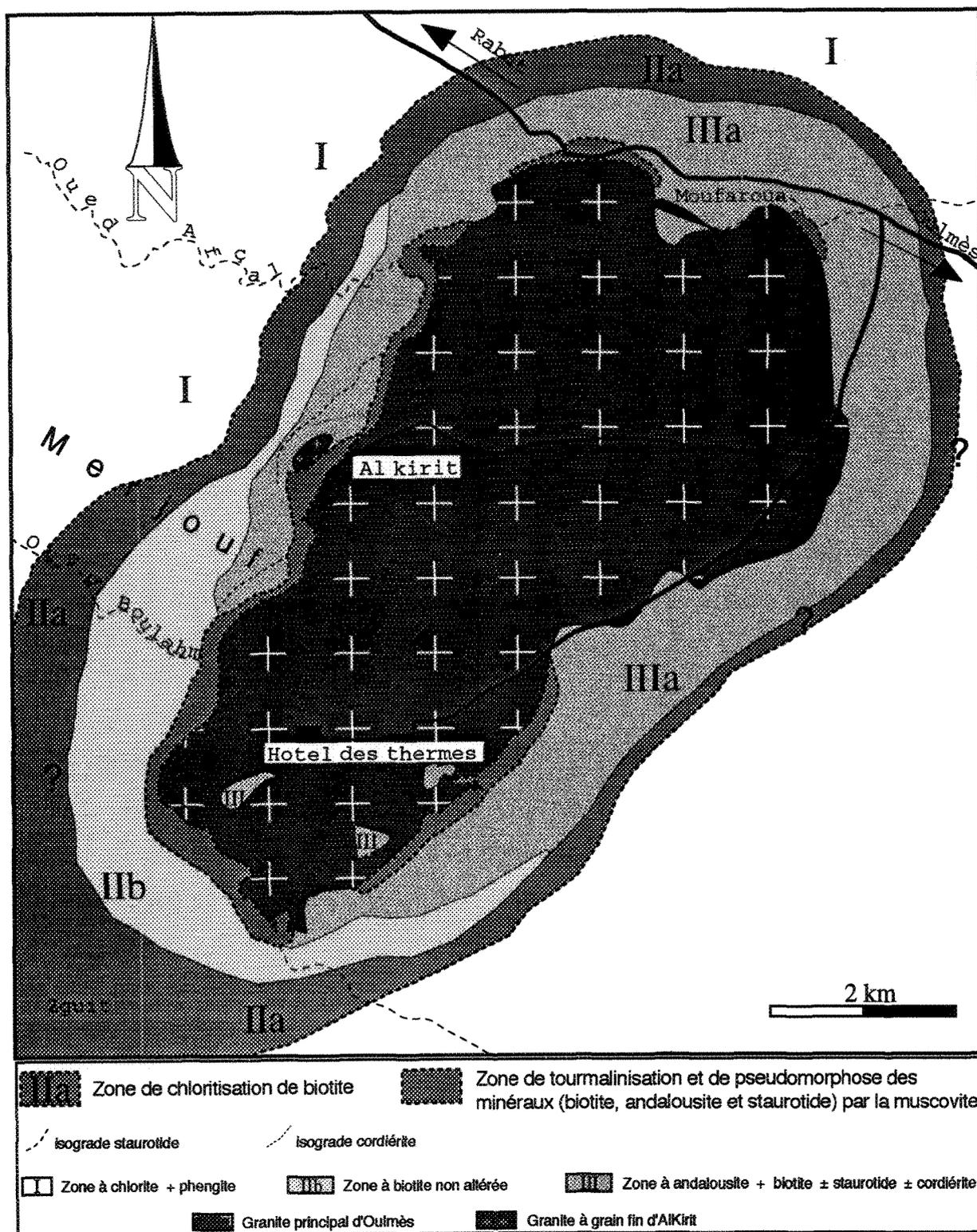


Fig. IV-3. Carte simplifiée montrant la localisation des zones d'altération hydrothermale (circulation du fluide magmatique/métamorphique et météorique) et métasomatique autour du pluton granitique d'Oulmès.

pseudomorphose de la biotite et aussi de l'andalousite et de la staurotide (voir chapitre II). 2) L'altération des minéraux métamorphiques (spécialement la biotite en muscovite) peut être responsable du rééquilibrage dans la composition des minéraux, à des températures plus basses que celles correspondant au pic du métamorphisme dans l'auréole. Ces faits se traduisent d'une part, par quelques faibles valeurs de K_D (bt - tur) dans les 200 premiers mètres (à partir du granite) de la zone III le long des coupes 1, 2 et 3 (Tableau II-12), indiquant que l'altération hydrothermale s'était peut être produite à la faible température de 489°C (la température maximale étant d'environ 600°C) enregistrée dans la zone III, et d'autre part par les valeurs erratiques de X_{Na} (de 0,78 à 0,94) déterminées à partir de la substitution de paragonite dans les micas blancs de la zone III, indiquant l'existence de température d'équilibre à partir de 570°C jusqu'à 300°C.

L'auréole métamorphique d'Oulmès présente également à sa périphérie une importante zone d'altération caractérisée par la transformation de la biotite en chlorite (zone IIa). Cette zone distante en moyenne de 2000 m à partir du granite englobe un volume important de roches soumises à des températures inférieures à 475°C (tourmaline - biotite) et à 400°C (paragonite - muscovite). Ces faibles températures ont été probablement enregistrées après l'altération hydrothermale syn - pic - métamorphique, provoquée dans la zone III par la circulation du fluide magmatique / métamorphique. Le fait que les températures optimales atteintes dans les zones externes de l'auréole sont tardives (par rapport à celles enregistrées dans la zone III), il semble improbable que l'altération hydrothermale produite dans la zone IIa à la périphérie de l'auréole, soit due à la circulation du fluide magmatique ou métamorphique. Le fluide

responsable de l'instauration de la zone (IIa) à biotite altérée est probablement d'origine météorique.

L'observation de terrain, et l'étude pétrologique, géochimique (présente étude) et isotopique (Blamart et al., 1992) suggérant que les roches adjacentes du pluton étaient soumises à la convection du fluide magmatique/métamorphique et ensuite météorique, après qu'elles aient été réchauffées par conduction. La convection du fluide magmatique/métamorphique était de courte durée par rapport à celle du fluide météorique, qui postdatait le pic du métamorphisme atteint dans la partie externe de la zone II. Ces conclusions basées sur les données pétrographiques et de terrain, sont similaires aux résultats obtenus à partir des modèles non spécifiques de la production et du flux de fluide durant le métamorphisme de contact. Hanson (1992) avait montré que le patron du flux du fluide d'origine météorique change considérablement avec le temps, et devient le seul fluide dominant qui circule dans l'auréole au début de son refroidissement, et au moment de la cessation des réactions de déshydratation. De plus, le centre des cellules de convection de l'eau météorique (Fig. IV-4) se déplace loin et vers le haut à partir du granite, et les isothermes se déplacent vers l'extérieur avec le temps (Norton et Knight, 1977; Furlong et al., 1991; Hanson, 1992). Le sens du mouvement du fluide vers le bas dans l'auréole loin du granite, et vers le haut aux voisinages et à l'intérieur du granite (Fig. IV-4) traduit, par rapport aux isothermes par conduction, le refroidissement de la partie externe de l'auréole et le réchauffement de sa partie interne.

Les observations de terrain et les données pétrologiques, thermobarométriques et géochimiques montrent que, même si les températures optimales atteintes dans les zones internes des deux auréoles d'Oulmès et de

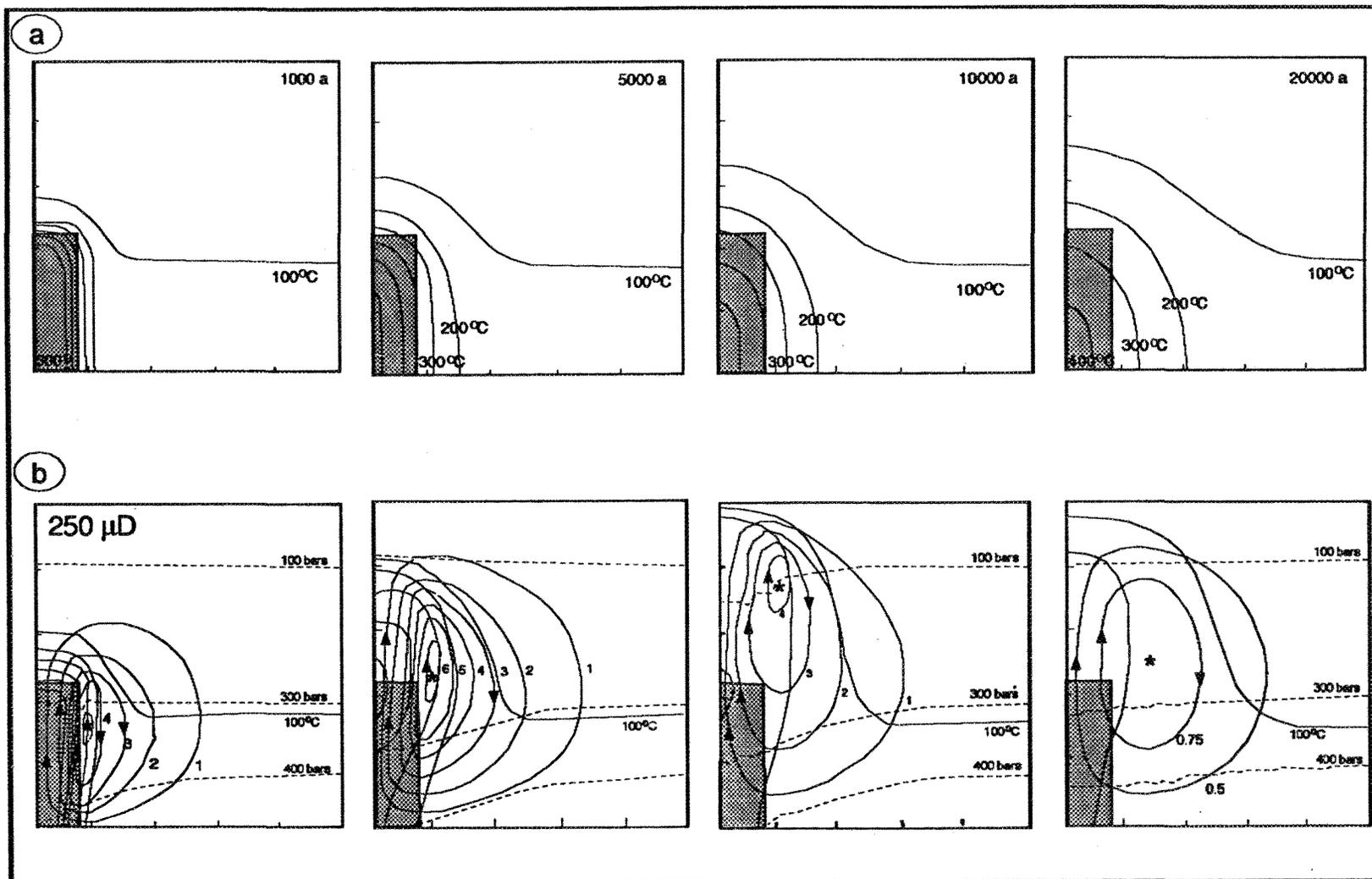


Fig. IV-4. Comparaison des modèles non spécifiques (a) refroidissement par conduction et (b) refroidissement par convection dans un système perméable ouvert (250 μ Darcy). Noter l'espacement dans le temps des isothermes causé par le mouvement vers le bas du fluide froid dans la cellule de convection à l'extérieur de l'auréole (b). Noter aussi le déplacement du centre de la cellule de convection vers l'extérieur de l'intrusion. (Furlong et al., 1991).

Ment sont similaires, le régime thermique est différent. S'il est admis que les deux auréoles de contact étaient soumises au régime par conduction et par convection, la différence réside dans l'importance de chacun de ces deux modes de transfert de chaleur dans l'une et l'autre des deux auréoles. Il vient d'être démontré dans l'auréole métamorphique d'Oulmès que le refroidissement par convection était aussi important que le régime par conduction. L'auréole de contact de Ment se caractérise dans sa partie est par un grade métamorphique fort (zone III à feldspath potassique), et dans sa partie ouest par un grade métamorphique relativement faible (zone II à andalousite + biotite) et une zone d'altération hydrothermale importante. Ces caractéristiques permettent de subdiviser l'auréole métamorphique de Ment en deux parties bien distinctes: une partie est, où le régime par conduction est dominant, et une partie ouest où la convection du fluide hydrothermal est bien évidente. Cette convection était responsable de la chloritisation de biotite dans la presque totalité de la zone II à andalousite + biotite, de la pseudomorphose de l'andalousite par la muscovite, et de la formation de la tourmaline autour des protrusions de leucogranites (Fig. IV-5). L'altération deutérique des leucogranites à Ezzirari et à Bled Sidi Otmane dans la partie ouest de l'auréole (Boushaba, 1984) était probablement le résultat de cette advection. La tourmalinisation, la pseudomorphose de l'andalousite par la muscovite, et la greisenisation des protrusions de leucogranites qui postdatent le granite principal de Ment, suggèrent une circulation du fluide magmatique/métamorphique post-pic-métamorphique qui s'était concentrée dans la partie ouest de l'auréole, au niveau de la face externe de la plaque intrusive. La chloritisation de la biotite qui s'étend sur une large zone de la partie ouest de l'auréole de Ment, suggère une circulation de l'eau

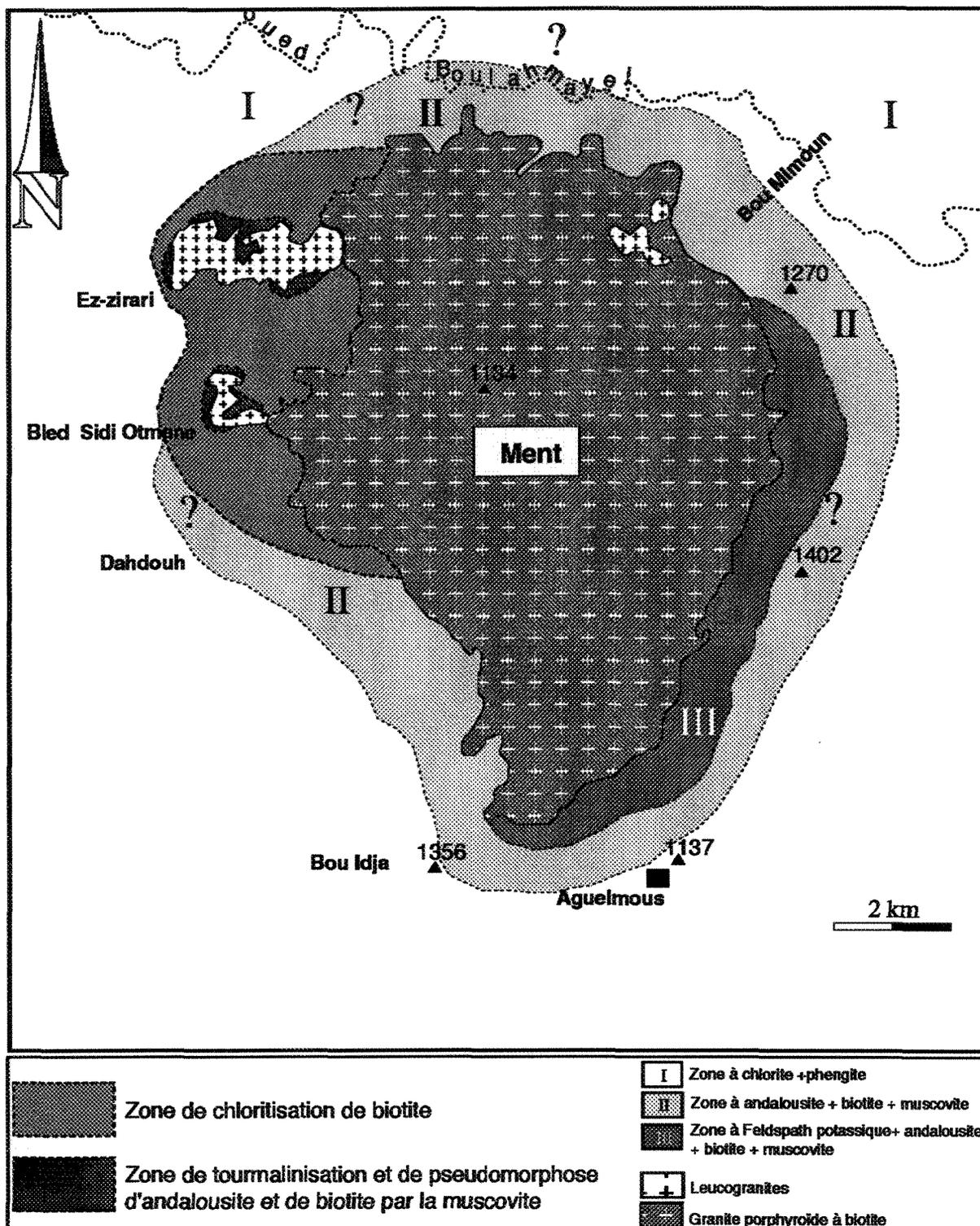


Fig.IV- 5. Carte géologique simplifiée montrant la localisation des zones d'altération hydrothermale (circulation du fluide magmatique/métamorphique et météorique) autour du complexe granitique de Ment.

météorique qui s'était produite tardivement au moment du refroidissement de l'auréole métamorphique.

IV-5 PATRONS DES ISOGRADES DANS L'AURÉOLE MÉTAMORPHIQUE D'OULMÈS - INJECTIONS MAGMATIQUES SIMPLES OU MULTIPLES ?

Pour proposer un modèle numérique il est généralement considéré que l'intrusion d'un corps igné est un événement instantané; ce qui induit des isothermes concentriques de son auréole. Néanmoins, dans la nature il est peu probable que les corps granitiques puissent se former par une simple intrusion. Deux ou plusieurs phases sont typiquement identifiées comme une suite d'injections. Si les plutons se développent par une succession d'injections, leurs auréoles doivent normalement présenter des isogrades intersectés (les plus récents coupent les plus anciens). De tels cas ont été montrés et décrits par Furlong et al. (1991).

Une telle complexité paraît bien être présente dans l'auréole métamorphique d'Oulmès, où elle se traduit par la discontinuité de la zone III (grade fort) qui ne paraît pas concentrique autour du pluton granitique principal d'Oulmès, et aussi par le serrement des isogrades au Sud-ouest d'Al Kirit. Ces caractéristiques suggèrent que le pluton granitique principal d'Oulmès ne s'était probablement pas formé par une simple pulsion, mais d'au moins deux. Une première injection qui s'était produite au Sud-ouest est suivie par une seconde dans la partie nord-est. Une telle suggestion nécessiterait davantage de données aussi bien structurales, pétrologiques que géochimiques dans les différents faciès de roches granitiques d'Oulmès.

IV-6 VARIATION DE LA TAILLE ABSOLUE DES GRAINS DE QUARTZ DANS LES AURÉOLES MÉTAMORPHIQUES D'OULMÈS ET DE MENT

La taille des grains enregistrée dans les roches à un point donné de l'auréole de contact, une réponse intégrée au cycle chaleur - froid imposé par une intrusion aux roches encaissantes (Joeston, 1991). Ainsi, des informations sur l'histoire thermique des auréoles de contact et la cinétique des processus de cristallisation peuvent être fournies par la variation de la taille des grains à l'intérieur de ces auréoles. La décroissance progressive des grains de quartz dans les auréoles métamorphiques d'Oulmès et de Ment avec l'augmentation de la distance à partir du granite est présentée dans les chapitres II et III. Ici sont donnés les principaux résultats reportés dans le tableau IV-1. Les conclusions qui peuvent être déduites sont au nombre de trois: 1) La taille initiale \bar{l}_0 "background" des grains de quartz dans les roches encaissantes non affectées par l'intrusion granitique est de l'ordre de $33\mu\text{m}$ ($\bar{l}_0 = 0,033 \text{ mm}$) dans les deux auréoles d'Oulmès et de Ment. 2) La taille maximale des grains enregistrée dans l'auréole d'Oulmès ($l_{\text{max}} = 0,184 \text{ mm}$) est le double de celle ($l_{\text{max}} = 0,098 \text{ mm}$) déterminée dans l'auréole de Ment. 3) La largeur des deux auréoles déterminée par la taille des grains (supérieure à \bar{l}_0) de quartz est en général (à l'exception de la coupe 2 à Oulmès) légèrement plus large que celle obtenue à partir des zones de minéraux métamorphiques.

Tableau IV-1. Sommaire des résultats obtenus dans les deux auréoles métamorphiques à partir des diagrammes de la taille absolue des grains de quartz vs distance à partir du granite (Fig. II-3, III-3), et des zones métamorphiques (Fig. II-2, III-2).

	Coupe	Distance*	Distance**	lo†	l††
Oulmes	1	1250	1300	32	68
	2	2000	2400	33	184
	3	—	—	—	108
	4	1250	1400	33	130
	5	1500	1775	34	150
Ment	1	1600	<1850	34	97
	5	2000	<2250	33	67
	8	1900	<2200	32	98

*: distance (m) entre le contact granite encaissant et la limite externe de l'auréole basée sur les assemblages des minéraux index.

** : distance (m) entre le contact granite encaissant et la limite externe de l'auréole basée sur la taille absolue des grains de quartz.

† : taille (initiale) des grains de quartz (μm) à l'extérieur de l'auréole de contact.

†† : taille maximale des grains de quartz (μm) à l'intérieur de l'auréole de contact.

IV-6-1 Les processus de croissance "coarsening" des grains

Deux types de processus doivent avoir lieu quant à la recristallisation des grains dans une auréole de contact. 1) Qu'elles soient partielles ou complètes, les réactions minérales hétérogènes sont le résultat des processus de dissolution des réactants, du transport des constituants, de la nucléation, et de la croissance des grains qui se produisent de manière séquentielle ou en parallèle (Walther et Wood, 1984). 2) Les processus qui sont continus, tels que "coarsening", "annealing" et "ordering", enregistrent l'histoire thermique d'une auréole.

Le "coarsening" d'un agrégat de phase simple (exemple, quartzite ou calcite) avec l'augmentation de la température est appelé croissance normale des grains. Le "coarsening" des cristaux d'une seconde phase disséminés dans une matrice homogène de phase simple est connue sous le nom de "Ostwald ripening". L'étude de la croissance des grains aussi bien dans les auréoles de contact (Buntebarth et Voll, 1991; Jones et al., 1975; Joesten, 1983; Wirth, 1985), qu'expérimentale (Tullis et Yund, 1982; Olgaard et Evans, 1986; Rutter, 1984) a été effectuée sur une simple phase (ou une simple phase presque pure). La présente étude examine le "coarsening" dans les métapélites (roches polyminérales) et compare les résultats obtenus avec ceux déjà montrés ailleurs dans les agrégats de quartz. La taille initiale moyenne (\bar{l}_0) des grains de quartz (prémétamorphique) et la composition en oxydes majeurs (voir chapitres II et III) indiquent bien la similarité des métapélites dans les deux auréoles. La seule différence qui existe entre la taille des grains de quartz dans les deux auréoles résulte de celle qui réside dans leur histoire thermique, et non pas dans les propriétés du matériel des roches.

Le changement du diamètre initial moyen (\bar{l}_0) des grains avec le temps (t), par divers mécanismes de la croissance normale des grains, et par ceux "d'Ostwald ripening" est décrit par la relation empirique:

$$\bar{l}^n - \bar{l}_0^n = k_n(t - t_0) \quad 1a$$

où k_n est la constante du matériel. Les valeurs de n sont obtenues à partir des expériences sur la croissance des grains (Tullis et Yund, 1982). Sur les diagrammes $\log_{10}(\bar{l} - \bar{l}_0)$ versus $\log_{10}t$, l'inclinaison (ou la pente) est égale à l'exposant $1/n$, et l'interception (à $\log_{10}t = 0$) est égale à $\log_{10}k_{1/n}$. La valeur de l'exposant n correspond à la croissance normale des grains et au "Ostwald ripening" contrôlée par la cinétique des réactions à l'interface grain/matrice. Pour le quartz, toutes les expériences sur la croissance des grains concordent avec la valeur $n = 2$ (Joesten, 1991), et l'équation 1a sera:

$$\bar{l}^2 - \bar{l}_0^2 = k_2(t - t_0) \quad 1b$$

La dépendance de la température de la constante du matériel dans l'équation de "coarsening" est déterminée à partir de l'équation d'Arrhenius:

$$k = k_0 e^{-Q/RT} \quad 2$$

où Q est l'énergie d'activation, dérivée des expériences de "coarsening" isothermale. Joesten (1991) avait ajusté les données empiriques et expérimentales pour le comportement de la température dans la croissance du quartz ($n = 2$), et avait ainsi obtenu:

$$k_2 = (k_{0,2}/T) e^{-Q_2/RT} \quad 3$$

La figure IV-6 montre, selon les équations 1b et 3, la croissance des grains de quartz à partir de leur taille initiale moyenne ($\bar{l}_0 = 0,033$ mm), et à des températures de 550°C et 600°C. Ces valeurs représentent la marge de température maximale estimée dans la zone III des deux auréoles métamorphiques d'Oulmès et de Ment (voir chapitres II et III). La taille maximale des grains de quartz correspond à une durée de 300000a à Oulmès et de 81000a à Ment. Considérant les mêmes mécanismes de "coarsening" qui s'étaient établis dans les deux auréoles, ces résultats ne semblent pas conformes avec ceux montrés dans les chapitres II et III. Puisque le corps intrusif de Ment est plus large que celui d'Oulmès, et la température maximale ($\approx 600^\circ\text{C}$) est similaire dans les deux auréoles, il est normalement prévu un refroidissement plus lent du pluton de Ment que celui d'Oulmès. Cependant, les résultats obtenus à partir de la croissance des grains de quartz confirme la conclusion déduite à partir des modèles non spécifiques de transfert de chaleur par conduction. Cette conclusion consiste en le refroidissement rapide de l'intrusion de Ment sous l'effet de l'advection à proximité de la surface (voir section IV-3).

Reprenant l'équation 1a décrite par Joesten (1991)

$$\bar{l}^n - \bar{l}_0^n = k_n^i (t - t_0)$$

et l'équation d'Arrhenius présentée sous la forme:

$$k_n^i = k_{0-n}^i e^{-Q/RT}$$

le "coarsening" isothermale pour les auréoles de contact peut s'obtenir par:

$$\bar{l}^n - \bar{l}_0^n = k_{0,n}^i \int_{t_0}^t e^{-Q_n^i/RT(t)}$$

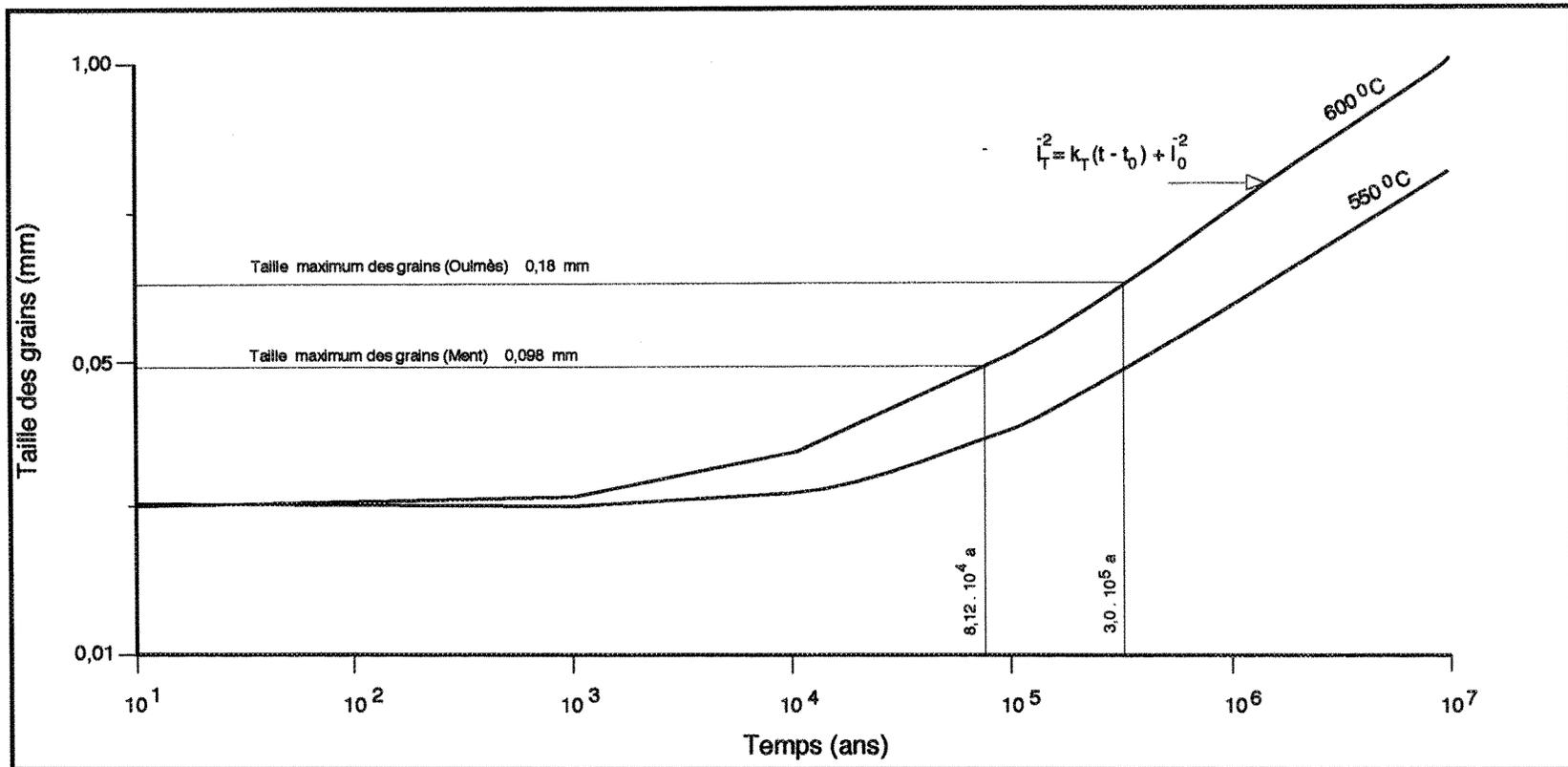


Fig. IV-6. Variation de la taille \bar{i}_T des grains de quartz dans les auréoles d'Oulmès et de Ment en fonction du temps et de la température. La taille initiale des grains de quartz = 0,033 mm. Noter que pour la taille maximale des grains de quartz enregistrée à Oulmès, le temps des effets thermiques est 3,7 fois supérieur que celui estimé à Ment. (voir texte pour discussion). Les équations utilisées sont:

$$\bar{i}_T^2 = k_T(t - t_0) + \bar{i}_0^2 \quad \text{et} \quad k_T = (k_0/T) e^{-Q/RT}.$$

\bar{i}_T : diamètre des grains à température T, \bar{i}_0 : taille initiale des grains, $t - t_0$: temps depuis le moment de l'intrusion
 k_T : constante du matériel à température T, $k_0 = 1,066 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, $Q = 210000 \text{ J mol}^{-1}$ (Joesten, 1991),
 T : température (K) et R = constante des gaz parfaits = $8,31451 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$.

En combinant cette équation avec l'équation 2 décrite par Joesten (1983, 1991), on obtient

$$\frac{\bar{T}^2 - \bar{T}_0^2}{2} = k_{0,2} \int_{t_0}^t \frac{1}{T(t)} e^{-Q_2/RT(t)} dt \quad 5$$

Le diagramme $\log_{10} \frac{\bar{T}^2 - \bar{T}_0^2}{2}$ versus la distance à partir du granite représente une solution graphique à cette équation (5). Dans de tels graphiques, généralement linéaires, l'inclinaison est proportionnelle à l'énergie d'activation (Q_2), à l'interception (à $x = 0$) et à la constante du matériel $k_{0,2}$. Les figures IV-7 et IV-8 illustrent les diagrammes $\log_{10} \frac{\bar{T}^2 - \bar{T}_0^2}{2}$ versus la distance à partir des granites d'Oulmès et de Ment. Les données obtenues à partir des deux auréoles sont orientées linéairement (à l'exception de quelques variations locales), et suggérant que le transfert de chaleur était assuré principalement par la conduction. Les données obtenues à partir des coupes 1, 2, 4 et 5, et illustrées par les figures IV-7a,b,d,e montrent généralement des tendances similaires (en négligeant les premiers points de données dans la coupe 1). L'inclinaison (ligne de régression) varie entre - 0,00106 et - 0,00120, la marge d'interception est de - 7,86 et - 8,64, et R est dans presque tous les cas de l'ordre de 0,9. Ceci suggère que l'énergie d'activation Q_2 et la constante du matériel $k_{0,2}$ sont similaires dans toutes les coupes. Les coupes 2 (ONO) et 5 (ESE) effectuées sur une même direction de part et d'autre du pluton d'Oulmès paraissent similaires en terme de Q_2 et de $k_{0,2}$, suggérant une symétrie de l'auréole d'Oulmès, avec des histoires T-t similaires. La coupe 1 orientée ONO - ESE sur la bordure ouest du pluton présente une faible valeur de la constante du matériel $k_{0,2}$, et une décroissance remarquable de la taille des grains aux voisinages immédiats du granite. Il y a

lieu de rappeler que les températures estimées à partir du calibrage tourmaline - biotite sont réduites dans cette région caractérisée par une abondance de tourmaline près de la petite intrusion d'Al Kirit. Ces caractéristiques sont interprétées comme étant le résultat de l'effet de la circulation du fluide hydrothermal. Les diagrammes de la figure IV-7b,e montrent une similarité remarquable entre les deux coupes NNE et SSO effectuées dans les pôles opposés de l'auréole. La ligne de régression des points de données le long de la coupe 4 se traduit par une inclinaison et une interception similaires à celles montrées dans les coupes 2 et 5. La faible inclinaison de la ligne de régression et la valeur de l'interception le long de la coupe 3, peut s'interpréter comme un développement (facile) des grains de quartz, avec une faible énergie d'activation Q_2 . C'est ce qui entraîne la large zone de la croissance des grains de quartz dans le pôle sud de l'auréole. Cette faible énergie d'activation est peut être en relation avec le réseau de fractures présent dans la partie sud de l'auréole. Ces fractures avaient permis en effet le développement du film du fluide le long des bordures des grains, et réduit par conséquent l'énergie d'activation des grains de quartz.

Les diagrammes de la figure IV-8a,b,c montrent que les données obtenues le long des trois coupes, effectuées dans l'auréole de Ment présentent des inclinaisons quasi similaires (entre -0,00068 et -0,00084). Ce qui suppose donc une énergie d'activation similaire. Les données acquises le long des coupes 1 et 8 dans la partie est de l'auréole montrent des valeurs d'interception similaires, indiquant ainsi des histoires T-t presque identiques, mais qui diffèrent de celle enregistrée le long de la coupe 5, effectuée aux voisinages des leucogranites à l'Ouest de l'auréole. Il en résulte que les roches enregistrent une histoire

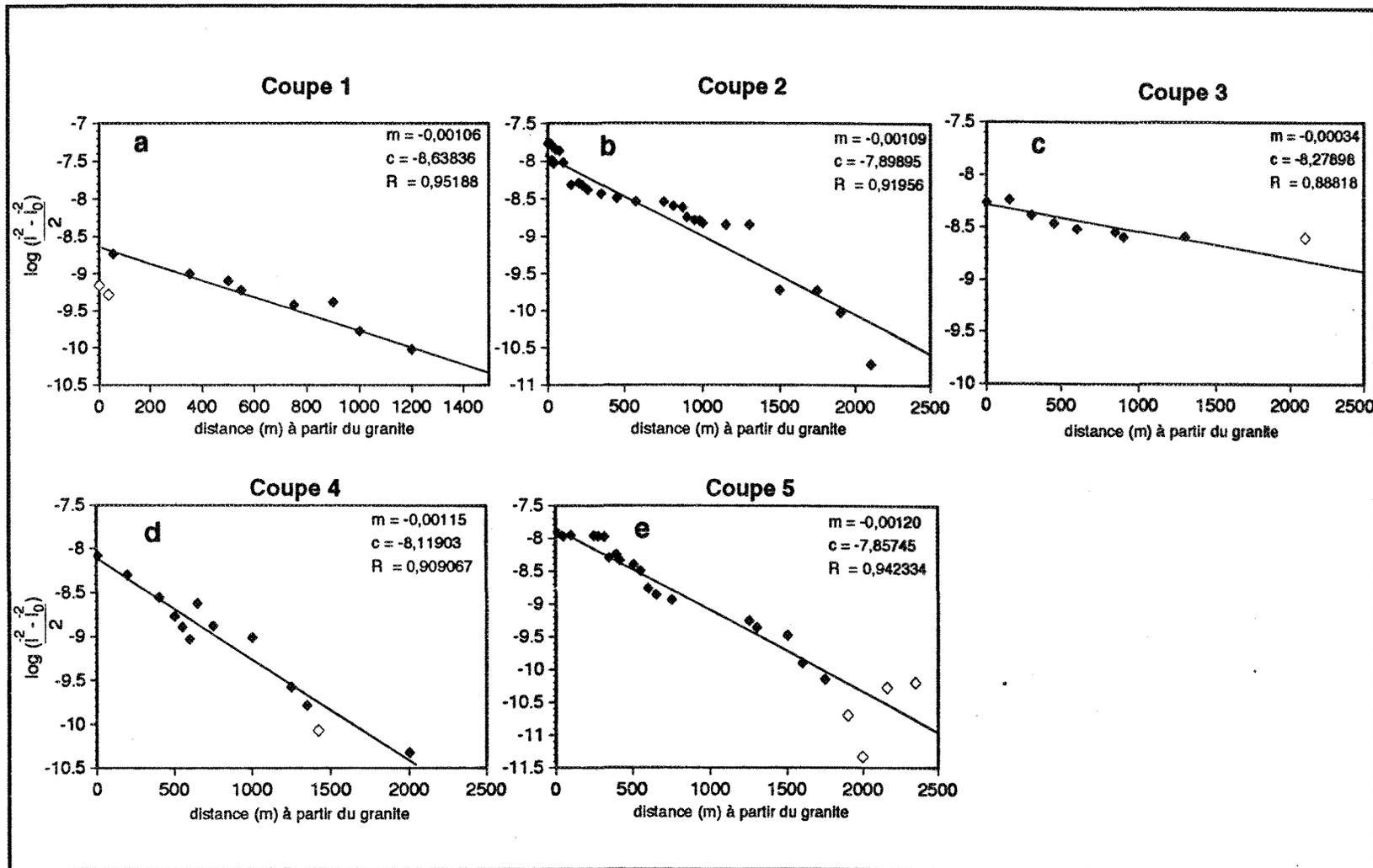


Fig. IV-7. Diagrammes $\log(I_2^2 - I_0^2)$ en fonction de la distance à partir du contact granite - encaissant dans l'auréole métamorphique d'Ouïmès. Les lignes de régression sont proportionnelles à l'énergie d'activation et à l'interception à $d = 0$. m: pente de la ligne de régression, c: interception à $d=0$, et R: coefficient de corrélation.

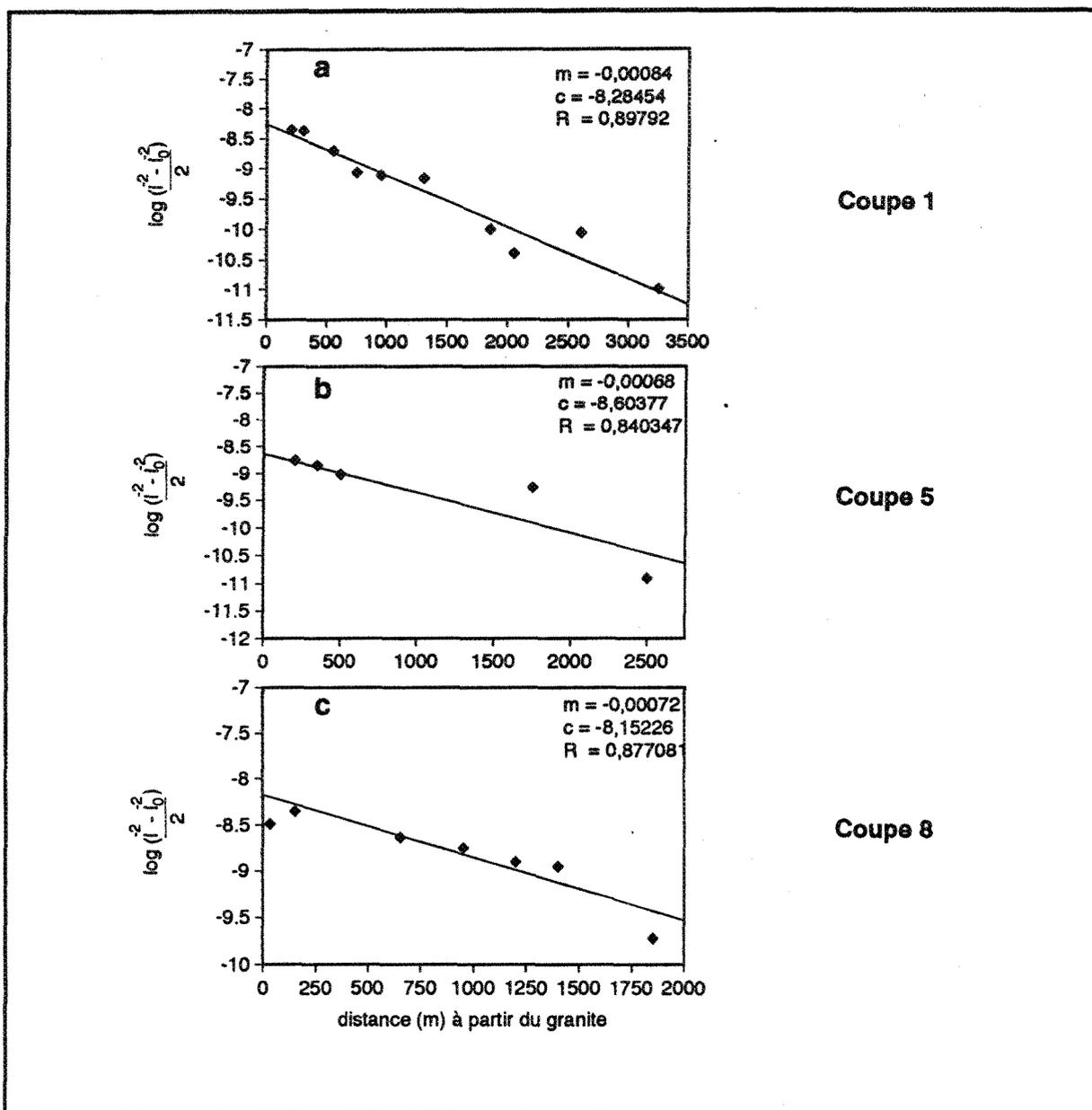


Fig. IV-8. Diagrammes $\log \frac{(\bar{i}^2 - i_0^2)}{2}$ en fonction de la distance à partir du contact granite - encaissant dans l'auféole métamorphique de Ment. Les lignes de régression sont proportionnelles à l'énergie d'activation Q_2 et à l'interception à $d = 0$ (proportionnelle à la constante du matériel $K_{0,2}$). m : pente de la ligne de régression, c : interception à $d=0$, et R : coefficient de corrélation.

thermique totalement différente de celle enregistrée à l'Ouest. Les modèles non spécifiques des intrusions tabulaires (Fountain et al., 1989; Fowler et Nisbet, 1988) montrent que les températures enregistrées dans les roches encaissantes se trouvent élevées au niveau de la surface inférieure des corps intrusifs. Combinant alors les données de la taille des grains de quartz avec les observations de terrain (orientation de la foliation) et la carte des zones minéralogiques, il y a lieu de conclure que les coupes 1 et 8 sont localisées au niveau de la surface inférieure, et que la coupe 5 se situe au niveau supérieur du corps intrusif.

IV-5-2 Comparaison avec d'autres études sur le "coarsening" des grains de quartz

Les autres études (Joesten, 1983; Wirth, 1985; Buntebarth et Voll, 1991; Joesten, 1991) qui ont été effectuées ailleurs sur les agrégats des grains de quartz avaient montré également (à l'exception de Buntebarth et Voll (1991)) des courbes linéaires dans les diagrammes $\log_{10} \frac{T^2 - T_0^2}{2}$ versus distance à partir de l'intrusion. Cependant, les valeurs maximales de l'inclinaison des lignes de régression pour les grains de quartz dans les métapélites d'Oulmès (-0,00110) et de Ment (-0,00072) sont largement inférieures à celles déterminées pour les grains de quartz à Traversella (-0,0273) et Christmas Mountain (-0,0352). De plus, les valeurs moyennes de l'interception à Oulmès ($\approx -8,0$) et à Ment ($\approx -8,2$) sont faibles par rapport à celles déterminées à Traversella (-7,6) et à Christmas Mountain (-6,2). Cette différence est peut être due à ce que les intrusions à Traversella (gabbro) et à Christmas Mountain (tonalite) étaient plus chaudes que celles d'Oulmès et de Ment, induisant ainsi des températures élevées au contact

direct de leurs roches encaissantes. Les auréoles d'Oulmès et de Ment qui sont plus larges (≈ 2 km) que celles de Traversella (80 m) et de Christmas Mountain (100m) indiquent soit une faible dimension des intrusions de Traversella et de Christmas mountain, soit que leurs roches encaissantes étaient plus froides que celles d'Oulmès et de Ment. À Ballachulish la dimension de l'intrusion et la largeur de l'auréole de contact sont similaires à celles d'Oulmès et de Ment, mais les données de la taille des grains de quartz ne suivent pas une tendance linéaire, ce qui est due peut être à de multiples intrusions du magma.

Les données de la taille des grains de quartz obtenues à partir des auréoles d'Oulmès et de Ment peuvent (même si les mesures systématiques de la taille des grains de quartz ont été effectuées dans des roches pélitiques polyphasées), fournir des informations utiles sur le cycle chaleur - froid d'une intrusion, et de comprendre en particulier l'histoire T-t à l'intérieur des différentes parties de l'auréole métamorphique. L'histoire T-t qui diffère d'une partie à l'autre des deux auréoles de contact peut être reliée à des facteurs tels que la conduction, l'advection, l'altération, les plutons satellites, le grade du métamorphisme et la déformation.

Les deux auréoles d'Oulmès et de Ment qui sont d'âge différent (Fig. IV-9) enregistrent le même grade métamorphique (faciès cornéennes à hornblende),

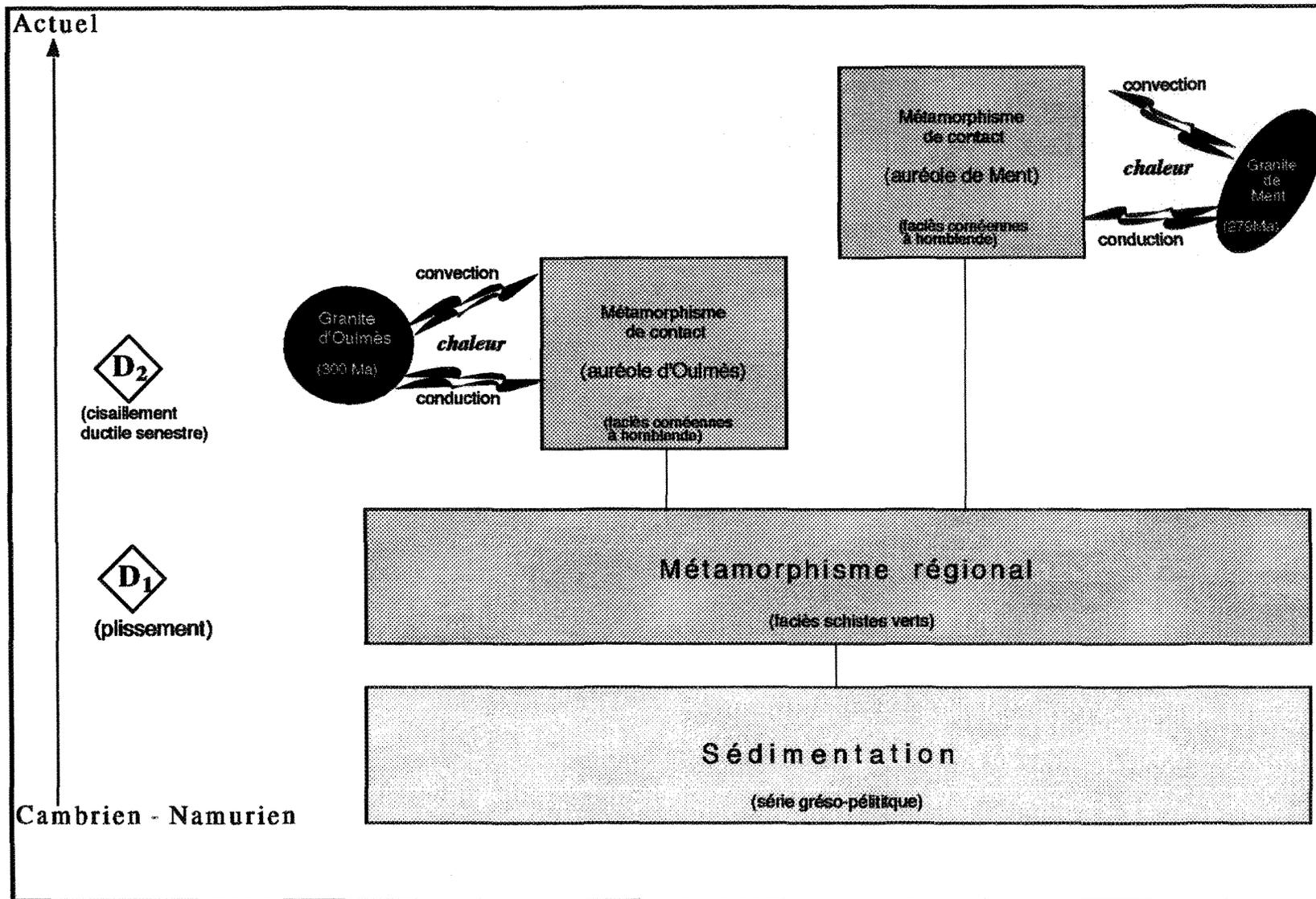


Fig.IV-9. Chronologie des événements métamorphiques dans le Maroc central.

mais des histoires thermiques différentes. Les figures IV- 10 et IV-11 illustrent de façon schématique l'histoire thermique dans les deux auréoles métamorphiques, déterminée à partir des profils de température, et de la distribution de la taille des grains de quartz en fonction de la distance à partir du granite. Cette histoire thermique est également déterminée à partir de la comparaison de la largeur des deux auréoles avec les modèles non spécifiques de transfert de chaleur.

Les points communs et les divergences de l'histoire métamorphique existants entre les deux auréoles d'Oulmès et de Ment se résument dans les figures IV-9, IV-10 et IV-11. La figure IV-10a montre la localisation de l'auréole d'Oulmès, syntectonique, dans une zone de cisaillement le long de l'axe de l'anticlinorium Khouribga-Oulmès. L'auréole de Ment, post-tectonique, est générée sur le flanc oriental du synclinorium Fourhal-Telt (Fig. IV-11a). Malgré la grande dimension du pluton granitique (deux fois plus que celle d'Oulmès) qui l'avait créée, l'auréole de Ment se montre étroite en sa largeur. Pourtant, les deux auréoles qui ont été créées à des pressions faibles, correspondant à des profondeurs d'environ 6 km pour celle d'Oulmès et de 3 à 4 km pour celle de Ment, enregistrent un même pic métamorphique exprimé par une température de l'ordre de 600°C.

La période de développement des deux auréoles peut être formulée en trois épisodes. La période t_1 (Fig. IV-10b et IV-11b) est marquée par une distribution des isothermes (de conduction) I_1 , I_2 et I_3 aux alentours immédiats des deux corps granitiques, juste après leur intrusion. La largeur des deux auréoles est alors étroite, mais elle s'élargit au fur et mesure que les isothermes migrent dans les roches encaissantes loin des plutons sources de chaleur. Le second épisode

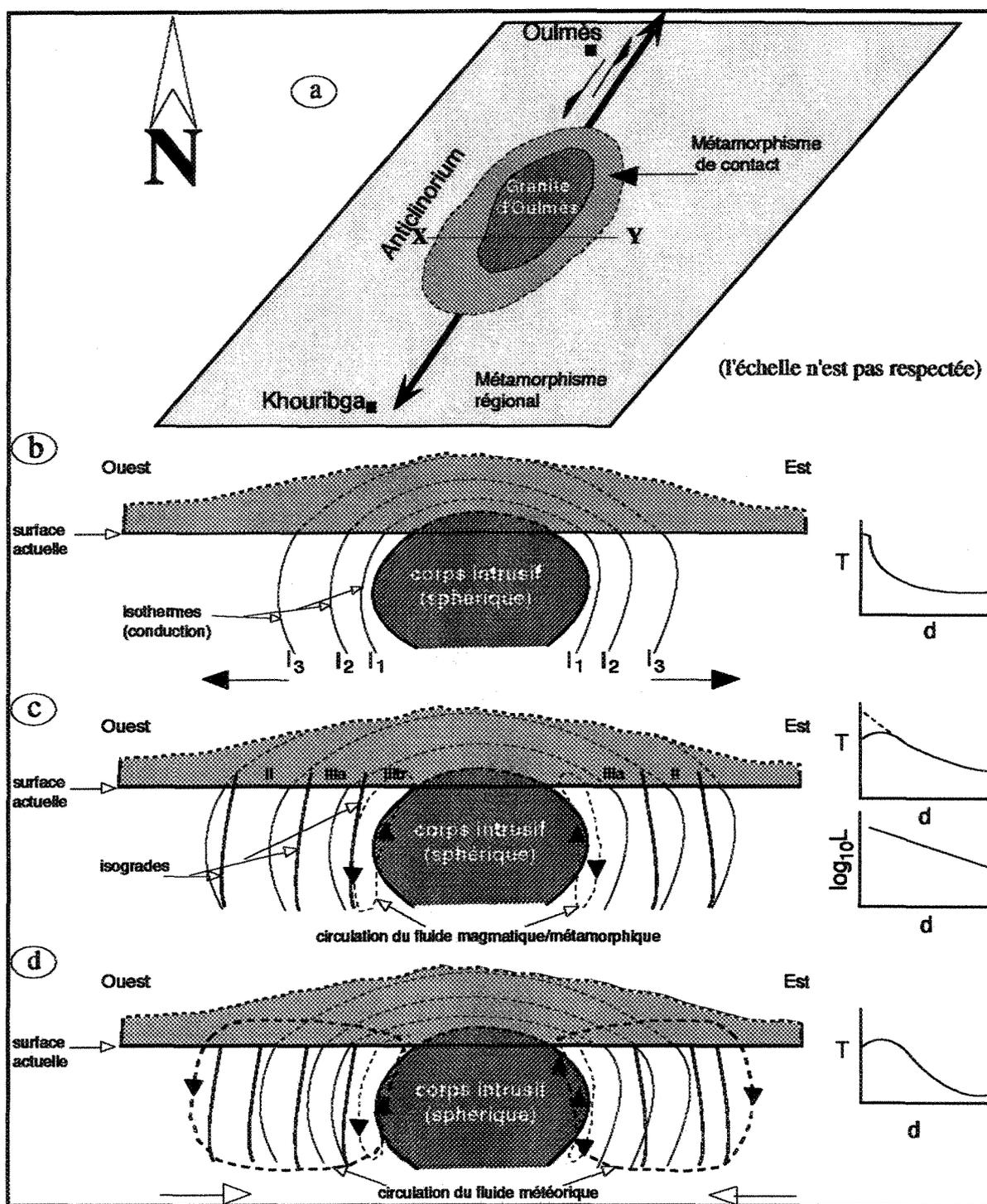


Fig. IV-10. Illustration schématique de l'histoire thermique dans l'aurole de contact d'Oulmès développée dans une zone de cisaillement le long de l'axe de l'anticlinorium Khouribga - Oulmès. T: température, d: distance (m). IIa, IIb, IIIa, IIIb: zones métamorphiques. $L = \frac{l_1 - l_2}{2}$: taille moyenne des grains de quartz.

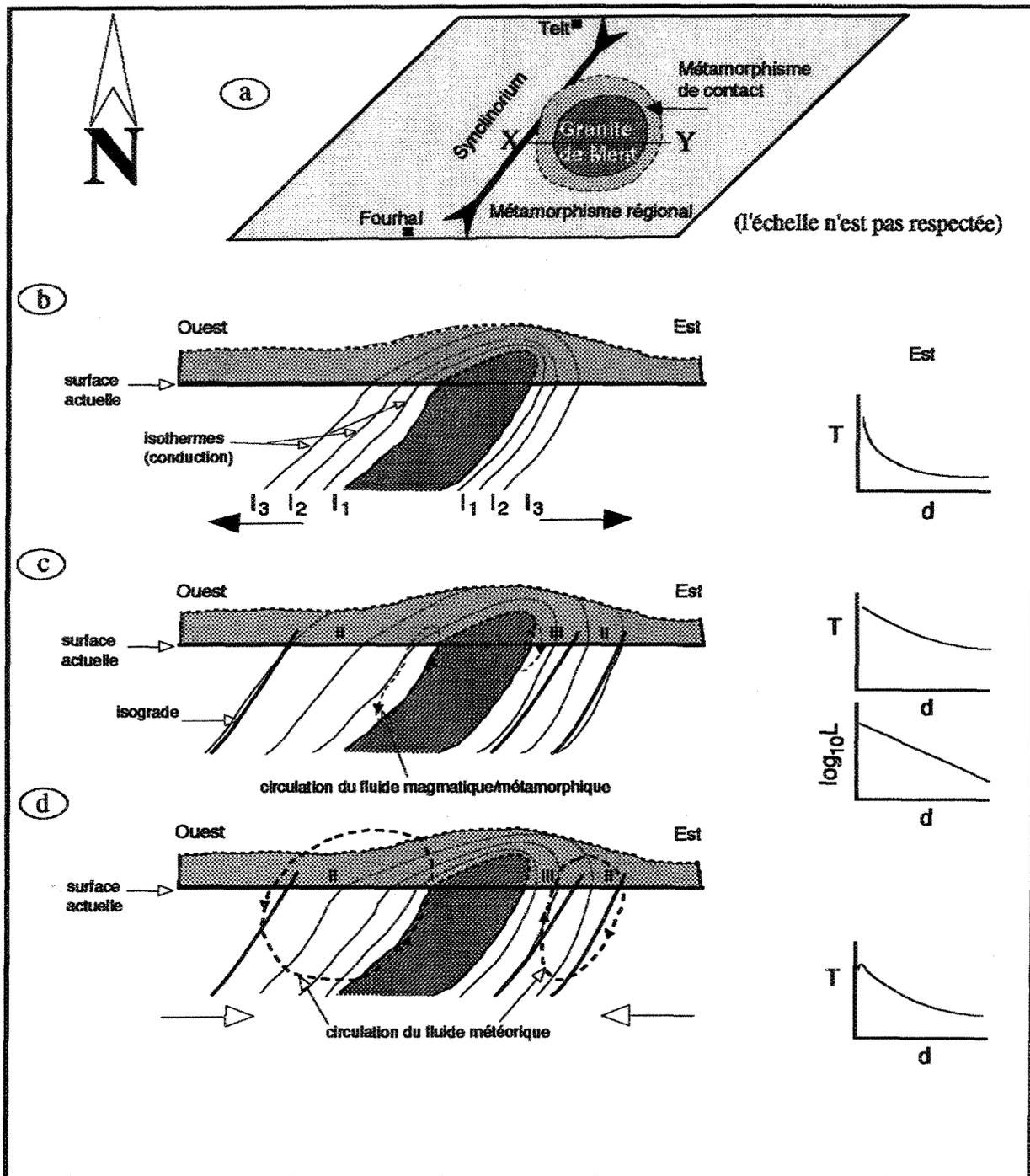


Fig. IV-11. Illustration schématique de l'histoire thermique dans l'auréole de contact de Ment développée sur le flanc oriental du synclinorium Fourhal - Telt. Noter l'asymétrie de part et d'autre du corps intrusif. T: température, d: distance (m)

II, III: zones métamorphiques. $L = \frac{\bar{l}^2 - \bar{l}_0^2}{2}$: taille moyenne des grains de quartz.

t_2 est marqué par une étendue maximale des deux auréoles métamorphiques (Fig. IV-10c et IV-11c), résultant de la migration des isothermes, par conduction, très loin des plutons. C'est pendant cette période de temps qu'ont été tracées les zones métamorphiques limitées par des réactions appropriées qui s'étaient produites à des distances maximales à partir des intrusions granitiques. Les zones métamorphiques abritent alors des assemblages minéralogiques ayant enregistré des conditions d'entropie maximale qui avaient lieu avant même que les températures maximales soient atteintes (England et Richardson, 1977). Ainsi s'enregistre, dans les parties est et ouest de l'auréole métamorphique d'Oulmès, une symétrie dans les isogrades minéralogiques (excluant l'isograde sporadique et local de staurotide). Dans l'auréole métamorphique de Ment s'enregistre par contre une asymétrie marquée par la présence du grade fort dans sa partie est, au niveau de la surface inférieure du corps intrusif. C'est pendant ce second épisode de temps que débutait probablement la circulation du fluide par convection aux voisinages immédiats des plutons. Le fluide peut être magmatique dérivé de la cristallisation des plutons, et / ou d'origine métamorphique provenant de la déshydratation des réactions métamorphiques dans la partie interne des deux auréoles. La circulation vigoureuse du fluide magmatique/métamorphique par convection, qui était responsable du transfert de chaleur et de masse entre les corps et les roches encaissantes durant cette deuxième période, avait causé dans la partie ouest des deux auréoles (notamment celle d'Oulmès) un rééquilibre minéralogique (tourmaline - biotite et muscovite (K) - paragonite (Na)) exprimé localement par une baisse de température aux voisinages immédiats des plutons. Le dernier épisode de temps t_3 est marqué dans les deux auréoles par le retrait des isothermes (Fig. IV-10d et

IV-11d) et leur migration vers les plutons laissant ainsi les surfaces isogradiques (lignes épaisses) autour des plutons. Ces surfaces isogradiques sont alors témoins des isothermes (fossiles) ayant marqué la position de l'entropie maximale enregistrée par chaque assemblage minéralogique. Cette dernière période de temps est marquée également par la circulation du fluide météorique qui postdate la conduction et la convection du fluide magmatique et métamorphique. L'afflux du fluide météorique froid au sein des roches relativement chaudes avait induit la réhydratation des roches encaissantes, provoquant ainsi la chloritisation des biotites. Cette altération rétrograde avait donné naissance à des zones surimposant l'ancien métamorphisme prograde produit par la conduction. Cette surimposition est particulièrement présente dans la partie ouest des deux auréoles métamorphiques.

CHAPITRE V

CONCLUSION

Au terme de ce travail basé sur des études structurale, pétrologique, géochimique et thermobarométrique, il convient de présenter ici les principaux résultats acquis dans les deux auréoles métamorphiques d'Oulmès syn-tectonique et de Ment post-tectonique.

1) La zonéographie métamorphique qui paraît complexe dans les deux auréoles de contact (l'auréole d'Oulmès en particulier) se traduit par des zones externes (de faible grade) concentriques et des zones internes (de haut grade) non concentriques autour des plutons. La partie interne de l'auréole d'Oulmès se caractérise en effet par la zone IIIa qui fait défaut dans la partie sud, et la zone IIIb qui se localise par endroits le long de la bordure ouest du pluton principal. Les zones IIa, IIb, IIIa et IIIb constituent l'auréole principale autour du pluton granitique d'Oulmès, et la zone IIIc est liée à l'intrusion satellite d'Al Kirit. La partie interne de l'auréole de Ment se caractérise par la localisation de la zone III uniquement dans sa partie sud.

2) La limite externe des deux auréoles métamorphiques est établie selon deux possibilités: a) les isogrades définissant la première apparition des minéraux du métamorphisme de contact qui se distinguent de ceux liés au métamorphisme régional, et b) La croissance de la taille absolue des grains de quartz à partir de leur taille initiale mesurée dans les roches encaissantes. Malgré la correspondance remarquable des limites définies dans les deux cas, il y a lieu de souligner que la distribution de la taille des grains de quartz est plus fiable que celle des minéraux métamorphiques index.

3) L'examen des profils de température (déterminée à partir du calibrage tourmaline - biotite) en fonction de la distance à partir du granite, et la

comparaison de la largeur des auréoles avec les modèles thermiques non spécifiques suggère dans les deux auréoles un transfert de chaleur principalement (mais pas exclusivement) par conduction. Cependant, la décroissance de la température et la distribution irrégulière de la taille des grains de quartz constituent localement une bonne évidence du transfert de chaleur par advection. Aussi, la tourmalinisation et la pseudomorphose de la biotite et de l'andalousite par la muscovite aux voisinages immédiats des plutons d'Oulmès et de Ment sont liées à la circulation du fluide magmatique / métamorphique. La convection devient excessive spécifiquement dans la zone externe de l'auréole d'Oulmès (et aussi dans la partie ouest de l'auréole de Ment), où elle est responsable de l'altération de la biotite en chlorite sous l'effet du flux de l'eau météorique, lors du refroidissement des deux auréoles.

4) L'histoire thermique des deux auréoles se lit sur les graphiques $\log_{10} \frac{T^2 - T_0^2}{2}$ versus distance à partir du granite. Ces graphiques montrent en effet dans la partie sud de l'auréole d'Oulmès une symétrie selon la direction est - ouest, dominée par le mode de transfert de chaleur par conduction. La largeur relativement importante de l'auréole d'Oulmès, dans sa partie sud occupée par une série à dominance gréseuse intensément fracturée reflète une faible énergie d'activation pour la croissance des grains de quartz, et une infiltration du fluide entre les bordures de ces grains. Ce fluide circule assez loin et facilement dans l'auréole à travers le réseau de fractures dans la série gréso-pélimitique. L'auréole de Ment montre plutôt une asymétrie selon une direction est - ouest. Cette asymétrie se manifeste principalement dans le mode de transfert de chaleur qui diffère dans l'une et l'autre partie de l'auréole. La partie ouest est marquée par une advection plus importante (correspondant à la surface

supérieure du pluton) que la partie est (correspondant à la surface inférieure du pluton) où le grade métamorphique est plus fort. Néanmoins, les deux parties est et ouest enregistrent presque la même énergie d'activation pour la croissance des grains de quartz.

5) À l'exception de la déshydratation progressive des roches, et de la distribution de certains alcalins (Cs et Rb principalement), le métamorphisme est généralement isochimique dans les deux auréoles de contact. L'évolution chimique des roches est contrôlée principalement par leur composition initiale et dans une moindre mesure, par la circulation du fluide.

6) La composition totale de la roche avait aussi une influence remarquable sur les assemblages des minéraux métamorphiques. Le faible taux de Na_2O et de CaO est en effet reflété par un faible pourcentage modal en plagioclases aussi bien dans l'auréole d'Oulmès que dans celle de Ment. La présence uniquement d'albite est due au faible pourcentage de CaO dans les roches encaissantes d'Oulmès et de Ment. De plus, la faible quantité de Na_2O dans les micas blancs est liée au faible taux de cet élément dans les roches. Ce qui indique que les micas blancs ne peuvent ni être enrichis, ni être saturés en Na_2O sous les conditions physiques P-T prédominantes.

7) Si la température maximale enregistrée ($\approx 600^\circ\text{C}$) est similaire dans les deux auréoles, la pression est par contre différente. L'auréole métamorphique de Ment s'était développée à une pression d'environ 1,3 kb (= 130 MPa), et l'auréole d'Oulmès s'était formée à une pression d'environ 2 kb (= 200 MPa). Toutefois, les deux auréoles métamorphiques marquent une décroissance expressive en $X_{\text{H}_2\text{O}}$ à partir de leurs zones internes jusqu'à leur périphérie. Cette variation de

XH₂O est liée probablement à la circulation du fluide météorique considéré comme impur.

À travers les résultats acquis dans le présent travail, il convient de suggérer les applications suivantes dans d'autres auréoles métamorphiques de contact:

1) Le développement des auréoles métamorphiques de contact n'est pas statique, et leur complexité demeure dans leur relation avec les corps intrusifs, le transfert de chaleur, la circulation du fluide, la déformation, etc.

2) Les données révélées par l'analyse de la taille des grains de quartz - distance à partir du granite suggèrent que cette technique ne doit pas se limiter seulement à des roches purement homogènes, mais peuvent être appliquées avec succès à d'autres systèmes polyphasés, tels que les métapélites.

3) La combinaison des études traditionnelles des zones métamorphiques avec l'analyse de la taille des grains de quartz, et leur comparaison avec les modèles non spécifiques de l'évolution thermique fournit un puissant outil d'étude de l'histoire T-t des auréoles métamorphiques.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Acuana Sorriaux, G. 1981. Le métamorphisme de contact du granite du Sidobre. Thèse 3e cycle, Université Paul Sabatier, Toulouse, 193p.
- Ahrens, L.H. 1945. The lognormal distribution of the elements (a fundamental law of geochemistry and its susidiary). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 5: 44-73
- Ahrens, L.H. 1965. *Distribution of the elements in our planet*. MacGraw Hill, New York.
- Aït Omar, S. 1986. Modalité de mise en place d'un pluton granitique et ses relations avec la déformation régionale: l'exemple du granite hercynien d'Oulmès (Maroc central). Thèse 3e cycle, Université Rennes, 224p.
- Albee, A.L. 1965. A petrogenetic grid for the Fe-Mg silicates of pelitic schists. *American Journal of Science*, 263: 512-536.
- Allen, G.C. et Ragland, P.C. 1972. Chemical and mineralogical variations during prograde metamorphism, Great Smoky Mountains, North Carolina and Tennessee. *Geological Society of America Bulletin*, 83: 1285-1298.
- Althaus, E., Karotke, E., Nitsch, K.H. et Winkler, H.G.F. 1970. An experimetal reexamination of the upper stability limit of muscovite plus quartz. *Neues Jahrb. Mineral. Monat.*, 7: 325-336.
- Awasthi, J. 1961. Authigenic tourmaline and zircon in the Vindhyan formations of Sone Valley, Mizapur District, Uttar Pradesh, India. *Journal of Sedimentary Petrology*, 31: 482-484.
- Bard, J.P. 1980. *Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques*. édition Masson, Paris, 192p.
- Bartley, J.M. 1986. Evaluation of REE mobility in low grade metabasalts using mass-balance calculations. *Norsk Geological Tidssk*, 66: 145-152.
- Barton, M.D.; Battles, D.A.; Bebout, G.E.; Cap, R.C.; Christensen, J.N.; Davis, S.R.; Hanson, R.B.; Michelsen, C.J. et Trim, H.E. 1988. Mesozoic contact metamorphism in the western United States. In: *Metamorphism and crustal evolution of the western United States*, (Ernst, W.G., editor), Rubey v7, Prentice Hall, New Jersey, 110-178.
- Barton, M.D., Ilchik, R.P. et Marikos, M.A. 1991. Metasomatism. In "Contact Metamorphism" (Kerrick, D.M. Editor). *Reviews in Mineralogy*, Mineralogical Society of America, 26: 321-350.

- Bateman, R. 1982. The zoned Bruinbun granitoid pluton and its aureole. *Journal of Geological Society of Australia*, 29: 253-265.
- Beaudet, G. 1969. Le plateau central marocain et ses bordures, étude géomorphologique. Thèse lettres, Paris, 478p.
- Bedard, L.P. et Barnes, S.-J. 1990. Instrumental neutron activation analysis by collecting only one spectrum: results for international geochemical reference samples. *Geostandards Newsletter*, 14, 3: 479-489.
- Bell, T.H. 1985. Deformation partitioning and porphyroblast rotation in metamorphic rocks: a radical reinterpretation. *Journal of Metamorphic Geology*, 3: 109-118.
- Bell, T.H. et Rubenach, M.J. 1983. Sequential porphyroblast growth and crenulation cleavage development during progressive deformation. *Tectonophysics*, 92: 171-194.
- Bell, T.H., Fleming, P.D. et Rubenach, M.J. 1986. Porphyroblast nucleation, growth and dissolution in regional metamorphic rocks as a function of deformation partitioning during foliation development. *Journal of Metamorphic Geology*, 4: 37-67.
- Bence, A.E. et Albee, A.L. 1968. Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. *Journal of Geology*, 76: 382-403.
- Bennani, M. 1988. Reconstruction des paléocirculations hydrothermales de la partie sud (Tarmilet - Zguit) du district stannowolframifère de Walmès (Maroc central). Conséquences métallogéniques. Thèse ès-Sciences, Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, 290p.
- Blamart, D., Boutaleb, M., Sheppard, S.M.F., Marignac, C. et Weisbrod, A. 1992. A comparative thermobarometric (chemical and isotopic) study of a tourmalinisation pelite and its Sn-Be vein, Walmès, Morocco. *European Journal of Mineralogy*, 4: 355-368.
- Blamart, D. et Sheppard, S.M.F., 1989. Isobaric studies (H-O) of the hydrothermal tin - tungsten ore deposit of the Walmes, Central Morocco. *Terra abstracts*, 1, 332.
- Bouabdelli, M. 1989. Tectonique et sédimentation dans un bassin orogénique. Le sillon viséen d'Azrou - Khénifra (Est du massif hercynien central du Maroc). Thèse ès-Sciences, Strasbourg, 259p.
- Boulter, C.V. et Raheim, A. 1974. Variation in Si⁴⁺-content of phengites through a three stage deformation sequence. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 48: 57-71.

- Boushaba, A. 1984. Contribution à la connaissance géologique du complexe granitique du Ment (Maroc central). Étude pétrologique, géochimique et structurale. Thèse 3e cycle, Université Mohammed V, Rabat, 169p.
- Boutaleb, M. 1988. Reconstitution de l'évolution tectono-métamorphique, magmatique et hydrothermale du district stanno-wolframifère de Walmès (Maroc central). Implications métallogéniques. Thèse ès-Sciences, Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, 269p.
- Brady, J.B. 1975. Reference frames and diffusion coefficients. *American Journal of Science*, 275: 954-983.
- Brady, J.B. 1977. Metasomatic zones in metamorphic rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41: 113-125.
- Brun, J.P. et Pons, J. 1981. Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing non-coaxial deformation, Sierra Morena, Southern Spain. *Journal of Structural Geology*, 3: 219-229.
- Bucher-Nurminen, K. 1987. A calibration of the chlorite-biotite-muscovite geobarometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 96: 519-522.
- Buntebarth, G., 1991. Thermal models of cooling. In "Equilibrium and kinetics in contact metamorphism" (Voll, G., Töpel, J., Pattison, D.R.M. et Seifert, F. Editors). Springer-Verlag, Berlin, 379-462.
- Buntebarth, G. et Voll, G. 1991. Quartz grain coarsening by collective crystallization in contact quartzites. In "Equilibrium and kinetics in contact metamorphism" (Voll, G., Töpel, J., Pattison, D.R.M. et Seifert, F. Editors). Springer-Verlag, Berlin, 251-265.
- Butler, B.C.M. 1965. Composition of micas in metamorphic rocks. In "Controls of Metamorphism" (Pitcher, W.S. et Flinn, G.W. Editors). Oliver and Boyd, London, 291-298.
- Butler, B.C.M. 1967. Chemical study of minerals from the Moine schists of the Ardnamurchan area, Argyllshire, Scotland. *Journal of Petrology*, 8:233-267.
- Cailleux, Y. 1981. Une carte du métamorphisme hercynien dans l'Ouest du Maroc central; structures thermiques syntectoniques du socle et phénomènes de retard à la cristallisation des illites. *Sciences, Géologie, Bulletin*, 34, 2: 89-95.
- Carmichael, D.M. 1969. On the mechanism of prograde metamorphic reactions in quartz-bearing pelitic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 20: 244-267.

- Carmichael, D.M. 1970. Intersecting isogrades in the Whetstone Lake area, Ontario. *Journal of Petrology*, 11: 147-181.
- Carmichael, D.M. 1978. Metamorphic bathozones and bathograds: A measure of depth of post-metamorphic uplift and erosion on a regional scale. *American Journal of Science*, 278: 769-797.
- Carslaw, H.S. et Jaeger, J.C. 1959. *Cocduction of heat in solids*. Oxford University Press, 510p.
- Chatterjee, N.D., 1972. The upper stability limit of the assemblage paragonite+quartz and its natural occurrences. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 34: 288-303.
- Chatterjee, N.D. et Johannes, W. 1974. Thermal stability and standard thermodynamic properties of $2M_1$ -muscovite, $KAl_2[AlSi_3O_{10}(OH)_2]$. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 48: 89-114.
- Chatterjee, N.D. et Froese, E. 1975. A thermodynamic study of the pseudobinary join muscovite - paragonite in the system $KAlSi_3O_8$ - $NaAlSi_3O_8$ - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O . *American Journal of Science*, 60: 985-993.
- Choubert, G., Douiri, M. et Faure Muret, A. 1965. Mesures géochronologiques récentes par la méthode $40Ar/40K$ au Maroc. *Notes et Mémoires Service Géologique, Maroc*, 24: 183, 53-56.
- Cipriani, C.; Sassi, F.P. et Scolari, A. 1971. Metamorphic white micas: definition of petrogenetic fields. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 51: 259-302.
- Clark, S.P.J., 1966. Thermal conductivity [of rocks and minerals]. *Geological Society of America Mem.*, 97: 459-482.
- Clayton, R.N.; Goldsmith, J.R.; Karel, K.J.; Mayeda, T.K. et Newton, R.C. 1975. Limits on the pressure effect of isotopic fractionation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39: 1197-2101.
- Colopietro, M.R. et Friberg, L.M. 1987. Tourmaline - biotite as a potential geothermometer for metapelites, Black Hills, south Dakota. *Geological Society of America Annales, Abstracts with programs*, 624.
- Cooper, A.F. 1972. Progressive metamorphism of metabasic rocks from Haast schist group of southern New Zealand. *Journal of Petrology*, 13: 457-492.
- Crawford, M.L. 1966. Compositon of plagioclase and associated minerals in some schists from Vermont, USA and South Westland, New Zealand. *Contributions to Mineralogy and Petrology*.13: 269-294.

- Dahmani, A. 1985. Le métamorphisme dans l'auréole du granite d'Oulmès (Maroc central). Étude pétrologique et relations avec les déformations hercyniennes. Thèse 3e cycle, Université Mohammed V, Rabat, 87p.
- Dahmani, A., Hoepffner, C et Leduc, L. 1985. Déformation et métamorphisme dans le district à Sn-W d'Oulmès. Place de la minéralisation à Sn dans l'évolution tectono-métamorphique du secteur. Colloque Géologie, Rabat, Maroc.
- Davis, R.A. 1986. Statistics and data analysis in Geology. 2nd edition, John Wiley & Sons, New York, 646p.
- Deer, W.A., Howie, R.A. et Zussman, J. 1962. Rock forming minerals, 3, sheet silicates. London, Longmans.
- Dickerson, R.P. et Holdaway, M.J. 1989. Acadian metamorphism associated with the Lexington batholith, Bingham, Maine, American Journal of Science. 289: 945-974.
- Diot, H., Bouchez, J.L., Boutaleb, M., Macaudière, J. 1987. Le granite d'Oulmès (Maroc central): structure de l'état magmatique à l'état solide et modèle de mise en place. Bulletin Société Géologique, France, III: 1: 157-168.
- Droop, G.T.R. et Treloar, P.J. 1981. Pressures of metamorphism in the thermal aureole of the Etive granite complexe. Scottish Journal of Geology, 17: 85-102.
- Engel, A.E.J. et Engel, C.G. 1960. Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, northwest Adirondack Mountains, New York, 2. Geological Society of America Bulletin, 71: 1-58.
- England, P.C. et Richardson, S.W., 1977. The influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different metamorphic environments. Journal of Geological Society London, 134: 201-213.
- Ernst, W.G. 1963. Significance of phengitic micas from low-grade schists. American Mineralogist, 48: 1357-1372.
- Ernst, W.G. 1976. Petrologic Phase Equilibria. W.H. Freeman and Co., San Francisco, 333p.
- Essene, E.J. 1982. Geologic thermometry and barometry. In "characterization of metamorphism through mineral equilibria". (Ferry, J.M., Editor). Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America, 10: 153-196.

- Eugster, H.P.; Albee, A.L.; Bence, A.E.; Thompson, J.B. et Waldbaum, D.R. 1972. The two phase region and excess mixing properties of paragonite - muscovite crystalline solution. *Journal of Petrology*, 13: 147-179.
- Evans, B.W. 1964. Coexisting albite and oligoclase in some schists from New Zealand. *American Mineralogist*, 49: 173-179.
- Ferry, J.M. 1978. Fluid interaction between granite and sediment during metamorphism, South central Maine. *American Journal of Science*, 278: 1025-1056.
- Ferry, J.M. 1980. A comparative study of geothermometers and geobarometers in pelitic schists from south-central Maine. *American Mineralogist*, 65: 720-732.
- Ferry, J.M. 1982. Characterization of Metamorphism through Mineral Equilibria. *Reviews in Mineralogy*, Mineralogical Society of America, 10, pp 397.
- Ferry, J.M. 1984. A biotite isograd in the South-central Maine, U.S.A.: mineral reactions, fluid transfer, and heat transfer. *Journal of Petrology*, 25, 4: 871-893.
- Ferry, J.M. 1989. Contact metamorphism of roof pendants at Hope Valley, Alpine county, California, USA. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 101: 402-417.
- Ferry, J.M. et Spear, F.S. 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66: 113-118.
- Ferry, J.M., Mutti, I.J. et Zuccala, G.J. 1987. Contact metamorphism/hydrothermal alteration of tertiary basalts from the Isle of Skye, Northwest Scotland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95: 166-181.
- Fisher, G.W. 1973. Nonequilibrium thermodynamics as a model for diffusion - controlled metamorphism processes. *American Journal of Science*, 273: 897-924.
- Fisher, G.W. 1977. Nonequilibrium thermodynamics in metamorphism. In "Thermodynamics in Geology" (Fraser, D.G. Editor). Reidel, Dordrecht, 381-403.
- Foote, M.W. 1986. Contact metamorphism and skarn development of the precious and base metal deposits at Silver Star, Madison country, Montana. Ph.D. Dissertation, University of Wyoming, Laramie, WY.

- Foster, M.D. 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. U. S. Geol. Surv. Prof. pap., 354-B: 11-46.
- Foster, M.D. 1962. Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 414A, 33p.
- Fountain, J.C.; Hodge, D.S. et Shaw, R.P. 1989. Melt segregation in anatectic granites: a thermo-mechanical model. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 39: 279-296.
- Fowler, C.M.R. et Nisbet, E.G. 1989. Geotherms in the continental crust and metamorphism. In "Heat, Metamorphism and Tectonics" (Nisbet, E.G. et Fowler, C.M.R. Editors). Short course, Mineralogical Society of Canada, 14: 34-50.
- Furlong, K.P., Hanson, R.B. et Bowers, J.R. 1991. Modelling thermal regimes. In "Contact Metamorphism" (Kerrick, D.M. Editor.). *Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America*, 26: 437-505.
- Ganguly, J. 1972. Staurolite stability and related parageneses: Theory, experiments, and applications. *Journal of Petrology*, 13: 335-365.
- Ghent, E.D. 1976. Plagioclase-garnet-Al₂SiO₅-quartz: A potential geobarometer-geothermometer, *American Mineralogist*, 61: 710-714.
- Ghent, E.D. et Stout, M.Z. 1981. Geobarometry and geothermometry of plagioclase-biotite-garnet-muscovite assemblages. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76: 750-767.
- Ghent, E.D., Robbins, D.B. et Stout, M.Z. 1979. Geothermometry, geobarometry, and fluid compositions of metamorphosed calc-silicates and pelites, Mica Creek, British Columbia. *American Mineralogist*, 64: 874-885.
- Gentil, L. 1914. Sur la structure du plateau d'Oulmès. Centre de Recherche Académique et Scientifique, CLX: 659-661.
- Ghfir, Y. 1993. Le paléozoïque de la région d'Aguelmous (Maroc central oriental). Stratigraphie, sédimentologie, évolution structurale et métamorphique hercyniennes. Thèse 3e cycle, Université Mohammed V, Rabat, Maroc, 180p.
- Ghose, N.C. 1971. Chemical composition of biotite in the metamorphic and granitic rocks of Kichughuta, district Palamau, Bihar (India). *Chemical Geology*, 7: 107-121.
- Gibson, R.G. et Speer, J.A. 1986. Contact aureoles as constraints on regional P-T-trajectories: an example from the Northern Alabama Piedmont, USA. *Journal of Metamorphic Geology*, 4:285-308.

- Gleithner, H. et Chalmers, B. 1972. High grade grain boundaries. *Prog. Mater. Sci.*, 16: 127-158.
- Golberg, J.M. et Leyerloup, A.F. 1990. High temperature - low pressure cretaceous metamorphism related to crustal thinning (eastern north Pyrenean zone, France). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104: 194-207.
- Grant, J.A. 1986. The isocon diagram--a simple solution to Gresens' equation for metasomatism. *Economic Geology*, 81: 1976-1982.
- Grauch, R.I., 1989. Rare earth elements in metamorphic rocks. In "Geochemistry and mineralogy of rare earth elements" (Lipin, B.R. et McKay, G.A. Editors). *Reviews in Mineralogy*, Mineralogical Society of America, 21: 147-168.
- Green, T.H., Brunfelt, A.O. et Heier, K.S., 1972. Rare earth element distribution and K/Rb ratios in granulites, mangerites and anorthosites, Loftan, Vesteraalen, Norway. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 36: 241-257.
- Gresens, R.L. 1967. Composition-volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology*, 2: 47-65.
- Griggs, D.T. 1967. Hydrolitic weathering of quartz and other silicates. *Geophysical Journal and Research Astronomic Society*, 14: 19-31.
- Guidotti, C.V. 1970. The mineralogy and petrology of the transition from the lower to upper sillimanite zone in the Oquassoc area, Maine. *Journal of Petrology*, 11,: 277-336.
- Guidotti, C.V. 1978. Compositional variation of muscovite in medium to high-grade metapelites of northwestern Maine. *American Mineralogist*, 63: 878-884.
- Guidotti, C.V. 1984. Micas in metamorphic rocks. In: *Reviews in Mineralogy* 13, Micas (ed. Barley, S.W.) Mineralogical Society of America, 357-467.
- Guidotti, C.V., Cheney, J.T. et Conatore, P.D. 1975. Interrelationship between Mg/Fe ratio and octahedral Al content in biotite. *American Mineralogist*, 60: 849-853.
- Guidotti, C.V. et Sassi, F.P. 1976. Muscovite as a petrogenetic indicator mineral in pelitic schists. *Neues Jahrb. Mineral. Abhandlungen*, 127: 97-142.
- Guidotti, C.V.; Cheney, J.T. et Guggenheim, S. 1977. Distribution of titanium between coexisting muscovite and biotite in pelitic schists from northwestern Maine. *American Mineralogist*, 62: 438-448.

- Guidotti, C.V., Cheney, J.T. et Henry, D.J. (1988). Compositional variation of biotite as function of metamorphic reactions and mineral assemblages in the pelitic schists of western Maine. *American Journal of Science*, 288A: 270-292.
- Guidotti, C.V.; Teichmann, F. et Henry, D.J. 1991. Chlorite-bearing polymetamorphic metapelites in the Rangeley area, Maine: Evidence for equilibrium assemblages. *American Mineralogist*, 76: 867-879.
- Haack, U. Heinrichs, H., Boneß, M. et Schneider, A. 1984. Loss of metals from pelites during regional metamorphism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 85: 116-132.
- Hanmer, S. et Vignerresse, J.L. 1980. Mise en place de diapirs syntectoniques dans la chaîne hercynienne: exemple des massifs leucogranitiques de Icronan et de Pontivy (Bretagne centrale). *Bulletin, Société Géologique, France*, (7), XXII, 2: 193-202.
- Hanson, R.B. 1992. Effects of fluid production and fluid flow during regional and contact metamorphism. *Journal of Metamorphic Geology*, 10: 87-97.
- Harker, A. 1939. *Metamorphism. A study of the transformation of rock masses.* second edition, London.
- Harry, W.T. 1950. Aluminium replacing silicon in some silicate lattices. *Mineralogical Magazine*, 29: 142-149.
- Haskin, L.A.; Wildman, R.T.; Frey, F.A.; Keedy C.R. et Haskin, M.A. 1966. Rare earths in sediments. *Journal of Geophysical Research*, 71: 6091-6105.
- Hassenforder, B. 1987. La tectonique panafricaine et varisque de l'Anti Atlas dans le massif du Kerdous (Maroc). Thèse ès-sciences, Strasbourg, 249p.
- Hazen, R.M. et Wones, D.R. 1972. The effects of cation substitutions on the physical properties of trioctahedral micas. *American Mineralogist*, 57: 103-129.
- Henderson, P. 1984. *Rare earth element geochemistry.* Elsevier, Amsterdam, 510p.
- Henry, D.J. et Guidotti, C.V. 1985. Tourmaline as petrogenetic indicator in staurolite-grade metapelitic rocks. *American Mineralogist*, 70: 1-15.
- Hensen, B.J. 1971. Theoretical phase relations involving cordierite and garnet in the system MgO-FeO-Al₂O₃-SiO₂. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 33: 191-214.

- Hess, P.C. 1969. The metamorphic paragenesis of cordierite in pelitic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 24: 196-207.
- Hey, M.H. 1954. A new review of the chlorites. *Mineralogical Magazine*, 224 XXX: 278-292.
- Hodges, K.V. et Crowley, P.D. 1985. Error estimation and empirical geothermobarometry for pelitic systems. *American Mineralogist*, 70: 702-709.
- Hoepffner, C. 1987. La tectonique hercynienne dans l'Est du Maroc. Thèse ès-Science, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 255p.
- Hoernes, S. et Frierichsen, H. 1978. Oxygen and hydrogen isotope study of the polymetamorphic area of the northern Ötztal-Stubai Alps (Tyrol). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 67: 305-315.
- Hoernes, S. et Hoffer, H. 1979. Equilibrium relations on prograde metamorphic mineral assemblages. A stable isotope study of rocks of the Damara orogen, Namibia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 68: 377-389.
- Hoeschek, G. 1969. The stability of staurolite and chloritoid, and their significance in the metamorphism of pelitic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 22: 208-232.
- Holdaway, M.J. 1971. Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *American Journal of Science*, 271: 97-131.
- Holland, T.J.B. et Powell, R. 1990. An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: The system $K_2O-Na_2O-CaO-MgO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-TiO_2-C-H_2-O_2$. *Journal of Metamorphic Geology*, 8: 89-124.
- Hollister, L.S. 1969. Contact metamorphism: end member of the metamorphic processes. *Bulletin Geological Society of America*, 80: 2465-2494.
- Huon, S. 1985. Clivage ardoisier et réhomogénéisation isotopique K-Ar dans les schistes paléozoïques du Maroc. Étude microstructurale et isotopique. Conséquences régionales. Thèse 3e cycle, Strasbourg, 123p.
- Huvelin, P. 1973. Déformations hercyniennes précoces de la région comprise entre Azrou, Aguelmous et Khénifra (Massif hercynien central). *Notes et Mémoires Service Géologique, Maroc*, 34: 254: 93-107.
- Iglesias, M. et Choukroune, P. 1980. Shear Zones in the Iberina Arc. *Journal of Structural Geology*, 2: 63-68.

- Jaeger, J.C. 1959. Temperature outside a cooling intrusive sheet. *American Journal of Sciences*, 257: 44-54.
- Jaeger, J.C. 1961. The cooling of irregularly shaped igneous bodies. *American Journal of Science*, 259: 721-734.
- Jebrak, M. 1984. Contribution à l'histoire naturelle des filons (F, Ba) du domaine varisque. Essai de caractérisation structurale et géochimique des filons en extension et en décrochement dans les massifs centraux français et marocains. Thèse ès-Sciences, Orléans, 467p.
- Joesten, R. 1983. Grain growth and grain-boundary diffusion in quartz from the Christmas Mountains (Texas) contact aureole. *American Journal of Science*, 283A: 233-254.
- Joesten, R. 1991. Kinetics of coarsening and diffusion - controlled mineral growth. In "Contact Metamorphism" (Kerrick, D.M., Editor), *Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America*, 26: 507-582.
- Jones, K.A., Wolfe M.J. et Galwey, A.K. 1975. A theoretical consideration of the kinetics of calcite recrystallization produced by two basalt dikes in Co. Antrim Northern Ireland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 51: 283-296.
- Jones, B.G.; Carr, P.F. et Condiffe, E. 1981. Ferrian tourmaline from Bungonia, New South Wales. *Journal of the Geological Society of Australia*, 28: 13-17.
- Kanehira, K. et Banno, S. 1960. Ferriphengite and aefirinjadeite in a crystalline schist of the limor; District, Kii Peninsular. *Journal Geological Society Japan*, 66: 654-659.
- King, R.W., Kerrick, R.W. et Daddar, R., 1988. REE distributions in tourmaline: an INAA technique involving pretreatment by volatilization. *American Mineralogist*, 73: 424-431.
- Kerrick, D.M. 1968. Experiments on the upper stability limit of pyrophyllite at 1,8kb and 3,9 kb water pressure. *American Journal of Science*, 266: 204-214.
- Kerrick, K.A. 1987. Fibrolite in contact aureole of Donegal, Ireland. *American Mineralogist*, 72: 240-254.
- Kerrick, D.M. 1991. Overview of contact metamorphism. In "Contact Metamorphism" (Kerrick, D.M. Editor). *Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America*, 26: 1-12.

- Kwak, T.A.P. 1968. Ti in biotite and muscovite as an indication of metamorphic grade in almandin amphibolite facies rocks from Sudbury, Ontario. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 32: 1222-1229.
- Labotka, T.C. 1980. Petrology of a medium pressure, regional metamorphic terrane, Funeral Mountains, California. *American Mineralogist*, 65: 670-689.
- Labotka, T.C. 1981. Petrology of an andalousite type regional metamorphic terrane, Panamint Mountains, California. *Journal of Petrology*, 22, 2:261-296.
- Labotka, T.C.; White, T.E. et Papike, J.J. 1984. The evolution of water in the contact-metamorphic aureole of the Duluth Complex, northeastern Minnesota. *Geological Society of America Bulletin*, 95: 788-804.
- Labotka, T.C.; Papike, J.J. et Nabelek, P.I. 1985. Fluid Evolution in the Notch Peak aureole (abstract). *EOS*, 66, 389.
- Labotka, T.C.; Nabelek, P.I. et Papike, J.J. 1988. Fluid infiltration through the Big Horse Limestone Member in the Notch Peak contact - metamorphic aureole. Utah. *American Mineralogist*, 73: 1302-1324.
- Lagarde, J.L. 1985. Cisaillements ductiles et plutons granitiques contemporains de la déformation hercynienne post-viséenne de la Meseta marocaine. *Hercynia*, 1, 1: 29-37.
- Lagarde, J.L. et Choukroune, P. 1982. Cisaillement ductile et granitoïdes syntectoniques: l'exemple du massif hercynien des Jebilet. *Bulletin Société Géologique, France*, (7), XXIV: 299-307.
- Lagarde, J.L. et Roddaz, B. 1983. Le massif plutonique de Tichka (Haut Atlas occidental, Maroc): un diapir syntectonique. *Bulletin Société Géologique, France*, XXV, 3: 389-395.
- Lagarde, J.L. et Michard, A. 1986. Stretching normal to the regional thrust displacement in a thrust - wrench shear zone, Rehamna massif, Morocco. *Journal of Structural Geology*, 8, 3/4: 843-492.
- Laird, T.C. 1988. Chlorites: Metamorphic petrology. *Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America*, 19: 405-453.
- Lambert, R.S.J., 1959. The mineralogy and metamorphism of the Moine schists of the Morar and Knoydart districts of Inverness-shire. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, 63: 553-588.
- Leblanc, M. et Lancelot, J.R. 1980. Interprétation géodynamique du domaine panafricain (Précambrien terminal) de l'Anti Atlas (Maroc) à partir de

- données géologiques et géochronologiques. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 17: 142-255.
- Le Breton, N.L. et Thompson, A.B. 1988. Fluid - absent (deshydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 99: 226-237.
- Le Maître, R.W. 1982. *Numerical Petrology*, Elsevier Amsterdam 281p.
- Koch, G.S. et Link, R.F. 1982. *Statistical Analysis of Geological Data*. Volumes 1 and 2, Dover, New York.
- Lopez Ruiz, J., Aparicio, A. et Garcia Cacho, L. 1978. Chemical variations in biotites during prograde metamorphism, Sierra de Guadarrama, Sistema central, Spain. *Chemical Geology*, 21: 113-129.
- Lovering, T.S. 1955. Temperature near and in intrusion. *Economic Geology*, 50th anniversary, 249-281.
- MacCraig, A.M. et Knipe, R.J. 1990. Mass-transport mechanisms in deforming rocks: recognition using microstructural and microchemical criteria. *Geology*, 18: 824-827.
- Maclean, W.H. et Kranidiotis, P. 1987. Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration: Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Québec. *Economic Geology*, 82: 951-962.
- MacNamara, M.J. 1966. Chlorite-biotite equilibrium reactions in a carbonate free system. *Journal of Petrology*, 73: 404-413.
- Manning, D.A.C. 1982. Chemical and morphological variation in tourmalinites from the Hub Kpong batholith of peninsular Thailand. *Mineralogical Magazine*, 45: 139-147.
- Maruyama, S.; Liou, J.G. et Suzuki, K. 1982. The peristerite gap in low grade metamorphic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 81: 268-276.
- Mason, R. 1978. *Petrology of metamorphic rocks*. London, Georges Allen & Unwin, 254p.
- Massonne, H.J. et Schreyer, W. 1987. Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 96: 212-224.
- Mather, J.D. 1970. The biotite isograd and the lower greenschist facies in the Dalradian rocks of Scotland. *Journal of Petrology*, 11, 2: 253-275.

- Michard, A. 1976. *Éléments de géologie marocaine*. Notes et Mémoires Service Géologique Maroc, Rabat, 252: 408p.
- Michard, A. et Piqué, A. 1980. The variscan belt in Morocco: structure and developmental model. In: Wones, D. (Ed.). *The Caledonides in the U.S.A.* Blacksburg, Va, Virginia Polytech. Inst. and State Univ. Dept Geol. Sci. Mem., 2: 317-322.
- Mitropoulos, P. 1982. REE patterns of the metasedimentary rocks of the Land's End granite aureole (southwest England). *Chemical Geology*, 35: 265-280.
- Mitropoulos, A. 1984. Rare-earth element distribution in the metabasic rocks of the Land's End granite aureole, SW England. *Mineralogical Magazine*, 48: 495-505.
- Miyashiro, P. 1958. Regional metamorphism of the Gosaisyo-Takanuki district in the central Abukuma Plateau. *Journal of Faculty of Science University, Tokyo*, 11: 219-272.
- Miyashiro, P. 1973. *Metamorphism and metamorphic belts*. John Wiley and Sons, New York, 492 pp.
- Miyashiro, A. et Shido, F. 1985. Tschermak substitution in low -and middle-grade pelitic schist. *Journal of Petrology*, 26: 449-487.
- Mrini, Z. 1985. *Age et origine des granitoïdes hercyniens du Maroc: rapport de la géochronologie et de la géochimie isotopique (Sr, Nd, Pb)*. Thèse 3e cycle, Université Clermont-Ferrand II, 156p.
- Mrini, Z., Rafi, A., Duthon, J.L. et Vidal, Ph. 1992. Chronologie Rb-Sr des granitoïdes hercyniens du Maroc: conséquences. *Bulletin Société Géologique, France*, 163, 3: 281-291.
- Naggar, M.H. et Atherton, M.P. 1970. The composition and metamorphic history of some aluminium silicate-bearing rocks from the aureoles of the Donegal granites. *Journal of Petrology*, 11, 3: 549-589.
- Nance, W.B. et Taylor, S.R. 1976. Rare earth patterns and crustal evolution, I. Australian post-archaeon sedimentary rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40: 1539-1551.
- Nesbitt, H.W. et Young, G.M. 1982. Early Proterozoic climate and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature (London)*, 299: 715-717.

- Norrish, K. et Chappell, B.W. 1977. X-ray fluorescence spectrometry. In "Physical Methods in Determinative Mineralogy" (Zussman, J. Editor). Academic Press, New York, N.Y., 201-272.
- Norton, D. et Knight, J.E. 1977. Transport phenomena in hydrothermal systems: cooling plutons. *American Journal of Science*, 277: 937-981.
- Novak, J.M. et Holdaway, M.J. 1981. Metamorphic petrology, mineral equilibria and polymetamorphism in the Augusta Quadrangle, south-central Maine. *American Mineralogist*, 66: 51-69.
- Oba, N. 1968. Interchange of chemical components between granitic intrusions and aureole rocks of south Kyushu. *Japanese Journal of Geology*, 76: 371-381.
- Okuyama-Kusunose, Y. et Itaya, T. 1987. Metamorphism of carbonaceous material in the Tono contact aureole, Kitagami Mountains, Japan. *Journal of Metamorphic Geology*, 5: 121-139.
- Oki, Y. 1961. Biotite in metamorphic rocks. *Japanese Journal of Geology and Geography*, 32: 417-506.
- Olgaard, D.L. et Evans, B., 1986. Effect of second phase particles on grain growth in calcite. *American Ceramic Society Journal*, 69, C: 272-277.
- Parmentier, E.M. et Schedl, A. 1981. Thermal aureoles of igneous intrusions: some possible indications of hydrothermal convective cooling. *Journal of Geology*, 89, 1-22.
- Pattison, D.R.M. 1985. Petrogenesis of pelitic rocks in the Ballachulish thermal aureole. Ph.D. dissertation, University of Edinburgh.
- Pattison, D.R.M. 1987. Variations in $Mg/(Mg+Fe)$, F, and $(Fe, Mg)Si=2Al$ in pelitic minerals in the Ballachulish aureole, Scotland. *Journal of Petrology*, 30: 1219-1244.
- Pattison, D. et Harte, B. 1985. A petrogenetic grid for pelites in the Ballachulish and other Scottish thermal aureoles. *Journal of the Geological Society London*, 142: 7-28.
- Pattison, D.R.M., et Tracy, R.J. 1991. Phase equilibria and thermobarometry of metapelites. In "Contact Metamorphism" (Kerrick, D.M. Editor.). *Reviews in Mineralogy*, Mineralogical Society of America, 26: 105-206.
- Pettijohn, F.J.; Potter, P.E. et Siever, R. 1973. Sand and Sandstones. Springer-Verlag, New York.

- Piqué, A. 1976. Front thermique syntectonique et mise en place du granite à Oulmès (Maroc central). *Bulletin, Société géologique, France*, (7), XVIII: 5, 1233-1238.
- Piqué, A. 1979. Évolution structurale de la chaîne hercynienne: La Meseta marocaine nord-occidentale. Thèse ès-Sciences, Strasbourg, 243p.
- Piqué, A. 1983. Structural domains of the Hercynian belt in Morocco. In: (Schenk, P. ed.). *Regional trends in the geology of the Appalachian - Caledonian - Hercynian. Mauritanide orogen.* Dordrecht, Reidel, 339-345.
- Piqué, A., Jeannette, D. et Michard, A. 1980. The Western Meseta Shear Zone, a major and permanent feature of the Hercynian belt in Morocco. *Journal of Structural Geology*, 2: 1/2, 55-61.
- Powell, M. et Powell, R. 1977. Plagioclase-alkali feldspar geothermometry revisited. *Mineralogical Magazine*, 41: 253-256.
- Powell, R. et Evans, J.A. 1983. A new geobarometer for the assemblage biotite-muscovite-chlorite-quartz. *Journal of Metamorphic Geology*, 1: 331-336.
- Powell, R. et Holland, T. 1990. Calculated mineral equilibria in the system, KFMASH (K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O). *American Mineralogist*, 75: 367-380.
- Ramberg, H. et Devore, G.W. 1951. The distribution of Fe²⁺ et Mg²⁺ in coexisting olivines and pyroxènes. *Journal Geology*, 59: 193-210.
- Ramsay, C.R. 1973. The origin of biotite in Archaean metasediments near Yellowknife, N.W.T., Canada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 42: 43-74.
- Rao, B.B. et Joannes, W., 1979. Further data on the stability of staurolite. *Nueus Jahrbuch für Mineralogie, Mh*, 1979: 437-447.
- Reverdatto, V.V. 1973. The facies of contact metamorphism (first publication, 1970 and translation from Russian by D.A. Brown). Canberra: Australian Nat. Univ., Dept. of Geology publ., 233.
- Reverdatto, V.V. et Shaparov, V.N. 1970. The control and selected peculiarities of the origin of contact metamorphic zonation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 29: 310-337.
- Ribeyrolles, M. 1972. Étude tectonique et microtectonique d'un segment de la chaîne hercynienne dans la partie sud - orientale du Maroc central (région située entre Aguelmous et Mrirt). Thèse 3e cycle, Montpellier, 56p.

- Richardson, S.W. 1968. Staurolite stability in part of the system Fe-Al-Si-O-H. *Journal of Petrology*, 9: 467-488.
- Robert, J.L. 1975. An experimental study of phlogopite solid solutions in the system K_2O -MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. Solubility of titanium in phlogopite solid solutions. *Geophysical Society of America Abstract with programs*, 6-7: 844-845.
- Rollinson, H.R. et Windley, B.F., 1980. Selective element depletion during metamorphism of Archean granulites, Scourie, NW Scotland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 72: 257-263.
- Rutler, E.H. 1984. The kinetics of grain coarsening in calcite rocks. *Prog. in experimental Petrology*, N.E.R.C. Publ. Serv. D, n. 25: 245-249.
- Sawyer, E.W. 1984. The origin and formation of migmatites in the Archean Quetico, Canada. Ph.D. thesis, University of Toronto, Toronto, Ontario. 350p.
- Sawyer, E.W. 1986. The influence of source rock type, chemical weathering and sorting on the geochemistry of clastic sediments from the Quetico metasedimentary belt, Superior province, Canada. *Chemical Geology*, 55: 77-95.
- Schmidt, R.A., Smith, R.H., Losch, J.E., Mosen, A.W., Olehy, D.A. et Vasilevskis, J. 1963. Abundances of the fourteen rare - earth elements scandium and yttrium in meteoric and terrestrial matter. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 27: 577-622.
- Schreyer, W.; Abraham, K. et Behr, H.J. 1975. Natural sodium phlogopite coexisting with potassium phlogopite and sodian aluminian talc in a metamorphic evaporite sequence from Derrag, Tell Atlas, Algeria. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 74: 223-233.
- Senior, A. et Leake, B. 1978. Regional metasomatism and the geochemistry of the Dalradian metasediment of Connemara, western Ireland. *Journal of Petrology*, 19: 585-625.
- Shaw, D.M. 1956. Geochemistry of pelitic rocks: III. Major element and general chemistry. *Geological Society of America Bulletin*, 67: 919-934.
- Sillitoe, R.H. 1973. The tops and bottoms of porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 68: 799-815.
- Smith, J.V. 1974. Feldspar minerals. Vol. 1. Crystal structure and physical properties. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 627 pp.

- Smith, J.V. et Chapman, D.S. 1983. On the thermal effects of groundwater flow 1. Regional scale systems. *Journal of Geophysical Research*, 88: 5913-5922.
- Smith, J. M. et Erdmer, P. 1989. The Anvil aureole, an atypical mid-Cretaceous culmination in the northern Canadian Cordillera. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 27:344-356.
- Spear, F.S. 1992. Program manual and computer exercises for the calculation of metamorphic phase equilibria, pressure - temperature - time paths and thermal evolution of orogenic belts. Department of Geology, Rensselaer Polytechnic Institute Troy, N.Y. 12180.
- Spear, F.S. et Cheney, J.T. 1989. A petrogenetic grid for pelitic schists in the system SiO_2 - Al_2O_3 - FeO - MgO - K_2O - H_2O . *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 101: 149-164.
- Speer, J.A. 1981. The nature of magnetic expression of isograds in the contact aureole of the Liberty Hill pluton, South Carolina. Summary. *Geological Society of America Bulletin*, 92: 603-609.
- Speer, J.A. 1982. Metamorphism of pelitic rocks of the Snyder Group in the contact aureole of the Kiglapait layered intrusion, Labrador: Effects of buffering partial pressures of water. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19: 1888-1909.
- Spry, A. 1969. *Metamorphic textures*. Oxford, Pergamon Press.
- Stähl, H.J., Rith, M., Hoernes, S. et Delfs, A. 1987. Element mobility during incipient granulite formation at Kabbaldurga, southern India. *Journal of Petrology*, 28: 803-834.
- Suk, M. 1983. *Petrology of Metamorphic Rocks*. Elsevier, Amsterdam, 322p.
- Tahiri, A. 1991. Le Maroc central septentrional: stratigraphie, sédimentologie, et tectonique du Paléozoïque: un exemple de passage des zones internes aux zones externes de la chaîne hercynienne du Maroc. Thèse ès-Sciences, Brest, 311p.
- Tanner, P.W.G. et Miller, R.G. 1980. Geochemical evidence for loss of Na and K from Moinian calc-silicate pods during prograde metamorphism. *Geological Magazine*, 117: 267-275.
- Taylor, H.P. et Forester, R.W. 1979. An oxygen and hydrogen isotope study of the Skeargaard intrusion and its country rocks: A description of a 55 m.y. old fossil hydrothermal system. *Journal of Petrology*, 20: 355-419.

- Taylor, S.R. et McLennan, S.M. 1985. The continental crust: its Composition and Evolution. Oxford, Blackwell Scientific Publications, 312p.
- Termier, H. 1936. Étude géologique sur le Maroc central et le Moyen Atlas Septentrional. Thèse ès-Sciences. Notes et Mémoires Service Géologique, Maroc, 33: 1566p.
- Termier, H., Owodenko, B., Agard, J. 1950. Les gîtes d'étain et de tungstène de la région d'Oulmès (Maroc central). Étude géologique, pétrologique et métallogénique. Notes et Mémoires Service Géologique, Maroc, Rabat, 82: 328p.
- Thompson, A.B. 1974. Calculation of muscovite - paragonite - alkali feldspar phase relations. Contributions to Mineralogy and Petrology, 44: 173-194.
- Thompson, A.B. 1976. Mineral reactions in pelitic rocks: II. Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. American Journal of Science, 276: 425-454.
- Thompson, A.B. et England, P.C. 1984. Pressure - temperature - time paths of regional metamorphism. II. Their influence and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks. Journal of Petrology, 25: 929-955.
- Thompson, J.B. 1957. The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. American Mineralogist, 42: 842-858.
- Tilley, C.E. 1924. The facies classification of metamorphic rocks, Geological Magazine, 61:167-171.
- Tisserand, D. 1977. Les isotopes du strontium et l'histoire hercynienne du Maroc. Étude de quelques massifs atlasiques et mésétiens. Thèse 3e cycle, Strasbourg, 103p.
- Tracy, R.J. 1978. High grade metamorphic reactions and partial melting in pelitic schist, west-central Massachusetts. American Journal of Science, 279: 150-178.
- Tsang, T. et Ghose, S. 1973. Nuclear magnetic resonance of ^1H , ^7Li , ^{11}B , ^{23}Na and ^{27}Al in tourmaline (elbaite). American Mineralogist, 58: 224-229.
- Tullis, J. et Yund, R.A. 1982. Grain growth kinetics of quartz and calcite aggregates. Journal of Geology, 90: 301-318.
- Turcotte, D.L. et Schubert, G. 1982. Geodynamics: applications of continuum physics to geologic problems. John Wiley, New York, 450 pp.
- Turner, F.J. 1968. Metamorphic petrology. New York, McGraw-Hill, 403p.

- Turner, F.J. 1981. *Metamorphic Petrology: Mineralogical Field and Tectonic Aspects*. 2nd edition. McGraw-Hill, New York, 524p.
- Turner, F.J., Verhoogen, J. 1960. *Igneous and metamorphic petrology*, Mc Graw-Hill, New York.
- Van Bosse, J.Y. 1985. *Metamorphism and alteration in the thermal aureole of the Mc Gerrigle Mountains pluton, Gaspé, Québec*. Unpubl. M. Sc. thesis, Mc Gill University.
- Van Bosse, J.Y. et Williams-Jones, A.E. 1988. *Chemographic relationships of biotite and cordierite in the Mc Gerrigle thermal aureole, Gaspé, Québec*. *Journal of Metamorphic Geology*, 6: 65-75.
- Vanden Bosch, J.W.H. 1974. *Quelques principes généraux de l'interprétation gravimétrique illustrée par des exemples empruntés à la carte gravimétrique du Maroc*. *Notes et Mémoires Service Géologique Maroc*, 35: 117-136.
- Velde, B. 1965. *Phengite micas: synthesis, stability and natural occurrence*. *American Journal of Sciences*, 263: 886-913.
- Velde, B. et Rumble, D. 1977. *Alumina content of chlorite in muscovite-bearing assemblages*. *Geophysical laboratory Annual Report 1976-1977*, Carnegie Institution of Washington, 621-623.
- Vernon, R.H. 1976. *Metamorphic processes. Reactions and microstructures development*. Unwin & Allen, London, 247p.
- Vielzeuf, D. et Holloway, J.R. 1988. *Experimental determination of the fluid - absent melting relations in the pelitic system*. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 98: 257-276.
- Voll, G. 1976. *Recrystallization of quartz, biotite and feldspars from Erstfeld to the Leventina Nappe, Swiss Alps, and its geological significance*. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 56: 641-647.
- Walther, J.V. et Wood, B.J. 1984. *Rate and mechanism in prograde metamorphism*. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 88: 799-815.
- Winkler, H.G.F. 1974. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Third edition, Springer-Verlag, New-York.
- Winkler, H.G.F. 1979. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Fifth edition, Springer-Verlag, New York, 348p.

- Wirth, R. 1985. The influence of the low-high quartz transformation on recrystallisation and grain growth during contact metamorphism (Traversella intrusion, North Italy). *Tectonophysics*, 120: 107-117.
- Wodzicki, A. 1971. Migration of trace elements during contact metamorphism in the Santa Rosa Range, Nevada, and its bearing on the origin of ore deposits associated with granitic intrusions. *Mineralium Deposita* (Berlin), 6:49-64.
- Wybrecht, E.J. 1984. Front supérieur de la schistosité et cristallisations associées: exemple des grauwackes cambriennes du Maroc occidental. Thèse 3e cycle, Strasbourg, 170p.
- Yardley, B.W.D. 1977. The nature and significance of the mechanism of sillimanite growth in the Connemara schists, Ireland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 65: 53-58.
- Yardley, B.W.D, 1989. An introduction to Metamorphic Petrology. Longman Earth Science Series. 248pp.
- Xu, G.; Will, T.M. et Powell, R. 1994. A calculated petrogenetic grid for the system $K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$, with particular reference to contact-metamorphosed pelites. *Journal of Metamorphic Geology*, 12: 99-119.
- Zen, E. 1981. Metamorphic Mineral assemblages of slightly calcic pelitic rocks in and around the Taconic Allochthon, southwestern Massachusetts and adjacent Connecticut and New York. United States Geological Survey Professional Paper, 113: 1-128.

APPENDICE I

Résultats d'analyse de la composition de biotite dans l'auréole
métamorphique d'Oulmès.

COUPE 1

Echan.	87	87	87	87	87	86	86	86	86	86	85	85	85	85	48
	bt-crd	bt-crd	bt-tur	bt-tur	bt-tur	bt-tur	bt-tur	bt-st	bt-tur				coeur	bord.	bt-ilm
SiO ₂	36,12	35,82	35,98	36,03	34,56	35,94	35,53	36,17	36,03	35,48	35,19	35,55	36,23	36,31	33,97
TiO ₂	2,59	1,8	1,86	2,2	2,45	2,61	2,77	1,54	1,44	2,63	2,14	2,52	2,1	2,07	1,53
Al ₂ O ₃	21,28	22,12	22,14	21,93	21,2	21,86	20,88	22,01	22,5	21,53	21,08	21,47	21,88	21,95	21,98
FeO	20,85	21,45	21,17	19,03	24,07	20,64	18,72	19,22	18,32	18,5	23,05	19,2	19,72	19,68	24,79
MnO	0	0	0	0,29	0,32	0,27	0	0,2	0,43	0,19	0,11	0	0	0,22	0,15
MgO	6,57	6,86	6,35	6,35	5,89	6,31	7,04	7,32	7,73	6,96	6,71	7,2	7,02	7,17	6,17
CaO	0	0,2	0,14	0,22	0,12	0	0,48	0,33	0,35	0,39	0,17	0,33	0	0	0
Na ₂ O	0,14	0,36	0,28	0,25	0,21	0,29	0,44	0,22	0,23	0,56	0,13	0,41	0	0	0,3
K ₂ O	9,27	8,9	8,65	8,19	8,23	8,87	8,74	8,75	8,86	8,63	8,49	8,94	9,18	9,02	7,53
Cr ₂ O ₃	0	0,14	0,21	0	0,24	0	0	0	0	0	0,00	0,17	0	0	0,18
Cl	0	0	0	0	0	0	0,08	0	0	0	0,00	0,08	0	0	0
Total	96,82	97,66	96,79	94,53	97,29	96,79	94,68	95,77	95,9	94,88	97,06	95,87	96,13	96,42	96,6
Nombre d'ions sur la base de 22 oxygènes															
Si	5,40	5,32	5,37	5,45	5,23	5,37	5,4	5,42	5,36	5,37	5,3	5,35	5,42	5,41	5,17
Al ^{IV}	2,6	2,58	2,63	2,55	2,77	2,63	2,6	2,58	2,63	2,63	2,67	2,66	2,58	2,59	2,83
	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al ^{VI}	1,16	1,2	1,27	1,36	1,01	1,22	1,14	1,3	1,33	1,2	1,05	1,15	1,27	1,27	1,12
Ti	0,291	0,2	0,21	0,25	0,28	0,29	0,32	0,17	0,16	0,3	0,24	0,29	0,24	0,232	0,174
Fe	2,61	2,67	2,64	2,41	3,05	2,58	2,38	2,41	2,29	2,34	2,91	2,41	2,47	2,45	3,16
Mn	0	0	0	0,04	0,04	0,03	0	0,02	0,05	0,02	0,01	0	0	0,027	0,02
Mg	1,46	1,52	1,41	1,43	1,33	1,4	1,6	1,63	1,72	1,57	1,51	1,62	1,56	1,6	1,40
Cr	0	0,02	0,03	0	0,03	0,00	0	0	0	0	0	0,02	0	0	0,022
	5,52	5,61	5,56	5,49	6,00	5,52	5,44	5,53	5,55	5,43	5,72	5,49	5,54	5,57	5,89
Ca	0	0,03	0,02	0,04	0,02	0	0,08	0,05	0,06	0,06	0,03	0,05	0	0	0
Na	0,041	0,1	0,08	0,07	0,06	0,08	0,13	0,07	0,07	0,17	0,04	0,12	0	0	0,088
K	1,77	1,69	1,65	1,58	1,59	1,69	1,7	1,67	1,69	1,67	1,63	1,71	1,75	1,72	1,46
	1,81	1,82	1,75	1,69	1,67	1,77	1,91	1,79	1,82	1,9	1,7	1,88	1,75	1,72	1,55
distance	1	1	1	1	1	30	30	30	30	30	55	55	55	55	550

COUPE 2

Echan.	40	40	40	39	39	38	38	38	38	37	37	37	37	37
	bt-tur			bt-tur			bt-tur			bord	coeur	bt-lim		bt-tur
SiO2	35,56	35,65	31,32	35,47	34,62	36,47	36,92	36,32	36,1	35,49	34,81	35,23	34,92	35,05
TiO2	2,01	2,6	2,39	2,18	1,96	1,79	1,89	2,09	1,87	1,81	1,77	1,74	1,75	1,69
Al2O3	20,71	21,45	20,52	20,91	21,1	21,21	20,64	21,02	21,09	20,55	19,8	20,97	22,01	21,51
FeO	22,92	23,08	25,94	19,02	19,3	21,34	21,6	22,15	20,95	25,53	25,5	20,57	24,47	21,35
MnO	0,12	0	0,19	0,21	0	0,39	0,15	0	0,17	0,16	0	0,17	0,15	0
MgO	6,17	5,98	6,29	6,45	5,88	5,98	6,22	6,18	5,99	4,89	5,44	6,18	5,46	6,44
CaO	0,18	0,16	0	0,36	0	0,24	0,33	0	0	0	0,09	0,24	0	0,24
Na2O	0,25	0,15	0,37	0,23	0	0,29	0,34	0,16	0,53	0	0,11	0,41	0	0,3
K2O	8,75	7,91	5,29	8,81	8,49	8,04	8,45	7,89	8,34	8,43	8,39	8,19	7,9	8,37
Cr2O3	0	0	0	0,15	0	0	0	0	0	0,09	0,11	0	0	0
Cl	0	0	0,09	0	0,06	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	96,7	96,98	92,38	93,78	91,4	95,74	96,54	95,8	95,03	96,95	96,03	93,69	96,66	94,95
Nombre d'ions sur la base de 22 oxygènes														
Si	5386	5346	5,01	5446	5,45	5,5	5,54	5,48	5,49	5411	5,38	5436	5,29	5,35
Al IV	2614	2654	2,99	2554	2,55	2,5	2,46	2,52	2,51	2589	2,62	2564	2,71	2,65
	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al VI	1082	1137	0,88	1,23	1,36	1,27	1,18	1,21	1,27	1104	0,98	1248	1,22	1,23
Ti	0,23	0,293	0,29	0,251	0,23	0,2	0,21	0,24	0,21	0,207	0,21	0,202	0,2	0,19
Fe	2903	2895	3,47	2442	2,54	2,69	2,71	2,79	2,66	3255	3,29	2654	3,1	2,73
Mn	0,015	0	0,03	0,026	0	0,05	0,02	0	0,02	0,02	0	0,023	0,02	0
Mg	1394	1336	1,5	1477	1,38	1,34	1,39	1,39	1,36	1,11	1,25	1422	1,23	1,47
Cr	0	0	0	0,017	0	0	0	0	0	0,011	0,01	0	0	0
	5,62	5,66		5,43	5,51	5,55	5,51	5,63	5,52	5,7	5,73	5,55	5,77	5,62
Ca	0,029	0,026	0	0,06	0	0,04	0,05	0	0	0	0,01	0,04	0	0,04
Na	0,07	0,043	0,11	0,07	0	0,08	0,098	0,05	0,16	0	0,03	0,121	0	0,09
K	1,69	1513	1,08	1725	1,7	1,55	1,62	1,52	1,62	1639	1,65	1611	1,53	1,63
	1,79	1,58		1,86	1,7	1,67	1,77	1,57	1,78	1,64	1,69	1,77	1,53	1,76
distance	1	1	1	100	100	150	150	150	150	250	250	250	250	250

COUPE 2 (suite).

Echan.	36	36	36	35	35	34	34	34
	bt-ilm	bt-tur	bt-tur					bt-ilm
SiO ₂	34,25	36,25	36,65	36,28	34,76	35,16	35,98	35,28
TiO ₂	1,78	1,36	1,51	1,23	1,27	2,32	2,71	1,95
Al ₂ O ₃	21,96	22,1	21,28	22,13	21,12	19,31	19,49	20
FeO	21,52	18,31	17,99	18,88	19,75	21,36	21,38	25,98
MnO	0,36	0	6,35	0	0,14	0,2	0,27	0
MgO	6,25	6,08	0,14	7,24	6,97	5,29	5,5	5,03
CaO	0,43	0,4	6,35	0,39	0,33	0,38	0,42	0
Na ₂ O	0,27	0,32	0,51	0,59	0,28	0,33	0,37	0
K ₂ O	7,77	6,13	0,38	7,21	6,85	8,53	8,75	8,12
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0,43	0	0	0	0
Cl	0	0	0	0,08	0	0	0	0,09
Total	94,58	90,94	91,4	94,46	91,47	92,88	94,88	96,44
Nombre d'ions sur la base de 22 oxygènes								
Si	5,26	5591	5,64	5458	5,43	5,52	5527	5,42
Al IV	2,74	2409	2,36	2542	2,57	2,48	2473	2,58
	8	8	8	8	8	8	8	8
Al VI	1,23	1608	1,5	1383	1,32	1,1	1057	1,04
Ti	0,21	0,157	0,17	0,14	0,15	0,27	0,313	0,23
Fe	2,76	2361	2,32	2375	2,58	2,81	2747	3,34
Mn	0,05	0	0,02	0	0,02	0,03	0,036	0
Mg	1,43	1398	1,46	1624	1,62	1,24	1,26	1,15
Cr	0	0	0	0,05	0	0	0	0
	5,68	5,52	5,47	5,52	5,69	5,45	5,41	5,76
Ca	0,07	0,065	0,08	0,062	0,05	0,06	0,07	0
Na	0,08	0,094	0,11	0,172	0,08	0,1	0,11	0
K	1,52	1207	1,3	1383	1,37	1,71	1716	1,59
	1,67	1,37	1,49	1,62	1,5	1,87	1,9	1,59
distance	750	750	750	1000	1000	1300	1300	1300

COUPE 3

Echan.	73	82	82	70	70	67	67	65
	bt-tur	bt-tur	bt-tur	bt-tur		bt-tur	bt-tur	
SiO2	35,98	36,17	37,19	38,53	37,5	37,11	37,09	34,61
TiO2	2,29	2,4	2,42	2,09	1,91	2,1	1,76	1,49
Al2O3	20,28	20,56	21,41	20,81	21,18	19,34	20,38	18,7
FeO	20,64	19,03	19,22	18,45	21,49	19,83	18,86	20,03
MnO	0	0,23	0	0	0	0,13	0	0
MgO	6,24	6,64	6,44	6,17	5,38	6,56	7,04	6,41
CaO	0,35	0,36	0,38	0,34	0	0,55	0,34	0,22
Na2O	0,47	0,45	0,61	0	0,24	0,2	0,32	0,24
K2O	8,96	8,51	8,26	8,43	7,41	8,5	8,09	8,49
Cr2O3	0	0,14	0	0	0,16	0	0	0,15
Cl	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	95,2	94,49	95,93	94,8	95,25	94,32	93,89	90,33
Nombre d'ions sur la base de 22 oxygènes								
Si	5483	5498	5,53	5752	5,63	5,66	5,63	5,56
Al IV	2517	2502	2,47	2248	2,37	2,34	2,37	2,44
	8	8	8	8	8	8	8	8
Al VI	1125	1181	1,29	1426	1,38	1136	1,27	1,1
Ti	0,262	0,275	0,27	0,234	0,22	0,24	0,2	0,18
Fe	2,63	2,42	2,39	2304	2,7	2,53	2,39	2,69
Mn	0	0,03	0	0	0	0,016	0	0
Mg	1,42	1505	1,43	1373	1,2	1,49	1,59	1,54
Cr	0	0,017	0	0	0,02	0	0	0
	5,44	5,43	5,38	5,34	5,5	5,41	5,46	5,51
Ca	0,058	0,058	0,06	0,054	0	0,089	0,06	0,04
Na	0,14	0,132	0,18	0	0,07	0,06	0,1	0,07
K	1741	1,65	1,57	1605	1,42	1653	1,57	1,74
	1,94	1,84	1,81	1,66	1,49	1,8	1,73	1,85
distance	2	50	50	300	300	900	900	200

COUPE 5

Echan.	62	62	62	62	61	61	60	59	59	58	57
	bt-tur				bt-tur				bt-tur		
SiO ₂	35,66	36,78	35,75	35,23	34,94	36,85	35,59	35,19	36,54	33,95	37,19
TiO ₂	2,77	2,4	2,59	2,4	2,62	1,77	2,92	1,69	1,91	1,72	2,09
Al ₂ O ₃	21,2	22,29	21,37	22,16	21,08	26,11	20,87	21,74	22,1	22,94	21,5
FeO	20,04	18,58	22,58	21,63	21,41	17,36	20,98	20,8	17,87	19,13	17,57
MnO	0,3	0,31	0	0,24	0,26	0,13	0,41	0	0,21	0,22	0
MgO	5,94	6,31	5,06	4,89	6,4	4,08	6,23	6,71	6,68	7,93	6,41
CaO	0,22	0,38	0,13	0	0,48	0,48	0,33	0,29	0,63	0,4	0,46
Na ₂ O	0	0,51	0,32	0,31	0,37	0,56	0,46	0,39	0,21	0,37	0,52
K ₂ O	7,63	7,94	6,26	5,81	8,09	6,79	8,54	7,68	7,35	4,64	8,38
Cr ₂ O ₃	0,18	0	0,16	0	0	0	0	0	0	0	0
Cl	0	0	0	0,1	0	0,07	0	0,07	0,06	0	0,07
Total	93,95	95,51	94,21	92,77	95,64	94,21	96,33	94,57	93,56	91,3	94,18
Nombre d'ions sur la base de 22 oxygènes											
Si	5,44	5,45	5,45	5,43	5,309	5,45	5,37	5,36	5,52	5,23	5,6
Al IV	2,56	2,52	2,55	2,57	2,691	2,55	2,63	2,64	2,48	2,77	2,4
	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al VI	1,256	1,38	1,29	1,45	1,084	2	1,08	1,27	1,45	1,4	1,414
Ti	0,32	0,27	0,3	0,28	0,3	0,2	0,33	0,19	0,22	0,2	0,236
Fe	2,557	2,31	2,88	2,79	2,72	2,15	2,65	2,65	2,26	2,46	2,212
Mn	0,038	0,04	0	0,03	0,033	0,02	0,05	0	0,03	0,03	0
Mg	1,352	1,4	1,15	1,12	1,45	1	1,4	1,53	1,5	1,82	1,44
Cr	0,02	0	0,02	0	0	0	0	0	0	0	0
	5,54	5,4	5,64	5,67	5,59	5,37	5,51	5,64	5,46	5,91	5,3
Ca	0,037	0,06	0,02	0	0,077	0,08	0,05	0,05	0,1	0,07	0,074
Na	0	0,15	0,1	0,09	0,11	0,16	0,14	0,11	0,06	0,11	0,152
K	1,486	1,51	1,22	1,14	1,567	1,28	1,64	1,49	1,42	0,91	1,609
	1,52	1,57	1,24	1,14	1,64	1,36	1,69	1,54	1,52	1,09	1,68
distance	15	15	15	15	100	100	280	510	510	750	1250

Résultats d'analyse de la composition de chlorite dans l'auréole métamorphique d'Oulmès.

Echan.	COUPE 1		COUPE 2						
	47	47	37	37	37	37	35	35	35
			II	II	II	II	I	I	I
SiO ₂	26,09	23,93	23,74	23,32	22,73	23,76	23,14	23,87	23,58
TiO ₂	0	0	0,07	0	0,13	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	23,67	23,4	22,7	23,16	23,19	22,89	22,95	24,1	24,07
FeO	29,94	32,48	30,62	31,06	30,63	28,84	34,64	29,36	30
MnO	0	0,39	0,3	0,35	0	0,43	0,46	0,32	0,33
MgO	9,3	10,36	9,71	9,94	9,75	9,86	9,83	10,9	10,94
CaO	0,21	0,19	0	0	0,11	0	0	0,06	0
Na ₂ O	0,35	0,39	0,4	0,54	0,4	0,27	0	0,37	0,28
K ₂ O	0,72	0,53	0,06	0	0,06	0,15	0,024	0,12	0
Total	90,29	91,77	87,67	88,41	87,12	86,32	91,26	89,1	89,2
Nombre d'ions sur la base de 28 oxygènes									
Si	5,45	5,04	5,167	5,05	4,99	5,21	4,94	5,067	5,02
Al	2,55	2,97	2,83	2,95	3,01	2,79	3,06	2,93	2,99
	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al	3,28	2,84	2,989	2,96	2,99	3,12	2,724	3,095	3,05
Ti	0	0	0,012	0	0,02	0	0	0	0
Fe	5,23	5,71	5,572	5,63	5,62	5,28	6,189	5,211	5,34
Mn	0	0,07	0,054	0,06	0	0,08	0,084	0,058	0,06
Mg	3	3,25	3,152	3,21	3,19	3,22	3,132	3,448	3,47
Ca	0,05	0,04	0	0	0,03	0	0	0,013	0
Na	0,14	0,16	0,168	0,23	0,17	0,11	0	0,152	0,11
K	0,19	0,14	0,017	0	0,02	0,04	0,066	0,032	0
	11,89	12,21	11,96	12,09	12,01	11,85	12,2	12	12,03
distance	1200	1200	250	250	250	250	750	1000	1000

COUPE 2 (suite).

Echan.	34	33	33	33	33	31	31	31	30	30
SiO ₂	23,72	23,42	23,78	22,85	24,17	24,37	23,00	22,31	23,25	22,53
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	24,93	23,18	22,94	22,30	22,34	24,13	23,93	23,72	24,08	24,14
FeO	30,25	30,32	30,49	35,34	34,62	29,36	33,88	32,67	30,81	30,81
MnO	0,00	0,29	0,32	0,16	0,25	0,19	0,00	0,17	0,51	0,57
MgO	11,08	9,54	9,46	8,50	9,20	10,80	10,64	10,26	9,13	9,06
CaO	0,00	0,00	0,06	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10
Na ₂ O	0,56	0,51	0,27	0,00	0,21	0,50	0,00	0,00	0,34	0,21
K ₂ O	0,12	0,00	0,06	0,33	0,84	0,08	0,00	0,00	0,00	0,14
Total	90,72	87,25	87,43	89,78	91,63	89,42	91,64	89,42	88,11	87,62
Nombre d'ions sur la base de 28 oxygènes										
Si	4.95	5.12	5.18	4.99	5.15	5.14	4.85	4.82	5.04	4.93
Al	3.05	2.88	2.82	3.01	2.86	2.87	3.15	3.18	2.96	3.08
	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al	3.09	3.09	3.07	2.73	2.76	3.13	2.80	2.86	3.19	3.15
Ti	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	5.28	5.54	5.56	6.46	6.17	5.17	5.98	5.90	5.58	5.63
Mn	0.00	0.05	0.06	0.03	0.05	0.03	0.00	0.03	0.09	1.00
Mg	3.45	3.10	3.08	2.77	2.92	3.39	3.35	3.30	2.95	2.96
Ca	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Na	0.23	0.22	0.12	0.00	0.09	0.20	0.00	0.00	0.14	0.09
K	0.02	0.00	0.02	0.09	0.23	0.02	0.00	0.00	0.00	0.04
	12.07	12.00	11.91	12.12	12.22	11.95	12.13	12.09	11.96	12.87
Distance	1300	1700	1700	1700	1700	2500	2500	2500	3250	3250

COUPE 5

Echan.	60	59	58	58	57	57	57	56	55	55	54
SiO2	23,40	22,49	24,45	25,62	22,04	25,29	24,23	21,95	24,51	23,35	23,80
TiO2	0,00	0,27	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16	0,00	0,13	0,14	0,16
Al2O3	23,42	23,34	24,43	22,24	23,53	24,36	24,11	22,30	22,98	25,06	24,91
FeO	30,80	35,13	32,03	28,18	34,70	27,48	28,54	26,25	29,71	30,54	29,71
MnO	0,00	0,25	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20	0,00	0,23	0,45
MgO	10,71	9,57	10,04	8,26	9,77	10,74	10,47	7,40	10,82	10,45	10,62
CaO	0,00	0,00	0,18	0,35	0,00	0,13	0,10	0,00	0,07	0,00	0,16
Na2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,51	0,55	0,42	0,30	0,33	0,83
K2O	0,08	0,00	0,14	0,21	0,00	0,22	0,39	0,23	0,00	0,00	0,00
Total	88,41	91,06	91,28	85,02	90,04	88,89	88,56	78,75	88,52	90,10	90,63
Nombre d'ions sur la base de 28 oxygènes											
Si	5.04	4.81	5.10	5.64	4.77	5.30	5.14	5.24	5.23	4.92	4.98
Al	2.96	3.19	2.90	2.36	3.23	2.70	2.86	2.76	2.77	3.08	3.02
	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al	2.99	2.70	3.11	3.41	2.78	3.32	3.18	3.52	3.01	3.14	3.11
Ti	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02
Fe	5.55	6.29	5.59	5.19	6.29	4.52	5.07	5.24	5.30	5.4	5.20
Mn	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.04	0.08
Mg	3.44	3.05	3.13	2.71	3.16	3.36	3.31	2.63	3.44	3.28	3.31
Ca	0.00	0.00	0.04	0.08	0.00	0.03	0.02	0.00	0.01	0	0.04
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.21	0.22	0.19	0.12	0.14	0.33
K	0.02	0.00	0.04	0.06	0.00	0.06	0.11	0.07	0.00	0	0.00
	11.91	12.13	11.91	11.45	12.23	11.50	11.93	11.70	11.90	12.02	12.09
distance	280	510	750	750	1250	1250	1250	1750	1900	1900	2350

Résultats d'analyse de la composition des micas blancs dans l'auréole métamorphique d'Oulmès.

COUPE 1

Echan.	87	87	87	87	86	86	85	85	85	49	49	49	48
SiO2	46,6	46,1	45,88	45,94	44,99	44,97	46,62	47,4	47,01	45,62	46,28	45,54	46,86
TiO2	0,79	0,55	0,84	0,67	0,52	0,15	0,21	0,81	0,58	0,27	0,25	0,33	0,27
Al2O3	36,01	36,55	36,71	36,13	36,78	37,27	36,93	36,68	36,32	37,05	38,49	36,53	37,2
FeO	1,15	0,96	1,81	1,26	1,32	0,97	1,38	1,12	1,38	0,75	0,9	0,22	0,72
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	0,36	0,36	0,67	0,41	0,66	0,56	0,52	0,44	0,49	0,12	0,61	0,42	0,39
CaO	0	0,13	0	0	0,36	0,47	0	0	0	0	0,25	0	0
Na2O	0,65	0,74	0,41	0,54	0,68	0,59	0,59	0,28	0,6	1,09	1,34	1,4	1,52
K2O	10,57	10,27	10,44	10,5	10,01	9,5	10,37	9,6	10,17	9,24	8,87	9,47	9,14
Cr2O3	0,21	0	0	0	0,15	0	0	0,1	0,15	0	0	0,18	0
Cl	0	0,03	0	0	0	0,11	0	0	0	0	0	0	0
Total	96,33	95,7	96,74	95,46	95,46	94,58	96,61	96,44	96,7	94,15	97,01	94,09	96,09
Nombre d'ions sur la base de 22 oxygènes.													
Si	6,133	6,09	6,03	6,1	5,982	6	6,106	6,17	6,15	6,086	5,99	6,09	6,123
Al IV	1,867	1,91	1,97	1,9	2,018	2	1,894	1,83	1,85	-6078	2,01	1,91	1,877
	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al VI	3,717	3,79	3,71	3,76	3,744	3,87	3,807	3,78	3,75	3,928	3,87	3,85	3,853
Ti	0,078	0,05	0,08	0,07	0,052	0,01	0,02	0,08	0,06	0,027	0,02	0,03	0,026
Fe	0,127	0,1	0,2	0,14	0,147	0,11	0,151	0,12	0,15	0,083	0,1	0,02	0,078
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0,07	0,07	0,13	0,08	0,131	0,11	0,1	0,08	0,1	0,025	0,12	0,08	0,075
Cr	0,021	0	0	0	0,016	0	0	0,01	0,02	0	0	0,02	0
	4,01	4,01	4,12	4,05	4,09	4,1	4,08	4,07	4,08	4,06	4,11	4	4,03
Ca	0	0,02	0	0	0,051	0,07	0	0	0	0	0,03	0	0
Na	0,165	0,19	0,1	0,14	0,175	0,15	0,15	0,07	0,15	0,282	0,34	0,36	0,384
K	1,774	1,73	1,75	1,78	1,697	1,62	1,733	1,6	1,7	1,572	1,47	1,62	1,523
	1,94	1,94	1,85	1,92	1,92	1,84	1,88	1,67	1,85	1,85	1,84	1,98	1,91
distance	1	1	1	1	30	30	55	55	55	350	350	350	550

COUPE 1 (suite).

Echan.	46	47	47	47	45	45	45	45	42	42	42
SiO2	46,42	46,38	47,28	46,82	47,31	46,72	47,8	46,13	45,97	46,78	45,86
TiO2	0,39	0,23	0,27	0,38	0,52	0,3	0,38	0,52	0,11	0,4	0,15
Al2O3	37,68	36,81	36,89	36,25	36,92	35,95	37,49	36,93	36,71	34,96	36,65
FeO	0,86	1,96	1,46	1,84	0,71	1,06	0,66	0,87	1,57	2,38	1,92
MnO	0	0	0	0,09	0,11	0,16	0	0	0	0,11	0
MgO	0,6	0,55	0,77	0,84	0,67	0,91	0,54	0,53	0,35	0,72	0,45
CaO	0,29	0	0,08	0,17	0,2	0,43	0,27	0	0,24	0,29	0,1
Na2O	1,18	1,15	0,63	0,7	0,52	0,61	0,76	0,38	0,56	0,99	0,36
K2O	8,77	9,47	9,08	8,88	9,84	8,56	9,84	9,97	9,92	8,48	9,06
Cr2O3	0,14	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cl	0	0,04	0,04	0	0	0,05	0	0	0	0	0
Total	96,31	96,57	96,5	95,98	96,8	94,76	97,73	95,33	95,43	95,12	94,55
Nombre d'ions sur la base de 22 oxygènes.											
Si	6,05	6,081	6,15	6,14	6,146	6,18	6,14	6,09	6,093	6,2	6,11
Al IV	1,95	1,919	1,85	1,86	1,854	1,82	1,85	1,91	1,907	1,8	1,9
	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al VI	3,84	3,77	3,81	3,75	3,8	3,78	3,83	3,84	3,828	3,67	3,86
Ti	0,04	0,022	0,03	0,04	0,051	0,03	0,04	0,05	0,011	0,04	0,01
Fe	0,09	0,215	0,16	0,2	0,077	0,12	0,07	0,1	0,174	0,26	0,21
Mn	0	0	0	0,01	0,012	0,02	0	0	0	0,01	0
Mg	0,12	0,106	0,15	0,16	0,13	0,18	0,1	0,1	0,07	0,14	0,09
Cr	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	4,1	4,11	4,15	4,15	4,06	4,11	4,04	4,09	4,08	4,11	4,17
Ca	0,04	0	0,01	0,02	0,028	0,06	0,04	0	0,035	0,04	0,01
Na	0,3	0,291	0,16	0,18	0,131	0,16	0,19	0,1	0,143	0,26	0,09
K	1,46	1,583	1,51	1,49	1,63	1,44	1,61	1,68	1,677	1,44	1,54
	1,8	1,87	1,68	1,69	1,79	1,66	1,84	1,78	1,86	1,74	1,64
distance	550	1200	1200	1200	1750	1750	1750	1750	2500	2500	2500

COUPE 2

Echan.	40	40	40	40	39	39	39	39	38	37	37	36	36
	(II)	(II)					(II)	(II)					
SiO ₂	46,13	45,36	45,68	44,21	47,09	46,15	45,74	45,14	46,78	47,16	46,79	45,73	45,7
TiO ₂	0,55	0,64	0,34	0,99	0,63	0,42	0,65	0,29	0,16	0,34	0,44	0,36	0,31
Al ₂ O ₃	37,36	36,77	37,61	35,62	37,88	36,82	36,86	36,57	37,21	35,5	36,92	35,12	35,72
FeO	1,09	1,13	1,07	1,27	1,13	1,24	0,91	0,94	1,14	1	1,73	2,48	1,61
MnO	0	0	0	0	0	0	0,17	0	0	0	0	0,12	0
MgO	0,14	0,34	0,37	1,27	0,22	0,31	0,32	0,35	0,37	0,69	0,17	0,9	0,57
CaO	0	0,1	0	0	0	0	0	0	0,08	0,26	0,09	0,39	0,43
Na ₂ O	0,96	0,99	0,71	1,16	0,77	1,3	0,95	0,97	1,01	1,06	1,36	0,82	0,82
K ₂ O	9,72	9,82	9,53	9,54	8,64	9,33	9,31	9,85	9,79	9,39	8,58	8,16	8,37
Cr ₂ O ₃	0,18	0	0	0	0,17	0	0	0	0	0	0	0	0
Cl	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	96,12	95,14	95,3	93,08	96,54	95,56	94,91	94,1	96,53	95,4	96,07	94,06	93,57
Nombre d'ions sur la base de 22 oxygènes.													
Si	6,055	6,03	6,03	6,02	6,1	6,09	6,07	6,06	6,112	6,22	6,123	6,13	6,138
Al IV	1,94	1,97	1,97	1,98	1,9	1,91	1,93	1,94	1,888	1,78	1,877	1,87	1,862
	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al VI	3,835	3,79	3,88	3,73	3,883	3,81	3,83	3,84	3,842	3,74	3,818	3,69	3,792
Ti	0,054	0,06	0,03	0,1	0,062	0,04	0,07	0,03	0,015	0,03	0,043	0,04	0,031
Fe	0,12	0,13	0,12	0,15	0,122	0,14	0,1	0,11	0,124	0,11	0,189	0,28	0,181
Mn	0	0	0	0	0	0	0,02	0	0	0	0	0,01	0
Mg	0,027	0,07	0,07	0,06	0,042	0,06	0,06	0,07	0,071	0,14	0,032	0,18	0,113
Cr	0,018	0	0	0	0,017	0	0	0	0	0	0	0	0
	4,05	4,05	4,1	4,04	4,13	4,05	4,06	4,05	4,05	4,02	4,08	4,19	4,12
Ca	0	0,01	0	0	0	0	0	0	0,01	0,04	0,012	0,06	0,062
Na	0,244	0,25	0,18	0,31	0,194	0,33	0,24	0,25	0,255	0,27	0,346	0,21	0,214
K	1,627	1,67	1,61	1,66	1,427	1,57	1,57	1,69	1,632	1,58	1,432	1,4	1,434
	1,87	1,92	1,79	1,97	1,62	1,9	1,81	1,94	1,89	1,85	1,78	1,61	1,65
distance	1	1	1	1	100	100	100	100	150	250	250	750	750

COUPE 2 (suite).

Echan.	35	35	34	34	34	33	31	31	30	30
SiO ₂	45,75	46,45	45,15	45,53	45,49	45,71	46,74	46,79	45,26	46,02
TiO ₂	0,45	0,35	0,78	0,94	0,7	0,33	0,21	0,24	0,3	0,28
Al ₂ O ₃	35,81	34,4	35,49	34,88	34,81	35,13	37,48	38,23	36,86	37,72
FeO	1,01	1,48	2,08	2,03	1,71	1,74	1,47	0,92	2,51	1,15
MnO	0	0	0	0	0,09	0,26	0	0	0	0
MgO	0,69	0,82	1,26	1,09	1	0,81	0,42	0,45	0,56	0,57
CaO	0,38	0,23	0,26	0,35	0,36	0,32	0,35	0,39	0,3	0,18
Na ₂ O	0,91	0,7	0,31	0,37	0,33	0,51	0,89	1,14	0,83	1,15
K ₂ O	9,42	9,15	10,02	10,47	10,09	9,89	8,32	8,59	7,77	8
Cr ₂ O ₃	0	0,19	0	0	0,2	0	0	0	0	0,12
Cl	0	0	0	0	0	0	0	0	0,06	0
Total	94,41	93,78	96,36	96,76	95,78	95,7	95,88	96,74	94,44	95,19
Nombre d'ions sur la base de 22 oxygènes.										
Si	6,11	6,242	6,09	6,14	6,163	6,188	6,1	6,056	6,03	6,044
Al IV	1,89	1,758	1,91	1,86	1,837	1,811	1,9	1,944	1,97	1,956
	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al VI	3,75	3,69	3,62	3,55	3,601	3,673	3,87	3,887	3,82	3,882
Ti	0,04	0,035	0,08	0,09	0,07	0,033	0,02	0,023	0,03	0,027
Fe	0,11	0,167	0,23	0,22	0,19	0,193	0,16	0,1	0,28	0,126
Mn	0	0	0	0	0,01	0,029	0	0	0	0
Mg	0,14	0,165	0,25	0,21	0,198	0,16	0,08	0,087	0,11	0,112
Cr	0	0,02	0	0	0,021	0	0	0	0	0
	4,04	4,08	4,18	4,07	4,08	4,06	4,13	4,1	4,24	4,15
Ca	0,05	0,034	0,04	0,05	0,051	0,045	0,05	0,053	0,04	0,025
Na	0,24	0,182	0,08	0,09	0,084	0,131	0,23	0,286	0,21	0,292
K	1,61	1,569	1,69	1,76	1,706	1,671	1,39	1,418	1,32	1,34
	1,85	1,75	1,77	1,85	1,79	1,8	1,62	1,7	1,53	1,63
distance	1000	1000	1300	1300	1300	1700	2500	2500	3250	3250

COUPE 3

Echan.	73	73	73	73	82	82	70	70	67	67	67	65	65	65
SiO ₂	45,9	45,93	46,47	45,77	46,65	46,39	46,61	46,05	46,5	45,05	45,72	46	46,87	45,25
TiO ₂	0,69	0,89	0,73	0,76	0,26	0,48	1,07	0,56	0,86	0,76	0,54	0,58	0,43	0,38
Al ₂ O ₃	35,29	35,12	33,64	33,1	36,32	36,25	33,99	34,58	34,05	34,77	34,96	34,75	34,21	37,03
FeO	2,14	1,92	2,14	2,86	1,17	0,93	1,26	2,02	1,97	2,54	1,29	2,53	2,08	1,18
MnO	0	0,21	0,21	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,28
MgO	1,17	1,34	0,97	1,21	0,49	0,37	0,75	1,12	0,9	1,06	0,44	1,13	0,97	0,76
CaO	0,43	0,4	0	0	0	0	0	0,44	0	0,47	0	0,32	0,23	0,45
Na ₂ O	0,76	0,82	0,39	0,49	0,47	0,75	0,42	0,43	0,34	0,38	0,28	0,67	0,52	0,77
K ₂ O	9,46	9,88	10,07	10,19	9,6	10,19	10,02	10,35	10,83	10,42	10,05	9,83	10,49	9,68
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0,19	0	0	0	0	0	0
Cl	0	0	0	0	0	0	0,04	0,06	0	0	0	0	0	0
Total	95,84	96,49	94,61	94,37	94,97	95,36	94,17	95,8	95,5	95,45	93,28	95,81	95,81	95,78
Nombre d'ions sur la base de 22 oxygènes.														
Si	6,083	6,07	6,24	6,2	6,175	6,14	6,26	6,135	6,21	6,046	6,19	6,12	6,23	5,99
Al IV	1,917	1,93	1,76	1,8	1,82	1,86	1,74	1,865	1,79	1,954	1,81	1,88	1,77	2,01
	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al VI	3,596	3,54	3,57	3,49	3,85	3,8	3,64	3,563	3,57	3,545	3,79	3,57	3,589	3,76
Ti	0,069	0,09	0,07	0,08	0,026	0,05	0,11	0,0562	0,09	0,077	0,06	0,06	0,043	0,04
Fe	0,237	0,21	0,24	0,32	0,13	0,1	0,14	0,225	0,22	0,285	0,15	0,28	0,232	0,13
Mn	0	0,02	0,02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,03
Mg	0,231	0,26	0,19	0,24	0,097	0,07	0,15	0,222	0,18	0,212	0,09	0,22	0,193	0,15
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0,02	0	0	0	0	0	0
Ca	4,13	4,12	4,09	4,13	4,1	4,02	4,04	4,09	4,06	4,12	4,09	4,13	4,06	4,11
Ca	0,061	0,06	0	0	0	0	0	0,063	0	0,067	0	0,05	0,032	0,06
Na	0,195	0,21	0,1	0,13	0,12	0,19	0,11	0,11	0,09	0,098	0,07	0,17	0,135	0,2
K	1,6	1,66	1,73	1,76	1,621	1,72	1,72	1,76	1,84	1,784	1,74	1,67	1,78	1,63
	1,86	1,93	1,83	1,89	1,74	1,91	1,83	1,93	1,93	1,95	1,81	1,89	1,95	1,89
distance	2	2	2	2	50	50	300	300	900	900	900	2000	2000	2000

COUPE 5

Echan.	62	62	62	61	61	61	60	60	59	59	58	58
SiO ₂	45,14	45,82	45,56	45,97	46,33	44,53	46,99	45,94	44,57	46,05	45,94	46,82
TiO ₂	0,19	0,91	0,61	0,83	0,28	0,36	0,32	0,25	0,36	0,2	0,24	0,26
Al ₂ O ₃	36,04	36,59	37,31	35,73	36,36	36,69	36,72	36,24	35,64	36,93	37,08	37,53
FeO	1,02	0,57	1,38	1,08	1,02	1,11	1,16	0,64	0,76	0,55	1,94	1,12
MnO	0	0,26	0	0	0,14	0	0	0	0	0	0	0
MgO	0,27	0,37	0,84	0,26	0,32	0,45	0,26	0,34	0,16	0,24	0,11	0,25
CaO	0	0	0,49	0	0	0,38	0	0	0	0	0	0
Na ₂ O	0,4	0,65	0,96	1,1	0,64	0,86	0,87	0,81	1,14	0,75	1,69	1,55
K ₂ O	9,45	10,1	9,12	9,62	9,81	9,15	9,9	9,09	9,75	9,77	7,9	8,25
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0,12	0	0	0,18	0	0	0,16	0
Cl	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	92,51	95,27	96,27	94,59	95,01	93,54	96,23	93,5	92,36	94,48	95,07	95,77
Nombre d'ions sur la base de 22 oxygènes.												
Si	6,132	6,07	5,98	6,14	6,147	6	6,157	6,16	6,1	6,123	6,07	6,115
Al IV	1,87	1,93	2,02	1,86	1,85	2	1,84	1,84	1,9	1,88	1,93	1,89
	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al VI	3,902	3,78	3,75	3,76	3,832	3,84	3,827	3,88	3,84	3,91	3,85	3,892
Ti	0,02	0,09	0,06	0,08	0,027	0,04	0,032	0,026	0,04	0,02	0,02	0,025
Fe	0,115	0,06	0,15	0,12	0,113	0,13	0,127	0,07	0,09	0,061	0,21	0,122
Mn	0	0,03	0	0	0,016	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0,055	0,07	0,16	0,05	0,063	0,09	0,05	0,07	0,03	0,047	0,02	0,05
Cr	0	0	0	0	0,012	0	0	0,02	0	0	0	0
	4,09	4,03	4,12	1	4,06	4,1	4,04	4,07	4	4,04	4,1	4,09
Ca	0	0	0,07	0	0	0,06	0	0	0	0	0	0
Na	0,105	0,17	0,24	0,29	0,163	0,22	0,222	0,21	0,3	0,193	0,43	0,392
K	1,638	1,71	1,53	1,64	1,66	1,57	1,654	1,55	1,7	1,657	1,33	1,374
	1,74	1,88	1,77	1,93	1,82	1,79	1,88	1,76	2	1,85	1,76	1,77
distance	15	15	15	100	100	100	280	280	510	510	750	750

COUPE 5 (suite).

Echan.	57	56	56	55	55	54
SiO ₂	46,16	46,49	47,15	46,07	46,28	46,91
TiO ₂	0,11	0,46	0,15	0,28	0,29	0,3
Al ₂ O ₃	37,13	37,51	38,12	36,69	37,54	37,59
FeO	0,91	0,55	0,59	0,72	0,77	0,39
MnO	0	0	0	0	0	0
MgO	0,39	0,1	0,15	0,24	0	0,09
CaO	0	0	0	0	0	0
Na ₂ O	0,78	1,13	1,3	0,7	0,94	0,66
K ₂ O	9,74	8,11	8,32	8,06	8,66	8,68
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0
Cl	0	0	0	0	0	0
Total	95,67	94,35	95,79	92,81	94,48	94,64
Nombre d'ions sur la base de 22 oxygènes.						
Si	6	6,13	6,13	6,172	6,11	6,166
Al IV	1,87	1,87	1,87	1,83	1,88	1,83
	8	8	8	8	8	8
Al VI	3,881	3,96	3,97	3,964	3,97	3,988
Ti	0,011	0,05	0,015	0,028	0,03	0,03
Fe	0,1	0,06	0,064	0,08	0,08	0,043
Mn	0	0	0	0	0	0
Mg	0,077	0,02	0,03	0,05	0	0,018
Cr	0	0	0	0	0	0
	4,07	4,09	4,08	4,12	4,08	4,08
Ca	0	0	0	0	0	0
Na	0,198	0,29	0,327	0,181	0,24	0,168
K	1,632	1,36	1,38	1,377	1,46	1,456
	1,83	1,65	1,71	1,56	1,7	1,62
distance	1250	1750	1750	1900	1900	2350

Résultats d'analyse de la composition d'andalousite dans l'auréole métamorphique d'Oulmès.

COUPE 1

Echan.	87	87	86	86	85	85	85	85	49	49	48	48
	coeur	bord	coeur		coeur	bord			coeur	bord	coeur	bord
SiO ₂	36,49	36,21	36,51	35,91	36,56	36,67	36,38	36,22	36,48	36,87	37,07	36,9
TiO ₂	0,00	0,00	0,14	0,09	0,15	0,00	0,07	0,00	0,00	0,15	0,16	0,00
Al ₂ O ₃	61,04	62,85	60,66	63,47	62,55	62,72	63,02	63,17	63,17	63,66	61,02	62,88
Fe ₂ O ₃	1,3	0,25	1,39	0,24	0,37	0,22	0,17	0,33	0,21	0,18	0,89	0,00
MnO	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,16	0,00	0,00	0,16	0,00
MgO	0,62	0,16	1,5	0,59	0,07	0,11	0,11	0,08	0,00	0,00	0,46	0,26
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,06	0,11	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,1	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00
Total	99,45	99,62	100,2	100,42	99,7	99,77	99,83	100,03	99,86	100,92	99,94	100,03
Nombre d'ions sur la base de 20 oxygènes												
Si	3,99	3,93	3,97	3,88	3,97	3,97	3,94	3,92	3,95	3,95	4,03	3,98
Al	7,87	8,05	7,78	8,07	8	8,01	8,04	8,06	8,06	8,04	7,82	7,97
Ti	0,00	0,00	0,012	0,08	0,00	0,00	0,006	0,00	0,00	0,01	0,012	0,00
Fe	0,119	0,022	0,126	0,02	0,033	0,02	0,02	0,03	0,019	0,02	0,08	0,00
MN	0,00	0,014	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,014	0,00
Mg	0,101	0,025	0,243	0,1	0,012	0,017	0,02	0,01	0,00	0,00	0,074	0,041
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,013	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,006	0,00	0,00	0,00	0,00	0,009	0,00
distance	1	1	30	30	55	55	55	55	350	350	550	550

COUPE 2

COUPE 5

Echan.	37	62	60	59	58
SiO2	36,87	36,08	36,73	36,45	36,95
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al2O3	62,89	63,25	63,17	62,14	62,6
Fe2O3	0,39	0,53	0,00	0,00	0,13
MgO	0,49	0,61	0,39	0,58	0,61
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K2O	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00
Total	100,65	100,53	100,3	99,17	100,37
Nombre d'ions sur la base de 20 oxygènes					
Si	3,97	3,94	3,92	3,97	3,98
Al	7,97	7,96	7,97	7,98	7,95
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,035	0,048	0,00	0,00	0,011
MN	0,00	0,00	0,00	0,00	0,007
Mg	0,078	0,097	0,062	0,094	0,097
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,007	0,00	0,00	0,00
	8,08	8,11	8,03	8,07	8,07
distance	250	15	280	510	750

Résultats d'analyse de la composition de staurotide dans l'auréole
métamorphique d'Oulmès.

COUPE 1

Echan.	87	86	86	85	85	85	49	49	48	48	48
										coeur	bord.
SiO ₂	27,17	24,7	26,74	26,28	27,12	27,57	27,45	27,64	26,79	26,98	27,27
TiO ₂	0,26	0,00	0,46	0,3	0,23	0,44	0,41	0,1	0,34	0,43	0,25
Al ₂ O ₃	54,06	57,3	55,05	56,1	55,87	54,7	56,08	56,17	55,25	55,55	55,54
FeO	13,81	12,27	12,33	13,24	13,21	12,68	9,81	9,83	13,38	13,57	13,00
Mn	0,24	0,23	0,37	0,31	0,54	0,28	0,23	0,23	0,24	0,23	0,14
MgO	1,21	1,71	1,73	1,34	0,97	1,38	1,49	1,53	1,25	1,13	1,07
ZnO	0,64	0,83	0,72	0,3	0,66	0,58	0,51	0,00	0,00	0,46	0,00
Total	97,37	97,04	97,39	97,87	98,6	97,64	95,97	95,5	97,25	98,35	97,27
Nombre d'ions sur la base de 46 oxygènes											
Si	7,61	6,91	7,45	7,29	7,48	7,65	7,62	7,69	7,48	7,46	7,57
Al	0,394	1,08	0,554	0,71	0,52	0,35	0,377	0,31	0,53	0,542	0,429
	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al	17,44	17,82	17,51	17,64	17,64	17,53	17,98	18,1	17,62	17,56	17,74
Ti	0,054	0,00	0,096	0,06	0,048	0,09	0,086	0,02	0,07	0,088	0,052
Mg	0,503	0,53	0,397	0,00	0,314	0,00	0,00	0,00	0,31	0,352	0,206
	18,00	18,00	18,00	18,2	18,00	18,4	18,06	18,12	18,00	18,00	18,00
Mg	0,00	0,17	0,32	0,56	0,086	0,57	0,615	0,63	0,21	0,113	0,237
Fe	3,23	2,87	2,87	3,07	3,05	2,94	2,28	2,29	3,12	3,14	3,02
Mn	0,055	0,05	0,087	0,07	0,125	0,07	0,054	0,05	0,06	0,053	0,034
Zn	0,131	0,17	0,148	0,06	0,134	0,12	0,105	0,00	0,00	0,094	0,00
	3,42	3,09	3,43	3,2	3,39	3,13	3,05	2,97	3,18	3,4	3,29
distance	1	30	30	55	55	55	350	350	550	550	550

COUPE 2

Echan.	40		40		39		39		38	
	coeur	bord.					coeur	bord.	coeur	bord.
SiO ₂	26,87	26,81	28,00	27,28	27,75	27,72	27,64	27,23	27,65	
TiO ₂	0,32	0,32	0,32	0,61	0,25	0,2	0,28	0,29	0,25	
Al ₂ O ₃	55,64	56,09	54,82	54,16	55,22	55,64	56,01	55,65	55,94	
FeO	13,03	12,63	12,63	12,75	12,58	13,22	11,93	11,9	11,86	
MgO	1,1	1,04	1,04	1,14	0,96	1,06	0,96	0,98	1,14	
MnO	0,33	0,25	0,25	0,44	0,1	0,00	0,32	0,00	0,22	
ZnO	0,6	0,33	0,33	0,38	0,51	0,56	0,58	0,97	0,59	
Total	97,89	97,47	97,39	96,75	97,38	98,4	97,72	97,19	97,65	
Nombre d'ions sur la base de 46 oxygènes										
Si	7,45	7,44	7,76	7,64	7,69	7,63	7,62	7,57	7,63	
Al	0,548	0,563	0,24	0,36	0,31	0,372	0,378	0,433	0,375	
	8	8	8	8	8	8	8	8	8	
Al	17,64	17,77	17,67	17,52	17,73	17,67	17,82	17,79	17,81	
Ti	0,064	0,067	0,07	0,13	0,05	0,042	0,058	0,06	0,051	
Mg	0,297	0,16	0,26	0,44	0,22	0,286	0,12	0,15	0,15	
	18	18	18	18	18	18	18	18	18	
Mg	0,157	0,268	0,17	0,03	0,18	0,149	0,275	0,257	0,319	
Fe	3,02	2,93	2,93	2,99	2,92	3,04	2,75	2,77	2,73	
Mn	0,078	0,06	0,06	0,1	0,02	0,00	0,074	0,04	0,051	
Zn	0,122	0,067	0,07	0,08	0,1	0,113	0,118	0,198	0,59	
	3,38	3,33	3,23	3,2	3,22	3,3	3,22	3,26	3,69	
distance	1	1	1	100	100	100	100	150	150	

Résultats d'analyse de la composition de cordiérite dans l'auréole
métamorphique d'Oulmès.

COUPE1

Echan.	87	87	87	87	85	85
SiO ₂	46,98	48,57	47,58	47,6	48,14	48,46
TiO ₂	0	0,11	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	31,88	32,81	32,28	32,29	32,51	33,07
FeO	10,94	11,13	11,77	11,65	11,38	11,35
MgO	4,99	4,9	4,8	5,01	5,09	5,41
MnO	0,48	0,43	0,69	0,56	0,5	0,65
CaO	0	0	0	0	0	0,08
Na ₂ O	0,99	0,88	0,98	0,85	1,11	1,25
K ₂ O	0	0	0	0	0	0
Total	96,25	98,84	98,15	97,96	98,73	100,28
Nombre d'ions sur la base de 18 oxygènes						
Si	5,03	5,05	5,01	5,02	5,03	4,99
Al	0,97	0,95	0,99	0,98	0,97	1,01
	6	6	6	6	6	6
Al	3,05	3,07	3,02	3,03	3,03	3,00
Ti	0,00	0,009	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,98	0,97	1,04	1,03	0,99	0,98
Mg	0,795	0,76	0,754	0,787	0,793	0,831
Mn	0,043	0,037	0,061	0,05	0,045	0,057
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Na	0,20	0,18	0,2	0,17	0,23	0,25
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	5,07	5,02	5,07	5,07	5,09	5,13
distance	1	1	1	1	55	55

Résultats d'analyse de la composition des plagioclases dans
l'auréole métamorphique d'Oulmès.

COUPE 1

COUPE 2

Echan.	87	87	42	42	42	34	34	34	33	33	30
SiO ₂	63,27	63,62	69,04	68,25	68,99	65,73	67,25	66,78	69,95	69,09	69,18
TiO ₂	0	0	0,19	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	22,46	22,42	18,78	18,67	18,7	21,1	19,81	20,12	19,38	19,66	19,13
FeO	0,14	0	0	0,28	0,16	0,13	0	0	0,23	0,21	0
MnO	0	0,18	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	0	0	0	0	0	0	0,1	0	0	0	0
CaO	4,34	4,45	0,23	0,25	0	2,71	1,66	1,68	0	0,19	0
Na ₂ O	9,14	8,91	11,94	11,79	11,19	9,97	10,94	10,6	10,54	11,76	11,39
K ₂ O	0,23	0,2	0,07	0	0,26	0,15	0	0,13	0,12	0,07	0,12
Total	99,57	99,77	100,24	99,24	99,29	99,8	99,75	99,31	100,28	100,98	99,82
Nombre d'ions sur la base de 32 oxygènes											
Si	11,25	11,28	12,04	12,04	12,12	11,59	11,83	11,79	12,12	11,97	12,08
Ti	0	0	0,024	0	0	0	0	0	0	0	0
Al	4,71	4,68	3,86	3,88	3,87	4,38	4,11	4,19	3,96	4,01	3,94
Fe	0,02	0	0	0,04	0,02	0,02	0	0	0,03	0,03	0
Mn	0	0,03	0	0	0	0	0,02	0	0	0	0
Mg	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	15,98	15,99	15,93	15,96	16,01	15,99	15,96	15,98	16,11	16,01	16,02
Na	0,83	0,85	0,04	0,05	0	0,51	0,31	0,32	0,02	0,04	0
Na	3,15	3,06	4,04	4,03	3,81	3,41	3,73	3,63	3,54	3,95	3,86
K	0,05	0,04	0,02	0	0,06	0,04	0	0,03	0,03	0,02	0,03
Ab	4,03	3,95	4,1	4,08	3,87	3,96	4,04	3,98	3,59	4,01	3,89
Ab	0,78	0,78	0,99	0,99	0,99	0,86	0,92	0,91	0,99	0,99	0,99
An	0,21	0,21	0,01	0,01	0	0,13	0,08	0,08	0,004	0,01	0
Or	0,01	0,01	0,04	0	0,02	0,01	0	0,01	0,01	0,004	0,01
distance	1	1	2500	2500	2500	1300	1300	1300	1700	1700	3250

COUPE 3

COUPE 5

Echan.	70	70	67	67	65	61	61	54
SiO ₂	68,15	68,44	69,68	69,87	67,94	63,93	61,93	69,74
TiO ₂	0,11	0	0,19	0	0	0	0,13	0
Al ₂ O ₃	19,18	19,63	18,6	18,62	20,86	22,83	22,21	20,21
FeO	0	0,17	0	0	0,28	0	0	0
MnO	0,15	0	0,15	0	0	0	0	0
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	0,66	0,69	0,16	0,35	0,54	4,8	5,17	0
Na ₂ O	11,37	11,43	11,42	11,53	10,52	8,82	8,58	10,87
K ₂ O	0,07	0	0	0,15	0,77	0	0	0
Total	99,69	100,35	100,23	100,52	100,91	100,37	98,22	100,82
Nombre d'ions sur la base de 32 oxygènes								
Si	11,96	11,93	12,12	12,13	11,8	11,25	11,17	12,01
Ti	0,02	0	0,03	0	0	0	0,02	0
Al	3,97	4,03	3,81	3,81	4,27	4,73	4,72	4,1
Fe	0	0,02	0	0	0,04	0	0,03	0
Mn	0,02	0	0,02	0	0	0	0	0
Mg	0	0	0	0	0	0	0	0
	15,97	15,98	15,98	15,94	16,11	15,98	15,89	16,11
Ca	0,12	0,13	0,03	0,06	0,1	0,9	1	0
Na	3,87	3,86	3,86	3,88	3,54	3,01	3	3,63
K	0,02	0	0	0,03	0,17	0	0	0
	4,01	3,99	3,89	3,94	3,81	3,91	4	3,63
Ab	0,97	0,97	0,99	0,99	0,93	0,77	0,75	1
An	0,03	0,03	0,01	0,02	0,03	0,23	0,25	0
Or	0,004	0	0	0,01	0,05	0	0	0
distance	300	300	900	900	2000	100	100	2350

Résultats d'analyse de la composition du feldspath potassique dans l'auréole métamorphique d'Oulmès.

COUPE 2

Echantillon	40	40
SiO ₂	66,31	66,63
TiO ₂	0	0,11
Al ₂ O ₃	17,63	17,2
FeO	0,43	0,14
MnO	0	0
MgO	0	0
CaO	0,07	0
Na ₂ O	0	0
K ₂ O	15,85	16,74
Total	100,29	100,83
Nombre d'ions sur la base de 32 oxygènes		
Si	12,17	12,21
Ti	0	0,02
Al	3,81	3,71
Fe	0,07	0,02
Mn	0	0
Mg	0	0
Ca	16,05	15,96
Na	0,13	0
Na	0	0
K	3,71	3,91
	3,73	3,91
Or	0,996	1
Ab	0	0
An	0,004	0
distance	1	1

APPENDICE II

Résultats d'analyse de la composition de biotite dans l'auréole
métamorphique de Ment.

COUPE 1

Echan.	1AM1	1AM2	1AM3	1AM4	1AM5	4AM1	4AM2	4AM3	5AM1	5AM2	5AM3	5AM4
SiO ₂	34,62	35,25	34,06	33,37	34	32,94	34,05	34,26	34,06	35,36	33,97	34,79
TiO ₂	3,07	3,62	4,42	3,59	3,53	3,28	3,58	4,14	2,82	4,51	2,85	2,86
Al ₂ O ₃	20,89	20,3	20,94	20,43	21,4	21,48	22,07	21,14	22,2	21,41	21,99	22,73
F ₂ O	21,34	21,8	20,9	24,58	21,59	23,87	19,61	21,4	20,43	19,54	20,24	19,69
MgO	6,75	6,25	5,69	5,44	5,75	6,07	7,33	5,46	7,81	5,56	6,66	7,4
MnO	0	0,33	0,12	0	0	0	0	0,1	0	0	0	0
CaO	0,15	0,13	0	0	0	0	0	0	0	0,26	0	0
Na ₂ O	0	0	0,23	0,13	0	0,28	0,3	0,13	0,25	0	0	0
K ₂ O	9,63	9,5	9,82	9,17	9,57	9,12	9,37	9,91	8,45	9,47	9,27	9,28
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0,28	0	0	0,23	0,15	0	0	0,5	0
Cl	0	0	0,06	0,12	0	0,12	0	0,1	0	0	0	0
Total	96,45	97,17	96,23	97,11	95,73	97,17	96,55	96,79	96,03	96,11	95,48	96,75
Nombre d'ions sur la base de 22 oxygènes												
Si	5,25	5,32	5,2	5,13	5,2	5,04	5,12	5,2	5,13	5,32	5,17	5,2
Al ^{IV}	2,75	2,68	2,81	2,87	2,8	2,96	2,88	2,8	2,87	2,68	2,83	2,81
	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al ^{VI}	0,98	0,93	0,95	0,82	1,06	0,91	1,02	0,99	1,07	1,11	1,13	1,18
Ti	0,35	0,41	0,51	0,41	0,41	0,38	0,41	0,47	0,32	0,51	0,32	0,32
Fe	2,71	2,75	2,66	3,16	2,76	3,05	2,46	2,72	2,58	2,46	2,58	2,46
Mn	0	0,04	0,01	0	0	0	0	0,013	0	0	0	0
Mg	1,53	1,4	1,29	1,25	1,31	1,38	1,64	1,24	1,76	1,25	1,51	1,65
Cr	0	0	0	0	0	0	0,03	0,018	0	0	0	0
	5,57	5,53	5,42	5,64	5,54	5,72	5,56	5,44	5,72	5,33	5,54	5,61
Ca	0	0,02	0	0	0	0	0	0	0	0,04	0	0
Na	0	0	0,07	0,04	0	0,08	0,048	0,04	0,04	0	0	0
K	1,86	1,83	1,91	1,8	1,85	1,78	1,8	1,92	1,62	1,82	1,8	1,77
	1,86	1,85	1,98	1,92	1,85	1,86	1,85	1,96	1,66	1,86	1,8	1,77
distance	50	50	50	50	50	300	300	50	450	450	450	450

Résultats d'analyse de la composition des micas blancs dans l'auréole métamorphique de Ment

COUPE 1

Echan.	1AM	4AM1	4AM2	4AM3	5AM1	5AM2	5AM3	8AM1	8AM2	8AM3	8AM4	14AM	14AM	14AM
	coeur							bord.						
												1	2	3
SiO ₂	47,38	46,35	46,09	46,58	45,93	47,4	46,8	47,3	47,93	47,12	46,31	46,86	46,86	48,47
TiO ₂	0,39	0,3	0,5	0,2	0,22	0,15	0	0,18	0,36	0,49	0,2	0,59	0,41	0,53
Al ₂ O ₃	34,88	36,27	35,92	35,94	34,78	34,82	34,48	34,65	36,11	36,34	34,67	30,87	30,53	30,66
FeO	1,24	1,11	1,76	1,12	1,85	1,56	2,42	2,07	1,63	1,28	2,82	5,12	4,48	4,54
MnO	0	0,29	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	0,6	0,87	1,04	0,85	1,07	0,42	1,39	0,69	0,77	0,79	1,84	1,72	1,79	1,91
CaO	0	0,32	0,47	0,4	0,5	0,27	0	0	0,06	0	0,31	0	0,38	0
Na ₂ O	0,44	0,64	0,5	0,47	0,23	0	0	0,2	0,44	0	0	0	0,32	0
K ₂ O	10,61	10,63	10,06	10	10,02	9,95	10,51	10,47	9,13	10,51	10,38	10,04	9,45	10,29
Total	95,53	96,79	96,46	95,58	94,61	94,65	95,91	95,56	96,42	96,53	96,54	95,2	94,22	96,39
Nombre d'ions sur la base de 22 oxygènes.														
Si	6,27	6,08	6,07	6,16	6,16	6,31	6,21	6,28	6,24	6,16	6,13	6,35	6,38	6,46
Al ^{IV}	1,73	1,91	1,93	1,85	1,84	1,69	1,79	1,72	1,76	1,84	1,87	1,65	1,62	1,54
	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al ^{VI}	3,72	3,7	3,65	3,75	3,66	3,78	3,6	3,7	3,77	3,77	3,53	3,27	3,29	3,27
Ti	0,039	0,03	0,05	0,02	0,023	0,02	0	0,02	0,03	0,05	0,02	0,061	0,04	0,05
Fe	0,14	0,12	0,19	0,12	0,21	0,17	0,27	0,23	0,18	0,14	0,31	0,58	0,51	0,51
Mn	0	0,03	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0,12	0,17	0,2	0,17	0,21	0,08	0,27	0,14	0,15	0,15	0,36	0,35	0,36	0,38
	4,01	4,05	4,09	4,06	4,11	4,05	4,14	4,09	4,13	4,11	4,23	4,26	4,2	4,2
Ca	0	0,04	0,07	0,06	0,07	0,04	0	0	0,01	0	0,04	0	0,06	0
Na	0,11	0,16	0,13	0,12	0,06	0	0	0,05	0,11	0	0	0	0,09	0
K	1,792	1,78	1,69	1,69	1,72	1,69	1,78	1,77	1,51	1,75	1,75	1,73	1,64	1,75
	1,91	1,98	1,89	1,87	1,85	1,73	1,78	1,82	1,63	1,75	1,8	1,73	1,79	1,75
distance	50	300	300	300	450	450	450	950	950	950	950	3250	3250	3250

COUPE 5

Echan.	72AM1	72AM2	72AM3	75AM1	75AM2	70AM1	70AM2	68AM	67AM
SiO2	46,49	45,73	47,19	46,74	47,76	47,45	46,91	45,26	45,37
TiO2	0,43	0,46	0,46	0,58	0,7	0,36	0,59	0	0,23
Al2O3	36,29	35,64	37,19	36,22	36,89	38,22	37,29	34,6	34,92
FeO	1,12	1,31	0,9	2,22	0,77	0,31	1,44	3,59	0,89
MnO	0	0	0	0	0	0	0	2,24	0
MgO	0,44	0,41	0,67	0,57	0,51	0,34	0,67	0	0,57
CaO	0,11	0	0,18	0,27	0,21	0	0,23	0,15	0
Na2O	0,69	0,63	0	0	0,87	0,41	0	0	0
K2O	10,22	10,07	10,25	9,5	10,42	9,91	10,39	9,3	9,21
Total	95,79	94,33	96,84	96,27	98,35	97,11	97,66	95,14	91,2
Nombre d'ions sur la base de 22 oxygènes.									
Si	6,13	6,13	6,13	6,14	6,14	6,12	6,07	6,07	6,23
AlIV	1,86	1,87	1,87	1,87	1,86	1,88	1,93	1,93	1,77
	8	8	8	8	8	8	8	8	8
AlVI	3,78	3,77	3,83	3,74	3,73	3,92	3,77	3,53	3,88
Ti	0,04	0,04	0,05	0,06	0,07	0,04	0,06	0	0,02
Fe	0,12	0,15	0,1	0,24	0,08	0,03	0,16	0,4	0,1
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0,09	0,08	0,13	0,11	0,1	0,07	0,13	0,45	0,12
	4,03	4,04	4,11	4,15	3,98	4,06	4,12	4,38	4,12
Ca	0,016	0	0,02	0,04	0,03	0,06	0,03	0,02	0
Na	0,18	0,16	0	0	0,22	0	0	0	0
K	1,72	1,72	1,7	1,6	1,71	1,63	1,72	1,59	1,61
	1,92	1,88	1,72	1,64	1,96	1,69	1,75	1,61	1,61
distance	5	5	5	200	200	500	500	1750	2250

COUPE 6

Echan.	102AM1	102AM2	102AM3	105AM1	105AM2	101AM	99AM1	99AM2	98AM
SiO2	45,85	46,86	46,37	46,5	46,53	46,11	47,15	46,61	47,7
TiO2	0,55	0,51	0,78	0,26	0,46	1,36	0,44	0,2	0,81
Al2O3	35,8	36,76	35,9	36,58	36,16	36,32	35,68	34,14	33,67
FeO	1,15	0,96	0,57	1,07	1,21	0,39	0,77	3,5	1,94
MnO	0	0	0	0	0	0,19	0	0	0
MgO	0,94	0,88	0,92	0	0,7	0,66	0,71	1,02	1,39
CaO	0,39	0,29	0,26	0,66	0,27	0,29	0	0	0,12
Na2O	0,77	0,58	0	0	0,65	0	0	0,61	0,58
K2O	10,14	10,25	11,14	10,62	10,72	10,62	9,26	10,07	10,69
Total	95,79	97,07	96,06	96,43	96,9	95,96	94,17	96,14	96,9
Nombre d'ions sur la base de 22 oxygènes									
Si	6,07	6,1	6,12	6,11	6,1	6,07	6,25	6,2	6,27
AlIV	1,93	1,9	1,88	1,89	1,9	1,93	1,75	1,8	1,73
	8	8	8	8	8	8	8	8	8
AlVI	3,66	3,74	3,7	3,77	3,69	3,7	3,83	3,55	3,49
Ti	0,05	0,05	0,08	0,03	0,05	0,13	0,04	0,02	0,08
Fe	0,13	0,1	0,06	0,12	0,13	0,04	0,1	0,39	0,21
Mn	0	0	0	0	0	0,02	0	0	0
Mg	0,19	0,17	0,18	0,14	0,14	0,13	0,14	0,2	0,27
	4,03	4,06	4,02	4,06	4,01	4,02	4,11	4,16	4,05
Ca	0,06	0,04	0,04	0	0,04	0,04	0	0	0,02
Na	0,2	0,15	0	0,17	0,17	0	0	0,16	0,15
K	1,71	1,7	1,87	1,78	1,79	1,78	1,57	1,71	1,79
	1,97	1,89	1,91	1,95	2	1,82	1,57	1,87	1,96
distance	50	50	50	250	250	300	2000	2000	2500

COUPE 8

Echan.	34AM1	34AM2	34AM3	34AM4	34AM5	35AM1	35AM2	36AM1	36AM2	36AM3	36AM4	39AM1	39AM2
SiO2	44,28	46,05	46,9	46,05	47,65	45,55	47,2	46,08	46,61	47,35	47,44	45,15	46,73
TiO2	0,58	0,33	0,47	0,55	0,53	0,34	0	0	0	0,53	0,45	0,67	0,12
Al2O3	33,97	34,27	34,96	34,62	36,21	35,27	35,49	31,79	32,99	37,66	37,37	34,31	36,27
FeO	4,13	3,23	2,89	3,66	1,19	3,32	2,63	2,85	1,6	0,52	0	2,86	2,37
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,19	0,21	0
MgO	1,31	0,85	1,45	1,77	0,85	1,55	1,43	3	2,2	0	0,2	1,77	1,2
CaO	0,13	0	0	0,27	0,4	0,21	0,22	0,39	0	0,06	0,16	0	0
Na2O	0,5	0,36	0,19	0	0	0,67	0	0	0	0,25	0,49	0	0
K2O	10,4	10,22	10,08	10,67	10,3	10,27	10,41	10,85	10,33	10,16	10,1	10,21	10,02
Total	95,6	95,43	96,94	97,59	97,14	97,18	97,38	94,98	93,74	96,54	96,41	95,19	96,71
Nombre d'ions sur la base de 22 oxygènes													
Si	6,01	6,18	6,16	6,07	6,19	6,02	6,17	6,24	6,3	6,15	6,17	6,07	6,12
AlIV	1,99	1,82	1,84	1,93	1,81	1,98	1,83	1,76	1,7	1,85	1,63	1,93	1,88
	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
AlVI	3,44	3,59	3,57	3,45	3,73	3,51	3,63	3,31	3,56	3,92	3,9	3,5	3,72
Ti	0,06	0,03	0,05	0,05	0,05	0,03	0	0	0	0,05	0,04	0,07	0,01
Fe	0,47	0,36	0,32	0,4	0,13	0,37	0,29	0,32	0,18	0,06	0	0,32	0,26
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,02	0,02	0
Mg	0,27	0,17	0,28	0,35	0,16	0,3	0,28	0,61	0,44	0	0,04	0,35	0,24
	4,24	4,15	4,22	4,25	4,07	4,21	4,2	4,24	4,18	4,03	4	4,26	4,23
Ca	0,02	0	0,03	0,04	0,06	0,03	0,03	0,06	0	0,01	0,02	0	0
Na	0,13	0,09	0	0	0	0,17	0	0	0	0,06	0,12	0	0
K	1,8	1,75	1,7	1,8	1,71	1,73	1,74	1,87	1,78	1,68	1,68	1,75	1,67
	1,95	1,84	1,73	1,84	1,77	1,93	1,77	1,93	1,78	1,75	1,82	1,75	1,67
distance	30	30	30	30	30	150	150	650	650	650	650	1400	1400

COUPE 8 (suite).

Echan.	45AM1	45AM2	30AM1	30AM2	30AM3	30AM4
SiO2	46,83	46,45	47,04	48,23	48,04	47,17
TiO2	0,59	0,79	0,16	0,36	1,05	0,99
Al2O3	34,15	36,76	35,48	31,67	36,76	35,74
FeO	2,95	0,89	0,95	2,99	0,9	0,36
MnO	0	0,11	0	2,43	0,35	0
MgO	0,91	0,38	0,71	0	0,66	0,66
CaO	0	0	0,26	0,31	0	0
Na2O	0	1,19	0	0	0,71	0
K2O	10,6	8,78	10,65	9,84	9,14	10,12
Total	96,02	95,51	95,25	95,83	97,62	95,03
Nombre d'ions sur la base de 22 oxygènes						
Si	6,22	6,1	6,24	6,4	6,17	6,22
AlIV	1,78	1,9	1,77	1,6	1,83	1,78
	8	8	8	8	8	8
AlVI	3,57	3,8	3,78	3,35	3,74	3,78
Ti	0,06	0,08	0,02	0,04	0,1	0,1
Fe	0,33	0,1	0,1	0,33	0,1	0,04
Mn	0	0,01	0	0	0,04	0
Mg	0,18	0,07	0,14	0,48	0,13	0,13
	4,14	4,06	4,04	4,2	4,11	4,05
Ca	0	0	0,04	0,04	0	0
Na	0	0,3	0	0	0,18	0
K	1,8	1,47	1,8	1,67	1,5	1,7
	1,8	1,77	1,84	1,71	1,68	1,7
distance	3450	3450	3950	3950	3950	3950

Résultats d'analyse de la composition d'andalousite dans l'auréole
métamorphique de Ment.

COUPE 1

COUPE 6

COUPE 8

Echan.	1AM	4AM	5AM	7AM	8AM	102AM	105AM	101AM	34AM	35AM	36AM	39AM
SiO ₂	36,24	35,92	35,54	36,38	36,03	36,53	36,34	37	37,31	37,79	36,63	36,9
TiO ₂	0,07	0	0,22	0	0,16	0	0	0	0,55	0	0,13	0
Al ₂ O ₃	63,21	63,01	63,29	62,09	62,16	63,01	63,98	62,94	62,14	62,88	62,52	63,18
Fe ₂ O ₃	0,2	0,3	0,24	0,22	0,21	0	0	0	0	0	0,33	0
MnO	0	0	0	0,12	0	0	0	0	0,14	0	0	0
MgO	0,1	0,08	0,56	0,34	0,5	0,34	0,36	0,36	0	0	0,19	0,36
Total	99,83	99,32	99,4	99,15	99,05	99,88	100,67	100,3	100,17	100,67	99,8	100,44
Nombre d'ions sur la base de 20 oxygènes												
Si	3,925	3,91	3,856	3,97	3,935	3,95	3,9	3,983	4,024	4,05	3,97	3,967
Al	8,068	8,083	8,093	7,983	8,002	8,029	8,094	7,984	7,898	7,937	7,983	8,005
Ti	0,006	0	0,018	0	0,013	0	0	0	0,045	0	0,011	0
Fe	0,018	0,028	0,021	0,02	0,019	0	0	0	0	0	0,03	0
Mn	0	0	0	0,011	0	0	0	0	0,016	0	0	0
Mg	0,017	0,013	0,09	0,056	0,082	0,055	0,058	0,058	0	0	0,03	0,058
distance	50	300	450	750	950	50	250	300	30	150	650	1400

Résultats d'analyse de la composition du feldspath potassique dans l'auréole métamorphique de Ment.

COUPE 1

COUPE 8

Echan.	1AM1	1AM2	1AM3	4AM1	4AM2	4AM3	5AM1	5AM2	5AM3	7AM1	7AM2	7AM3	35AM1	35AM2	36AM
SiO ₂	65,13	64,47	64,58	64,47	64,96	65,58	64,9	64,62	65,28	64,84	65,61	64,84	65,03	64,8	65,07
TiO ₂	0,1	0,35	0,42	0,2	0,27	0,27	0,33	0,12	0,39	0,19	0,26	0,19	0	0,22	0
Al ₂ O ₃	17,75	17,92	18,81	17,52	17,82	18,08	18,08	18,23	19,55	17,95	18,18	17,95	18,52	17,81	18,33
FeO	0,37	0,33	0,16	0,37	0	0	0,28	0,14	0	0,46	0	0,46	0	0,15	0
MnO	0	0	0	0	0,18	0,35	0	0	0	0	0	0	0,17	0	0
MgO	0	0,1	0	0,27	0	0	0	0	0	0,37	0	0,37	0	0	0,07
CaO	0	0,19	0	0,58	0,52	0,51	0,14	0,1	0,29	0,56	0,3	0,56	0,1	0,12	0,14
Na ₂ O	0,78	0,81	0,88	1,01	0,95	1,21	1,01	0,74	0,88	0,55	0,74	0,55	1,09	1,23	1,13
K ₂ O	15,61	15,44	15,33	15,4	15,08	14,6	15,37	15,79	14,04	15,3	15,56	15,3	15,26	14,72	15,31
Total	99,75	99,61	100,17	99,82	99,77	100,62	100,12	99,74	100,44	100,22	100,65	100,22	100,16	99,05	100,06
Nombre d'ions sur la base de 32 oxygènes															
Si	12,06	11,97	11,89	11,97	12	11,98	11,97	11,98	11,88	11,96	12,02	11,96	11,97	12,04	11,99
Ti	0,014	0,05	0,06	0,027	0,04	0,04	0,05	0,02	0,05	0,026	0,04	0,03	0	0,03	0
Al	3,874	3,92	4,08	3,833	3,88	3,89	3,93	3,98	4,19	3,902	3,92	3,9	4,019	4	3,98
Fe	0,057	0,05	0,02	0,058	0	0	0,04	0,02	0	0,07	0	0,07	0	0,02	0
Mn	0	0,02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,026	0	0
Mg	0	0	0	0,074	0,05	0,1	0	0	0	0,101	0	0,1	0	0	0,02
Ca	0	0,04	0	0,115	0	0	0,03	0,02	0,06	0,11	0,06	0,11	0,019	0,02	0,028
Na	0,279	0,29	0,31	0,364	0,34	0,43	0,36	0,27	0,31	0,198	0,26	0,2	0,389	0,44	0,405
K	3,688	3,66	3,6	3,648	3,55	3,4	3,62	3,73	3,26	3,6	3,64	3,6	3,583	3,5	3,6
	3,97	3,99	3,91	4,13	3,89	3,83	4,01	4,02	3,63	3,91	3,96	3,91	3,99	3,96	4,03
Or	0,93	0,92	0,92	0,88	0,91	0,89	0,9	0,93	0,9	0,92	0,92	0,92	0,9	0,88	0,89
Ab	0,07	0,07	0,08	0,09	0,09	0,11	0,09	0,07	0,09	0,05	0,07	0,05	0,1	0,11	0,1
An	0	0,01	0	0,03	0	0	0,01	0	0,02	0,03	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01
distance	50	50	50	300	300	300	450	450	450	750	750	750	150		650

Résultats d'analyse de la composition du feldspath plagioclase
dans l'auréole métamorphique de Ment.

Echan.	COUPE 6		COUPE 8			
	99AM	98AM	34AM1	34AM2	39AM1	39AM
SiO ₂	68,07	69,62	70,17	67,89	71,22	69,68
TiO ₂	0	0	0	0,00	0,00	0,13
Al ₂ O ₃	19,48	19,01	19,59	18,49	19,64	19,57
FeO	0	0,5	0	0,00	0,00	0,00
MnO	0,28	0	0	0,00	0,00	0,00
MgO	0	0	0	0,00	0,00	0,00
CaO	0,29	0	0,28	0,22	0,23	0,28
Na ₂ O	12,27	12,01	10,86	11,53	9,85	11,64
K ₂ O	0	0	0	0,00	0,00	0,00
Total	100,39	101,13	100,9	98,12	100,94	101,31
Nombre d'ions sur la base de 32 oxygènes						
Si	11,9	12,05	12,09	12,08	12,19	12,01
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Al	4,02	3,88	3,98	3,88	3,96	3,97
Fe	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,05	0,00	0,05	0,042	0,04	0,052
Na	4,16	4,03	3,63	3,98	3,27	3,89
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Or	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ab	0,99	1,00	0,99	0,99	0,99	0,99
An	0,013	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
distance	900	1650	30	30	1300	1300