Relations entre magmatisme-déformation et altération hydrothermale : L'exemple des Jebilet centrales (Hercynien, Maroc).

Abderrahim Essaifi

▶ **To cite this version:**

Abderrahim Essaifi. Relations entre magmatisme-déformation et altération hydrothermale : L'exemple des Jebilet centrales (Hercynien, Maroc).. Géologie appliquée. Université Rennes 1, 1995. Français. NNT : . tel-00626815

HAL Id: tel-00626815
https://theses.hal.science/tel-00626815

Submitted on 27 Sep 2011

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

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

A. ESSAIFI

ISSN 1240-1498
ISBN 2-905532-65-3

relations entre magmatisme-déformation et altération hydrothermale

L'EXEMPLE DES JEBILET CENTRALES (HERCYNIEN, MAROC)

MEMOIRES

1995

Géosciences Rennes

n° 66

MEMOIRES DE GEOSCIENCES - RENNES

n° 66

Abderrahim ESSAIFI

RELATIONS ENTRE MAGMATISME-DEFORMATION ET ALTERATION HYDROTHERMALE
L'Exemple des Jebilet centrales (Hercynien, Maroc)

Thèse de Doctorat de l'Université de Rennes I
soutenue le 19 Mai 1995

Géosciences - Rennes
UPR-CNRS n°4661
Université de Rennes I
Campus de Beaulieu
F - 35042 - RENNES Cédex
(France)

1995

ISSN : 1240-1498

ISBN : 2-905532-65-3

1995

GEOSCIENCES-RENNES
UPR-CNRS n°4661
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
F-35042-RENNES Cédex (France)

Abderrahim ESSAIFI

Relations entre magmatisme-déformation et altération hydrothermale : L'exemple des Jebilet centrales (Hercynien, Maroc).

Mémoires de Géosciences Rennes, n° 66, 331 p.

Remerciements

Lorsqu'en 1985, j'ai quitté Rabat pour commencer les études de 3° cycle à l'Université de Marrakech, j'ai rencontré J. L. Lagarde. C'est avec lui que j'ai appris la géologie structurale "Rennaise" et c'est avec lui que j'ai découvert le massif des Jebilet, et en particulier l'intrusion de Kettara.

Lorsqu'en 1986, j'ai débarqué pour la première fois à l'Institut de géologie de l'Université de Rennes pour un séjour scientifique, j'ai rencontré Ramon Capdevila. C'est avec lui que mon travail de recherche prendra plus tard, la voie de l'analyse de l'altération hydrothermale.

C'est avec ces deux personnes que ce travail a été réalisé. Je les remercie pour leur confiance, pour les moyens qu'ils ont mis à ma disposition et pour la liberté qu'ils m'ont laissée au cours de la rédaction de ce mémoire.

Ce mémoire n'aurait pas vu le jour à cette date si je n'ai pu bénéficier d'un long séjour à l'Université de Rennes I. Je remercie tout ceux qui ont approuvé ou supporté cette longue absence de Marrakech: M. M. Knidiri, Ministre de l'Education Nationale et Recteur de l'Université Cadi Ayyad, M. A. Mokhlisse, doyen de la faculté des Sciences de Marrakech, Mes collègues au département de Géologie et en particulier les membres du laboratoire de géologie structurale.

Je remercie tous les membres du Jury d'avoir accepté de juger ce travail. Je remercie Christophe Lécuyer pour les corrections et les suggestions qu'il a apportées en lisant la partie analyse hydrothermale. Je remercie Denis Gapais pour ses remarques concernant l'analyse structurale et Bruno Reynard qui n'a jamais hésité à utiliser la spectrométrie Raman pour nous aider à résoudre quelques problèmes d'ordre minéralogique.

Les séminaires du groupe "fluides" et les nombreuses discussions avec Olivier Bour, Jean Charles Thomas, Pierre Gauthier, Thierry Nalpas, Dominique Chardon, Christophe Richet, Michel Kuntz, Erwan Hallot, Tristan Euzen, Yann Lahaye et pour finir Olivier Merle et Peter Cobbold ont toutes contribué à l'avancement de ce travail. Qu'ils en soient tous remerciés.

Malgré l'absence de "la chaleur" de Marrakech, le séjour à Rennes était si agréable. Les "géologues rennais" sont tellement nombreux que je ne citerai que Delphine en face de qui, les trois ans passés m'ont permis enfin d'oser toucher, à la restauration, Teresa qui en quelques pause-café a réussi m'apprendre sa langue, J. Charles qui a appris la mienne, Marc et Alain qui par leur voisinage, le bureau 226 avait une ambiance qui commence déjà à me manquer, Cecile et Sylvia qui descendaient du deuxième étage, Florence et Claire qui venaient de Nancy...

Enfin le séjour à Rennes n'aurait pu être si agréable si la famille Aït Omar n'était pas si proche, si la famille Cano-Laurent et si Sylvie et Matthieu n'étaient pas de part et d'autre de Rennes et si Soulaïmani n'était pas de l'autre côté de la mediterranée.

Sans le concours de Rajaa et Mohamed, mon retour à Marrakech aurait pris un jour de retard, je les remercie d'avoir été disponibles cette nuit du 30 Janvier 1995. Je remercie Arlette, d'avoir pris le relais ensuite.

Plan

Introduction....1

Première partie;

LES METHODES ET LES OBJETS D'ETUDE

Chapitre I; ANALYSE DE L'ACTIVITÉ HYDROTHERMALE LIÉE À LA MISE EN PLACE DES INTRUSIONS MAGMATIQUES

I- Évolution de l'activité hydrothermale....3
I-1- Porosité et perméabilité....3
I-2- Fracturation et systèmes hydrothermaux....5
I-3- Circulation des fluides....9
I-3-1- Propriétés thermodynamiques des fluides....9
I-3-2- Redistribution des fluides....10
I-4- Redistribution de la matière....12
II- Interprétations....14
III- Analyse des systèmes hydrothermaux fossiles....15
III-1- Analyse structurale....15
III-2- Analyse pétrographique et texturale....16
III-3- Analyse minéralogique....18
III-4- Analyse géochimique....23
III-4-1- Caractérisation des processus métasomatiques....23
III-4-2- Bilans géochimiques de la métasomatose....27
III-5- Rapport eau-roche....31

Chapitre II; OBJETS DE L'ÉTUDE

I- Le magmatisme bimodal des Jebilet centrales....35
I-1- Le magmatisme hercynien des Jebilet....35
I-2- Le magmatisme acide-basique des Jebilet centrales....37
II- Le massif des Jebilet....39
II-1- Zonation structurale....39
II-2- Évolution sédimentologique....41
III- L'histoire varisque au Maroc....42
III-1- Zonation structurale....43
III-1-1- La zone occidentale ou môle côtier....44
III-1-2- La zone centrale à déformation hercynienne s.s....44
III-1-3- La zone de transition....44
III-1-4- La zone Est ou Maroc oriental....45
III-1-5- La zone Sud ou Avant pays saharien....45
III-1-6- La zone Nord ou bloc des Sehoul....45
III-2- Évolution sédimentologique....46
III-2-1- La période anté-Viséen Supérieur....46
III-2-2- La période Viséen supérieur et la fermeture des bassins mésetiens....47

Deuxième partie;

ANALYSE STRUCTURALE DU SYSTEME ENCAISSANT-MAGMATISME BIMODAL DES JEBILET CENTRALES

Chapitre III; LA PROVINCE BIMODAL E DES JEBILET CENTRALES : PRINCIPALES CARACTÉRISTIQUES PÉTROGRAPHIQUES ET STRUCTURALES

I- Principales caractéristiques pétrographiques....49
I-1- Les intrusions....49
I-1-1- Localisation géographique....49
I-1-2- Caractéristiques pétrographiques et texturales....51
I-2- Le champ filonien....52

I-3- les laves? 52
I-4- Les enclaves 53
I-4-1- Les enclaves ultrabasiques 53
I-4-2- Les enclaves basiques 53
I-4-3- Les enclaves microgrenues claires 54
II- Structure d'ensemble intrusions-encaissant 54
II-1- Géométrie des intrusions 55
II-2- Agencement des différents faciès 57
II-3- Les minéralisations 60
III- La stratification et le plissement 61
IV- La schistosité 63
IV-1- Évolution typologique 63
IV-2- Intensité de la déformation finie 66
IV-3- Typologie de la déformation finie 68
IV-4- Conclusion 68

Chapitre IV; ANALYSE DE LA DÉFORMATION DES CORPS MAGMATIQUES MÉTAMORPHISME ET DÉFORMATION

I- Gradients thermiques 69
I-1- Zonéographie du métamorphisme 69
I-2- Relations métamorphisme-déformation 71
I-2-1- Les micas blancs 72
I-2-2- Les chlorites 72
I-2-3- la biotite 72
I-2-4- La cordiérite 74
I-2-5- L'andalousite 74
I-2-6- Le grenat 75
II- Conditions physiques de mise en place des intrusions 76
III- Déformation interne des intrusions 77
III-1- Déformation interne des intrusions acides 77
III-1-1- Microstructures et mécanismes de la déformation 78
III-1-2- Transformations minéralogiques et températures de la déformation 80
III-2- Déformation interne des intrusions basiques 84
III-2-1- Géométrie de la déformation interne 85
III-2-2- Microstructures et mécanismes de la déformation interne 85
III-2-3- Transformations minéralogiques et conditions physiques de la déformation 91

Chapitre V; MISE EN PLACE DES CORPS MAGMATIQUES DES JEBILET CENTRALES

I- Trajectoires principales de déformation 101
I-1- Les corps acides 101
I-2- Les corps composites 103
I-2-1- L'exemple du corps composite d'Ouled Har 105
I-2-2- L'exemple du corps composite de Jebel Bouzlaf 105
I-3- les corps basiques 107
I-3-1- L'exemple de l'intrusion stratiforme de Kettara 107
I-3-2- L'exemple de l'intrusion basique de Jebel Sarhlef 107
I-4- Conclusion 109
II- Cinématique de la déformation et modalités de mise en place du magmatisme acide-basique des Jebilet centrales 109
II-1- Orientation et forme des corps intrusifs 109
II-2- Cinématique de la déformation 111
II-2-1- Cinématique de la déformation régionale 111
II-2-2- Cinématique de mise en place des intrusions 116
III- Mise en place des magmas acides et basiques 119
III-1- L'exemple du corps intrusif composite d'Ouled Har 120
III-2- L'exemple de l'intrusion de Kettara 122

III-3- L'exemple des corps intrusifs du linéament BHD 123
III-4- Conclusion 125
IV- Déformation et déplacements dans les Jebilet centrales 130
IV-1- La limite Ouest des Jebilet centrales 130
IV-2- La limite Est des Jebilet centrales 130
IV-3- Le magmatisme acide-basique des Jebilet centrales :
marqueur de la déformation régionale 131
IV-4- La structuration du massif des Jebilet 134
IV-5- Conclusion 135

Troisime partie, ANALYSE DE L'ALTERATION HYDROTHERMALE DU MAGMATISME BIMODAL DES JEBILET CENTRALES

Chapitre VI; L'ALTÉRATION HYDROTHERMALE DES INTRUSIONS BASIQUES SUR L'EXEMPLE DE L'INTRUSION STRATIFORME DE KETTARA
I- Principales caractéristiques primaires de l'intrusion 139
I-1- La série cumulative ultramafique 139
I-2- La série cumulative mafique 141
I-3- Caractérisation du magma parent et température de cristallisation 143
II- Les textures d'altération 145
II-1- L'hydratation de l'olivine 145
II-1-1- L'hydratation en amphiboles 145
II-1-2- L'hydratation en serpentines 145
II-2- L'hydratation du clinopyroxène 147
II-3- L'altération du plagioclase 147
II-4- La chloritisation 148
II-5- L'altération de l'ilménite et du spinelle 150
II-6- Les fractures et les veines d'altération 150
III- Les réactions minéralogiques 151
III-1- La formation de la hornblende 151
III-1-1- La distinction entre hornblendes primaires et secondaires 151
III-1-2- La transformation du clinopyroxène en hornblende 154
III-1-3- La formation des autres types d'amphiboles 155
III-2- L'altération de l'olivine 156
III-2-1- La réaction olivine-trémolite 156
III-2-2- La réaction olivine-serpentine 156
III-2-3- Espaces-réactions de l'hydratation de l'olivine 157
III-2-4- Conclusion 159
III-3- L'altération du plagioclase 159
III-3-1- La transformation plagioclase-clinozoïsite 159
III-3-2- La transformation plagioclase-muscovite 160
III-3-3- La transformation plagioclase-prehnite 160
III-4- La formation de la chlorite 160
III-4-1- La transformation du plagioclase en chlorite 161
III-4-2- La transformation de la hornblende en chlorite 161
III-4-3- La transformation du clinopyroxène en trémolite + chlorite 161
III-5- Le rôle éventuel du talc 162
III-6- La formation des veines d'altération 163
III-7- Histoire thermique et hydrothermale des gabbros isotropes de Kettara 164
IV- Évolution de l'altération en fonction de la déformation 166
IV-1- Évolution texturale et minéralogique 166
IV-1-1- Dans les gabbros isotropes 166
IV-1-2- Dans les gabbros déformés 168
IV-2- Les réactions globales minéraux-fluide 170
IV-3- Mécanismes de l'altération hydrothermale 170
V- Géochimie :
Effets de la circulation des fluides sur la composition chimique des roches 172

V-1- Caractérisation géochimique des séries cumulatives basique et ultrabasique....172
V-1-1- Caractères primaires....172
V-1-2- Caractères secondaires....175
V-2- Caractérisation des processus postmagmatiques....175
V-2-1- Éléments mobiles et éléments immobiles....176
V-2-2- Les variations de masse et de volume....176
V-3- Altération hydrothermale, déformation et transfert de matière....180
V-3-1- Les protolites....181
V-3-2-Transfert de matière et formation des zones de cisaillement....184
V-3-3- Formation des zones de cisaillement et origine des variations de masse....188
VI- Discussions et conclusions....189
VI-1- La mobilité de l'alumine....189
VI-2- Rôle de la déformation....193
VI-3- La formation des zones de cisaillement et le lien éventuel avec la genèse des amas sulfurés....194

Chapitre VII; L'ALTÉRATION HYDROTHERMALE DES INTRUSIONS ACIDES L'EXEMPLE DES INTRUSIONS BHD

I- Les textures....197
I-1- La texture micrographique....197
I-2- La texture granophyrique....197
I-3- La texture myrmékitique....198
I-4- La texture microaplitique....198
I-5- Interprétations....198
II- La pétrographie....199
II-1- Les microgranites sub-isotropes....199
II-2- Les granitoïdes déformés....199
II-2-1- Les granitoïdes déformés en bordure des intrusions....200
II-2-2- Les granitoïdes déformés au coeur des intrusions....200
II-3- Conclusion....200
III- La minéralogie....201
III-1- L'amphibole....201
III-2- Les feldspaths....203
III-3- La biotite....203
III-4- La chlorite....207
III-5- La muscovite....207
III-6- Le sphène....209
III-7- L'épidote....209
III-8- La pumpellyite....211
III-9- L'ilménite, l'apatite et la fluorite....211
IV- Conditions physiques de l'altération hydrothermale....212
IV-1- Modélisation thermodynamique....212
IV-2- Fugacité de l'oxygène....214
IV-3- L'histoire thermique des intrusions BHD....215
V- Les réactions minéralogiques....216
V-1- Introduction....216
V-2- Les réactions d'altération des feldspaths....217
V-3- Les réactions d'altération de la biotite....219
V-3-1- La transformation biotite-chlorite....219
V-3-2- La transformation biotite-muscovite....220
V-3-3- La transformation biotite-pumpellyite....221
V-4- Les réactions d'altération de l'amphibole....222
V-4-1- La transformation amphibole-chlorite....222
V-4-2- La transformation amphibole-épidote....223
V-4- Conclusion....223
VI- La géochimie....225
VI-1- Compositions chimiques globales....225
VI-2- Éléments mobiles et immobiles....225

VI-3- Les processus métasomatiques....229
VI-3-1- Distribution spatiale des éléments....229
VI-3-2- Quantification des transferts de matière....233
VI-3-3- Processus métasomatiques dans les filons....235
VII- Implications....237
VII-1- L'altération de la signature géochimique des granitoïdes BHD....237
VII-2- La composition du fluide....241

Chapitre VIII; L'ALTÉRATION HYDROTHERMALE DES INTRUSIONS COMPOSITES L'EXEMPLE DES INTRUSIONS D'OULED HAR, D'EL-MNA ET DE JEBEL BOUZLAF
I- Les principaux faciès pétrographiques....243
I-1- Les gabbros....243
I-1-1- Les gabbros cumulatifs....243
I-1-2- Les gabbros non cumulatifs....245
I-2- Les termes intermédiaires....246
I-2-1- La diorite quartzique de l'intrusion d'Ouled Har....246
I-2-2- La diorite quartzique de l'intrusion de Jebel Bouzlaf....247
I-2-3- La diorite quartzique de l'intrusion d'El-Mna....247
I-3- Les granitoïdes....248
I-3-1- Les granitoïdes de l'intrusion d'Ouled Har....248
I-3-2- Les granitoïdes de Jebel Bouzlaf....250
I-3-3- Les granitoïdes de l'intrusion d'El-Mna....251
II- La minéralogIe....252
II-1- Les amphiboles....252
II-1-1- Les amphiboles des gabbros....252
II-1-2- Les amphiboles des diorites quartziques et des granitoïdes....254
II-2- La biotite....254
II-3- La chlorite....256
II-4- Le plagioclase....256
II-5- Les oxydes ferrotitanés....258
III- Géochimie....258
III-1- Compositions chimiques globales....259
III-2- Processus de genèse des roches intermédiaires....261
III-2-1- L'hypothèse du mélange entre le magma acide et basique....261
III-2-2- L'hypothèse de l'immiscibilité....262
III-2-3- L'hypothèse de la cristallisation fractionnée....263
III-2-4- L'hypothèse du métasomatisme....265
III-2-5- Conclusion....266
III-3- Processus métasomatiques....267
III-3-1- Les granitoïdes de l'intrusion d'Ouled Har....267
- Éléments mobiles et immobiles....267
- Comparaison avec les granitoïdes BHD....269
III-3-2- Les granitoïdes de l'intrusion de Jebel Bouzlaf....271
- Les processus métasomatiques et les transferts de matière....271
- Comparaison avec les granitoïdes des autres intrusions....275
- Comparaison avec les granites de type A2....278
III-3-3- L'altération hydrothermale des roches basiques....282
- Comparaison avec les trends primaires et secondaires de l'intrusion de Kettara....282
-Discrimination tectono-magmatique....286
- Conclusion....289

Chapitre IX; RELATIONS MAGMATISME - DÉFORMATION - ALTÉRATION HYDROTHERMALE
I- Les buts et les méthodes....291
II- Relations Déformation-Altération hydrothermale....293
II-1- Déformation et transferts de matière....293
II-2- Relations Altération hydrothermale - tectonique régionale....294

III- Relation Magmatisme - Altération hydrothermale 295
III-1- Relation magmatisme bimodal - amas sulfurés 295
III-2- Bilans géochimiques globaux de l'altération 296
III-3- Organisation du système hydrothermal 297
III-4- Origine des fluides 298
III-5- Transferts de matière et altération de la signature géochimique des roches magmatiques 298
IV- Relations Magmatisme - Déformation 300
IV-1- Principales caractéristiques structurales du segment hercynien marocain 300
IV-2- Le magmatisme bimodal des Jebilet centrales marqueur de la déformation crustale 302
IV-3- Relation type de magmatisme - contexte géodynamique 303
IV-3-1- Le magmatisme bimodal des Jebilet 303
IV-3-2- Les autres magmas de la méseta marocaine 304
IV-3-3- La géodynamique hercynienne au Maroc 304
IV-3-4- Conclusion 307
Références bibliographiques 309

Introduction

La partie centrale du massif des Jebilet (hercynien, Maroc) se caractérise par la présence d'un important magmatisme acide-basique intrusif dans des schistes d'âge Viséen supérieur et par le développement d'importants amas sulfurés, témoins d'une intense activité hydrothermale (Huvelin, 1977). Les produits de l'activité magmatique se sont mis en place sous forme de filons et d'intrusions de dimensions modestes (hecto à kilométrique). La nature des produits est bimodale. Un peu plus des deux tiers de l'ensemble magmatique est basique, le reste est acide, et les termes intermédiaires sont rares.

Le sous-ensemble basique, formé de gabbros, dolérites, cumulats basiques et ultrabasiques et produits différenciés, constitue une série tholeiitique (Bordonaro, 1983) intracontinentale (Kharbouch, 1994) ou d'affinité océanique (Aarab, 1984; Jadid, 1989). Le sous ensemble acide est formé par des granitoïdes subvolcaniques qui, pour Bordonaro (1983) et Kharbouch (1994) sont calcoalcalins, pour Aarab (1984), ils constituent les produits les plus différenciés de la série tholeiitique (plagiogranites océaniques) et pour Jadid (1989), ce sont également des plagiogranites océaniques mais produits par immiscibilité. Pour ces auteurs, ce magmatisme est préorogénique et se met en place en contexte distensif avant le raccourcissement crustal post-Visséen.

L'analyse structurale a montré qu'une partie au moins des corps magmatiques est syntectonique (Essaïfi, 1989, Essaïfi et Lagarde, 1990), ce qui suggère une fusion crustale induite par la relaxation thermique post-collision.

De ce rappel historique, il résulte que les différentes hypothèses avancées pour expliquer la genèse du magmatisme bimodal des Jebilet sont contradictoires et qu'elles impliquent des interprétations géodynamiques fort différentes du segment hercynien des Jebilet.

Étant donné l'intensité de l'activité hydrothermale dans ce segment de la chaîne hercynienne marocaine, nous avons procédé, à une étude pluridisciplinaire où l'analyse structurale et l'analyse de l'altération hydrothermale du magmatisme bimodal des Jebilet centrales sont abordées. Ces deux approches complémentaires sont entreprises afin de préciser davantage le contexte tectonique de mise en place de ce magmatisme, de s'assurer de sa signature géochimique et de vérifier sa liaison éventuelle avec les concentrations métallifères (amas sulfurés) qui caractérisent la partie centrale due ce massif.

Première Partie,

LES METHODES ET LES OBJETS D'ETUDE

Chapitre I;

ANALYSE DE L'ACTIVITÉ HYDROTHERMALE LIÉE À LA MISE EN PLACE DES INTRUSIONS MAGMATIQUES

Les systèmes hydrothermaux correspondent à l'ensemble des processus qui redistribuent l'énergie et la masse via la circulation de fluides chauds et riches en H2O. Ces systèmes peuvent être déclenchés par plusieurs types de perturbations (gradient de concentration chimique, gradient de potentiel électrique, gradient thermique...) mais celles qui sont associées aux anomalies thermiques induites par des intrusions magmatiques constituent la classe la plus importante et la plus dominante dans la croûte terrestre. En effet, dès son stade de remontée vers les niveaux supérieurs de la croûte continentale, une intrusion magmatique peut rentrer en contact avec un encaissant riche en fluides, l'activité hydrothermale est alors déclenchée. Cette activité contribue à amollir thermiquement l'encaissant au toit des intrusions et guide leur remontée à travers la croûte; elle se poursuit jusqu'à ce que l'énergie thermique apportée par l'intrusion soit totalement redistribuée.

L'activité hydrothermale accompagne ainsi la remontée des magmas vers la croûte supérieure. Elle est active, actuellement, aussi bien dans la croûte océanique que continentale, et elle l'a toujours été au cours des temps géologiques. Les systèmes hydrothermaux fossiles en sont les témoins.

I- ÉVOLUTION DE L'ACTIVITE HYDROTHERMALE

La dispersion de l'énergie thermique apportée par les intrusions magmatiques se fait par la combinaison de phénomènes de conduction et de convection. La prédominance de l'un de ces deux modes de transfert de chaleur sur l'autre dépend de plusieurs paramètres dont le plus important est la perméabilité. Dans un encaissant saturé en eau, les intrusions se refroidissent apparemment par conduction si la perméabilité de l'encaissant est assez faible ($10^{-17}cm^2$ ou moins), la convection devient dominante sur la conduction si la perméabilité est assez élevée (supérieure à 10^{-14} cm^2) (Norton et Knight, 1977). La perméabilité d'une roche correspond à la surface des pores par lesquels le fluide peut circuler, elle est donc fortement dépendante de la porosité.

I-1- Porosité et perméabilité

La loi de Darcy ‹‹$J = -(k/v)\ (dPf/dz)$›› où ‹‹J›› représente le flux du fluide, ‹‹k›› la perméabilité, ‹‹v›› la viscosité du fluide et (dPf/dz) le gradient de la pression fluide rend compte de l'importance de la notion de perméabilité dans l'analyse de l'altération hydrothermale.

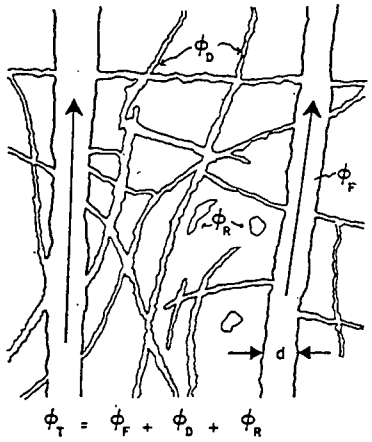


Fig. I-1- Les différents types de pores dans les roches fracturées (d'après Norton et Knapp, 1977).
pores de diffusion (F_D), résiduels (F_R) et d'écoulement (F_F)

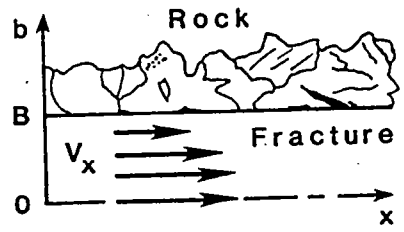


Fig. I-2- Profil de vélocité (v_x) pour un écoulement laminaire dans une fracture de demi-ouverture B. L'ouverture des fractures dans les systèmes naturels varie de 10nm à 10 mm (d'après Norton, 1984).

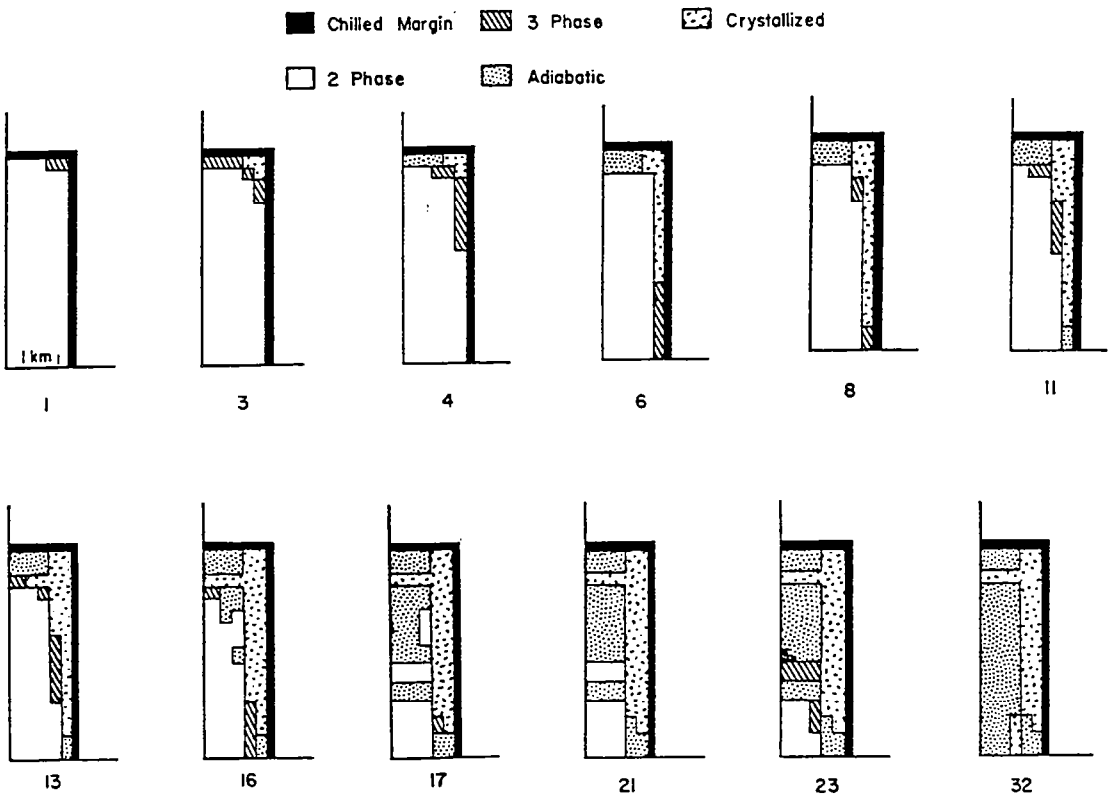


Fig. I-3- Localisation et géométrie des différentes régions de phases d'un pluton qui cristallise en 32 000 ans (chiffres). Les régions adiabatiques correspondent aux endroits dans lesquels la pression magmatique induit une fracturation des roches adjacentes. Elle est accompagnée d'une rapide diminution de pression et de cristallisation de magma. La région à 3 phases correspond à la région S (solide)-L (liquide)- V (vapeur) et la région à 2 phases correspond à la région S-L. Noter l'individualisation de chambres magmatiques isolées à partir de 1700 ans. (D'après Knapp et Norton, 1981).

Tous les pores qui existent dans une roche ne sont pas interconnectés et seule une partie de ceux-ci peut contribuer à la circulation des fluides. Trois catégories de pores sont classiquement distinguées dans une roche (voir par ex. Norton, 1979; De Marsily, 1981) (fig. I-1) :

(i) des pores d'écoulement, ce sont des pores continus qui constituent des chenaux d'écoulement de fluides. Ces pores correspondent souvent aux fractures continues qui ont l'ouverture la plus large.

(ii) des pores de diffusion, ce sont des fractures discontinues et des fissures aux joints de grains. Ils sont connectés aux pores d'écoulement mais le transport des composants le long de ces fractures se fait surtout par diffusion aqueuse.

(iii) des pores résiduels qui correspondent aux pores isolés dans les minéraux ou à l'interface entre les minéraux. Ils ne sont connectés ni aux pores d'écoulement, ni aux pores de diffusion.

La perméabilité est cette portion de la roche qui correspond aux pores d'écoulement. Dans les roches saturées en fluide tous ces pores sont remplis de fluide, mais l'écoulement de celui-ci ne s'effectue que dans le réseau de fractures qui forment les pores d'écoulement. Le régime d'écoulement le plus important dans les systèmes naturels est l'écoulement laminaire (Norton, 1984) où la viscosité du fluide (ou sa résistance à l'écoulement) retarde son mouvement (ou vélocité). Il en résulte une vélocité à profil parabolique (fig. I-2) où la vélocité maximale est au centre des pores et la vélocité minimale (zéro) à l'interface pore-matrice. Ce profil parabolique du mouvement du fluide dans les pores d'écoulement se répercute sur les flux de matière qui varient également d'un maximum au centre de la fracture jusqu'à zéro à l'interface fluide-roche. Les échanges entre la matrice et les pores d'écoulement se feront par diffusion moléculaire, c'est à dire que sous des gradients de composition chimique entre le fluide des pores en écoulement et les fluides des pores résiduels, un composant chimique migrera des endroits où sa concentration est plus forte vers les endroits où sa concentration est plus faible.

I-2- Fracturation et systèmes hydrothermaux

L'état de déformation d'un système intrusion-encaissant contrôle fortement sa perméabilité et par là même l'intensité des processus hydrothermaux qui vont l'affecter. L'état de déformation d'une roche peut varier depuis une déformation continue ductile jusqu'à une déformation discontinue cassante. Si la première est responsable de la création d'un plan de discontinuité (schistosité ou foliation) qui semble faciliter l'infiltration des fluides en maintenant une perméabilité dynamique (Etheridge et al., 1983), la perméabilité des milieux où la déformation est continue reste un paramètre peu contraint (McCaig et al., 1993; Stephenson et al., 1993). C'est la déformation cassante qui est responsable de la création de vides (fractures) et qui contrôle fortement la perméabilité. La fracturation des roches magmatiques peut commencer à des stades relativement précoces de la consolidation des corps intrusifs, à des températures très proches de celles du solidus magmatique (Pitcher et Berger, 1972; Norton et Taylor 1979; Marre, 1982;

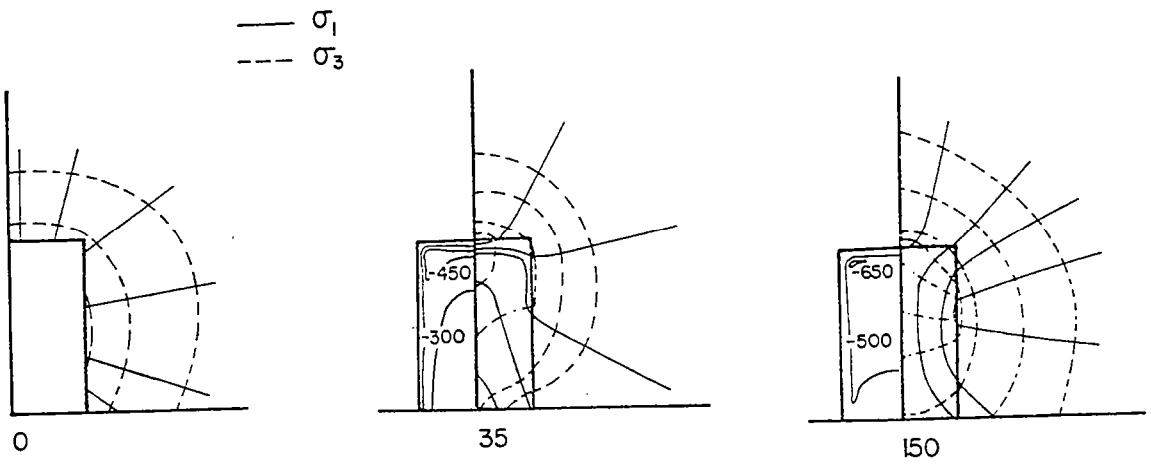


Fig. I-4- Trajectoires des contraintes principales et changements de température (°C) à O, 35000 et 150000 ans après la mise en place du pluton. Les trajectoires sont radiales et tangentielles autour de la zone subissant la plus forte chute de température (d'après Knapp et Norton, 1981).

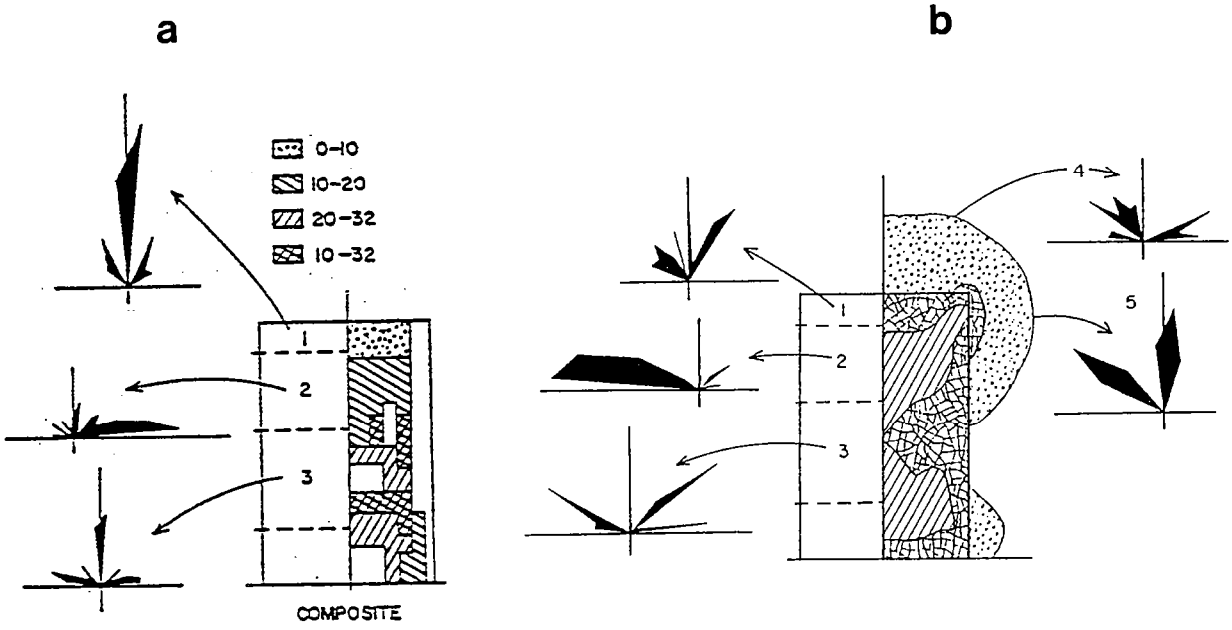


Fig. I-5- Localisation et géométrie des fractures au cours de la cristallisation et du reforidissement d'un pluton (d'après Knapp et Norton, 1981).
(a) les fractures induites par les variations de pression magmatique dans le pluton en cours de cristallisation. Ce sont des fractures en tension induites par l'augmentation de la pression magmatique. Les figures et les chiffres représentent les tranches d'âge en milliers d'années.(d'après Knapp et Norton, 1981).
b) les fractures liées aux contraintes thermiques. Mécanismes de la fracturation 1: Cisaillement; 2: Tension; 3: Cisaillement + Tension

Bouchez et al., 1992). L'analyse de la fracturation liée à la mise en place d'un corps magmatique a fait l'objet de modélisations numériques (Knapp et Norton, 1981). Ces modélisations ne prennent pas en compte l'influence éventuelle d'une déformation régionale et ne concernent qu'un encaissant à comportement cassant; elles analysent le champ de déformation lié à la dispersion de l'énergie thermique propagée par le magma et de manière plus épisodique, par des différences de pression magmatique. Plusieurs points sont à noter dans ces modèles:

(i) concernant la cristallisation du magma, une région à trois phases (solide-liquide-vapeur) est initialement confinée aux coins du pluton, puis s'étend graduellement sur ses flancs (fig. I-3). La cristallisation commence juste après l'individualisation de cette région à 3 phases et la suit progressivement vers le bas du pluton. Parallèlement la pression augmente et lorsque la région à 3 phases (V-L-S) atteint une valeur estimée à 8% du volume total du système, des fractures apparaissent soit dans la partie cristallisée soit dans les roches encaissantes environnantes. La pression magmatique diminue alors soit par cristallisation adiabatique, soit par échappement de H2O vapeur. Dans ces modèles, les variations de pression aboutissent finalement, vers la moitié de la période totale de cristallisation à l'individualisation de chambres magmatiques dans le système initial. Chacune de ces chambres peut alors évoluer d'une manière indépendante des autres en fonction de sa taille et de sa position dans le système.

(ii) concernant les contraintes, l'augmentation de la température dans les roches encaissantes provoque une expansion centrifuge alors que le refroidissement du magma induit sa contraction. En conséquence, des contraintes en tension sont engendrées perpendiculairement à l'interface intrusion-encaissant. Les contraintes maximales (fig. I-4) occupent alors une position radiale et les contraintes minimales une position concentrique centrée sur la zone du pluton subissant la plus forte chute de température (partie en voie de cristallisation). Au cours du temps ces trajectoires de contraintes subissent des virgations liées à l'enfoncement progressif vers le coeur du pluton de la zone en cours de refroidissement.

(iii) concernant la fracturation, deux types de fractures sont distinguées (a) les fractures induites par l'augmentation de pression magmatique et (b) les fractures induites par les contraintes thermiques.

(a) les fractures induites par l'augmentation de la pression magmatique se forment périodiquement durant l'histoire magmatique de l'intrusion (fig. I-5a). Aux premiers stades de cristallisation ces fractures sont confinées au toit du pluton, puis elles migrent vers le coeur de celui-ci en même temps que le refroidissement. Ces fractures se développent uniquement en tension. Leur pendage varie à travers le pluton, il passe de la verticale au toit à l'horizontale au centre puis encore à la verticale à la base de l'intrusion.

(b) les fractures induites par les contraintes thermiques apparaissent beaucoup plus tardivement que celles induites par la pression magmatique. Leur apparition commence dans le toit du pluton, elles se propagent ensuite à travers les marges puis gagnent le centre du pluton (fig.

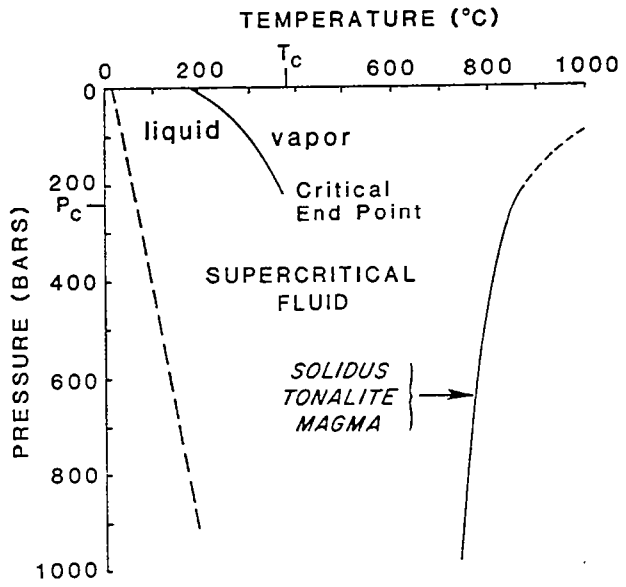


Fig. I-6- Diagramme de phases du système-H_2O projeté dans le plan Pression-Température. Le diagramme montre la localisation de la région supercritique par rapport à un gradient géothermique normal (ligne en tirets) et le solidus d'un magma tonalitique à ≈4% H2O (in Norton, 1984).

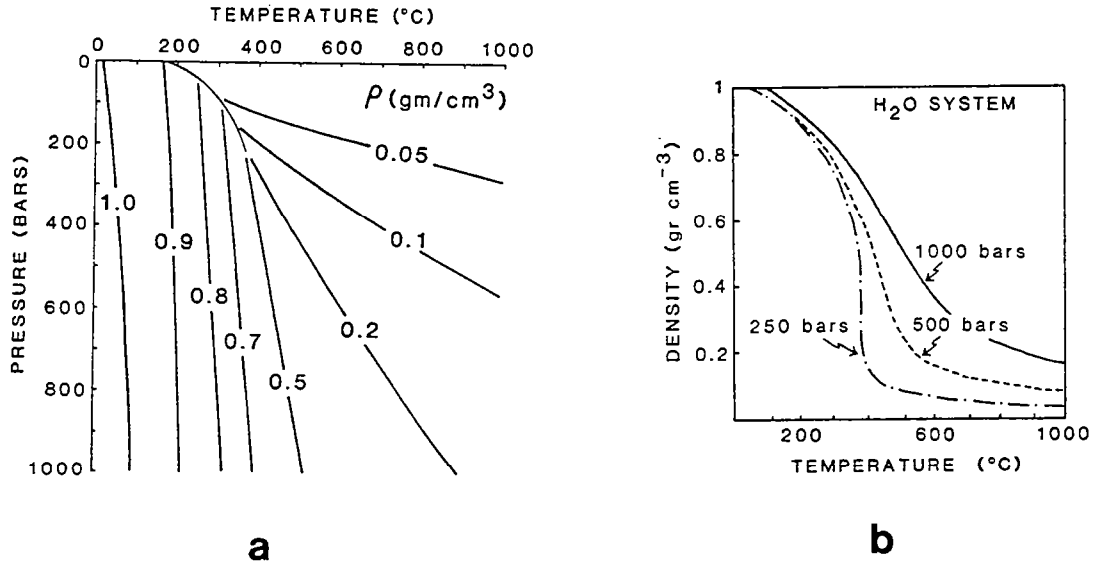


Fig. I-7- Variation de la densité de l'eau dans un digramme Pression-Température (**a**) et en fonction de la température (**b**) pour des pressions de 250, 500 et 1000 bars (in Norton, 1984).

I-5b). Les fractures de cisaillement se développent uniquement dans l'encaissant et forment une coupole autour de la partie supérieure du pluton. Les fractures en tension se développent uniquement dans le pluton et ce dans deux régions distinctes: une dans la partie supérieure, l'autre dans la partie inférieure. Les fractures formées par cisaillement suivi de tension se développent aussi bien dans le pluton que dans l'encaissant, principalement aux flancs du pluton mais aussi en son centre.

I-3- Circulation des fluides

La conséquence la plus importante du déclenchement de l'activité hydrothermale est la redistribution de la matière par le fluide. Cette redistribution dépend énormément des capacités de transport des fluides.

I-3-1- Propriétés thermodynamiques des fluides

L'eau est le constituant majeur des fluides impliqués dans les systèmes hydrothermaux; leurs propriétés sont ainsi largement influencées par celles de l'eau.

-Le point critique de l'eau (point où la séparation entre état liquide et état vapeur devient impossible) produit des changements extrêmes mais continus dans les propriétés thermodynamiques du fluide supercritique. Les conditions de pression et de température dans lesquelles l'eau est supercritique sont comprises entre celles d'un gradient géothermique normal (20°C/km) et celles d'une intrusion magmatique (fig. I-6). Cet état de l'eau est donc généralement rencontré dans les systèmes hydrothermaux.

-Les propriétés de transport dans les systèmes hydrothermaux sont fonction de la densité des fluides. La densité de l'eau diminue lorsque la température augmente, de $1g/cm^3$ à faible température jusqu'à $0,01g/cm^3$ près des intrusions magmatiques (fig. I-7a). Cette diminution n'est cependant pas une fonction linéaire de la température. En effet, à pression constante, la plus grande chute de densité s'observe dans la région supercritique (fig. I-7b).

-La circulation de l'eau est également proportionnelle au coefficient isobare d'expansion thermique (α_f) et inversement proportionnelle à la viscosité (v_f). L'énergie thermique du fluide est proportionnelle à sa capacité calorifique (Cp). Le coefficient d'expansion thermique (α_f) et la capacité calorifique (Cp) atteignent les valeurs maximales au point critique alors que la viscosité (ou résistance à l'écoulement) est minimale (fig. I-8).

Les meilleures conditions pour la circulation de l'eau se trouvent donc réunies près de son point critique: la densité diminue fortement, la viscosité est minimale, le coefficient d'expansion thermique et la capacité calorifique sont maximales. Si la perméabilité du milieu est suffisante, la corrélation entre ces différentes propriétés devrait résulter en une température maximale du fluide qui ne devrait pas être très différente de celle du point critique. Car, vues les propriétés propices à la circulation de l'eau près du point critique, les fluides auraient tendance à quitter

rapidement la zone de réchauffement si une porosité d'écoulement suffisante existe (Nehlig, 1993). D'ailleurs, il n'est pas un hasard si les températures reportées pour les fluides hydrothermaux dans la croûte océanique ont en général des températures comprises entre 350°C et 360°C.

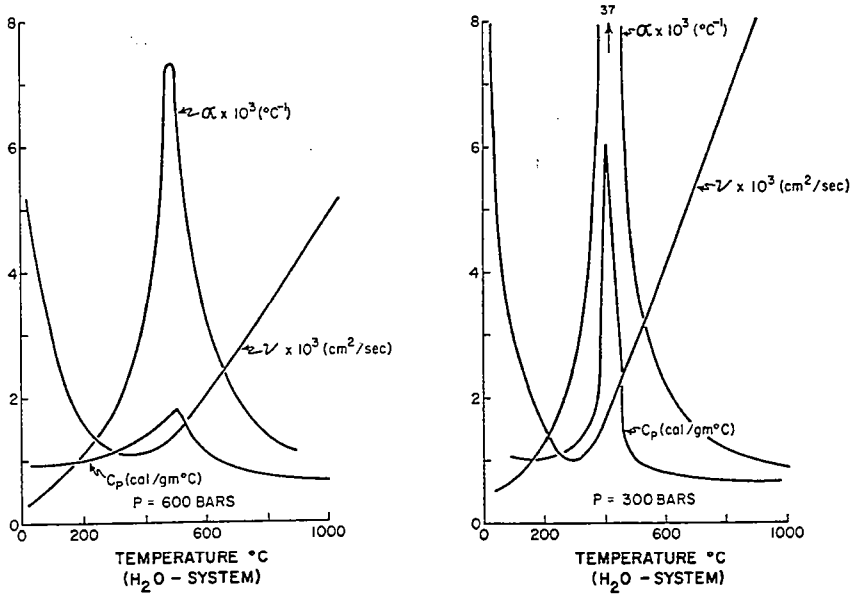


Fig. I-8- Variation des propriétés de transports du système H2O à des pressions de 300 et 600 bars (in Norton, 1984). Cp: capacité calorifique; v: viscosité; α: coefficient isobare d'expansion thermique; ß: coefficient isotherme de compressibilité.

I-3-2- Redistribution des fluides

Les modèles numériques de Norton (1979) et Norton et Taylor (1979) montrent que durant l'histoire thermique d'une intrusion, les fluides deviennent parfaitement redistribués (fig. I-9a):

-les fluides externes à l'origine dans l'encaissant au-dessus du pluton, descendent en direction du pluton puis remontent en direction de la surface.

-les fluides dans les roches perméables encaissantes, à plusieurs kilomètres des flancs de l'intrusion, se dirigent vers celle-ci, la traversent et remontent vers la surface.

-les fluides à l'intérieur de l'intrusion (fluides d'origine magmatique) restent stationnaires jusqu'à ce que la température descende au-dessous de celle où les fractures apparaissent, ils remontent alors rapidement vers la surface.

-les fluides au contact du pluton circulent le long de ses flancs et dès que celui-ci se fracture, ils rentrent dans le pluton et remontent ensuite vers la surface.

-la source des fluides qui traversent le pluton se trouve dans des régions très éloignées du pluton et souvent dans les roches sus-jacentes. Plus de 95% des fluides qui traversent le pluton

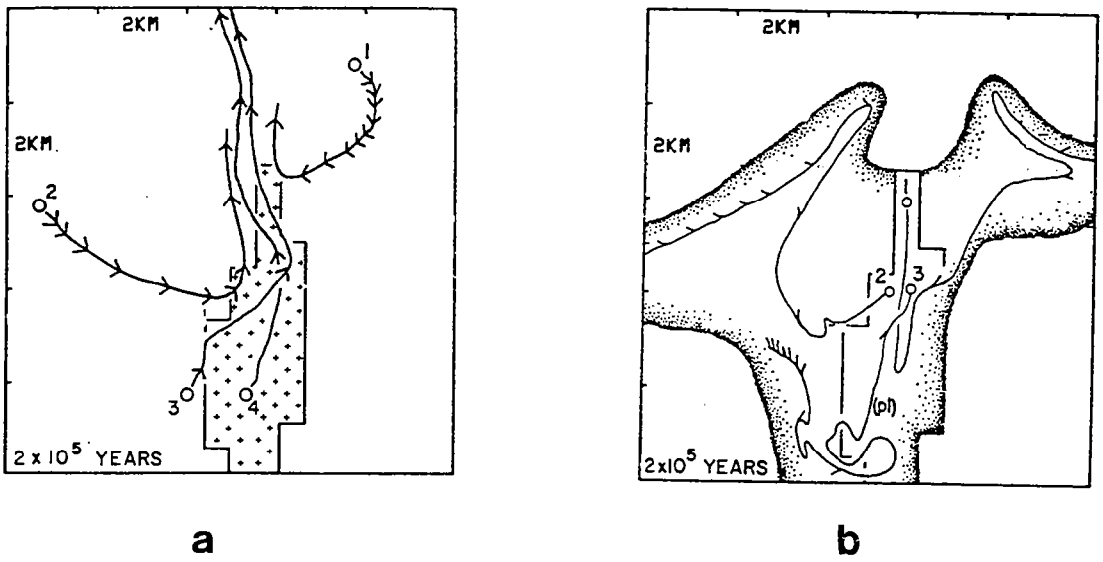


Fig. I-9- (**a**) Trajectoires de fluide provenant de 4 régions sources différentes (1, 2, 3, 4). Les flèches indiquent le sens d'écoulement du fluide

(**b**) Les régions sources du fluide qui arrivent au pluton durant toute la période (20 000 ans) de la perturbation thermique induite par sa mise en place. La source et la trajectoire des fluides qui arrivent aux positions 1, 2 et 3 sont représentées par des lignes (d'après Norton, 1979).

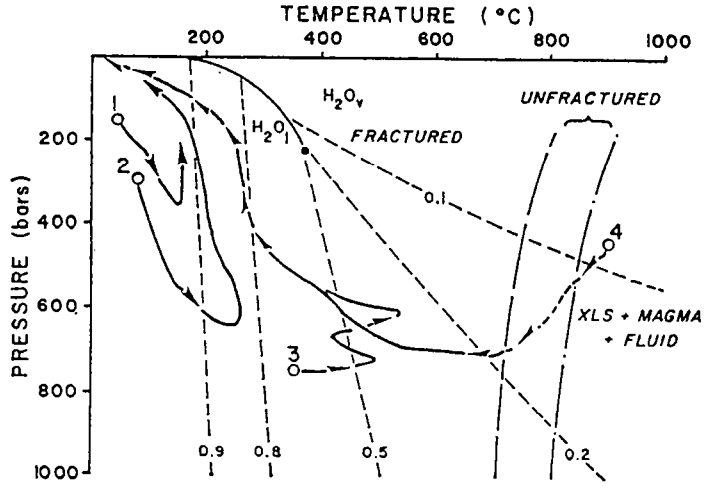


Fig. I-10- Variations de la pression et de la température du fluide le long des trajectoires 1, 2 et 3 de la figure (I. 9b) projetés dans le digramme P-T du système H2O de la figure (I. 7). Les isodensités de l'eau sont également représentées (tirets avec valeur) ainsi que le solidus d'un magma tonalitique riche en H2O (tirets et points) et sa limité d'élasticité (tirets) (d'après Norton, 1979).

proviennent de régions sources extérieures au pluton (fig. I-9b), préférentiellement des zones qui ont la perméabilité la plus élevée.

Parallèlement à cette redistribution des fluides selon des trajectoires bien définies, Les conditions de pression et de température changent (fig. I-10):

-les fluides dont les positions initiales sont loin des plutons circulent vers des domaines à températures de plus en plus élevées, jusqu'à atteindre les températures les plus élevées du système. Ils évoluent ensuite selon des températures décroissantes jusqu'à atteindre les températures ambiantes.

-les fluides proches du pluton circulent à peu près à pression constante jusqu'à ce qu'elles atteignent les températures maximales du pluton, ils suivent alors des températures et des pressions décroissantes en direction de la surface.

-les fluides initialement à l'intérieur du pluton restent stationnaires mais leur température et pression changent à l'intérieur du milieu non fracturé. Au fur et à mesure que le fluide devient partie intégrante du système hydrothermal, sa température et sa pression diminuent dans la région supercritique.

Ces changements dans les conditions physiques des fluides durant leur circulation doivent affecter leurs réactions avec les roches. Ceci d'autant plus qu'une grande partie de ces fluides circulent à travers la région supercritique, une région où les propriétés thermodynamiques de l'eau de connaissent des changements considérables (Helgeson et Kirkham, 1974; Helgeson et al., 1981).

I-4- Redistribution de la matière

Une des conséquences majeures de l'activité hydrothermale induite par les anomalies thermiques liées aux intrusions magmatiques est la redistribution des composants chimiques par la circulation de fluides. Les preuves de cette redistribution se manifestent par la cristallisation de minéraux d'altération dans les zones fracturées et par le développement de zones minéralisées associées aux systèmes hydrothermaux fossiles et actuels. Au cours de l'activité hydrothermale, les composants chimiques sont redistribués au fur et à mesure que le fluide circule et rentre en contact avec des roches avec lesquelles il n'est pas en équilibre. Cette redistribution des composants chimiques par les fluides a fait l'objet de modélisations numériques par Norton (1978) et Norton et Taylor (1979) et avait pour objets d'application, l'intrusion stratiforme de Skeargaard et le complexe plutono-volcanique de la province "porhyry-copper" de l'Arizona-New Mexico.

La composition initiale des fluides est déterminée par la composition des roches initiales dans lesquelles ils se développent, sauf si le taux d'infiltration des eaux souterraines ou météoriques est relativement grand. Les fluides initialement dans l'intrusion dérivent des processus de cristallisation et tendent à être en équilibre avec les minéraux primaires lorsqu'ils cristallisent dans les fractures à des températures magmatiques.

Le changement de la concentration d'un composant dans la phase fluide est une fonction du taux d'advection de ce composant et de son taux de transfert entre les phases minérale et aqueuse.

(i) Aux températures élevées, le flux de masse est constant et faible. Les changements de concentration induits par l'advection ne sont pas significatifs, l'équilibre est présumé se développer entre le fluide et la roche.

(ii) À des températures plus faibles, le taux d'advection des composants devient important, le déséquilibre total entre le fluide et la roche se développe, l'altération hydrothermale intense commence et son effet intégré dans le temps devient fonction de la composition du fluide et de sa quantité.

Le changement de la composition d'un fluide hydrothermal en un point donné de l'intrusion dépend de la source du fluide et des réactions ayant eu lieu entre ce fluide et les roches qu'il a traversées pendant sa circulation vers le point considéré.

(i) Pendant les premières années du fonctionnement d'un système hydrothermal, les fluides qui arrivent en un point du pluton ont des sources dans le pluton lui même, leurs compositions devraient être déterminées par la réaction avec le pluton à des températures élevées, par conséquent les minéraux déposés devraient être en équilibre avec les minéraux primaires.

(ii) Ensuite, des fluides dont la source est dans l'encaissant arrivent à la même localité de l'intrusion. L'interaction fluides/roches tend alors à ramener l'assemblage minéralogique primaire vers un assemblage identique à celui de l'encaissant. Cette interaction change également la composition des fluides.

(iii) Les fluides qui quittent le pluton en cours de refroidissement vers l'encaissant redistribuent les composants dérivés des réactions ayant eu lieu et dans le pluton et dans les régions sources en dehors du pluton.

La présence d'ions Cl dans la phase fluide change fortement son comportement (Burnham, 1967). Contrairement à l'eau pure qui ne mobilise pas certains éléments tels Ca, Fe, Mg, Mn, Ba et Sr, ces éléments sont présents en forte quantité dans les eaux riches en Cl. Ces mêmes eaux contiennent des proportions importantes en K et Na. Les solutions qui forment les dépôts métallifères sont clairement acides et riches en Cl et ont des grandes concentrations en NaCl et faibles en CaCl2, KCl, et H2SO4 (Helgeson; 1970, Roedder, 1971). Ces solutions sont capables de redistribuer les composants majeurs (NaCl, CaCl2, H2SO4) et les composants en traces (Cu, Fe, ...) lorsqu'ils circulent le long des trajectoires de fluides. Les fluides dont les régions sources coïncident avec des roches contenant des fluides salés peuvent ainsi transporter les éléments de transition le long de gradients de températures croissants, traverser le corps magmatique en cours de refroidissement et poursuivre leur circulation dans les roches sus-jacentes jusqu'à ce que la température décroisse suffisamment ou que la dilution se développe, provoquant ainsi le dépôt de ces éléments.

II- INTERPRÉTATIONS

Deux types de fluides sont impliqués dans l'activité hydrothermale qui accompagne la mise en place des intrusions magmatiques dans les niveaux supérieurs de la croûte:

(i) des fluides d'origine interne qui dérivent des processus de cristallisation. Quantitativement, ces fluides forment moins de 5% de l'ensemble des fluides impliqués dans le processus hydrothermal. Ils réagissent avec les roches hôtes à des températures élevées (altération deutérique) et s'échappent ensuite vers l'encaissant au toit des intrusions. Leur signature est difficile à mettre en évidence dans les systèmes hydrothermaux fossiles car elle est largement masquée par les fluides d'origine externe (Hedenquist et Lowenstern, 1994) qui continuent de circuler jusqu'au refroidissement total de l'intrusion.

(ii) des fluides d'origine externe proviennent de l'environnement des intrusions et leur composition dépendra principalement de celle de leur région source. Les études de la composition en isotopes stables des minéraux hydrothermaux (Taylor, 1979) indiquent que divers types de fluides peuvent être impliqués dans les systèmes hydrothermaux. Ces fluides comprennent l'eau de mer, l'eau météorique et l'eau métamorphique. L'interaction des fluides avec les roches durant leurs trajectoires vers le magma en cours de refroidissement contribue à leur enrichissement en composants chimiques; ce processus est davantage favorisé quand les fluides magmatiques acides sont absorbés par les fluides météoriques et sont intégrés dans le système hydrothermal global (Hedenquist et Lowenstern, 1994)

L'activité hydrothermale est très active dans les marges de plaques, divergentes ou convergentes, où les processus de fusion partielle et de genèse de magmas s'opèrent en réponse aux processus tectoniques qui affectent ces régions. L'étude de l'activité hydrothermale peut donc contribuer largement à la compréhension de l'histoire géologique d'une région donnée. Même si elle est une conséquence inévitable de la mise en place de perturbations thermiques dans un encaissant riche en fluides, cette activité est plus ou moins intense et dépend de plusieurs paramètres dont l'un des plus importants est la perméabilité. La perméabilité est elle même dépendante de l'état de déformation des roches et donc du contexte tectonique de mise en place des intrusions. Lorsque celle ci est assez importante pour permettre la circulation de fluides, l'activité hydrothermale est déclenchée, des réactions minéraux-fluides ont lieu et des minéraux d'altération se déposent dans les chenaux d'écoulement des fluides. Cela a pour conséquence une diminution de la perméabilité et un refroidissement de l'intrusion qui est à l'origine de l'ensemble de l'activité hydrothermale. Les systèmes hydrothermaux sont ainsi caractérisés par des relations de type rétroaction (feed-back) où le déclenchement d'un processus a des conséquences sur celui qui lui a donné naissance. A cause de ces effets rétroactifs et de l'ensemble des paramètres qui influencent l'activité hydrothermale, celle-ci sera plus ou moins évidente et plus ou moins marquée dans les systèmes intrusion-encaissant.

III- ANALYSE DES SYSTÈMES HYDROTHERMAUX FOSSILES

Étant donné la diversité des paramètres qui contrôlent l'activité hydrothermale liée à la mise en place des intrusions magmatiques, la compréhension de celle ci ne peut se faire que par le biais d'une analyse pluridisciplinaire. L'analyse des systèmes hydrothermaux fossiles doit comprendre une analyse structurale afin de mettre en évidence les modalités de mise en place des intrusions; une analyse pétrographique et minéralogique afin de mettre en évidence la part des processus d'origine primaire et ceux d'origine secondaire; une analyse géochimique afin de qualifier et/ou quantifier la redistribution de matière induite par l'activité hydrothermale.

III-1- Analyse structurale

L'analyse structurale des intrusions magmatiques, en particulier des granitoïdes, est bien documentée (voir par ex. Marre, 1982; Lagarde, 1989). Cette analyse structurale des intrusions doit accompagner celle de l'activité hydrothermale car elle permet de caractériser le contexte de mise en place des intrusions, contexte dont dépendra largement l'état de déformation de l'intrusion magmatique étudiée et par conséquent sa perméabilité aux fluides hydrothermaux. Ici on décrira surtout certains aspects auxquels un géologue devrait s'intéresser lorsqu'il étudie l'activité hydrothermale liée à la mise en place d'une intrusion. A ce stade, il s'agit de reconnaître les évidences de l'activité hydrothermale en localisant les roches fortement affectées par ce processus. Celles ci sont souvent localisées dans les zones de forte perméabilité qui constituent des chenaux d'écoulement des fluides (Kerrick, 1986; Marquer, 1987; Dipple et Ferry, 1992) et elles correspondent soit à des zones de cisaillement, soit à des fractures. Des roches de moins en moins altérées s'organisent souvent en zones autour de ces chenaux et de ce fait, les équivalents les moins altérés sont les plus éloignés des fractures (Turpault, 1989) ou des zones de cisaillement (Marquer et al., 1985). L'altération est ainsi souvent organisée en zones dont l'intensité d'altération augmente à l'approche des chenaux de circulation de fluides. La roche la moins altérée est à rechercher loin de ces zones et les roches de plus en plus altérées à l'approche des zones de cisaillement et de fractures. La répartition spatiale et les relations géométriques entre ces différentes zones d'une part et entre ces zones et le champ de déformation finie doivent être définies, à l'échelle de l'affleurement, puis à l'échelle de l'intrusion. Des anomalies chimiques peuvent également exister à l'échelle de ces zones, des fentes, des veines ou des filons mono ou pluriminérales peuvent en effet accompagner la circulation des fluides (Dipple et Ferry, 1992). Leur relation géométrique avec le champ de déformation permet d'établir la chronologie relative d'apparition de ces fentes. Parfois elles sont antérieures à la déformation et servent à la nucléation des zones de cisaillement (Segall et Simpson, 1986). Elles peuvent également être contemporaines du fonctionnement de ces zones (Kerrick et al., 1977) ou légèrement tardives (Gates et Speer, 1991) (fig. I-11).

Lorsque la déformation est assez homogène, la localisation des zones fortement altérées devient assez difficile; la déformation et l'altération sont généralisées. L'étude des effets de

l'altération devient délicate, l'échantillonnage devrait combiner intensité de déformation et composition minéralogique des roches. Les études pétrographiques des sections minces et les études géochimiques devraient ensuite permettre de distinguer davantage les roches les plus transformées des roches les moins affectées par les processus hydrothermaux.

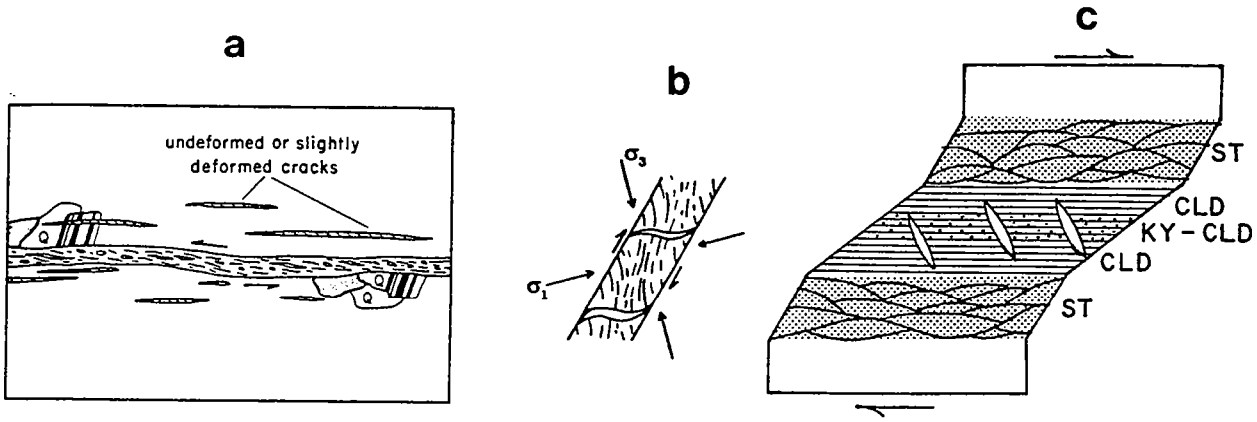


Fig I-11- Différents types de relations géométriques entre veines et zones de cisaillement; (a) fentes précoces servant à la nucléation des zones de cisaillement (d'après Segall et Simpson, 1986); (b) fentes sigmoïdales contemporaines du fonctionnement de zones de cisaillement (d'après Kerrich, 1986); (c) fentes légèrement tardives, remplies de tourmaline et/ou disthène et qui apparaissent au cours d'une évolution rétrograde associée au fonctionnement d'une zone de cisaillement ; ST (zone à staurotide), CLD (zone à chloritoïde), KY-CLD (zone à disthène-chloritoïde) (d'après Gates et Speer, 1991).

III-2- Analyse pétrographique et texturale

Les études pétrographiques permettent de définir les phases minérales primaires et secondaires. Combinées aux compositions modales, elles permettent de discriminer les roches les moins transformées des roches fortement affectées par les processus hydrothermaux. Il est ainsi possible de définir un indice d'altération d'une roche donnée. Un gabbro formé par ex. d'olivine, plagioclase et clinopyroxène comme minéraux primaires et d'amphibole, chlorite, épidote et muscovite comme minéraux secondaires, aura un indice d'altération d'autant plus élevé que le pourcentage des minéraux secondaires est grand.

Les relations texturales entre les différents minéraux devraient permettre de définir les phases minérales secondaires qui se développent à partir d'une phase ou d'un ensemble de phases primaires. Il est alors possible de déduire un indice d'altération pour une phase minérale donnée. Supposons que dans l'exemple précédent, l'olivine se transforme en amphibole et que cette transformation se fasse à volume constant de telle façon que les contours primaires des cristaux d'olivine restent reconnaissables; l'indice d'altération de l'olivine sera d'autant plus élevé que le pourcentage d'amphibole qui se forme aux dépens d'elle est élevé.

Les relations texturales permettent aussi d'établir la chronologie relative d'apparition des différentes phases minérales, aussi bien primaires que secondaires (Bard, 1980). La chronologie d'apparition des phases secondaires peut en effet être très "étalée dans le temps", en

particulier dans les plutons qui se mettent en place dans les parties les plus superficielles de la croûte où des phases minérales secondaires peuvent se former depuis des températures magmatiques jusqu'à la température de leur encaissant. Dans ce cas une phase minérale secondaire de basse température peut se former aux dépens d'une phase secondaire de haute température. La chlorite par exemple se forme souvent aux dépens de biotites deutériques dans les granitoïdes.

Lorsque différentes phases minérales secondaires, indiquant des conditions physiques différentes, coexistent dans une roche donnée, la question immédiate qui se pose est alors: s'agit-il du *continuum* d'un même processus hydrothermal ou d'un événement hydrothermal postérieur? Les relations texturales devraient normalement permettre de répondre à cette question. Une phase d'altération appartenant à un événement hydrothermal postérieur à celui lié à la mise en place d'une intrusion sera désignée comme phase "tertiaire". Normalement les minéraux appartenant à un événement postérieur devraient couper à l'emporte-pièce les minéraux liés à l'événement hydrothermal antérieur. Ceci n'est malheureusement pas souvent le cas, car certaines phases minérales tertiaires ont tendance à se développer de façon mimétique sur leurs hôtes, c'est le cas par exemple des chlorites qui se développent sur les plans de clivage des biotites ou des amphiboles. Dans ces cas douteux, une combinaison des relations texturales avec l'étude des compositions chimiques des phases minérales impliquées se révèle nécessaire (voir détails ci-après).

Dans les roches déformées, l'étude des mécanismes de la déformation permet d'approcher les conditions thermiques de la recristallisation notamment dans les roches à quartz et feldspath (Gapais, 1989). Elles permettent aussi de déterminer si la déformation est assistée ou non de fluides (Gratier, 1984) (tableau I-1). Le mécanisme de dissolution-cristallisation est le seul mécanisme susceptible de ne pas conserver la masse à l'échelle de l'échantillon (Kerrick et al., 1977) et capable de combiner la différenciation minérale, les changements de volume et les modifications de composition (Gratier, 1984).

	Mécanismes	Fluides	Température Taille des grains	$\dot{\varepsilon}$ sec^{-1}	Microstructures
Déformation Cataclastique	Fracturation	- non nécessaires	- Faible dépendance avec la température - Influence de la taille des grains.	Très rapide 10^{-1} 10^{-3}	Cracks Fractures
Déformation Plastique	Fluage de dislocations - glissement	- non nécessaires	- Basse température	assez rapide 10^{-6} 10^{-11}	Orientations préférentielles de réseau extinctions onduleuses, pliages, macles.
	- montée		- Haute température	10^{-6} 10^{-11}	Restauration sous grains Recristallisation, Néoblastes
Déformation avec Transfert de Matière	Fluage - diffusion - Nabarro-Herring - Coble	- non nécessaires	- Haute température - dépend de la taille des grains	Très lente 10^{-14} 10^{-16}	Pas d'orientations de réseau
	- Dissolution - Cristallisation	- nécessaires	- Basse température - dépend de la taille des grains	assez lente 10^{-11} 10^{-15}	Différentiation chimique - Surface de dissolution - Zones abritées - Filons de minéraux insolubles.

Tableau I. 1- Tableau récapitulatif des types de déformation, mécanismes et microstructures associées à l'échelle de l'agrégat (d'après la terminologie de Gratier, 1984) (in Marquer, 1987).

III-3- Analyse minéralogique

La connaissance de la composition minéralogique des différentes phases minérales d'une roche ayant subi les effets de processus hydrothermaux apporte plusieurs types de renseignements.

-Les compositions des phases minérales primaires (d'origine magmatique) renseignent sur le degré d'évolution ou de fractionnement d'une roche magmatique. Elles permettent ainsi de vérifier si deux roches d'indices d'altération différents sont au même degré de fractionnement, et donc si elles correspondent à la même roche originelle. Les compositions chimiques des minéraux primaires peuvent également renseigner sur les conditions physiques de leur cristallisation. De nombreux géothermomètres ou géobaromètres sont proposés (Wells, 1977; Lindsley, 1983, Lindsley et Andersen, 1983; Mercier et Bertrand, 1984; Hollister et al., 1987). Les compositions chimiques des phases primaires peuvent cependant être rééquilibrées lors de l'interaction avec la phase fluide. Elles gardent leurs caractéristiques optiques mais leurs compositions chimiques ne correspondent plus à celles qu'elles avaient lors de la cristallisation à partir du bain magmatique (altération cryptique). C'est le cas par exemple des clinopyroxènes (Moody et al., 1985-b; Mevel, 1984; Manning et Bird, 1986) et des ilménites (Cassidy et Groves, 1988) dont les compositions peuvent être rééquilibrées en faciès amphibolite et schiste vert.

-Les compositions des phases minérales secondaires renseignent sur les conditions physiques et chimiques de leur cristallisation. Plusieurs géothermomètres sont proposés dans ce sens, le géothermomètre des chlorites de Cathelineau et Nieva (1985), adapté par Kranidiotis et MacLean (1987) et celui des amphiboles (Raase, 1974; Plyusnina, 1982). Chaque minéral secondaire a en effet un champ de stabilité plus ou moins grand qui dépend, en plus des conditions physiques, de la composition de la roche totale, de la composition du minéral ou des minéraux à partir desquels il se développe et/ou de l'activité des ions dans la phase fluide. Tout dépendra du facteur prédominant lors de la cristallisation du minéral en question.

-Les compositions chimiques de l'ensemble des minéraux primaires et secondaires permettent de définir les réactions entre les minéraux et le fluide, et ce à l'échelle d'un site donné (en combinaison avec les relations texturales, voir plus haut) ou à l'échelle de la roche totale.

*Réactions minéraux-fluide à l'échelle d'un site:

Dans l'exemple cité ci dessus, l'olivine se transforme en amphibole, supposons que l'olivine ait une composition de forstérite 80 et que l'amphibole soit une trémolite; on peut écrire la réaction suivante:

$$Fe_{0,2}Mg_{1,8}SiO_4 \text{ (Olivine)} \Rightarrow Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2 \text{ (Trémolite)} \qquad (1)$$

Cette réaction doit être équilibrée pour tous les éléments chimiques qui entrent dans la composition des deux phases minérales en question. Plusieurs méthodes peuvent alors être

utilisées. On peut équilibrer la transformation en utilisant la forme sous laquelle les espèces chimiques sont supposées être en solution (par ex. Si est considéré sous forme de H_4SiO_4 alors que Ca est considéré être sous forme de Ca^{++} ou CaCl2). Dans ce type de réactions, la balance de charge doit également être respectée en équilibrant avec des protons H^+; l'équilibre de l'hydrogène en supposant que cet élément existe sous la forme de H_2 dans la phase fluide. Une autre méthode, plus simple, consiste à équilibrer la réaction en utilisant les éléments sous forme d'oxydes (SiO2 et CaO par ex.). En utilisant la première méthode la réaction (1) devient:

$$6\ Fe_{0,2}Mg_{1,8}SiO_4 + 2Ca^{++} + 2H_4SiO_4 + 10H^+ \Rightarrow Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2 + 5{,}8Mg^{++} + 1{,}2\ Fe^{++} + 8\ H_2O + H_2 \qquad (2)$$

Étant donné que les volumes molaires de la forstérite et de la trémolite sont respectivement 43,786 cm^3 et 272,92 cm3 (Robie et al., 1967; Holland et Powell, 1990), la réaction écrite s'accompagne d'un gain de volume de 10,4%. Si les relations texturales montrent que la transformation s'est fait à volume constant, il faut tenir compte de cette nouvelle condition, la réaction (2) devient alors:

$$Fe_{0,2}Mg_{1,8}SiO_4 + 0{,}32\ Ca^{++} + 0{,}28\ H_4SiO_4 + 2{,}08\ H^+ \Rightarrow 0{,}16Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2 + 0{,}2\ Fe^{++} + 1\ Mg^{++} + 1{,}28\ H_2O + 0{,}16\ H_2 \qquad (3)$$

D'autres conditions peuvent également être posées, c'est le cas par exemple de l'immobilité d'un élément chimique.

Ces réactions mettent en évidence les éléments apportés par la phase fluide et les éléments libérés par les phases minéralogiques. L'apport d'éléments par le fluide n'implique pas obligatoirement une origine externe de ces éléments; ils peuvent en effet provenir d'un autre site réactionnel dans la même roche (Ferry, 1979). De la même manière, les éléments libérés par les phases primaires peuvent être transportés plus loin par le fluide ou au contraire participer à d'autres réactions dans d'autres sites de la même roche. Tout dépendra de l'échelle de mobilité de l'élément considéré (Dipple et al., 1990).

*Degré d'avancement d'une réaction minéraux-fluide:

Si la transformation olivine-trémolite précédente est observée dans des roches d'intensités d'altération différentes, c'est à dire dans des roches où le volume de l'olivine en relique est différent, on peut définir le degré d'avancement de la réaction ("reaction progress variable" de Helgeson, 1968; Ferry, 1983) de déstabilisation de l'olivine. Pour ceci le volume modal des produits et des réactants de la réaction est nécessaire. Supposons que dans une roche R_1, faiblement altérée, les pourcentages volumiques recalculés à 100% de l'olivine et de la trémolite soient respectivement 80 et 20% et que dans une roche R_2, plus altérée, les pourcentages des deux minéraux soient respectivement 50, 50%. Le degré d'avancement de la réaction peut être défini par (Ferry, 1986):

$$\Omega = \frac{V_{Tr}^{R2} - V_{Tr}^{R1}}{V_{Tr}^{mol} \nu_{Tr}} \qquad (4)$$

où

V_{Tr}^{R2} = % modal de la trémolite dans la roche R_2

V_{Tr}^{R1} = % modal de la trémolite dans la roche R_1

V_{Tr}^{mol} = volume molaire de la trémolite

ν_{Tr} = coefficient stoechiométrique de la trémolite dans la réaction considérée.

Dans le cas de la réaction (3), Ω = (50-20)/43,786*0,16 = 50%. Un degré d'avancement de 50% ou 0,5 indique que la moitié du réactif s'est transformée en produit, Ω varie donc de 0 à 1 et indique l'intensité d'altération dans un site donné de la roche.

*Réactions minéraux-fluide à l'échelle de la roche totale:

Parfois les relations texturales entre les minéraux primaires et secondaires ne sont pas suffisamment claires à l'échelle du site réactionnel pour déduire les réactions minéraux-fluide correspondantes. Néanmoins, il est possible d'écrire des réactions minéraux-fluide qui tiennent compte de l'ensemble des minéraux primaires et secondaires de la roche. L'étude des variations modales en fonction de l'intensité de l'altération permet en principe d'approcher ces réactions (Ferry, 1985-a). On admet que la différence entre le nombre de moles d'un minéral donné dans deux roches d'indices d'altération différents est équivalente au coefficient stoechiométrique du minéral dans la réaction développée au cours de l'intervalle d'altération considéré. Ces coefficients peuvent être calculés à partir des données modales et des volumes molaires des minéraux (Robie et al., 1967; Holland et Powell, 1990). Pour un minéral donné *i*,

nombre de moles de *i* = Volume modal de i / Volume molaire de *i*

et au cours d'un intervalle d'altération entre deux roches (R_1 et R_2) d'indices d'altération $IA_1 < IA_2$, le coefficient stoechiométrique *vi* du minéral *i*

vi = nombre de moles de i dans R_2 - nombre de moles de *i* dans R_1

Les coefficients stoechiométriques devraient être calculés pour l'ensemble des minéraux constitutifs des roches R1 et R2. Les réactions sont alors écrites et équilibrées pour toutes les espèces chimiques mobiles. Ce sont en fait des équations d'équilibre de masse entre les compositions des minéraux primaires et celles des minéraux secondaires, avec les minéraux primaires dans un côté de l'équation et les minéraux secondaires dans le côté opposé. Ces équations ont la forme générale suivante :

$$\Sigma v\text{mp(mp)} +/- v\text{H2O(H2O)} +/- v \text{ (composants apportés par le fluide)} = \Sigma v\text{ms(ms)} +/- v \text{ (composants transportés par le fluide)}$$

où ‹‹mp›› désigne les minéraux primaires et ‹‹ms›› les minéraux secondaires.

1°)	olivine (Ol)	plagioclase (Pl)	clinopyroxène (CPX)	amphibole (Amp)	chlorite (Chl)	épidote (Ep)	muscovite (Mu)
Roche R1	320	355	100,00	50,00	50,00	80,00	45,00
Roche R2	230	310	80,00	150,00	85,00	90,00	55,00
2°)							
V molaire i	43,79	100,79	66,09	272,92	207,11	138,70	140,71
ni R1	7,31	3,52	1,51	0,18	0,24	0,58	0,32
ni R2	5,25	3,08	1,21	0,55	0,41	0,65	0,39
3°)							
vi	2,06	0,45	0,30	-0,37	-0,17	-0,07	-0,07
4°)							
Si	1,00	2,20	2,00	8,00	3,00	3,00	3,00
Al	0,00	1,80			2,00	3,00	3,00
Fe^{++}	0,20	0,00			0,00		
Mg	1,80	0,00	1,00	5,00	5,00		
Ca	0,00	0,80	1,00	2,00		2,00	
Na	0,00	0,19					
K	0,00	0,01					1,00
O	4,00	8,00	6,00	23,00	14,00	12,50	10,50
H^+				2,00	8,00	1,00	2,00
5°)							
X_{Si}	X_{Al}	X_{Fe}	X_{Mg}	X_{Ca}	X_{Na}	X_K	X_O
-0,22	0,04	0,41	1,33	-0,22	0,08	-0,07	1,17
6°)							

2,06 (Ol) + 0,45 (Pl) + 0,3 (Cpx) + 0,22 H_4Si0_4 + 0,22 Ca^{++} + 0,07 K^+ + 1,4 H_2O + 0,88H_2 =

0,37 (Amp) + 0,17 (Chl) + 0,07 (Ep) + 0,07 (Mus) + 0,04 Al^{3+} + 0,41 Fe^{++} + 1,33 Mg^{++} + 0,08 Na^+ + 3, 17 H^+

Tableau I-2- Exemple de calcul d'une réaction globale minéraux-fluide

1°) Analyses modales par 1000 cm3;
2°) Transformation du volume modal de chaque minéral i en nombre de moles ni (ni= Vmodal i / V molaire i)
3°) Calcul du coefficient stoechiométrique vi de i (vi = ni R1-ni R2); phase consomée(vi>0), produite(vi<O);
4°) Formule structurale unité de chaque minéral i
5°) Calcul du bilan géochimique X de chaque élément, par exemple: X_{Si}= vi(Ol)*Si(Ol) + vi(Pl)*Si(Pl) + vi(Cpx)* Si(Cpx) + vi(Amp)*Si(Amp) + vi (Chl)* Si(Chl)+ vi(Ep)*Si(Ep) + vi(Mus)*Si(Mus);
6°) Ecriture de la réaction globale en assurant l'équilibre de charge; en équilibrant Si sous forme de H4SiO4, O par H_2O et H par H_2

Un exemple théorique de calcul de ces réactions globales minéraux-fluides est présenté dans le tableau I-2. L'écriture de ces réactions nécessite deux roches initialement identiques mais ayant subi des intensités d'altération différentes. Elles permettent de déterminer si l'altération est isochimique (pas de perte, ni de gains d'éléments) ou allochimique (existence de gains et pertes d'éléments chimiques) à l'échelle de la roche. Dans ce dernier cas, ces réactions globales permettent de suivre dans une suite de roches altérées soit dans l'espace, soit dans le temps, l'évolution de la composition du fluide hydrothermal. Une telle évolution doit être confirmée par la composition des roches totales.

(*a*) Greenland (Nash)

	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
SiO_2		−0.75	−0.73	−0.62	−0.35	−0.48	−0.77	−0.51	−0.07	−0.22	−0.59
Al_2O_3	−0.53		0.20	0.18	−0.02	−0.05	0.32	0.30	0.49	0.29	0.34
TiO_2	−0.45	−0.31		0.79	0.57	0.68	0.89	0.33	−0.38	0.09	0.69
Fe_2O_3	−0.44	−0.25	0.83		0.25	0.75	0.83	0.55	−0.21	−0.21	0.63
FeO	−0.56	−0.20	*0.97*	*0.77*		0.42	0.54	0.13	−0.60	0.28	0.20
MnO	−0.58	−0.08	0.76	0.70	*0.79*		0.77	0.65	−0.41	−0.24	0.39
MgO	−0.62	−0.13	0.89	0.85	*0.91*	0.76		0.50	−0.27	0.06	0.64
CaO	−0.77	0.56	0.25	0.39	0.29	0.46	0.46		−0.03	−0.47	0.25
Na_2O	*0.57*	−0.10	*−0.79*	*−0.69*	−0.79	*−0.70*	*−0.76*	*−0.56*		−0.02	0.25
K_2O	0.08	−0.05	0.20	−0.01	0.23	0.08	0.02	−0.53	−0.17		0.20
P_2O_5	−0.28	−0.06	0.73	0.65	*0.63*	0.61	0.61	0.22	*−0.64*	0.24	

Amphibolite facies gneisses from shear zones (16 samples).

(*b*) Northwest Scotland (Sheraton)

	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O
SiO_2		0.31	−0.30	−0.50	−0.78	−0.78	−0.71	−0.73	0.83	0.35	0.47	−0.42
Al_2O_3	0.11		−0.01	−0.37	−0.34	−0.31	−0.73	0.05	0.44	0.30	−0.18	−0.52
TiO_2	*−0.81*	−0.26		0.37	0.54	0.47	−0.16	0.31	−0.07	−0.18	0.16	−0.26
Fe_2O_3	*−0.90*	−0.39	*0.90*		0.28	0.37	0.36	0.23	−0.34	−0.16	−0.17	0.37
FeO	−0.88	−0.51	*0.85*	*0.95*		0.96	0.38	0.63	−0.68	−0.40	−0.37	−0.02
MnO	−0.83	−0.49	*0.79*	*0.91*	0.93		0.43	0.69	−0.68	−0.38	−0.41	0.0
MgO	−0.89	−0.48	*0.78*	*0.92*	*0.94*	*0.88*		0.23	−0.75	−0.30	−0.43	0.75
CaO	−0.91	−0.32	*0.78*	*0.88*	0.91	0.85	*0.89*		−0.61	−0.41	−0.50	−0.13
Na_2O	0.41	0.73	*−0.58*	−0.63	−0.70	−0.62	−0.66	−0.59		0.30	0.55	−0.43
K_2O	0.40	−0.12	−0.34	−0.34	−0.28	−0.33	−0.29	−0.50	−0.03		0.33	0.0
O_2O_5	−0.12	*0.53*	0.02	−0.09	−0.21	−0.19	−0.09	0.0	0.41	−0.22		−0.23
H_2O	−0.44	−0.31	0.52	0.55	*0.54*	*0.52*	0.61	0.31	−0.49	0.18	−0.07	

Amphibolite facies gneisses from shear zones (51 samples)

Tableau I-3- Exemples de matrices de corrélations (Beach, 1976). Les roches d'origine sont des gneiss de faciès granulite dont les coefficients de corrélation sont représentés dans la moitié supérieure de chaque matrice. Les moitiés inférieures correspondent aux mêmes roches impliquées dans des zones de cisaillement du faciès amphibolite. Noter les augmentations (en italic) et les diminutions (en gras) significatives de certains coefficients de corrélation.

III-4- Analyse géochimique

Les processus postmagmatiques impliquent des réactions entre roches et fluides. Ces réactions se développent lorsque le fluide traverse des roches avec lesquelles il n'est pas en équilibre. Le plus souvent ces réactions ne sont pas isochimiques, par conséquent les roches magmatiques deviennent des roches *métasomatiques*, c'est à dire que leurs teneurs en éléments mobilisés par le fluide, ne reflètent plus des processus magmatiques mais la résultante des processus magmatiques et postmagmatiques. La métasomatose peut avoir lieu pendant l'altération de haute température à des températures légèrement inférieures à celles du solidus (altération deutérique), ou à des températures relativement plus basses (altération hydrothermale) mais largement supérieures à celles de l'altération superficielle (Ragland, 1989). Elle prend fin lorsque la totalité de la chaleur apportée par l'intrusion est redistribuée par conduction et/ou convection.

III-4-1- Caractérisation des processus métasomatiques

Contrairement aux processus magmatiques (cristallisation fractionnée, fusion partielle, assimilation...) qui sont bien traités par des techniques graphiques (diagrammes binaires, ternaires) ou numériques (voir par ex. Ragland, 1989; Rollinson, 1993), les processus métasomatiques sont plus difficiles à traiter car ils dépendent de plusieurs paramètres dont la composition des fluides.

*Diagrammes magmatiques:

Une méthode qui permet de caractériser les éléments qui n'ont pas été affectés par les processus hydrothermaux de ceux qui l'ont été est la méthode des coefficients de corrélation inter-éléments de Cox et Clifford (1982). Cette méthode est très pratique car, vu le grand nombre d'éléments souvent analysés (majeurs et traces), il est très difficile de vérifier le comportement de chaque couple d'éléments dans les diagrammes binaires. Le calcul de la matrice des coefficients de corrélation, en utilisant tout d'abord des roches non altérées et ensuite l'ensemble des roches non altérées et altérées, permet de voir directement les éléments qui sont affectés par les processus postmagmatiques. En effet les paires d'éléments dont la distribution est affectée par l'hydrothermalisme voient leurs coefficients de corrélation diminuer à cause de la superposition de processus magmatiques et hydrothermaux. Au contraire, les coefficients de corrélations de paires d'éléments immobiles ne sont pas affectés (tableau I-3).

Une des techniques graphiques qui permettent de mettre en évidence les processus métasomatiques dans une suite de roches magmatiques est l'utilisation de diagrammes de variation (binaires ou triangulaires) où les tendances magmatiques sont bien connues. Parmi les diagrammes binaires, la représentation des compositions des roches par rapport à un indice de différenciation représenté par un élément incompatible dont l'immobilité est suggérée par

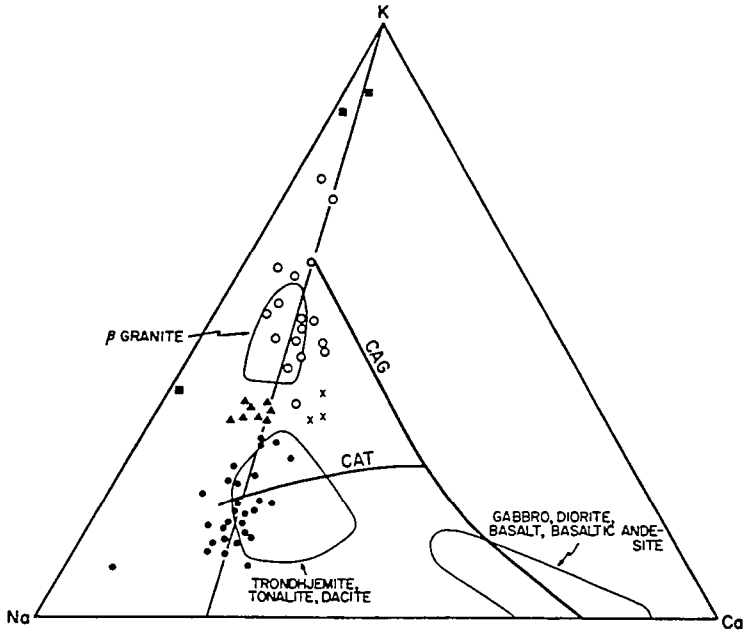


Fig. I-12- Le diagramme ternaire K-Na-Ca (cations en poids%) de Barker et al. (1981). Les points représentés correspondent au granite de Rockford; ils dessinent une tendance métasomatique par rapport aux tendances calcoalcalines granitiques (CAG) et calcoalcalines trondhjemitiques (CAT) (d'après Drummond et al., 1986).

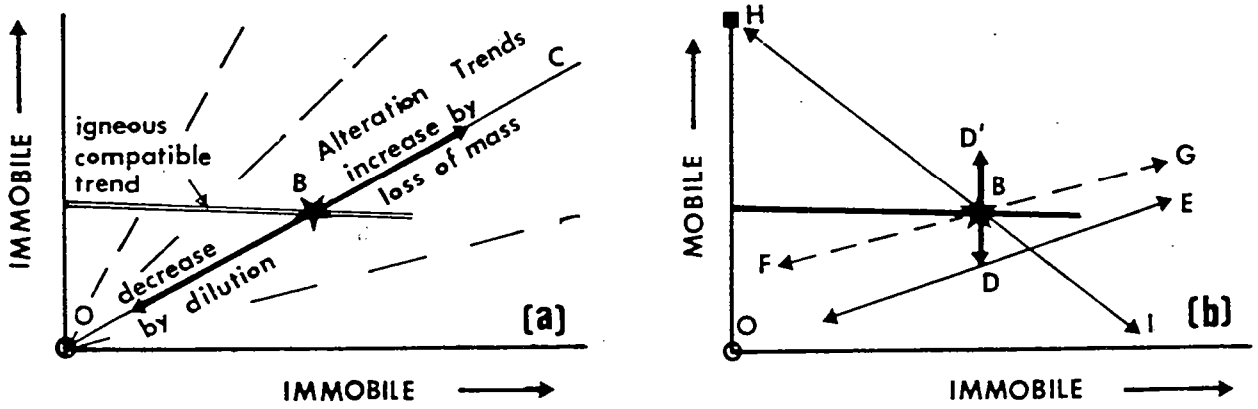


Fig. I-13- Les tendances d'altération des éléments mobiles et immobiles selon MacLean et Kranidiotis (1987); (a) Deux éléments immobiles: le trend d'altération passe par l'origine (O) et la concentration des deux éléments dans la roche (B). Les tendances magmatique et d'altération coïncident pour les paires d'éléments incompatibles (OBC) et divergent pour les paires compatible-incompatible. La pente des tendances d'altération pour ces derniers dépend de leur concentration initiale. Les tendances d'altération sont produites uniquement par les pertes et les gains en éléments mobiles. (b) Elément mobile-élément immobile. Les tendances d'altération BD' et BD représentent un gain ou une perte de l'élément mobile sans variation de masse. La ligne ODE est produite si un élément est mobile de B à D et immobile ensuite, il passe alors à travers une nouvelle composition et l'origine. La ligne HBI représente le gain ou la perte d'un élément H alors que la ligne FBG représente le changement de la concentration d'un élément mobile dû à un gain ou une perte d'un minéral dans lequel cet élément est un composant.

l'analyse des coefficients de corrélation inter-éléments. Dans le cas échéant, un élément réputé être immobile dans les fluides tels que Ti dans les roches basiques ou Zr dans les roches acides (Pearce et Cann, 1973; Pearce et al., 1984) peut à priori servir d'indice de différenciation. L'utilisation dans ces diagrammes d'échantillons de différentes intensités d'altération permet de mettre en évidence les éléments mobiles et les éléments immobiles. Les éléments immobiles suivent les mêmes tendances aussi bien dans les roches altérées que dans les roches non altérées. Au contraire, les éléments mobiles dans les roches altérées s'éloignent significativement des tendances dessinées par les roches faiblement altérées. Parmi les diagrammes triangulaires, le diagramme AFM est adapté aux roches de composition intermédiaire, le diagramme K-Na-Ca aux granitoïdes. L'existence dans ces diagrammes de tendances incompatibles avec des processus magmatiques est probablement le résultat de processus métasomatiques (fig. I-12).

*Diagrammes binaires à deux éléments incompatibles:

Les diagrammes binaires faisant intervenir deux éléments incompatibles sont particulièrement intéressants dans l'étude des phénomènes métasomatiques. Si deux éléments incompatibles A et B sont immobiles pendant un processus hydrothermal, leur rapport A/B reste constant (Gresens, 1967) et ne reflète donc que les processus magmatiques. Ce comportement se traduit graphiquement dans un diagramme B=f(A) par une droite d'équation B = xA+y, dessinée par les concentrations de A et de B dans toutes les roches, faiblement ou fortement altérées de la série de roches considérées. Supposons que deux roches initialement identiques (au même degré de fractionnement) aient subi des intensités d'altération différentes et que le rapport A/B est identique dans les produits d'altération. Deux possibilités :

(i) Ces deux éléments sont mobiles et ont été extraits ou apportés par le fluide avec un même rapport que le rapport magmatique. La probabilité pour que ce type de comportement ait lieu dans les processus d'interaction roche-fluide est en réalité très faible et ce comportement semble peu probable (Gresens, 1967; MacLean et Kranidiotis, 1987; Dipple et al., 1990).

(ii) Ces deux éléments sont effectivement immobiles. Leur concentration dans une roche altérée peut augmenter si cette roche a subi une perte importante en éléments mobiles. A l'inverse leur concentration peut diminuer si les roches ont subi un gain significatif en éléments mobiles. Cette deuxième hypothèse est la plus probable. Elle implique des gains et pertes de masse significatifs au cours de la transformation.

*Éléments immobiles: marqueurs de l'altération hydrothermale:

Dans le cas où un processus hydrothermal s'accompagne de gain ou de perte de masse, les éléments immobiles peuvent être utilisés comme marqueurs du métasomatisme (MacLean et Kranidiotis, 1987). Dans une suite de roches altérées où la métasomatose s'accompagne d'une perte de masse, plus l'intensité d'altération est grande, plus la concentration de l'élément

immobile est grande, celle ci peut alors servir comme indice d'altération. L'inverse est vrai lorsque la métasomatose s'accompagne d'un gain de masse, plus l'intensité d'altération est grande, plus la concentration de l'élément immobile considéré est petite. La représentation des éléments mobiles en fonction de l'un des éléments immobiles permet alors de suivre le comportement de ces derniers en fonction de l'intensité d'altération (fig. I-13).

*Autres paramètres chimiques comme indices d'altération:

L'étude pétrographique permet de définir des indices d'altération. Ces indices peuvent être utilisés comme marqueurs de l'intensité de l'altération hydrothermale (Ferry, 1985-b). Dans certains cas, ces indices définis pétrographiquement peuvent correspondre à des paramètres chimiques, c'est le cas par exemple d'une altération hydrothermale rétrograde où des minéraux primaires anhydres sont progressivement remplacés par des minéraux secondaires hydratés. Dans ce cas l'indice d'altération défini pétrographiquement peut présenter une corrélation linéaire avec la teneur en H_2O^+ de la roche totale ou plus généralement avec la perte au feu, lorsque les autres éléments volatiles (CO2, S...) sont absents ou présents en très faibles quantités (Gates et Speer, 1991; Tarney et Marsh, 1991). Dans ce cas, il est alors possible d'utiliser la perte au feu comme indice chimique d'altération. D'autres cas sont possibles, tout dépendra du processus hydrothermal et de la nature des minéraux impliqués dans le processus métasomatique. Un cas idéal est celui d'un granite où le feldspath potassique se transforme progressivement en albite. Ici, la teneur en Potassium comme la teneur en Sodium peuvent être utilisées comme indice chimique d'altération (fig. I-14). La transformation du feldspath potassique en albite se fait par le biais d'un échange entre les ions Na^+ et K^+. Étant donné que dans les roches granitiques ayant subi ce type de métasomatisme, la concentration de ces éléments est diluée par la présence des autres éléments, la relation entre ces deux cations formerait un joint parallèle au joint feldspath potassique-albite (Ragland, 1989). Les diagrammes cationiques ont l'avantage de mettre en évidence les minéraux qui contrôlent le processus métasomatique.

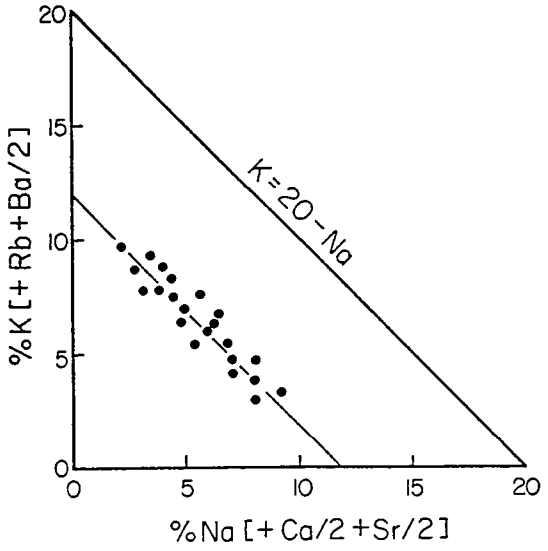


Fig. I-14- Projection de K en fonction de Na (en cations%) montrant une relation suggérant une réaction d'échange entre deux cations. Les éléments traces susceptibles de se substituer aux deux cations sont également représentés entre parenthèses. La ligne d'équation K=20-Na représente le joint entre le feldspath potassique et l'albite (d'après Ragland, 1989).

III-4-2- Bilans géochimiques de la métasomatose

Pour pouvoir quantifier les gains et les pertes en éléments associés à un phénomène métasomatique, des roches ayant la même composition originelle mais ayant subi des intensités d'altération différentes sont nécessaires. Plusieurs méthodes peuvent être utilisées pour quantifier ces échanges roches-fluide, elles dérivent toutes de la méthode proposée par Gresens (1967) mais chacune s'adapte mieux à des cas particuliers. L'avantage de ces méthodes par rapport aux diagrammes géochimiques classiques (voir plus haut) est qu'elles tiennent compte des changements de masse ou de volume qui peuvent accompagner l'altération. En effet à partir du moment où ces changements accompagnent l'altération hydrothermale, il n'est plus possible de comparer directement les compositions chimiques pondérales des roches (Fonteilles, 1978). On décrira ci-après chacune de ces méthodes, en essayant à chaque fois de donner des exemples particuliers pour lesquelles chaque méthode peut apporter des résultats meilleurs.

*Méthode de Gresens (1967), Diagrammes Composition/Volume:

L'argument de base de Gresens (1967) est qu'au cours de l'altération d'une roche, certains éléments sont immobiles, et si ceux ci peuvent être identifiés, ils peuvent être utilisés pour établir le changement de volume qui accompagne l'altération. Les gains et les pertes des autres éléments peuvent ainsi être calculés en supposant que le changement de volume est un facteur commun à tous les composants, ce qui veut dire que l'altération est pénétrative et qu'elle n'est pas confinée à une partie de la roche. Les différences géochimiques entre deux roches, une roche originelle *O* et son équivalent altéré *A*, peuvent ainsi s'exprimer pour chaque oxyde *i* par la relation suivante :

$$X_n = f_v\left(\frac{d^A}{d^O}\right)C_i^A - C_i^O \qquad (5)$$

X_i = gain ou perte absolue de l'élément *i*

f_V = facteur volumique (volume de la roche A / volume de la roche O)

$\frac{d^A}{d^O}$ = rapport des densités des roches A et O

C_i^A = poids du composant n pour 100 g de roche A

C_i^O = poids du composant n pour 100 g de roche O

Il existe donc *i* équations de type (5), une pour chaque composant. Ceci donne *i+1* inconnus qui sont f_v et chaque X_i. Pour résoudre ces équations, Il faut lever au moins une indétermination, soit le facteur volumique f_v, soit l'immobilité d'un composant *j* (Xj=0).

Gresens (1967) propose une représentation dans un diagramme binaire de X_i en fonction de f_v (diagramme Composition-Volume). Dans ce diagramme, X_i est représentée en fonction d'une suite de valeurs arbitraires de f_v, le résultat est alors un ensemble de droites qui s'interceptent (fig. I-15) et lorsque les droites de plusieurs composants interceptent $X_i = 0$ en une valeur commune

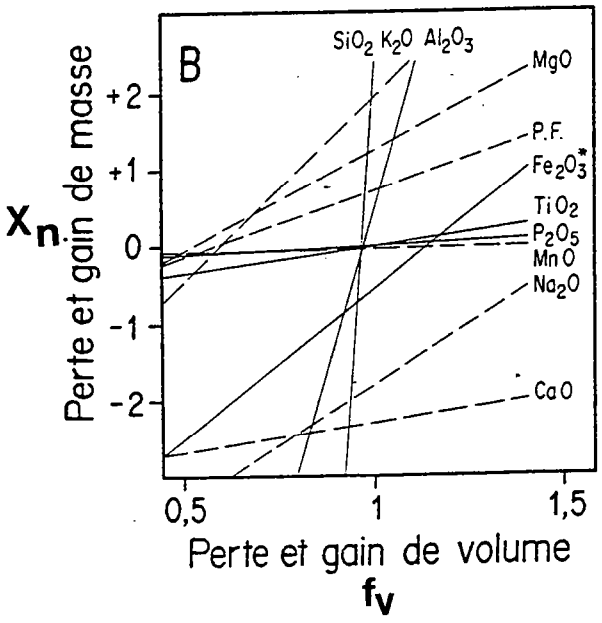


Fig. I-15- Diagramme Composition-Volume (Gresens (1967). Les gains et les pertes d'éléments (Xn) sont représentés en fonction du facteur de volume (fv). Les éléments immobiles interceptent Xn=O pour une même valeur de fv qui correspond au facteur volumique associé à la transformation. (exemple in Marquer et al., 1985).

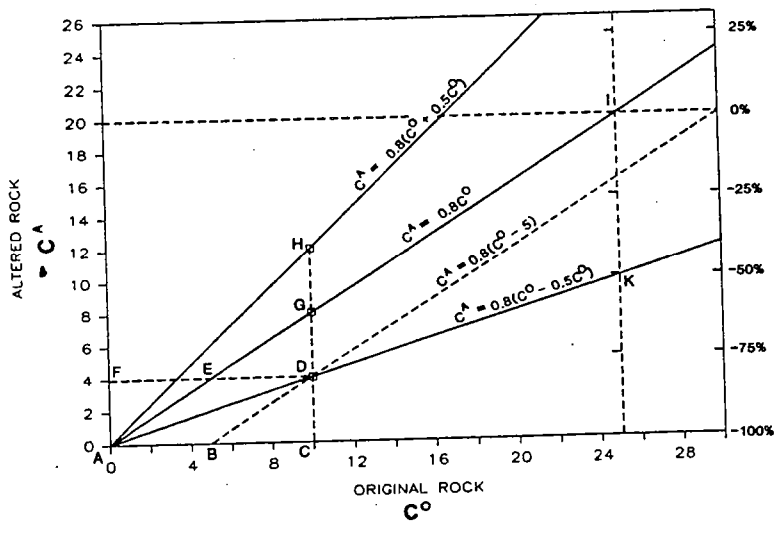


Fig. I-16- Le diagramme Isocone de Grant (1986) représentant la composition de la roche altérée (C^A) en fonction de celle de la roche d'origine (C^O). L'isocone correspond à la droite qui passe par l'origine et les éléments immobiles; elle est désignée par $Ci^A=0,8Ci^O$ et correspond à la ligne AG. Au dessus de cette ligne se placent les éléments ayant subi un gain, en dessous les éléments ayant subi une perte. Tous les éléments pour lesquels le gain ou la perte relativement à leur concentration dans la roche d'origine est constante forment des lignes passant par l'origine comme AD ou AH ou l'isocone elle même. Les éléments pour lesquels le gain ou la perte absolus sont constants se placent sur des lignes parallèles à l'isocone comme la ligne BD.

de f_v, celle-ci est alors considérée comme le facteur volumique de l'altération (l'altération est accompagnée d'une perte de volume lorsque $f_v<1$ et d'un gain de volume lorsque $f_v>1$, $f_v=1$ indique une altération à volume constant). Ceci implique que **ces éléments sont relativement immobiles au cours de l'altération**. Le changement dans les quantités des autres éléments est alors déterminé graphiquement ou par calcul à partir de la valeur retenue pour f_v. Cette méthode graphique permet une estimation directe et simple des bilans pondéraux absolus. Son inconvénient réside dans le fait que les pentes des droites dépendent de la teneur de l'élément considéré et devient imprécise pour les éléments de faibles concentrations.

Si un composant *j* est reconnu immobile par d'autres méthodes (cf. plus haut), $X_j= 0$, l'équation (5) se réduit à :

$$f_v = \frac{C_i^O d^O}{C_i^A d^A} \qquad (6)$$

ce qui donne la valeur de f_v et permet de calculer les gains et les pertes en autres éléments mobiles.

*Méthode de Grant (1986), Les isocones:

Cette méthode s'inspire de celle de Gresens (1967), son équation de base, reliant la concentration d'un composant entre deux roches à intensités d'altération différentes, est déduite de celle de Gresens, elle correspond à l'équation suivante :

$$C_i^A = \frac{M^O}{M^A} (C_i^O + \Delta C_i) \qquad (7)$$

où C_i^A = concentration de l'élément i dans la roche altérée

C_i^O = concentration de l'élément i dans la roche non altérée

M^A = masse de la roche altérée

M^O = masse de la roche non altérée

$$\Delta C_i = \frac{M_i^A - M_i^O}{M^O}$$

Pour chaque composant, il existe une équation de cette forme dans laquelle $\frac{M^O}{M^A}$ est une constante. Si on peut identifier en particulier les éléments immobiles pour lesquels $\Delta C_i=0$, on a $C_i^A = (\frac{M^O}{M^A}) C_i^O$, on peut alors calculer le rapport $\frac{M^O}{M^A}$. Graphiquement, il suffit de projeter C_i^A en fonction de C_i^O et on constate que les éléments immobiles tracent une droite d'origine 0 (zéro) et de pente $\frac{M^O}{M^A}$ qui est le rapport fondamental des masses équivalentes avant et après l'altération (fig. I-16). Cette droite est appelée **isocone,** c'est la droite joignant **les éléments immobiles** au cours du processus hydrothermal. La pente de cette droite est équivalente au changement de masse au

cours de l'altération hydrothermale ou rapport $\frac{M^O}{M^A}$. Cette méthode a donc l'avantage de ne pas nécessiter la détermination des densités des roches.

Si l'Alumine est supposée constante, à partir de l'équation (7) on a

$$(\frac{M^O}{M^A}) = (\frac{C^A_{Al2O3}}{C^O_{Al2O3}}) \tag{8}$$

Si la masse est supposée constante, on a

$$C^A_i = C^O_i \tag{9}$$

Si le volume est supposé constant

$$C^A_i = (\frac{d^O}{d^A})\, C^O_i \tag{10}$$

Les gains et les pertes relatifs en éléments mobiles sont donnés par les déplacements des points par rapport à l'isocone de référence. Comme le note Grant (1986), la meilleure façon de quantifier les gains et les pertes d'un composant est le changement de sa concentration relativement à sa concentration avant l'altération. Ceci est obtenu en divisant les deux membres de l'équation (7) par C^O_i et en réarrangeant pour obtenir :

$$(\frac{\Delta C_i}{C_i}) = (\frac{M^O}{M^A})(\frac{C^A_i}{C^O_i})-1 \tag{11}$$

Si l'alumine est supposée constante,

$$(\frac{\Delta C_i}{C_i}) = (\frac{C^A_{Al2O3}}{C^O_{Al2O3}})(\frac{C^A_i}{C^O_i}) -1 \tag{12}$$

Si la masse est supposée constante,

$$(\frac{\Delta C_i}{C_i}) = (\frac{C^A_i}{C^O_i}) -1 \tag{13}$$

Si le volume est supposé constant,

$$(\frac{\Delta C_i}{C_i}) = (\frac{d^A}{d^O})(\frac{C^A_i}{C^O_i}) -1 \tag{14}$$

Les deux méthodes développées ci-dessus calculent les bilans géochimiques entre deux roches à intensités d'altération différentes. Il est aussi possible de calculer ces bilans entre plusieurs roches.

*Bilans géochimiques entre plusieurs roches

L'altération peut aboutir à la formation d'une même roche à partir de roches à l'origine très différentes. Ceci a lieu lorsque c'est le fluide et non pas la roche qui contrôle la composition

des minéraux qui se forment au cours de l'altération. C'est le cas par exemple des chloritites observées au mur des amas sulfurés et qui se développent à partir de protolites très variés, allant depuis des roches basiques jusqu'à des roches acides, voire à partir de roches sédimentaires (Kranidiotis et MacLean, 1987; Shikazono et Kamahata, 1987; Bernard et al., 1988; Slack et Coad, 1989). L'inverse est vrai, une même roche peut se transformer en réagissant avec le même fluide, en donnant des roches métasomatiques de compositions différentes. Ceci se développe dans certains cas où la métasomatose est contemporaine d'une déformation accompagnée d'une ségrégation minérale (Dipple et al., 1990). Dans ces cas, il devient intéressant de calculer des bilans géochimiques faisant intervenir plusieurs roches. La méthode utilisée dérive toujours de celle de Gresens (1967); elle a abouti à une forme générale de l'équation de Gresens pour le métasomatisme d'un composant ß au cours d'une réaction générale métasomatique qui transforme un nombre arbitraire de protolites (A, B, C...) en un nombre arbitraire de roches métasomatiques (K, L, M...). Cette équation est de la forme :

$$(f_v d_k \sum_i \frac{m_i}{d_i} - d_k \sum_j \frac{m_j}{d_j}) C_ß^k + \sum_{j \neq k} m_j C_ß^j - \sum_i m_i C_ß^i = X_ß \qquad (15)$$

où i= A, B, C, ... ; j= K, L, M, ... ; m = la masse; d= la densité; *k* = une des roches métasomatiques j; $C_ß^i$ est la concentration du composant ß dans la roche *i* et $X_ß$ sa masse gagnée ou perdue durant l'événement métasomatique. Le facteur volumique correspond à

$f_v = \frac{\sum_j V_j}{\sum_i V_i}$ où V représente le volume.

Ces méthodes de calcul faisant intervenir plusieurs échantillons ont été utilisées par Dipple et al. (1990). Les résultats obtenus sont très importants car ils ont permis de définir l'échelle de mobilité des différents éléments mobiles, au cours de la transformation d'un granitoïde en une alternance de gneiss et de schistes.

III-5- Rapport eau-roche

Le rapport eau-roche est un paramètre qui est souvent utilisé pour estimer les quantités de fluide impliquées dans les anciens systèmes hydrothermaux en utilisant des données pétrologiques ou géochimiques (Spooner et al., 1977-a; Nabelek, 1987; Ferry, 1986; Fourcade et al., 1989; Dipple et Ferry, 1992). Un certain nombre de paramètres doivent être définis avant que cette notion de rapport eau-roche ne soit claire. S'agit il d'un rapport de masses ou d'un rapport de volumes? s'agit-il d'un rapport instantané ou d'un rapport intégré à toute la période du fonctionnement du système hydrothermal?

Un rapport eau-roche instantané exprime les proportions relatives de l'eau par rapport à la roche à un instant t du fonctionnement du système hydrothermal. Il est par conséquent en liaison directe avec la porosité du matériel étudié (Spooner et al., 1977-a). Par exemple le rapport volumique instantané d'un matériel à 1% de porosité est de 0,01. Si le rapport eau/roche intégré à toute la période de fonctionnement du système hydrothermal est supérieur au rapport instantané, l'écoulement a lieu. Cependant, le rapport intégré dans les systèmes d'écoulement est fortement dépendant du volume et de la section du volume de roche par rapport auquel ce rapport est calculé. Ceci parait évident, puisque dans les systèmes en écoulement, la quantité totale d'eau qui a réagi avec le volume entier considéré, a également réagi avec chaque petit volume ayant la même section dans la trajectoire d'écoulement. Considérons un cas d'écoulement laminaire (fig. I-17) à travers une colonne de roche de longueur h et de section A où la quantité totale de fluide qui s'y est écoulée est J. Le rapport volumétrique eau/roche pour la totalité de la colonne est J/Ah. Si on considère un petit volume élémentaire de même section mais de longueur ∂x, la même quantité de fluide a également traversé ce volume et le rapport volumique intégré pour ce petit volume élémentaire est ainsi $J/Ah\partial x$. Par exemple, si le rapport volumique eau/roche intégré dans le temps dans une intrusion de 200m d'épaisseur est de 1/1, alors le rapport volumique eau/roche relatif à un volume de la roche de $1cm^3$ et ayant une section de 1 cm^2 est 20000/1, c'est à dire que chaque cm^3 de roche a vu passer 20000 cm^3 d'eau.

Dans les expériences faisant interagir fluides et roches, le rapport eau/roche correspond tout simplement au rapport des masses initiales d'eau et de roche mises en interaction. Pour un système hydrothermal tout entier, le rapport eau/roche devrait être défini comme la masse totale d'eau qui a traversé le système pendant toute la période du fonctionnement du système hydrothermal, divisée par la masse totale des roches altérées à l'intérieur du système (Mottl, 1983). Dans le cas des systèmes géothermiques actuels, ce rapport peut être déduit de la composition des solutions des sources chaudes, puisque la chimie de ces solutions tend à refléter les effets intégrés de l'altération à travers le système. Pour un petit volume à l'intérieur d'un système hydrothermal fossile, comme celui d'un échantillon de roche par exemple, il est plus utile de définir le rapport eau/roche différemment. Il pourrait représenter le changement de composition de la roche totale durant l'altération. Un élément chimique bien défini peut servir à cette évaluation, tel Mg par exemple qui est enrichi dans une grande partie des roches de la croûte océanique au cours de son interaction avec l'eau de mer (Mottl, 1983). Le rapport eau/roche d'une roche océanique ayant été enrichie en Mg peut alors être défini comme la masse d'eau de mer nécessaire pour approvisionner la roche en question de la quantité de Mg dont elle a été enrichie, en supposant que la totalité de Mg contenu dans l'eau de mer a été fixée par la roche, divisé par la masse de la roche fraîche qui a été altérée. Puisque l'eau de mer ayant réagi avec la roche en question peut ne pas être l'eau de mer pure mais une eau qui a perdu auparavant une certaine quantité de son magnésium en réagissant avec d'autres roches durant sa trajectoire vers la roche en

question, et puisque la remobilisation de Mg de l'eau de mer vers la roche en question n'est souvent pas totale, le rapport eau/roche défini est une valeur minimale.

Une grande condition nécessaire pour le calcul du rapport eau/roche dans les systèmes hydrothermaux fossiles réside donc dans la connaissance de la composition initiale du fluide.

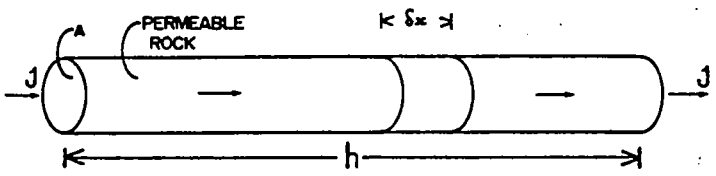


Fig. I-17- Schéma représentant l'écoulement d'un fluide à travers une colonne perméable de roche de longueur h et de section A. Le rapport eau/roche dépend du volume de roche relativement auquel ce rapport est calculé. Le volume d'eau J qui s'écoule à travers toute la colonne s'écoule en effet à travers chaque petit élément de celle ci (par exemple ∂x) (d'après Spooner, 1977-a; voir texte pour plus de discussions).

Chapitre II;

OBJETS DE L'ÉTUDE

I- LE MAGMATISME BIMODAL DES JEBILET CENTRALES

Les Jebilet (petites montagnes) se caractérisent des autres massifs hercyniens de la méseta marocaine par l'intensité de l'activité magmatique qu'a connue cette région vers la fin du carbonifère (Huvelin, 1977).

I-1- Le magmatisme hercynien des Jebilet

Trois types de magmas sont distingués dans les Jebilet (fig. II-1)

(i) un magmatisme bimodal représenté par de nombreux corps acides, basiques, ou mi acides-mi basiques, intrusifs dans la partie centrale des Jebilet. Ils se présentent sous forme de petites intrusions de quelques centaines de mètres d'épaisseur et d'extension hectométrique à kilométrique, de filons de quelques mètres de puissance et d'extension hecto à kilométrique et de lentilles de dimension métrique. Un peu plus des 2/3 de ce magmatisme est basique, le reste est acide (Huvelin, 1977), les termes intermédiaires sont rares (fig. II-2). Ce magmatisme est intrusif dans des sédiments d'âge Viséen supérieur et s'organise selon des linéaments de direction NNE et ENE. Il constitue l'objet du présent travail.

(ii) des plutons granodioritiques circonscrits calcoalcalins, ils sont peralumineux et contiennent de la cordiérite (Saquaque, 1985; Chemesseddoha, 1986; Rosé, 1987; Ben Salah, 1989; Lagarde et al., 1992). Certains affleurent comme le pluton d'Oulad Ouaslam ou de Bramram-Tabouchent-Bamega, d'autres sont probablement cachés comme en témoignent les taches de métamorphisme et les filons de pegmatites observables dans certaines régions des Jebilet. Ces plutons granitiques sont syntectoniques, contemporains du raccourcissement crustal postviséen (Lagarde et Choukroune, 1982; Lagarde, 1985; Saquaque, 1985; Chemesseddoha, 1986; Le Corre et Saquaque, 1987). Leur âge s'échelonne entre 296+/-6Ma et 332+/-5Ma (Mrini, 1985; Mrini et al., 1992).

(iii) des "microdiorites" qui forment un faisceau de filons généralement parallèles aux axes de plis hercyniens. Ces filons recoupent localement les plutons granitiques et les produits du magmatisme bimodal. Bien que parallèles au plan de schistosité, ces filons ne montrent pas de déformation synschisteuse notable, excepté parfois sur leurs épontes. Leur mise en place est reliée à une phase de détente postérieure aux plis hercyniens majeurs (Huvelin, 1977). Ils contiennent divers types d'enclaves, en particulier des enclaves de socle précambrien (Huvelin, 1977).

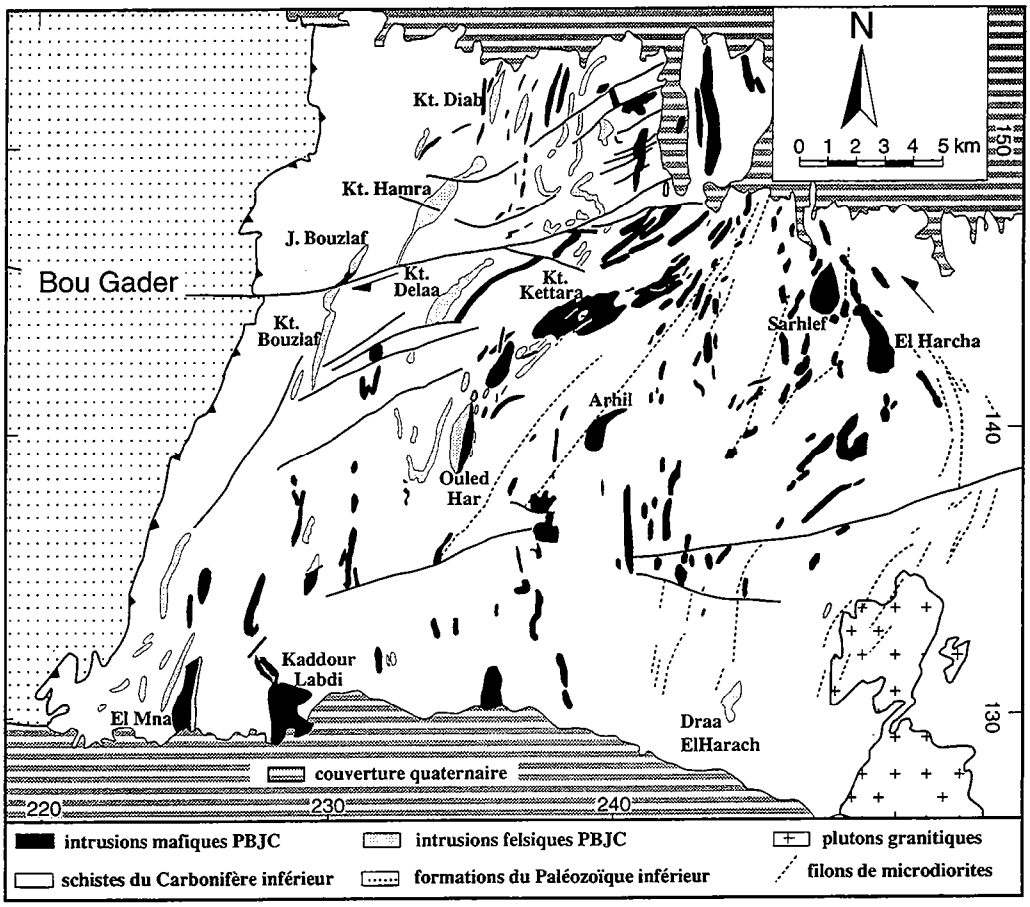


Fig. II-1- La province magmatique des Jebilet centrales (d'après Huvelin, 1977; modifiée).

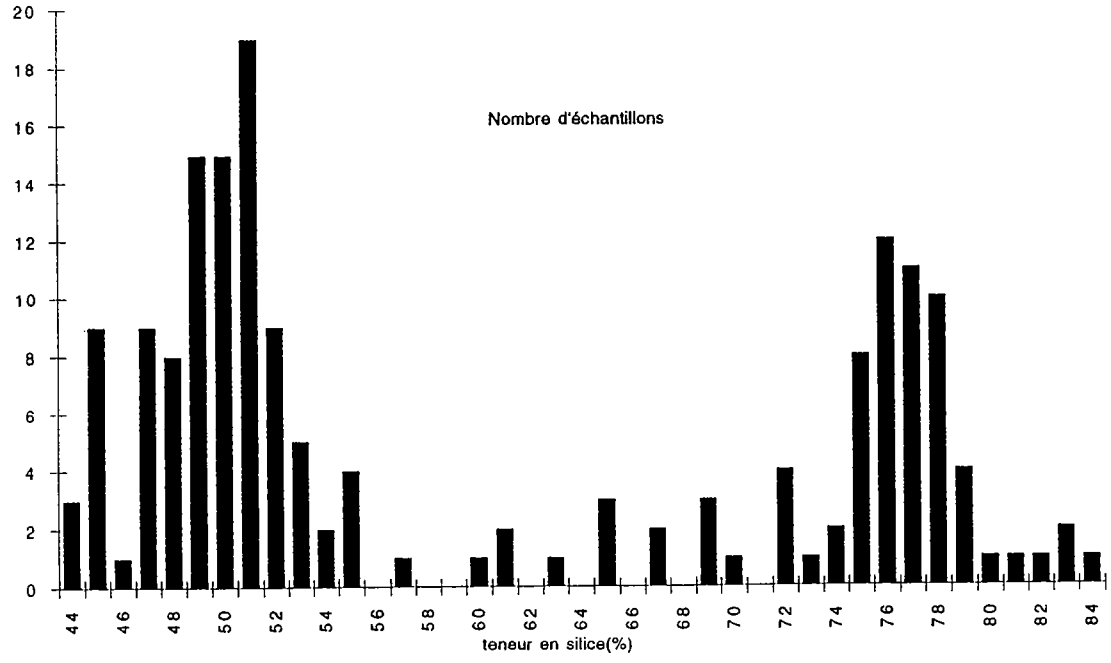


Fig. II-2- Distribution bimodale de la teneur en silice des corps magmatiques acides et basiques des Jebilet centrales. Le diagramme tient compte de l'ensemble des analyses personnelles et des analyses de Huvelin, (1977); Bordonaro (1983) et Aarab (1984).

I-2- Le magmatisme acide-basique des Jebilet centrales

Depuis leur cartographie et les premières descriptions pétrographiques fournies par Huvelin (1977), les corps magmatiques acides et basiques des Jebilet centrales ont fait l'objet de deux types d'étude:

(i) des études pétrographiques et géochimiques dont le but est de caractériser la signature géochimique de ce magmatisme. Ainsi pour Bordonaro (1983) les magmas basiques (cumulats basiques et ultrabasiques, gabbros, dolérites) sont tholeiitiques et les magmas acides (granophyres) sont calcoalcalins. Les seconds proviennent de la fusion crustale induite par la mise en place des premiers et ceci dans une croûte amincie dans un environnement de type rift continental. Aarab (1984) met en évidence la diversité des faciès de ce magmatisme, en particulier la présence parmi les roches acides de granites sodiques (trondhjémites). Il interprète les granophyres de Bordonaro (1983) comme des produits d'une métasomatose potassique des trondhjémites. Les trondhjémites sont considérées cogénétiques des magmas basiques et constituent les produits différenciés d'une suite tholeiitique d'affinité océanique, dans un contexte de type bassin marginal. Jadid (1989) sur l'exemple des gabbros de Kettara, interprète les trondhjémites comme des produits d'immiscibilité intervenant au cours de la différenciation d'une suite tholeiitique dans un environnement de type rift continental. Enfin, Kharbouch (1994), dans une étude qui englobe l'ensemble du magmatisme dévono-dinantien de la méseta marocaine, interprète les magmas basiques des Jebilet comme des tholeiites continentales dont la source est intermédiaire entre celle des MORB-N et celle des MORB-E. Les magmas acides sont au contraire calcoalcalins orogéniques, cette signature orogénique est cependant attribuée à une forte contamination crustale. Le modèle proposé est celui d'un bassin en déchirure (pull-apart) où des fractures d'échelle lithosphérique sont à l'origine de la fusion mantellique donnant des magmas basiques, ceux-ci remontent dans la croûte et induisent une fusion crustale à l'origine des magmas acides.

(ii) des études de géologie structurale dont le but est de définir le contexte tectonique de mise en place de ces intrusions. Les études pétrogéochimiques citées ci-dessus considèrent en effet les corps acides et basiques des Jebilet centrales comme étant des sills intraviséens et sont de ce fait assimilés à des objets antétectoniques. Les premiers travaux de géologie structurale (Admou, 1986; Saber, 1986; Aït Tahar, 1987) concernaient des corps basiques et elles ont mis en évidence des perturbations du champ de déformation finie et l'existence de gradients d'intensité de déformation à l'approche de ces corps, suggérant une mise en place dans un contexte compressif. Vue l'intensité de l'altération hydrothermale qui affecte ces intrusions et leur encaissant, il n'était pas possible de caler le métamorphisme de contact induit par la mise en place de ces intrusions par rapport à la déformation régionale synschisteuse. Il n'était pas possible, non plus, de comparer la température de la déformation interne des intrusions à la température de déformation dans l'encaissant. Ces travaux ont ensuite concerné les magmas acides (Essaïfi, 1987; Essaïfi, 1989) et ont mis en évidence des corps magmatiques acides qui présentent un

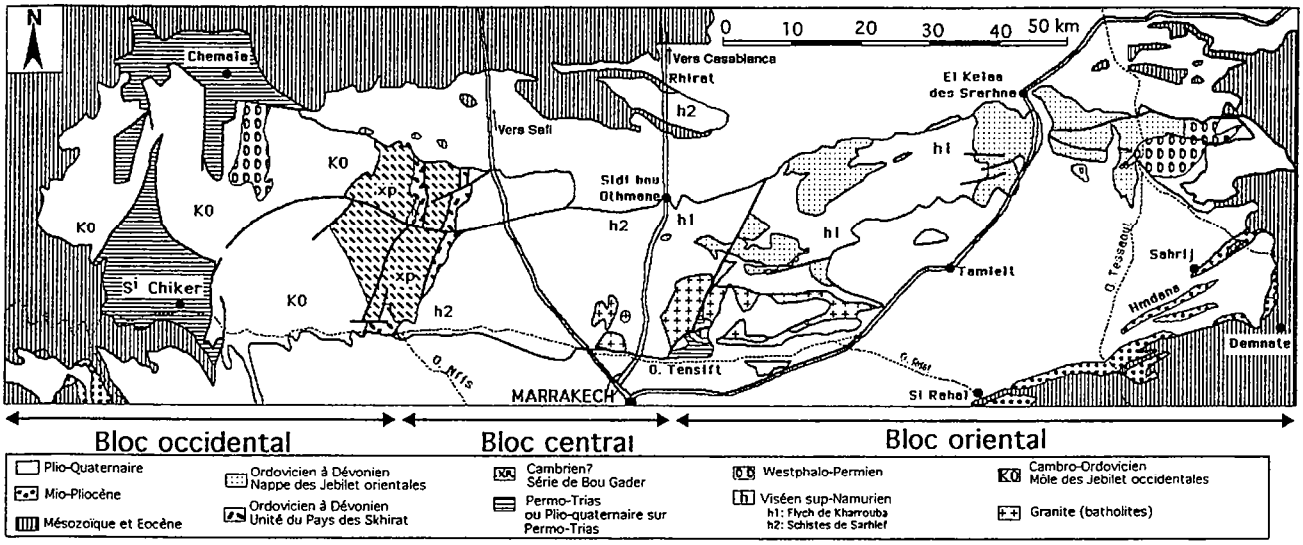


Fig. II-3- Carte géologique simplifiée du massif des Jebilet (d'après Huvelin, 1977).

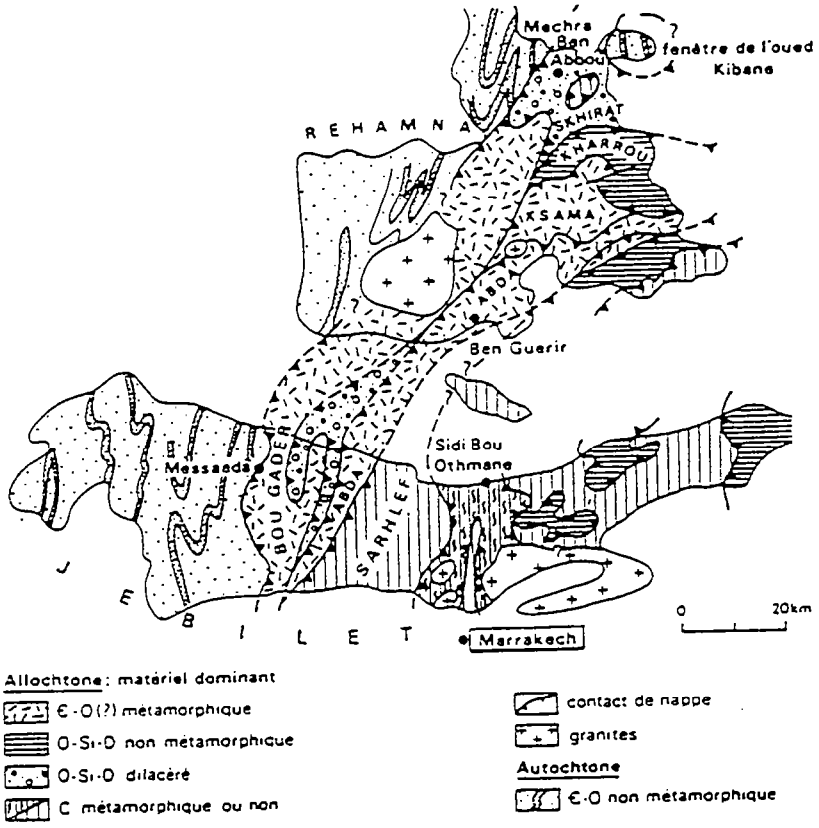


Fig. II-4- Généralisation de la tectonique tangentielle dans les massifs hercyniens des Jebilet et des Rehamna (d'après Sougy et al., 1978).

métamorphisme de contact syntectonique, et une déformation interne contemporaine de la mise en place et du refroidissement du magma (Essaïfi, 1989; Essaïfi et Lagarde, 1990). La subcontemporaineté de mise en place des magmas acides et basiques est mise en évidence par l'étude des relations géométriques entre les deux matériaux (Huvelin, 1977; Bordonaro, 1983; Aarab, 1984; Essaïfi, 1989), il est donc permis de penser qu'une partie au moins de ce magmatisme est syntectonique, contemporaine de la déformation hercynienne synschisteuse et de la mise en place des plutons granodioritiques calcolalcalins (Essaïfi et Lagarde, 1990).

II- LE MASSIF DES JEBILET

Depuis les travaux d'Huvelin (1977), la structuration du massif des Jebilet a fait l'objet de discussions entre les allochtonistes (Cornée et al., 1982; Sougy, 1976) et ceux qui admettent une continuité stratigraphique et sédimentologique globale de toute la série primaire (Bordonaro et al., 1979) (voir Bouloton et Le Corre, 1985).

II-1- Zonation structurale

Le substratum du massif hercynien des Jebilet est un socle précambrien. Il est reconnu indirectement par gravimétrie (Bernardin, 1988) et par la présence des enclaves de gneiss granulitiques reconnus dans les filons de microdiorites tardihercyniennes (Huvelin, 1977). Ce massif affleure à environ 8 km au Nord de Marrakech suivant une direction atlasique Est-Ouest (Fig. II-3). Du point de vue structural, il est composé de la juxtaposition de trois unités d'orientation méridienne, ce sont d'Est en Ouest:

- une unité orientale datée du Viséen supérieur et caractérisée par la présence d'olistostromes et de séries ordovico-dévoniennes (Permingeat,1954; Huvelin,1977) mises en place par glissement gravitaire dans le bassin viséen (Huvelin, 1977; Bamoumen,1988).

- une unité centrale ou "schistes de Sarhlef" formée de terrains d'âge Viséen supérieur-Namurien (Huvelin,1977) schistosée et métamorphisée dans un climat anchi à épizonal et où se sont mis en place des magmas granitiques et des corps intrusifs acides et basiques.

- une unité occidentale correspondant à une puissante série essentiellement cambro-ordovicienne (Gigout,1951; Huvelin, 1977), peu ou pas métamorphisée et affectée de plis méridiens d'amplitude suprakilométrique.

Les deux premières unités sont séparées par un cisaillement ductile transcurrent sénestre (Lagarde et Choukroune, 1982). Les deux dernières sont séparées par une zone tectoniquement plus complexe qui correspond à une zone de chevauchement de l'unité centrale sur l'unité occidentale (Huvelin, 1977; Bouloton et Le Corre, 1985) (fig. II-4). Cette zone correspond à la série de Bou Gader rapportée au Cambrien, et qui inclue la formation désorganisée de Skhirat au sein de

laquelle se reconnaissent notamment des termes ordoviciens et devoniens interprétés par Mayol (1987) comme des olistolites issus du démantèlement de l'unité occidentale.

Légende

I	Cambrien inférieur (Géorgien)	1	Calcaires à Archéocyathes
II	Cambrien moyen	avec	2 Alternance de schistes mauves et de grès phylliteux
			3 Psammites et pélites micacés à Parasoxidès
			4 Grès
			5 Psammites et schistes psammiteux
			6 Grès terminaux
III	Arenig inférieur	avec	7 Schistes argileux vert olive
			8 Grès verts
			9 Psammites à Graptolites
			10 Grès
			11 Psamites, schistes psammiteux
IV	Caradoc-Ashgill		12 Grès parfois conglomératique
V	Siluro-Lockovien		13 Phtanites et schistes à graptolites
VI	Devonien	avec	14 Schistes verts à bivalves
			16 Alternance de grés et de schistes
			15 Schistes à bancs calcaires
VII	Viséen supérieur	avec	17 Flysch de Kharrouba
			18 Calcaires bioclastiques
			19 Schistes de Sarhlef

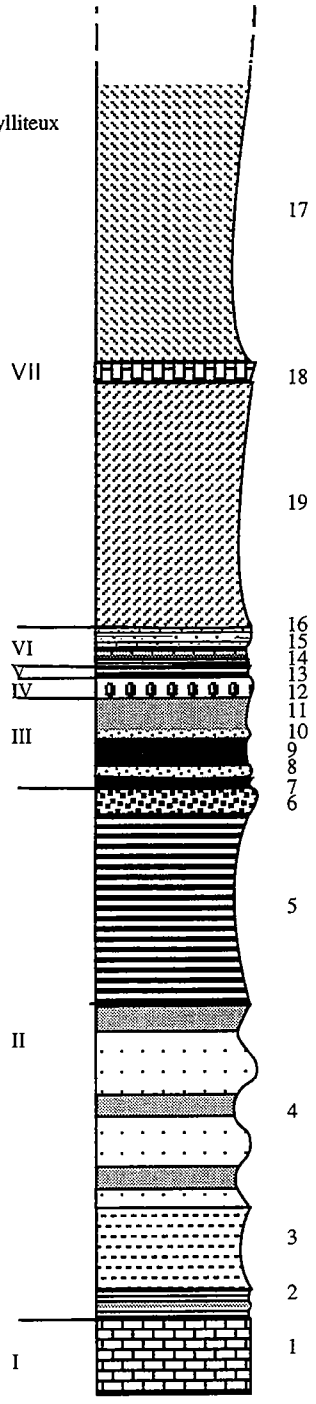


Fig. II-5- Log stratigraphique synthétique du massif des Jebilet

II-2- Évolution sédimentologique

Malgré les effets de la tectonique hercynienne qui ont oblitéré parfois intensément les relations entre les différents terrains paléozoïques du massif des Jebilet, la plupart des terrains paléozoïques sont représentés dans ce massif et il est possible de définir une évolution stratigraphique globale (fig. II-5). Il convient de distinguer la période anté-Viséen supérieur de la période Viséen supérieur caractérisée par une transgression majeure à l'échelle du massif, mais aussi on va le voir, à l'échelle de la méseta marocaine, voire à l'échelle de son prolongement vers le Nord, la chaîne hercynienne Ouest Européenne (Beauchamp et al., 1991).

II-2-1- La série anté-Viséen Supérieur

Le Cambrien : Il n'est présent que dans les Jebilet occidentales. La sédimentation est surtout détritique et marquée par quelques épisodes d'activité volcanique. Le Cambrien inférieur (*Géorgien*) dont la base n'est pas connue, est caractérisé par la présence de calcaires à Archéocyathes. Le Cambrien moyen (*Acadien*) est représenté par des psammites et pélites micacés à Paradoxidès et finit par des grès terminaux. Une activité volcanique (laves basiques) est présente au Cambrien notamment au passage Georgien-Acadien. Le Cambrien supérieur est absent.

L'Ordovicien : Il est présent dans les Jebilet occidentales où il surmonte sans discordance le Cambrien, dans la nappe des Jebilet orientales et dans les pays des Skhirat (région de Bou Gader) où il a été daté dans les blocs remaniés qui caractérisent cette unité. Les sédiments ordoviciens sont représentés par des schistes argileux et surtout des psammites à Graptolites à l'*Arenig*, des schistes psammiteux et psammites au *Llandeilo*. A partir de l'*Ashgill* supérieur, des sédiments détritiques composés d'argilites à grains de quartz éoliens, de grès conglomératiques mal classés représentent une sédimentation soumise à l'influence d'une calotte glaciaire.

Le *Silurien* et *Lockovien*: Le Silurien n'est connu que dans les Jebilet orientales, ce sont des schistes argileux à Graptolithes et des phtanites qui se déposent en concordance sur l'ordovicien et correspondent à la fin de la période glaciaire.

Le *Dévonien*: Il est connu dans les Jebilet orientales et dans les pays des Skhirat. Dans ces derniers la succession normale serait conglomérat rouge - calcaire massif - grès quartzitique. Dans les Jebilet orientales, ce sont des sédiments variables (schistes à bivalves, schistes à bancs de calcaire, alternance de grès et de schistes) qui débutent parfois par les calcaires rognoneux ou de type "griotte" en légère discordance sur les sédiments antérieurs.

Le *Tournaisien* et le *Viséen inférieur* sont absents.

II-2-2- Le Viséen Supérieur

Le viséen supérieur correspond à une transgression majeure à l'échelle du massif. Sa base n'est pas connue.

Le Viséen supérieur des Jebilet se compose de deux ensembles lithologiques dont la distinction est parfois délicate, la série de Kharrouba dans les Jebilet orientales et la série de Sarhlef dans les Jebilet centrales. Ces deux séries se superposent selon Huvelin (1977), la série de Kharrouba étant la plus ancienne. Elles correspondent à une variation latérale de faciès selon Bordonaro (1983). La série de Kharrouba est un flysh gréseux à plantes (de type culm) (Huvelin, 1977). Cette série s'est déposée dans une plate-forme littorale (tempestites) et dans un fossé (turbidites) (Tourani et Beauchamp, 1987) et comporte des structures de glissement particulièrement développées à son sommet. Des constructions récifales et leurs produits de destruction (André, 1986; Nouidar, 1988) constituent des blocs glissés de toutes tailles issus de la marge orientale du bassin (Beauchamp et al., 1991). La série de Sarhlef est formée de schistes qui correspondent à un dépôt de plate forme anoxique (Beauchamp et al., 1991). Cette unité renferme des bancs lenticulaires de calcaires et de grès, des tuffites acides et basiques et des lentilles d'amas sulfurés à pyrrhotite. Les schistes y prennent parfois l'aspect de flysh à petits bancs gréseux (Huvelin, 1977). Plus à l'Ouest, cette formation devient quartzophylladique à dépôts pyroclastiques (Bordonaro, 1983). Elle est alors séparée de l'unité de Sarhlef sous le nom d'unité d'Abda (Poutchovsky, 1978) ou de la formation de Rhira (Gaillet et Bordonaro, 1981). Du point de vue stratigraphique, Bordonaro (1983) subdivise la série de Sarhlef en une suite de niveaux stratigraphiques échelonnés entre le Fammenien supérieur "probable" et le Viséen supérieur.

Enfin, le terrain le plus ancien discordant sur le socle postviséen est désigné, faute de datation plus précise, sous le terme de Westphalo-Permien (Huvelin, 1977). Ce sont des sédiments détritiques continentaux rouges, représentés par des conglomérats à ciment péliteux qui affleurent dans les Jebilet occidentales, orientales et dans la région de Bou Gader.

III- L'HISTOIRE VARISQUE AU MAROC

Le paléozoïque au Maroc est actuellement représenté à l'affleurement, en plus du massif des Jebilet, par un certain nombre de massifs discontinus au sein de la couverture mésozoïque et cénozoïque (fig. II-6). Ce sont le massif des Rehamna et le massif central au Nord, le horst de Guemassa et le massif ancien du haut Atlas occidental au Sud. D'autres affleurements existent à l'Est et au Nord-Est des Jebilet, ils forment des petits massifs dont le plus important est celui de la haute Moulouya.

III-1- Zonation structurale

Les caractères structuraux et sédimentologiques décrits dans le massif des Jebilet se retrouvent dans ses homologues, les autres massifs hercyniens du Maroc occidental. Le Maroc oriental se caractérise par une déformation d'âge anté-Viséen supérieur (Michard, 1976). Selon l'âge, le type de structures et l'intensité de déformation, plusieurs zones structurales sont définies dans le Maroc hercynien.

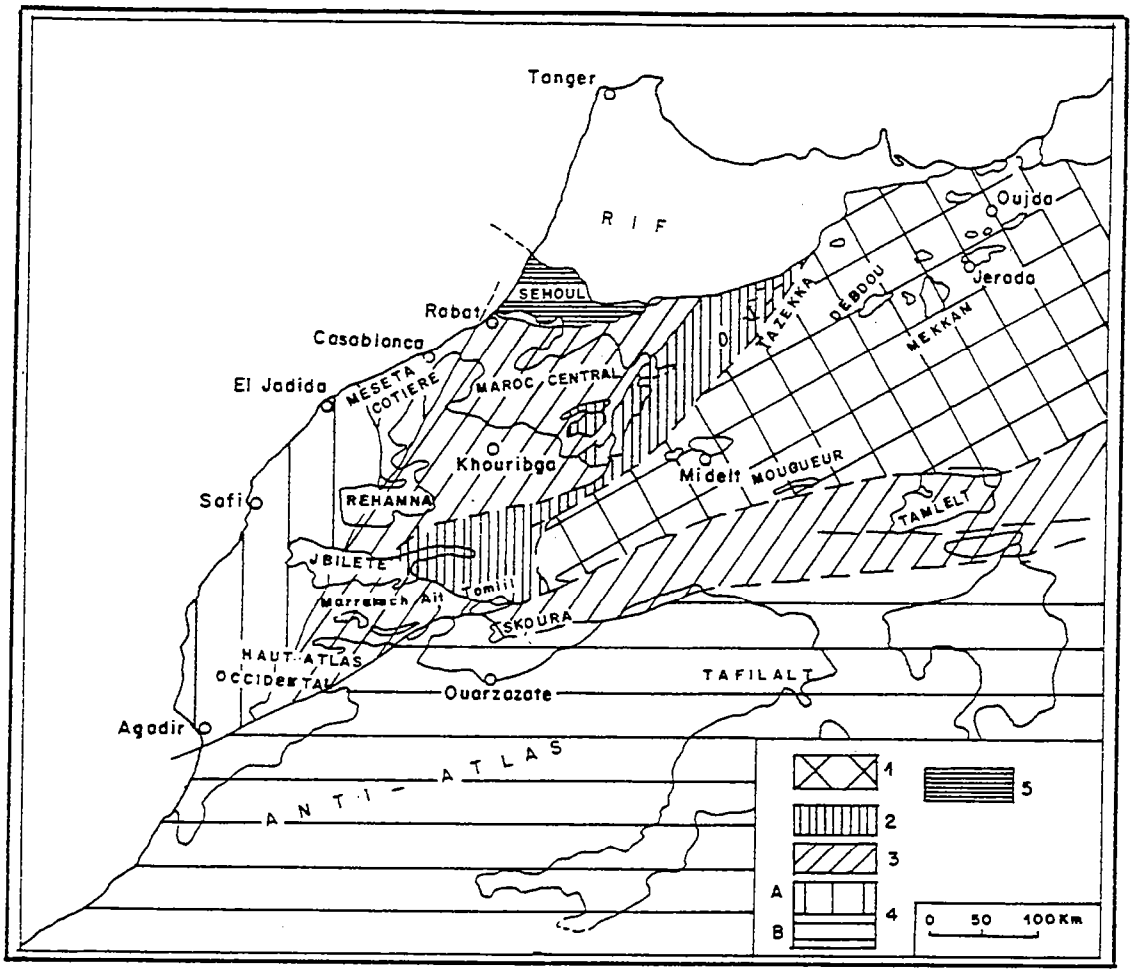


Fig. II-6- Les zones structurales de la chaîne hercynienne du Maroc 1- zone orientale ou zone interne de la chaîne à phase éovarisque, bretonne; 2- zone de transition avec mise en place de nappes syn- à tardi-sédimentaires au Viséen supérieur et phase de plissement sudète probable (Tazekka, Azrou, Khenifra); 3- zones externes à phase de plissement Namuro-westphalienne sans phases précoces; 4a- et 4b- régions peu déformées du môle côtier mésetien et de l'Anti-Atlas; 5- bloc des Sehoul, fragment de la chaîne calédonienne accolé à la méseta lors d'événements acadiens; (d'après Michard et al., 1983; in Bouabdelli, 1989).

III-1-1- La zone occidentale ou môle côtier

Des terrains paléozoïques structurés de la même manière que les Jebilet occidentales affleurent dans la partie occidentale du massif des Rehamna et dans la méseta côtière à l'Ouest du massif central. Ces zones sont caractérisées par une série paléozoïque réduite qui s'arrête au Dévonien moyen. L'absence de dépôts tournaisiens et viséens dans ces zones est attribuée à leur soulèvement à l'époque dinantienne (Piqué, 1979). La déformation d'âge post-Viséen supérieur (hercynienne s.s) est peu intense (plis suprakilométriques) et surtout localisée à la bordure Est de ces zones où viennent s'amortir les déformations synschisteuses des zones centrales (Michard, 1976; Lagarde et Michard, 1986).

III-1-2- La zone centrale à déformation hercynienne s.s.

Des terrains paléozoïques structurés de la même manière que la partie centrale du massif des Jebilet se retrouvent au Nord dans la partie centrale et orientale du massif des Rehamna et dans la majeure partie du massif central. Au Sud, le horst de Guemassa et le Haut Atlas occidental constituent le prolongement vers le Sud des Jebilet centrales. Cette zone forme un couloir ou sillon plus large au Nord et de plus en plus étroit vers le Sud. Elle correspond aux limites des bassins devono-carbonifères. Elle est caractérisée par une déformation et un métamorphisme en climat anchi à épizonal, localement mésozonal en bordure des intrusions granitiques (Lagarde, 1989). Ce métamorphisme est daté à 290 Ma dans le massif central (Huon et al., 1987) qui correspond globalement à celui des granites syntectoniques de la région, datés à environ 295 Ma dans le massif de Zaer (Giuliani et Sonet, 1982). Un équivalent probable du magmatisme bimodal des Jebilet centrales existe dans ces massifs, notamment dans le horst de Guemassa où il est également bien développé et de nature acide-basique (Boummane, 1987; Soulaïmani, 1992). Dans le massif des Rehamna et dans le massif central, la ressemblance est moins évidente, d'une part le volume des produits émis est plus faible que dans les Jebilet centrales, d'autre part son caractère n'est pas franchement bimodal, il est surtout représenté par des termes basiques qui se mettent en place sous forme de filons ou de laves en coussins (Hoepffner, 1982; Kharbouch, 1994) alors qu'il est intrusif dans les Jebilet centrales.

III-1-3- La zone de transition

Cette zone correspond aux équivalents des Jebilet orientales et se caractérise par la mise en place de nappes gravitaires dans le Viséen supérieur. Ces zones se retrouvent à l'extrême Est du massif central (région d'Azrou-Khénifra), dans le massif de Tazekka et dans le la boutonnière d'Aït-Tamlil (Hoepffner, 1987, Bouabdelli, 1989). La structuration majeure de la zone de Khénifra-Azrou et de Tazekka est datée à 330Ma (Huon et al., 1987) et correspond à la phase sudète (Bouabdelli, 1989). Les effets de cette phase ne sont pas bien établis dans les Jebilet

orientales mais Bamoumen (1988) y décrit une tectonique précoce d'âge intraviséen. Ces zones réunies dessinent cartographiquement un arc entourant le Maroc oriental.

III-1-4- La zone Est ou Maroc oriental

Le massif des Jebilet n'offre pas de terrains paléozoïques présentant les caractéristiques de cette zone. Ils sont probablement enfouis sous la couverture mésozoïque et cénozoïque du Haut Atlas. En effet, cette zone est représentée par un certain nombre de massifs qui affleurent à l'Est du chaînon atlasique, dont le plus important est le massif de la haute Moulouya. Les terrains paléozoïques de cette zone sont structurés avant le Viséen supérieur puisque celui ci se dépose en discordance sur des formations paléozoïques déjà plissées et métamorphisées. Dans le massif de la haute Moulouya, cette tectonique correspond à un plissement à déversement Est selon Vauchez (1976) et à vergence Ouest selon Hoepffner (1987) et Diot et Bouchez (1989), accompagnée d'un métamorphisme épizonal daté à 366-367Ma (Clauer et al., 1980; Huon et al., 1987). Le magmatisme de cette région est représenté par des granites calcoalcalins datés à 347 +/-7Ma et 329+/- 6Ma (Clauer et al., 1980) et par un volcanisme bimodal acide-basique (Kharbouch, 1982, 1994; Chalot Pratt, 1990).

III-1-5- La zone Sud ou Avant pays saharien

Cette zone affleure au Sud de l'accident sud-atlasique ou accident de Tizi n'Test et s'étend jusqu'à la plate forme saharienne en bordure du craton ouest africain. Les formations paléozoïques sont restées tabulaires sur la plate forme saharienne et sont faiblement plissées dans la zone sud-atlasique (plis de dimension suprakilométrique) sauf au voisinage des boutonnières précambriennes où la déformation s'intensifie en réponse au poinçonnement de la couverture par son socle (Soulaïmani et Le Corre, en préparation).

Deux zones peu déformées bordent donc la zone à déformation hercynienne au Maroc, le môle côtier et l'avant pays saharien qui ont constitué des marges stables. Elles sont séparées des bassins dévono-carbonifères par deux accidents majeurs: l'accident sud-atlasique de direction ENE et la zone de cisaillement Ouest mésetienne de direction subméridienne à NNE. Ces deux accidents, probablement hérités du socle précambrien, ont aussi joué un rôle important dans l'ouverture des bassins dévono-carbonifères (Piqué, 1979) et dans la fermeture et l'édification de la chaîne hercynienne au Maroc (Piqué, 1979; Lagarde et Michard, 1986). Au Nord les bassins dévonocarbonifères sont bordés par un bloc qualifié souvent d'exotique (Michard, 1976): le bloc de Sehoul.

III-1-6- La zone Nord ou bloc des Sehoul

Cette zone s'étend au Nord de l'accident Rabat-Tiflet et se prolonge probablement sous la chaîne rifaine. C'est la seule zone montrant une tectonique paléozoïque anté-dévonienne en climat

métamorphique épizonal (Piqué, 1979). Les plis synschisteux ont une direction Est-Ouet et sont fortement déversés vers le Sud. Ils affectent des phyllades, des grauwackes et des schistes à trous qui bien que non datés sont rattachés au Cambrien moyen. Elles sont intrudées par un granite daté à 430Ma (Charlot et al., 1973), ce qui attribue un âge calédonien s.l. à la déformation dans ce bloc. N'ayant pu être corrélé avec aucun événement de même âge dans la méseta marocaine, ce bloc est considéré comme un bloc allochtone. Son rattachement à la méseta marocaine s'est produit avant le dévonien supérieur où il constitue la marge Nord des bassins devono-carbonifères mésetiens (Piqué, 1979). Comme ses équivalents à l'Ouest et au Sud, cette marge du bassin mésetien reste peu affectée par le raccourcissement hercynien.

III-2- Évolution sédimentologique

Le socle précambrien reconnu indirectement dans le massif des Jebilet est observable localement à la base de la série paléozoïque comme dans la région de Khénifra où du précambrien III rhyolitique affleure sous les calcaires géorgiens (Morin, 1962, Allary et al., 1976).

III-2-1- La période anté-Viséen Supérieur

Les grands traits de la sédimentation paléozoïque du massif des Jebilet se retrouvent à l'échelle de la méseta marocaine. *Le cambrien inférieur* à calcaires à Archéocyathus se retrouve dans plusieurs massifs, il est surmonté dans le Haut Atlas occidental par une puissante série volcanodétritique (Petit, 1976). Les grès terminaux de l'Acadien constituent un important niveau repère connu sous le terme des quartzites d'El-Hank. Une activité volcanique est également présente, elle se manifeste par un volcanisme trachy-andésitique associé à des centres d'émissions sous marins (Gigout, 1956).

Le Cambrien supérieur est absent à l'échelle de toute la méseta marocaine, cette absence est le résultat d'un soulèvement épi-orogénique généralisé.

Le silurien est caractérisé partout par des sédiments qui indiquent un environnement périglaciaire.

Le Dévonien est transgressif et concordant sur le silurien, comme dans les Jebilet, il n'y a donc pas d'orogenèse calédonienne au Maroc. Cependant un début d'organisation de la méseta en rides et bassins commence à apparaître (Piqué, 1979) et un net contraste existe entre les zones Ouest, détritiques ou carbonatées, et les zones Est pélagiques (Hollard, 1978).

Au *Famènien* l'organisation en rides et bassins s'accentue et un bassin subsident s'établit à l'emplacement de la zone mésetienne. A l'inverse des Jebilet, où l'existence du Famenien n'est pas certaine, dans le reste de la méseta il correspond à des séries détritiques flyshoïdes transgressives qui se déposent dans le centre des bassins et des faciès récifaux sur les bordures. Ces dépôts transgressifs persistent jusqu'au Tournaisien.

Le Viséen inférieur est absent dans la plus grande partie de la méseta (Piqué, 1979), cette absence peut être en relation avec un comblement du bassin ou avec l'épisode compressif qui affecte, à ce moment là, les régions orientales.

III-2-2- La période Viséen supérieur et la fermeture des bassins mésetiens

Le viséen supérieur-Namurien est une époque de transgression généralisée (Piqué, 1979; Beauchamp, 1984). Cette transgression est marquée par le dépôt de plusieurs milliers de mètres de sédiments (Huvelin, 1977). Ce sont des dépôts rythmés, équivalent du culm Européen selon Michard (1976). Elle est essentiellement constituée de pélites, de flyshs grésopélitiques et de calcaires bioclastiques littoraux (Beauchamp, 1984). Comme dans les Jebilet orientales, les flyshs viséens sont surmontés à l'Est de la méseta, par un olistostrome (Allary et al., 1976). Cet olistostrome est localisé au front et à la base d'unités allochtones comprenant une importante série glissée de paléozoïque inférieur (Silurien, Ordovicien, Dévonien) mais aussi une partie des terrains viséens (Bamoumen, 1988). Ces glissements gravitaires annoncent le début du serrage du bassin mésetien (Lagarde, 1989). La mer est présente jusqu'au westphalien "A", la présence de schistes à goniatites dans le massif central en témoigne. Elle disparaît au Westphalien "C", représenté par des dépôts continentaux des bassins intramontagneux qui bien que légèrement plissés, sont discordants sur le socle hercynien métamorphisé. Le serrage varisque s'est donc produit avant le Westphalien "C" et après le Westphalien "A", c'est à dire, il y a environ 300Ma.

Deuxième Partie,

ANALYSE STRUCTURALE DU SYSTÈME ENCAISSANT-MAGMATISME BIMODAL DES JEBILET CENTRALES

Chapitre III;

LA PROVINCE BIMODAL E DES JEBILET CENTRALES: PRINCIPALES CARACTÉRISTIQUES PÉTROGRAPHIQUES ET STRUCTURALES

I- PRINCIPALES CARACTÉRISTIQUES PÉTROGRAPHIQUES

L'activité magmatique acide-basique des Jebilet centrales (Huvelin, 1977) est représentée par un champ filonien et des corps sub-volcaniques hecto à kilométriques intrusifs dans les schistes de Sarhlef.

I-1- Les intrusions

L'aspect intrusif caractérise la majorité des corps magmatiques des Jebilet centrales. Ce caractère est indiqué aussi bien par la texture des roches qui constituent ces intrusions que par l'influence thermique qu'elles exercent sur leur encaissant.

I-1-1- Localisation géographique

Les intrusions basiques des Jebilet centrales forment une dizaine de corps de quelques centaines de mètres de puissance et de dimension hecto à kilométrique (fig. III-1). Les plus importantes intrusions constituent les corps de Koudiat (colline) Kettara et Koudiat Arhil au centre des Jebilet centrales, de Jebel (Mont) El Harcha et Jebel Sarhlef à l'Est. Les magmas acides s'organisent en un linéament de plus d'une dizaine de kilomètres de longueur et de quelques centaines de mètres d'épaisseur; ce sont les intrusions de Koudiat Bouzlaf, Koudiat Hamra et Koudiat Diab. D'autres intrusions dont la puissance et l'extension sont plus faibles forment des corps de dimension modeste, hecto à kilométrique (par ex. Koudiat Delâa à l'Ouest de Kettara ou Drâa El Harach à une dizaine de kilomètres au Nord de Marrakech). Les magmas acides et basiques sont aussi présents côte à côte dans des intrusions dites composites (Huvelin, 1977). Ces corps mi acides-mi basiques sont observables à l'extrémité Sud-Ouest des Jebilet centrales sur la rive Nord de l'Oued Tensift où ils forment les intrusions d'El-Mna et de Kaddour Labdi. Un autre corps composite existe à l'extrémité Ouest des Jebilet centrales, au Nord de la faille de Mesret, c'est l'intrusion de Jebel Bouzlaf. Enfin, au centre des Jebilet dans le prolongement S-W de l'intrusion basique-ultrabasique de Kettara existe le corps composite moitié acide-moitié basique d'Ouled Har. D'autres corps intrusifs de dimension plus faible existent, montrant tous les stades intermédiaires entre filon s.s et intrusion s.s.

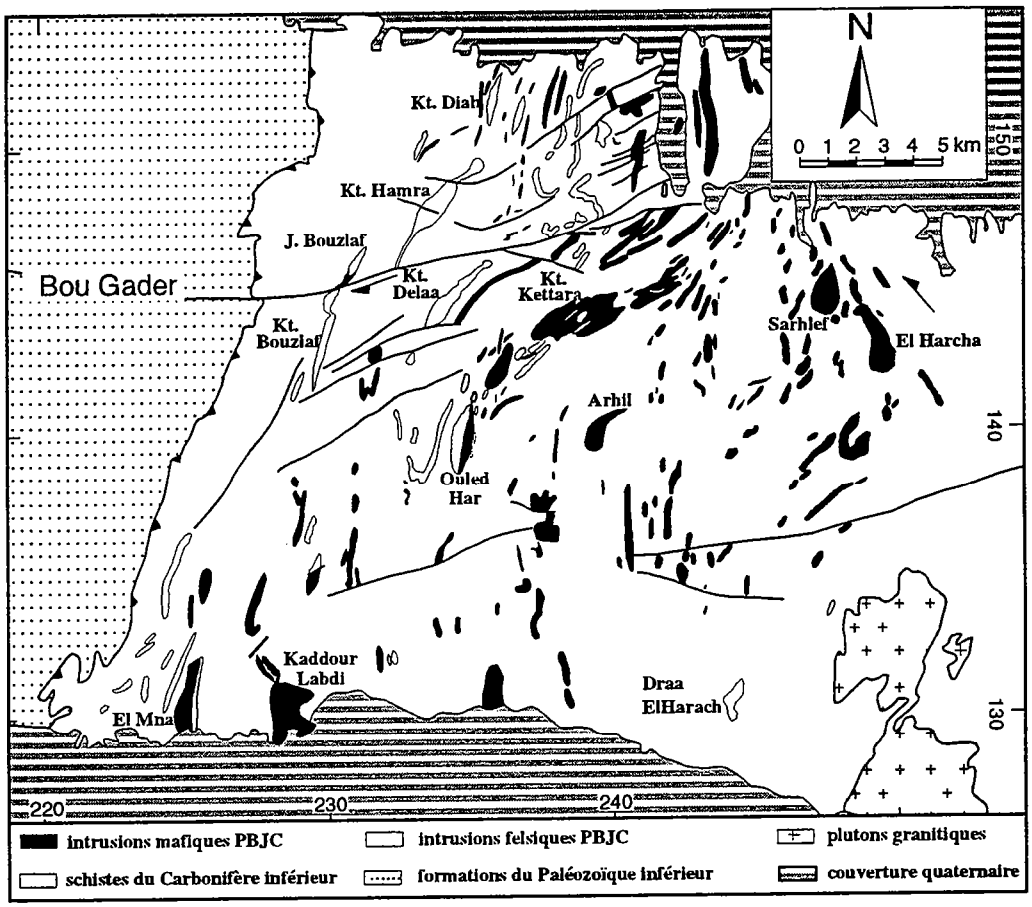


Fig. III-1- La province magmatique bimodale des Jebilet centrales (PBJC).

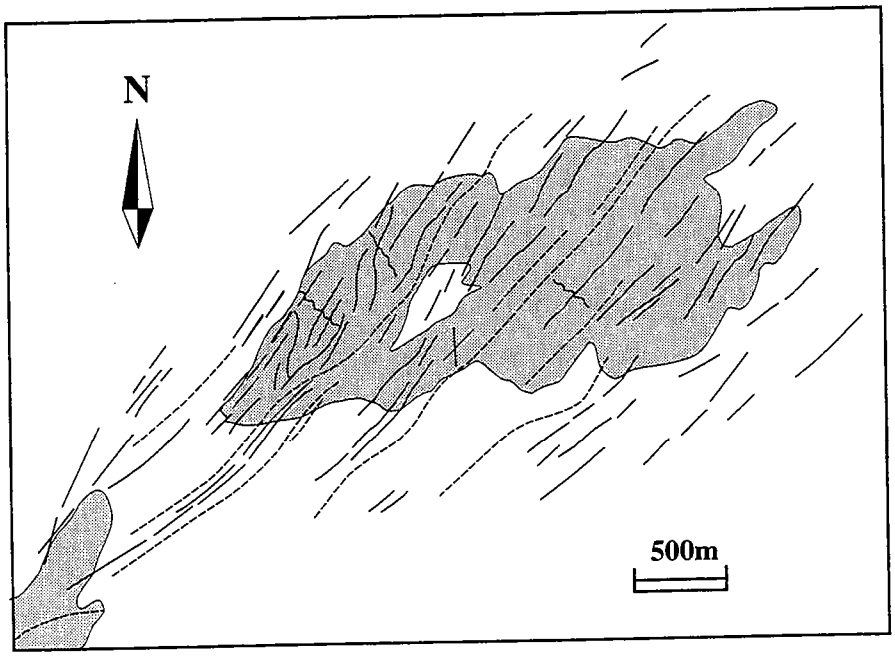


Fig. III-2- Le champ filonien de Kettara; traits continus (filons basiques); traits discontinus (filons acides)

I-1-2- Caractéristiques pétrographiques et texturales

1) Les roches qui constituent les corps intrusifs basiques sont grenues à grain moyen à grossier. Une diminution de la taille du grain est observable vers la périphérie des intrusions, témoignant d'un contraste de température avec l'encaissant.

Les faciès qui constituent une intrusion donnée dépendent de son histoire magmatique. Dans certaines intrusions, par exemple à Kettara, la sédimentation magmatique a joué un rôle important dans la différenciation et la genèse des différents faciès pétrographiques qui constituent l'intrusion. Exception faite de certains microgabbros de bordure, l'ensemble des faciès qui constituent cette intrusion sont des cumulats, d'abord ultramafiques à olivine et spinelle comme phase cumulus, plagioclase, clinopyroxène et ilménite comme phase intercumulus. Ensuite des roches cumulatives mafiques où le plagioclase s'ajoute à l'olivine et le spinelle pour former la phase cumulus, le clinopyroxène et l'ilménite constituent la phase intercumulus (Jadid, 1989). Les gabbros à texture de cumulats sont également observables dans la plupart des autres intrusions; ils sont particulièrement abondants dans les intrusions d'El-Mna et de Koudiat Arhil, (Ait Isha, 1992; Faouzi, 1993).

Les roches de texture grenue ont généralement une composition gabbroïque qui varie depuis des gabbros à olivine, des gabbros ordinaires (à plagioclase, pyroxène et ilménite), des ferrogabbros qui se caractérisent par une abondance des ilménites (10-15%, Jadid, 1989; Faouzi, 1993) jusqu'à des gabbros à quartz. Parfois les gabbros ont des grains très grossiers (centimétriques) qui leur confèrent une texture pegmatitoïdique (Aarab, 1984). Ces faciès se présentent sous forme de poches diffuses à l'intérieur des gabbros ou sous forme de faciès bien définis et très étendus comme dans la partie sommitale de Jebel Sarhlef où se trouvent leurs plus beaux affleurements.

Des roches de composition intermédiaire (diorites quartziques) existent dans certaines intrusions composites où les roches acides sont juxtaposées aux roches de composition gabbroïque. Elles se caractérisent par la cristallisation massive de l'amphibole et par la présence dans certains faciès, d'amphiboles aciculaires de grande taille (centimétrique) au sein d'un fond grenu à microgrenu à plagioclase, quartz et ilménite. Elles ont également été décrites dans certains corps basiques mais dans ce cas, leur association avec des roches acides est également évoquée. C'est le cas de l'intrusion basique de Koudiat Arhil où des roches acides forment des poches diffuses au sein des diorites (Faouzi, 1993).

La composition et la texture des roches en bordure des intrusions sont variables d'une intrusion à l'autre et parfois au sein d'une même intrusion. Leur texture peut être doléritique intersertale ou doléritique porphyrique. Leur composition est souvent assez évoluée et varie entre des compositions de gabbros ordinaires et des compositions de gabbros à quartz.

2) La texture granophyrique s.l. à intercroissances quartz-feldspath constitue de loin la texture dominante des roches acides des Jebilet centrales. Elle est observable aussi bien dans les corps acides les plus puissants qui constituent le linéament BHD que dans les roches acides

observables dans les intrusions composites ou formant des filons dans l'encaissant. L'origine primaire ou secondaire de cette texture sera discutée au cours ce travail. Du point de vue pétrographique, les roches acides des Jebilet centrales peuvent être subdivisées en deux grands groupes. Le premier est caractérisé par la présence de roches à feldspath potassique, il est constitué principalement par les intrusions du linéament BHD, le deuxième groupe est dépourvu de feldspath potassique, il est formé principalement par les roches acides des intrusions composites.

I-2- Le champ filonien

Outre les corps intrusifs, les roches acides et basiques des Jebilet centrales forment des filons de quelques mètres à quelques dizaines de mètres d'épaisseur et d'extension métrique à kilométrique. Les plus importants sont le filon acide de Kechnet et le filon basique de Ben Slimane à l'Ouest de Kettara. La mise en place des filons accompagne souvent la mise en place des corps intrusifs qu'ils intrudent en constituant un véritable champ filonien associé à chaque intrusion. C'est en effet dans les corps intrusifs que les filons acides et basiques de puissance métrique sont très abondants. Le champ filonien le plus important est observé dans l'intrusion de Kettara (fig. III-2) et dans son prolongement vers le S-W (région de Sidi Mahjoub) qui constitue la jonction entre l'intrusion de Kettara et l'intrusion d'Ouled Har.

Les roches basiques filoniennes sont caractérisées par la texture doléritique et de ce fait, ces filons peuvent être décrits globalement comme des dolérites. Néanmoins, des différences peuvent être notées selon la présence ou non d'olivine, des phénocristaux de plagioclase et de l'abondance des ilménites. Les roches acides mises en place sous forme de filons montrent souvent des textures granophyriques, parfois la texture microlitique fluidale est observable, comme c'est le cas du filon acide de Kechnet (Essaïfi, 1989). Leur composition est caractérisée par l'absence de feldspath potassique et de ce fait, ils peuvent être rattachés au deuxième groupe de roches acides définies ci-dessus.

I-3- les laves?

Existe-t-il des produits effusifs parmi les magmas acides et basiques des Jebilet centrales?

-pour les magmas basiques, la réponse est claire, l'ensemble du magmatisme basique est intrusif et aucune vraie lave à caractère effusif n' a été observée. Notons cependant que dans les Jebilet orientales (flysh de Kharrouba), Huvelin (1977) décrit une volcanite basique (spilite) dont certains blocs sont remaniés dans la brèche de glissement surmontée par la nappe. Cette roche n'a apparemment pas de liaison avec le magmatisme des Jebilet centrales dans la mesure où les nappes viennent de régions plus orientales.

-pour les magmas acides, la réponse est moins évidente. Huvelin (1977) décrit à Koudiat Délâa des litages magmatiques (alternance de lits clairs et lits sombres) où des plis

centimétriques affectent uniquement certains lits à la manière des slumps, indiquant que la roche s'est déformée durant son déplacement comme une lave. Dans cette même roche, Bordonaro (1983) décrit une texture perlitique que Aarab (1984) attribue à une mise en place sous une faible tranche de sédiments. La mise en place très superficielle de cette roche est également indiquée par la présence de sphérolites à quartz-albite et par l'absence d'une influence thermique décelable pétrographiquement dans l'encaissant immédiat de l'intrusion (Essaïfi, 1989).

C'est dans le caractère lithostratigraphique de la série de Sarhlef que certains auteurs ont décelé une activité volcanique. Des roches siliceuses et rubanées qui forment des bons repères lithostratigraphiques dans les Jebilet centrales ont été comparées à des cinérites métamorphisées (Huvelin 1977). Elles ont ensuite été décrites comme des tufs ou tuffites acides et basiques qui seraient le témoin d'une activité volcanique qui précéderait la mise en place des corps franchement intrusifs (Bordonaro et al., 1979; Bernard et al., 1988). Le caractère volcano-sédimentaire de ces faciès est mis en doute par Aarab et Beauchamp (1987) qui les interprètent comme "des dépôts de décantation en milieu calme avec arrivée périodique de grains de quartz moins fins à l'occasion d'événements ponctuels d'énergie plus forte (tempestites distales)" (opt. citée).

I-4- Les enclaves

Trois types d'enclaves sont observées dans les corps acides et basiques des Jebilet centrales: des enclaves ultrabasiques, des enclaves basiques et des enclaves microgrenues claires.

I-4-1- Les enclaves ultrabasiques

Les enclaves ultrabasiques sont observables dans l'intrusion stratiforme basique-ultrabasique de Kettara où les cumulats basiques s'injectent dans les cumulats ultrabasiques en emballant par endroits des blocs décimétriques à métriques de ces dernières (Jadid, 1989). On peut également rencontrer au microscope des enclaves ultrabasiques au sein des cumulats basiques. Elles sont de taille millimétrique et sont formées d'olivine et de spinelle en phase cumulus. Le plagioclase est poecilitique, il englobe les olivines et constitue la phase postcumulus. Cet aspect postcumulus du plagioclase caractérise les roches ultrabasiques de l'intrusion de Kettara.

I-4-2- Les enclaves basiques

Elles sont observables dans les roches acides des corps composites d'Ouled Har et de Jebel Bouzlaf. Elles sont souvent de forme elliptique et soulignent le plan de schistosité. Des enclaves de forme anguleuse sont également observables, elles ont une texture microlitique ou doléritique intersertale. Les microlites sont des plagioclases (An 35%) maclés albite. Les minéraux ferromagnésiens représentés par l'amphibole et le clinopyroxène occupent les interstices entre les lattes de plagioclase, elles englobent également du quartz xénomorphe. Ces xénolites dont la

texture microlitique rappelle celle d'une lave pourraient correspondre, selon Bordonaro (1983), à du magma basique non encore consolidé arraché par le magma acide dans le conduit.

I-4-3- Les enclaves microgrenues claires

Ces enclaves sont observables dans la partie acide du corps composite d'Ouled Har. Elles sont très discrètes car elles sont de petite taille (<10cm) et sont séparées par des volumes significatifs de la roche acide qui les englobe et avec qui elles présentent des contacts diffus. Elles sont plus largement représentées à l'approche de l'encaissant qu'au centre de l'intrusion. Avec leur couleur sombre et leur forme elliptique, ces enclaves ont un aspect macroscopique similaire à celui des enclaves basiques. Leur orientation préférentielle participe à la définition de la fabrique planaire de la roche magmatique hôte. Malgré leur couleur sombre, la petite taille de leurs cristaux et leur richesse en biotite, caractères qui les différencient du matériau acide, ces enclaves montrent la même minéralogie que celui-ci. On y trouve également des microphénocristaux de plagioclase qui baignent dans le fond recristallisé et schistosé de l'enclave. Par ces caractères, ces enclaves se rapprochent des enclaves microgrenues claires définies par Didier (1973). D'après cet auteur, ce type d'enclaves se développe par dislocation de bordures figées formées à la périphérie du massif durant les premiers stades de l'emplacement de l'intrusion. En raison d'un contraste de température important entre le magma et son encaissant, le magma qui entre en contact avec celui-ci est figé. Sous la pression du magma sous jacent, une certaine extension est provoquée et la carapace est désorganisée permettant ainsi au magma hôte d'avancer (Didier et Roques, 1960).

II- STRUCTURE D'ENSEMBLE INTRUSIONS-ENCAISSANT

L'étude de la géométrie des corps intrusifs et de leurs relations avec les structures tectoniques de l'encaissant (plis, schistosité, linéations, failles) permet de définir le champ de déformation du système encaissant-corps magmatiques des Jebilet centrales. Le but de cette étude est de caler la mise en place des corps magmatiques par rapport à la déformation compressive d'âge post-Viséen supérieur. Autrement dit, s'agit-il d'intrusions prétectoniques interstratifiées dans la série grésopélitique de Sarhlef (Huvelin, 1977; Bordonaro, 1983; Aarab, 1984; Jadid, 1989) et d'âge Viséen supérieur, ou bien sont-elles des intrusions dont la mise en place est contemporaine de la déformation d'âge post-Viséen supérieur comme cela a été suggéré pour au moins une partie de ce magmatisme (Aït Tahar, 1987; Essaïfi, 1989, Essaïfi et Lagarde, 1990). Le caractère post-tectonique éventuel de ces intrusions peut d'ores et déjà être éliminé puisque, nous le verrons tout au long de cette étude, ces intrusions ont enregistré à divers degrés les effets du raccourcissement crustal post-Viséen.

II-1- Géométrie des intrusions

La cartographie de l'enveloppe externe des intrusions (interface intrusion-encaissant) permet de définir la géométrie en trois dimensions des intrusions. En effet la plupart des intrusions acides et basiques des Jebilet centrales résiste beaucoup plus à l'érosion que leur encaissant et forment ainsi des collines au sein de la plaine schisteuse. Elles montrent différents niveaux d'érosion, ce qui permet de définir leur forme tridimensionnelle.

On décrira deux exemples, celui de l'intrusion basique-ultrabasique de Kettara et celui du linéament occidental des corps acides.

L'interface intrusion-encaissant de Kettara s'organise de la manière suivante (fig. III-3):

-l'interface méridionale gabbro-encaissant est faiblement pentée vers le Nord, les gabbros reposent en concordance sur un encaissant en position normale.

-l'interface septentrionale gabbro-encaissant est discordante sur la stratification, elle est subverticale au SW qui correspond à la partie la plus érodée de l'intrusion, elle devient de plus en plus pentée vers le Sud dans la partie orientale de l'intrusion.

-l'interface orientale gabbro-encaissant est faiblement pentée vers l'Ouest.

-l'ensemble intrusion-encaissant est affecté par le plissement hercynien majeur. Un plissement est également observable au coeur de l'intrusion où l'érosion fait apparaître l'encaissant sous-jacent (fig. III-3).

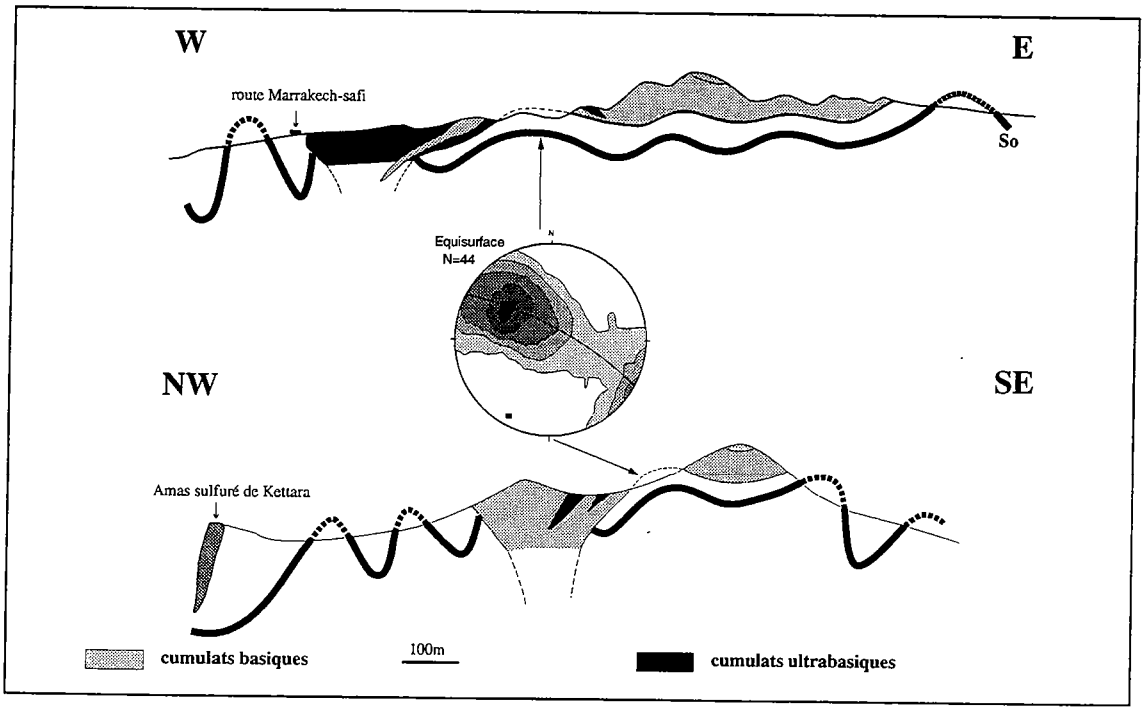


Fig. III-3- Coupes synthetiques à travers l'intrusion de Kettara

Cercle: diagramme des pôles de stratification (So) de l'encaissant au coeur du massif

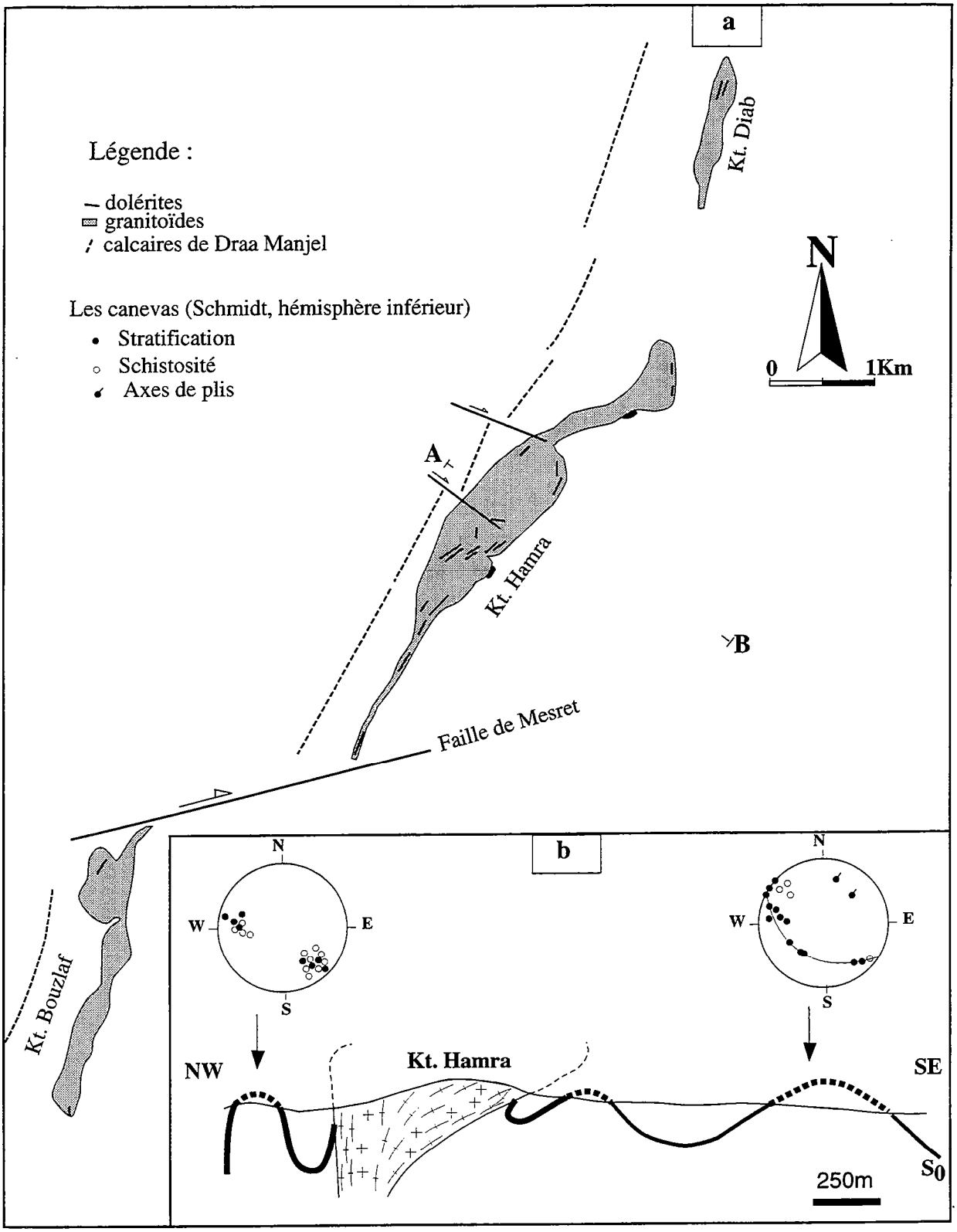


Fig. III-4- Géométrie des intrusions BHD et leurs relations avec l'encaissant.
a- carte, **b**- coupe synthétique AB

Cette géométrie de l'interface gabbro-encaissant suggère que l'intrusion soit enracinée soit le long de sa partie Nord, soit à sa partie SW. La localisation des faciès les moins différenciés au SW plaide en faveur de cette dernière hypothèse. La forme de l'intrusion de Kettara se rapproche ainsi beaucoup plus d'une laccolithe enracinée dans sa partie SW ou le long de sa partie septentrionale que d'un sill (Bordonro, 1983; Aarab, 1984) interstratifié dans une série monoclinale (Jadid, 1989).

Les corps acides de Koudiat Bouzlaf, Koudiat Hamra et Koudiat Diab forment un linéament appelé linéament BHD (Essaïfi, 1989) dont la forme en trois dimensions peut être étudiée. La stratification S_0 subverticale à l'Ouest des intrusions (clairement observables grâce aux calcaires de Drâa Manjel qui constituent un bon niveau stratigraphique) semble suivre du Nord au Sud la forme des intrusions (fig. III-4). De la même manière que ces dernières, elle subit sur une distance de ≈2,5km, un décalage par la faille de Mesret. Ce parallélisme entre allongement des corps intrusifs et stratification donne l'impression d'une interstratification des corps intrusifs. Dans le détail les calcaires viennent buter contre le corps intrusif de Koudiat Hamra (fig. III-4a), et la géométrie des contours de ces corps intrusifs montre qu'il s'agit d'intrusions à forme extravasée clairement sécante sur la stratification (fig. III-4b):

- dans les endroits les plus érodés (Sud de Koudiat Hamra et Koudiat Bouzlaf), la puissance des corps intrusifs diminue et leurs interfaces se verticalisent.

- au niveau de Koudiat Hamra dont l'orientation est NE-SW alors que ses prolongements Nord et Sud ont une orientation subméridienne, l'interface orientale de l'intrusion est faiblement pentée vers l'Ouest alors que l'interface occidentale est subverticale voire fortement pentée vers l'Ouest (Essaïfi, 1987).

La géométrie extravasée à subverticale des interfaces intrusions-encaissant du linéament BHD peut être généralisée à l'ensemble des intrusions acides et basiques des Jebilet centrales. Il est de même pour le champ filonien acide-basique qui est généralement subvertical, aussi bien dans l'encaissant que dans les intrusions. Bien que cartographiquement ce champ filonien semble être parallèle à la stratification, les observations de détail à l'échelle de l'affleurement montrent que la plupart de ces filons se mettent en place parallèlement aux plans axiaux des plis en recoupant la stratification suborthogonalement au niveau des charnières.

II-2- Agencement des différents faciès

L'intrusion de Kettara, formée quasi-exclusivement de cumulats est le lieu privilégié pour déterminer les relations entre les termes ultrabasiques et basiques. Les intrusions composites le sont pour la relation entre les termes acides et basiques. Enfin, les intrusions acides contiennent également des termes basiques et la relation entre ces deux termes est observable.

-Dans l'intrusion de Kettara, en plus de la présence d'enclaves de cumulats ultrabasiques dans les cumulats basiques (cf. I-4-1), deux autres observations plaident en faveur du caractère

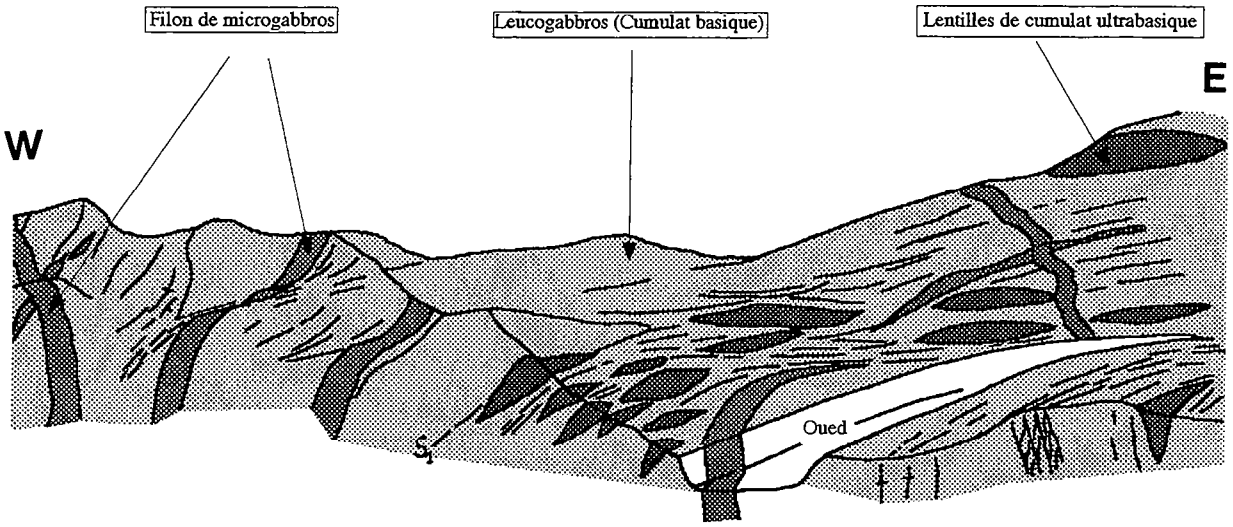


Fig. III-5- Vue panoramique E-W montrant l'organisation des différents faciès dans l'intrusion de Kettara (S_1 représente la schistosité).

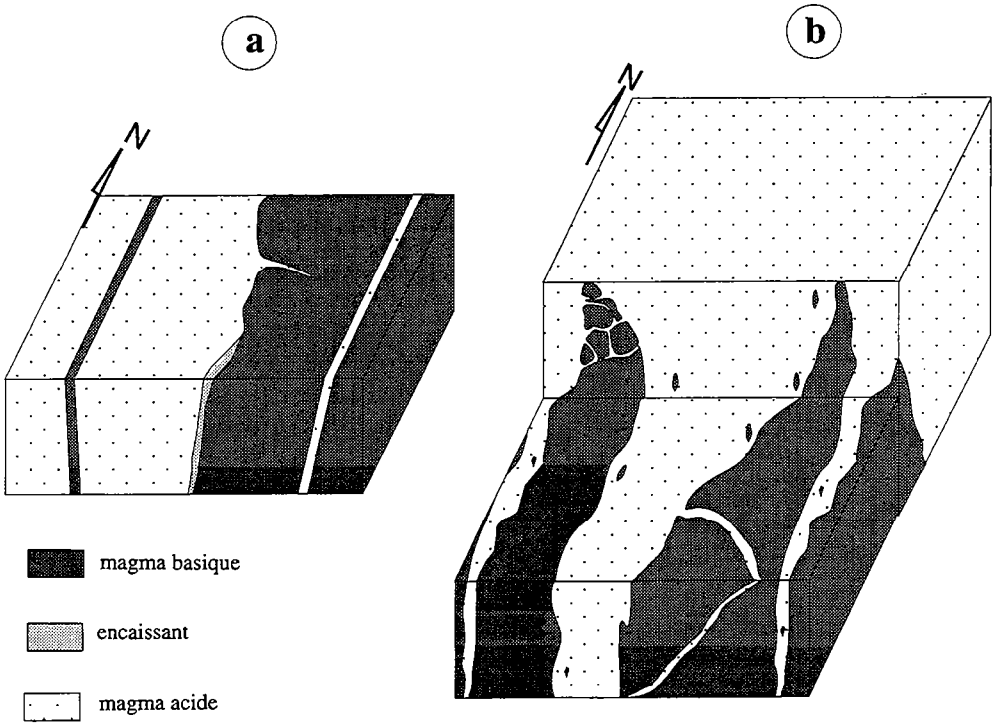


Fig. III-6. Blocs diagrammes montrant les relations entre les magmas acides et basiques dans les intrusions composites d'Ouled Har (**a**) et de Jebel Bouzlaf (**b**).

intrusif de la série basique dans la série ultrabasique: (i) ces deux unités qui souvent alternent ne montrent pas de passage progressif de l'une à l'autre des deux formations. Au contraire, la limite entre les deux séries est nette, (ii) la série ultramafique est souvent présente sous forme de lentilles métriques à décamétriques boudinées au sein des leucogabbros (fig. III-5). Ces différents points indiquent une injection de la série mafique dans la série ultramafique, une telle mise en place est difficile à concevoir dans l'hypothèse d'une cristallisation in situ des deux unités magmatiques dans un sill ou dans une chambre magmatique.

-Dans l'intrusion composite du massif d'Ouled Har (fig. III-6a), au contact entre les termes acides de la partie Ouest et les termes basiques à intermédiaires de la partie Est, on peut observer de l'encaissant schistosé. Lorsque le contact entre les deux types de matériaux est direct on peut observer (i) des digitations centimétriques sinueuses du matériau acide dans le matériau basique, (ii) des enclaves basiques dans le matériau acide, (iii) des filons métriques du matériau acide s'injectant dans le matériau basique (iv) des filons basiques intrusifs dans la partie acide. Ces relations montrent que la partie orientale basique et la partie occidentale acide ne correspondent pas à une même intrusion, puisque l'encaissant les sépare au centre et au Sud du massif. Au contraire, chaque partie semble se mettre en place indépendamment de l'autre mais d'une façon sub-contemporaine. Lors de cette mise en place, chaque magma a émis des digitations dans le magma voisin en cours de cristallisation.

-Dans l'intrusion composite de Jebel Bouzlaf, l'agencement des faciès acide et basique évolue du Sud vers le Nord de l'intrusion (ce qui correspond à des niveaux d'érosion de plus en plus faibles) (fig. III-6b). Au Sud, l'intrusion est constituée d'une alternance de filons acides et basiques dont les contacts sont soit tranchés, soit sinueux, le matériau basique étant plus représenté que le matériau acide. En se déplaçant vers le Nord; l'alternance acide-basique demeure mais le volume du matériau acide devient de plus en plus important. Enfin, au Nord, l'intrusion est constituée essentiellement de matériau acide, on y observe quelques enclaves désagrégées du faciès basique et des mélanges mécaniques entre les deux types de matériaux. Ces relations indiquent un faible contraste rhéologique entre les deux magmas lors de leur mise en place; ils sont donc subcontemporains. Par ailleurs, la mise en place des deux matériaux semble s'effectuer de manière indépendante au mur de l'intrusion, ensuite un mélange mécanique entre les deux matériaux s'effectue au toit de l'intrusion.

Dans le linéament BHD, des filons basiques sont observables localement dans les intrusions acides, le contact entre les deux faciès magmatiques est toujours tranché.

Les relations géométriques entre les termes basique et acide des Jebilet centrales indiquent une mise en place indépendante de chacun des deux termes. Le contraste rhéologique entre ces deux faciès est globalement très faible. Il traduit une subcontemporaineité de mise en place qui permet le développement local de mélanges mécaniques entre les deux faciès magmatiques.

II-3- Les minéralisations

Les minéralisations des Jebilet sont nombreuses et variées (voir Huvelin, 1977). Ce sont les amas sulfurés qui, par leur localisation limitée dans la partie centrale des Jebilet, semblent montrer une liaison avec le magmatisme acide-basique qui fait l'objet de ce travail. A cause de cette localisation géographique, Huvelin (1977, p.137) attribue à la série de Sarhlef le nom de ‹‹district à pyrrhotite de Kettara›› du fait que l'amas sulfuré de Kettara est le plus important et le plus connu des amas sulfurés des Jebilet centrales. Cartographiquement, les amas sulfurés et leurs chapeaux de fer s'organisent en linéaments parallèles aux linéaments que forment les magmas acides et basiques. Trois linéaments subparallèles à la direction des corps intrusifs acides et basiques sont distingués (fig. III-7):

-alignement occidental, avec des indices de Trefani (à l'extrémité Nord), Bouhane au centre et Lachach au Sud. Il est parallèle au linéament formé par les intrusions BHD et comme ces dernières, il est décalé d'une façon dextre, sur une distance de ≈1,5Km, par la faille de Mesret.

-alignement médian, avec les gisements de Kettara, Benslimane et Kerkoz. Il est subparallèle à l'axe formé par les intrusions de Kettara, Ouled Har et leur jonction le champ filonien de Sidi Mahjoub.

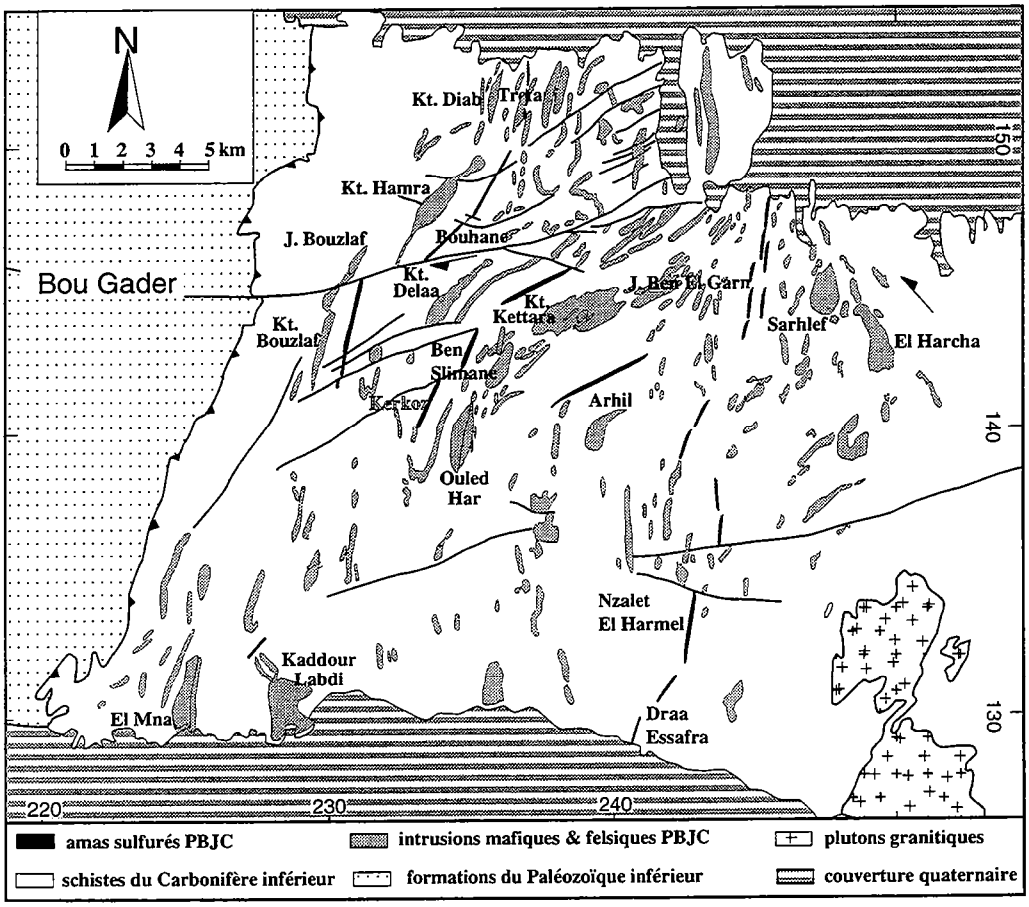


Fig. III-7- Organisation des amas sulfurés des Jebilet centrales en linéaments parallèles aux intrusions acides et basiques (d'après Huvelin, 1977)

-alignement oriental comportant au Sud le gisement de Drâa Essafra, passe par les schistes localisés de Nzalet El Harmel et se poursuit jusqu'au Nord dans la région de Jebel El Garn. Cet alignement est localisé entre les intrusions de Tazakourt et de Drâa El Harach au Sud, de Kettara et Sarhlef au Nord, en passant entre celles d'El Harcha et Arhil au centre. Un autre petit alignement est localisé entre les intrusions de Kettara et Arhil.

Ces amas sulfurés ont subi les effets de la déformation hercynienne majeure synschisteuse, ils sont généralement sub-verticaux et sub-parallèles aux schistes qui les encaissent (Huvelin, 1977; Souaré, 1988). D'un point de vue métallogénique, notons que ces amas se caractérisent par leur paragenèse à pyrrhotite largement prédominante (Bernard et al., 1988; Souaré, 1988).

III- LA STRATIFICATION ET LE PLISSEMENT

Malgré la déformation synschisteuse enregistrée dans les Jebilet centrales, la monotonie de la série de Sarhlef rend difficile l'observation de structures cartographiques. Néanmoins, la présence de repères stratigraphiques permet de rendre compte de la structuration de ce massif. Il est aussi possible de rendre compte de la déformation plicative des Jebilet centrales grâce aux mesures des orientations du plan de stratification. Celui ci est visible lorsque des bancs compétents (quartzites, tuffites, carbonates) s'intercalent entre les schistes. Cette intercalation bancs compétents-bancs incompétents permet également d'observer, dans des cas favorables, le plissement à l'échelle de l'affleurement (fig. III-8).

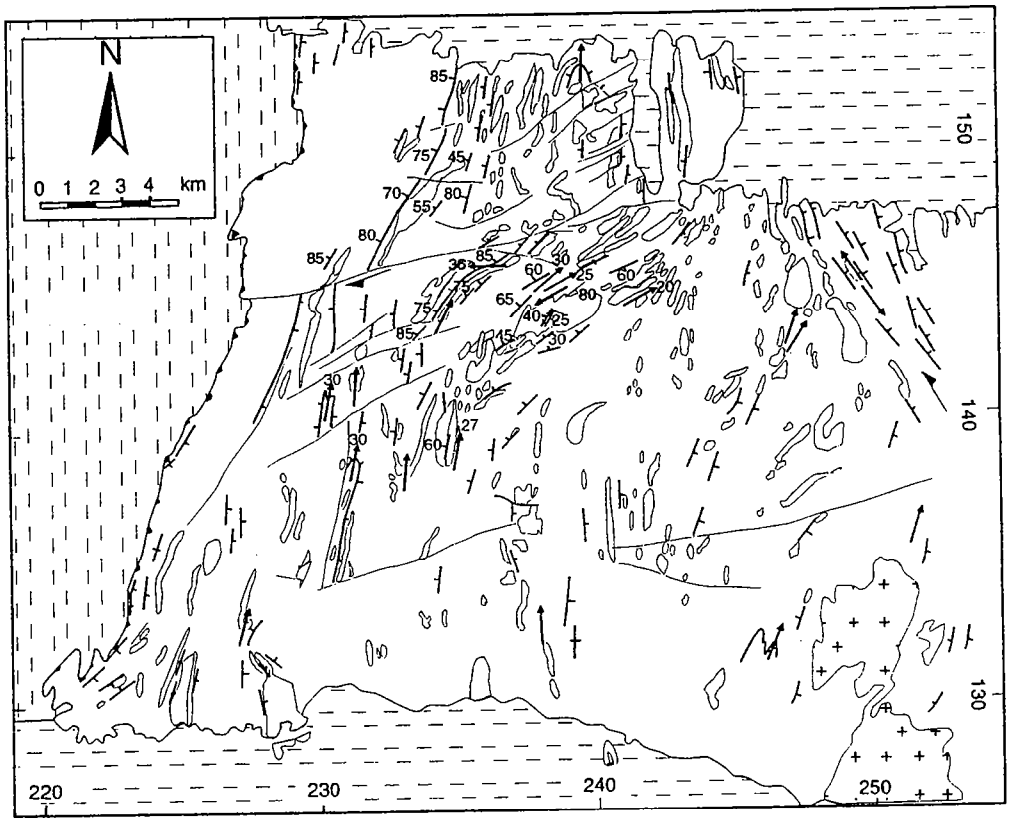


Fig. III-8- Orientation du plan de stratification dans les Jebilet centrales (les flèches représentent les axes de plis).

La stratification est d'orientation régionale subméridienne, elle subit des virgations régionales et devient de direction NNW dans la région de Sarhlef et ENE dans la région de Kettara. Des virgations locales de la direction de stratification sont également observables. Elles sont en liaison avec des charnières de plis ou avec des terminaisons périanticlinales ou périsynclinales.

Les axes de plis sont faiblement plongeants, ont une orientation régionale subméridienne. Ils montrent la même virgation que le plan de stratification et deviennent de direction NE dans la région de Kettara et NNW dans la région de Sarhlef. Ce plissement cartographique est observé localement grâce aux alternances grésopélitiques, faciès les plus favorables pour la description des plis dans les Jebilet centrales. Ce sont des plis synschisteux dont la typologie par la méthode de Ramsay (1967) permet de suivre l'intensité (fig. III-9).

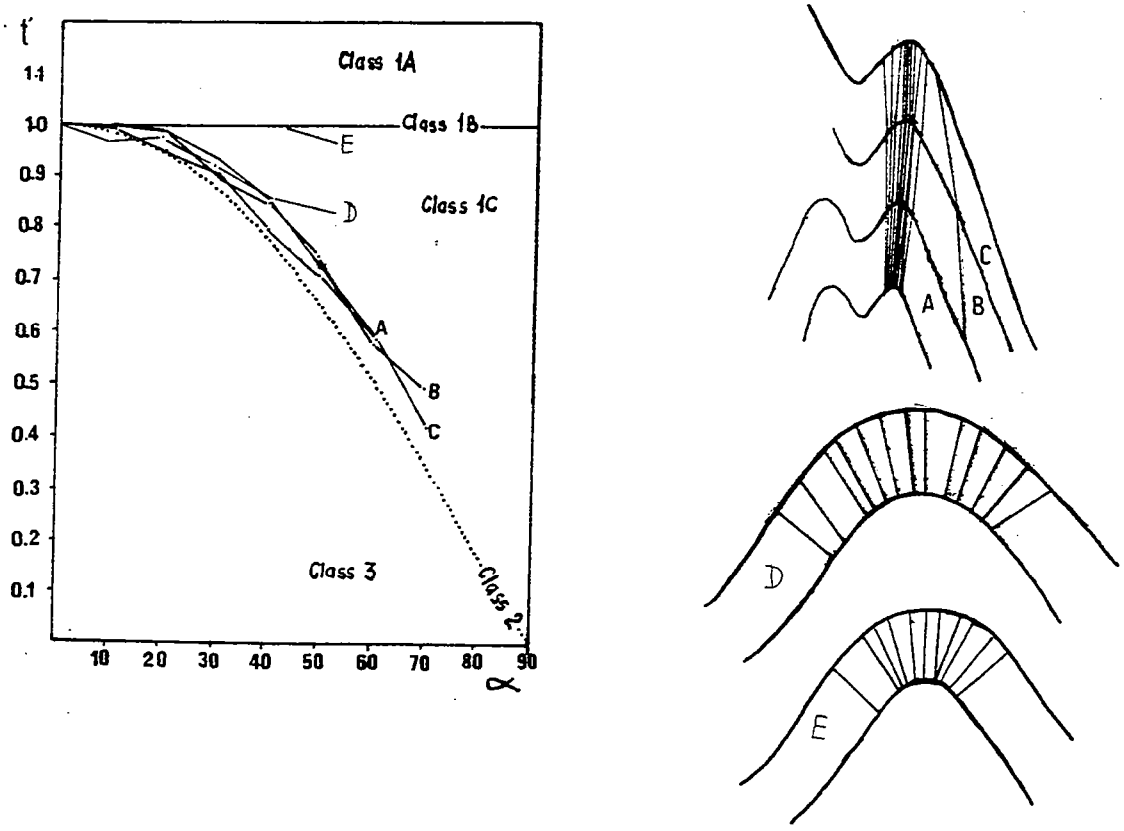


Fig. III-9- Caractérisation du plissement par la méthode des isogones (d'après Essaifi, 1989).

(1) Loin des zones d'influence thermique des intrusions et des zones d'intense déformation (zones de cisaillement ductiles), les plis sont ouverts, presque isopaques et montrent un léger amincissement des flancs. C'est le cas par exemple des plis observés à Jebel Hadid (x=230,9; y=139,3) à l'Ouest du Douar Kechnet . Ces plis sont ouverts et appartiennent aux classes 1B à 1C.

(2) Dans les zones d'influence thermique des intrusions acides et basiques, les plis observés sont très évolués. Ce sont des plis isoclinaux déversés vers l'Est ou vers l'Ouest suivant leur position par rapport aux intrusions. Ainsi au contact de l'intrusion de Koudiat Bouzlaf, on peut assister à une transposition totale du litage sédimentaire dans le litage tectonique. On observe communément un étirement des couches le long des flancs pouvant les diviser en lentilles intrafoliales et un épaississement au niveau des charnières par fluage et redoublement des couches. Ces charnières sont parfois isolées dans la matrice et donnent naissance à des charnières intrafoliales. Les deux méthodes (méthode des isocones de plongement et la méthode t'α de Ramsay, 1967) montrent que ces plis sont des plis semblables de la classe 2.

(3) À l'Est de l'intrusion basique de Jebel Sarhlef, les plis observés sont des plis à axes courbes comparables à ceux décrits par Lagarde et Choukroune (1982) au coeur de la zone de cisaillement de Marrakech. Ils sont observables le long d'une bande d'une dizaine de mètres de largeur et riche en bancs de tuffites. La bande a une orientation NNW et se trouve à 500 m à l'Est du point culminant de Jebel Sarhlef.

IV- LA SCHISTOSITÉ

Les gradients de déformation finie peuvent être mis en évidence qualitativement en décrivant l'évolution des structures et des microstructures de la déformation synschisteuse (plis, schistosité), ils doivent être vérifiés par l'analyse quantitative de la déformation finie. L'étude de l'évolution du plissement a montré l'existence d'un gradient de déformation à l'approche des corps intrusifs. On décrit ici l'évolution typologique de la schistosité, puis l'intensification de la déformation finie mise en évidence grâce aux marqueurs de la déformation que constituent les taches de métamorphisme.

V-1- Évolution typologique

L'étude de l'évolution typologique de la schistosité devrait traduire la réponse du matériel à deux facteurs externes: la température et l'intensité de la déformation régionale (Le Corre, 1978). Pour ces raisons, l'homogénéité du matériel initial doit être vérifiée. Cette étude a été faite sur du matériel pélitique à grésopélitique. La pression peut être supposée constante à l'échelle des Jebilet centrales.

Quatre types de schistosités ont été définis. Les types A et B (subdivisée en B1 et B2) sont des schistosités de type flux pénétrative, la schistosité de type C correspond au domaine de la foliation (Fig. III-10).

a)- La schistosité de type A

C'est la schistosité la moins évoluée dans les Jebilet centrales :

-c'est une schistosité de type flux pénétrative.

-les phyllites (micas blancs et chlorites) sont alignées et dessinent les plans de schistosité.

-autour des minéraux antétectoniques, des zones abritées se sont développées. Les micas détritiques ont des plans de clivage (001) obliques sur la schistosité et ont subi des rotations.

-les grains de quartz montrent une légère fabrique de forme dans les lits pélitiques et sont encore anguleux dans les lits riches en quartz. Dans ces derniers la réfraction de schistosité est souvent observable.

-les lits pélitiques montrent une extinction globale lorsqu'on tourne la platine.

-le mécanisme dominant dans le développement de ce premier type de schistosité est la dissolution sous contrainte. Les oxydes de fer qui résultent de cette dissolution participent à la définition de l'anisotropie principale de la roche.

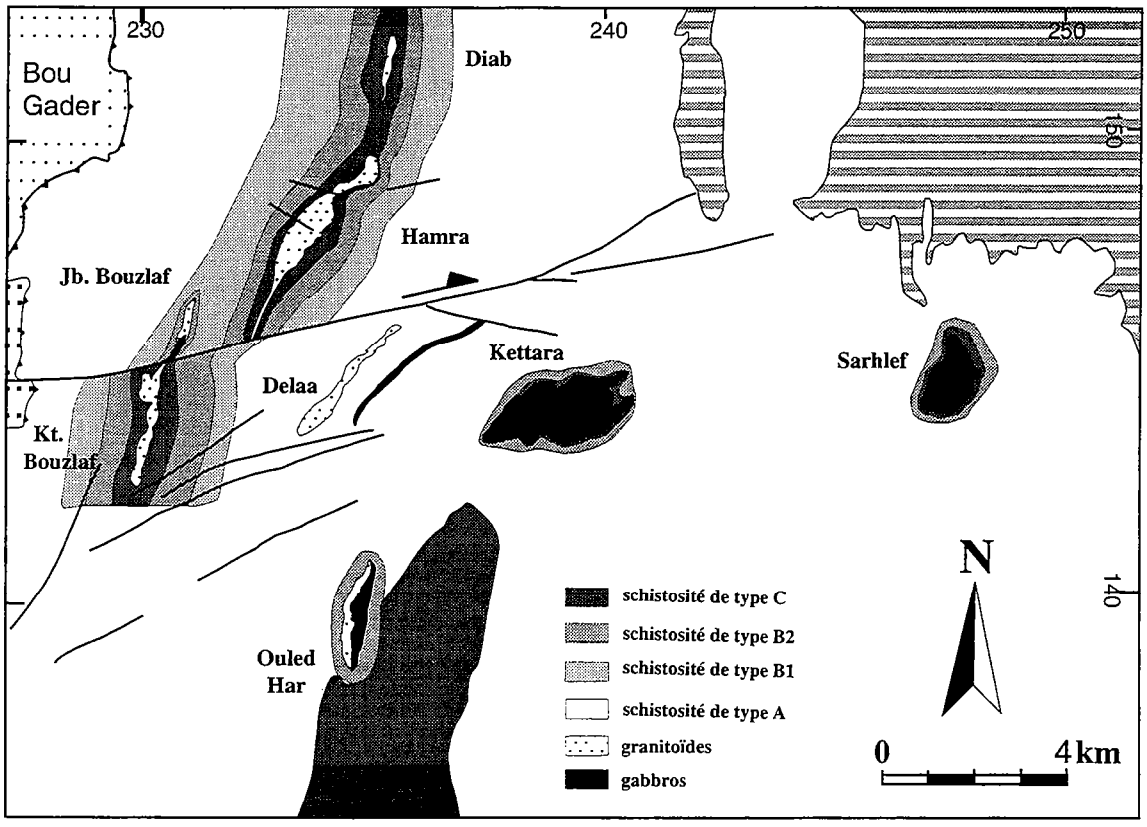


Fig.III-10 - Zonéographie du métamorphisme autour des principaux corps acides et basiques des Jebilet centrales.

b)- La schistosité de type B1

En s'approchant des corps intrusifs on note une augmentation de l'intensité de déformation matérialisée par :

-une orientation préférentielle des phyllites beaucoup plus nette que dans le type précédent.

-une fabrique de forme des grains de quartz beaucoup plus importante témoignant d'une dissolution sous contrainte beaucoup plus poussée.

-une absence de réfraction de schistosité au niveau des lits gréseux dans lesquels le quartz montre également une fabrique de forme.

-enfin, on note dans ce type de schistosité, l'apparition dans les lits gréseux, de quelques fines paillettes de biotite qui participent à la trame phylliteuse orientée. Ceci indique qu'on se situe dans la limite de l'isograde de la biotite.

Ce type de schistosité est par ailleurs généralisé à la formation de Rhira, observable à l'Ouest du secteur.

c)- La schistosité de type B2

C'est également une schistosité de type flux pénétrative mais les phénomènes de recristallisation sont largement dominants par rapport aux phénomènes de dissolution. Ils sont marqués par :

-une recristallisation de plus en plus poussée des grains de quartz qui apparaissent sous forme d'éclats anguleux et qui ne montrent plus de fabrique de forme.

-l'apparition de nouveaux micas limpides et bien individualisés, d'une taille moyenne d'environ 0,04mm, nettement supérieure à celle du type A.

-l'aspect général de la roche est satiné et proche de celui des micaschistes fins.

-la prédominance des phénomènes de recristallisation sur la dissolution. La recristallisation tend à masquer la schistosité puisque seules quelques biotites continuent à souligner ce plan. Dans ses stades les plus évolués, les roches ont une texture granoblastique orientée.

c)- La schistosité de type C ou Foliation

Elle est localisée autour des corps acides qui forment le linéament BHD ainsi qu'autour de la plupart des intrusions basiques, ses limites se calquent parfaitement sur celles des intrusions. Elle est matérialisée par:

-une porphyroblastèse soulignée d'une part par l'apparition de nouvelles espèces minérales qui cristallisent au sein de la trame phylliteuse orientée (andalousite, cordiérite et parfois

grenat ou tourmaline) et d'autre part par une porphyroblastèse des minéraux déjà apparus dans les schistosités de type A et B (biotite et muscovite).

-une prédominance des phénomènes de recristallisation sur les phénomènes de dissolution. Dans les stades les plus évolués au contact des intrusions, le quartz a un aspect différent de celui observé dans les faciès précédents. Il apparaît sous forme de grains anguleux montrant des points triples.

-dans les premiers stades de développement de la foliation, les porphyroblastes d'andalousite et de cordiérite sont très discrets. Ils ne sont visibles qu'à l'échelle de la lame mince où ils sont très aplatis dans le plan de schistosité et ne montrent qu'un faible contraste de ductilité avec la matrice. En s'approchant des intrusions, leur taille augmente et ils deviennent visibles à l'oeil nu.

Une zone à schistosité de type foliation est observable à l'Est de l'intrusion d'Ouled Har; elle ne montre pas de relation nette avec les corps magmatiques acides et basiques (fig. III-10). L'absence d'une anomalie négative (Bernardin, 1988) et le plan d'aplatissement vertical dans cette zone ne plaident pas en faveur d'une intrusion granitique de type granites calco-alcalins observables à l'Est et dont l'anomalie négative est bien marquée en gravimétrie. Au contraire, une anomalie positive est centrée dans les Jebilet et milite en faveur de l'existence de l'abondance du matériel basique en profondeur.

Sachant que l'évolution typologique de la schistosité est contrôlée par la température et l'intensité de la déformation régionale, son intensification et l'évolution observables dans les Jebilet centrales traduisent l'existence d'un gradient tectono-métamorphique en direction des intrusions magmatiques acides et basiques.

V-2- Intensité de la déformation finie

Les variations de l'intensité de la déformation finie dans l'encaissant des corps acides et basiques des Jebilet centrales ont été étudiées grâce aux marqueurs ellipsoïdaux (taches de métamorphisme). Ces marqueurs permettent de quantifier et de suivre l'intensification de la déformation finie à l'approche des intrusions. L'intensité de déformation finie correspond au paramètre $r = \lambda_1/\lambda_2+\lambda_2/\lambda_3 -1$ où $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$ représentent les valeurs des axes principaux de la déformation finie. Les résultats obtenus (fig. III-11) montrent une intensification de la déformation, et ceci aussi bien à l'approche des corps intrusifs acides, basiques que composites acides-basiques. Ainsi à l'approche de l'intrusion gabbroïque d'El Harcha l'intensité de déformation passe, sur une distance de ≈3km, de ≈3 à l'Est du cisaillement ductile cartographique, puis atteint des valeurs d'environ 8 au coeur de la zone de cisaillement cartographique. Elle continue d'augmenter pour atteindre la valeur de 9,3 au contact des gabbros. A l'approche des corps acides du linéament BHD, l'intensité de déformation finie évolue, sur une distance de ≈400m, de 2,2 dans l'encaissant loin des intrusions à 4,5 au contact des intrusions. Au

contact de l'intrusion composite d'El Mna, l'évolution sur une distance de 25m, montre une augmentation depuis une valeur de 1,8 à 2,5.

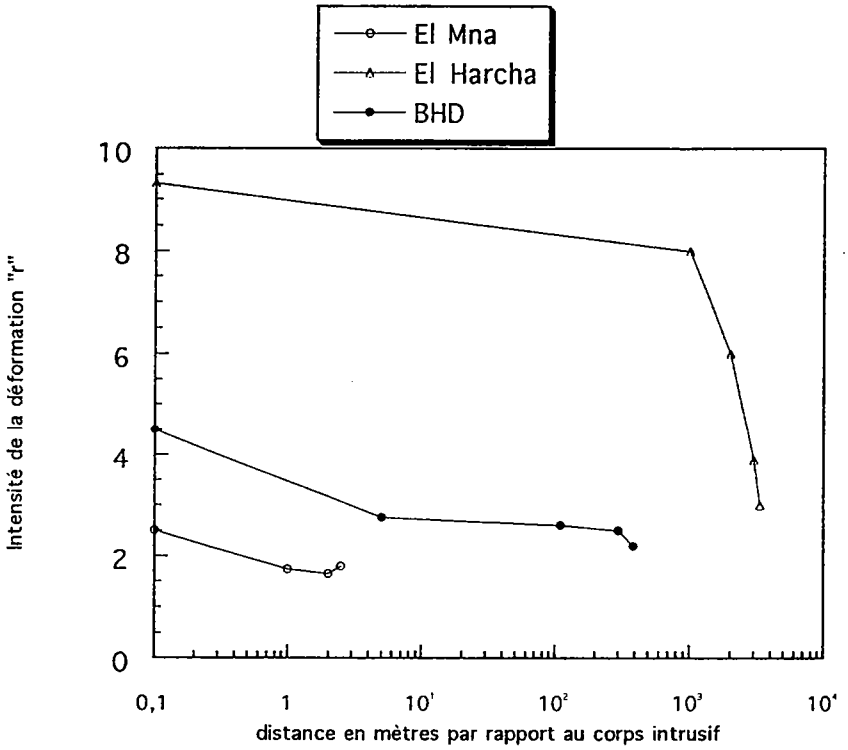


Fig. III-11- Variation de l'intensité de déformation en fonction de la distance aux corps intrusifs.

S'il est donc clair qu'il existe un gradient d'intensité de déformation à l'approche des corps intrusifs acides et basiques des Jebilet centrales, certaines remarques peuvent être faites:

(i) l'intensité de déformation enregistrée par les taches de métamorphisme dépend de la nature lithologique de la roche dans laquelle elles se sont développées. Les valeurs les plus faibles sont en effet observées autour du massif d'El Mna où le matériel encaissant est représenté par des tuffites dont la compétence est très élevée comparée aux métapélites autour du linéament BHD et de l'intrusion d'El Harcha.

(ii) les variations d'intensité de déformation sont aussi le reflet des variations de l'intensité de la déformation régionale. Ainsi, si l'intensité de déformation enregistrée par les taches de métamorphisme développées dans les métapélites loin des intrusions est comparable ($2,2<r<3$), les valeurs enregistrées au contact des intrusions sont très différentes. Les valeurs les plus élevées sont observées au contact de l'intrusion gabbroïque d'El Harcha (Admou, 1986), située à proximité de la mégazone de cisaillement (Lagarde et Choukroune (1982). Ceci témoigne de la double influence des gabbros et du cisaillement ductile régional sur les variations de la déformation finie en ce point.

V-3- Typologie de la déformation finie

La typologie de la déformation finie correspond à la caractérisation de la forme de l'ellipsoïde de déformation finie, elle est définie par le paramètre de forme $K = \{(\lambda_1/\lambda_2-1) / (\lambda_2/\lambda_3-1)\}$ où $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$ représentent les valeurs des axes principaux de la déformation.

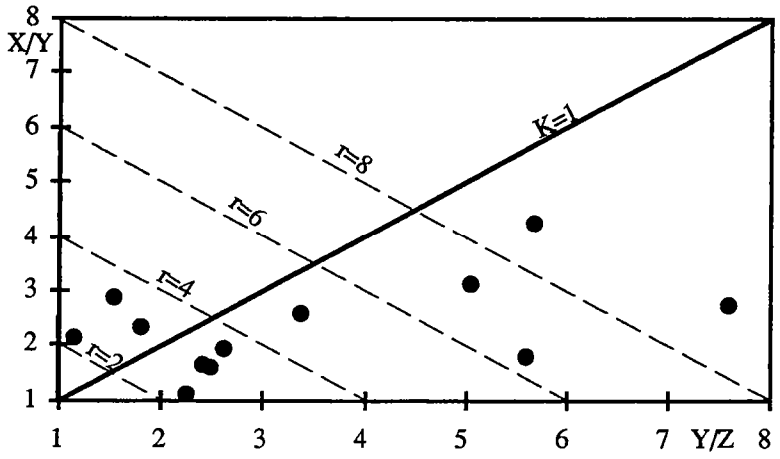


Fig. III-12- Rapports axiaux de l'ellipsoïde de déformation finie déterminées à partir des taches de métamorphisme (d'après Admou ,1986 et Esalfi, 1989)

Dans l'encaissant des intrusions acides et basiques des Jebilet centrales (fig.III-12) la déformation finie est de type aplatissement (K<1), sauf (i) aux points triples de schistosité (que l'on définira dans le chapitre V) où la déformation est de type constriction en liaison avec la fabrique de forme macroscopique de type L >S caractéristique de ces zones, et (ii) dans la zone de cisaillement cartographique au niveau de laquelle la déformation finie évolue vers le type constriction lorsque l'intensité de déformation augmente (Lagarde, 1989).

IV-4- Conclusion

La forme en trois dimensions des intrusions acides et basiques des Jebilet centrales montre que ces intrusions sont généralement extravasées, clairement sécantes sur le plan de stratification. L'évolution des structures (plis), des microstructures (schistosité) et la quantification de la déformation finie montrent l'existence d'un gradient de déformation à l'approche de ces corps intrusifs. Ces caractères indiquent que ces intrusions ne peuvent être considérées comme des objets anté-tectoniques.

Chapitre IV;

ANALYSE DE LA DÉFORMATION DES CORPS MAGMATIQUES: MÉTAMORPHISME ET DÉFORMATION

I- GRADIENTS THERMIQUES

L'étude du métamorphisme dans l'encaissant des intrusions permet de mettre en évidence des gradients thermiques en direction des corps intrusifs. La chronologie relative d'apparition des différents minéraux index du métamorphisme, dans la zone d'influence thermique des intrusions, par rapport à la schistosité permet de caler indirectement la mise en place des intrusions par rapport à la déformation régionale.

I-1- Zonéographie du métamorphisme

La série de Sarhlef est constituée essentiellement de pélites ou de grésopélites, de grès et de tuffites à intercalations calcaires. Cette étude a été faite essentiellement dans les roches pélitiques et grésopélitiques qui sont les plus favorables pour suivre les stades successifs de la déformation synschisteuse, de l'accroissement et de l'évolution du métamorphisme.

Le métamorphisme régional dans les Jebilet centrales n'est pas intense, il est marqué par la néoformation de chlorites et de phengites. Normalement dans l'encaissant loin des intrusions, les valeurs de l'indice de cristallinité des illites devraient permettre de distinguer entre l'anchizone et l'épizone (Le Corre, 1978) à condition que ces illites ne soient pas d'origine hydrothermale (Velde, 1965). En effet, la forte cristallinité de l'illite hydrothermale conduit dès les niveaux diagénétiques à un indice de cristallinité épimétamorphique. Or la nature volcanosédimentaire de la série de Sarhlef (Bernard et al., 1988) ne permet pas de se libérer de cette condition préliminaire. En effet les indices de cristallinité des illites se répartissent dans les domaines anchi et épimétamorphiques (Bordonaro, 1983; Zaïm, 1990), il en résulte qu'indépendamment des phyllites hydrothermales, les illites de néoformation se situent dans le domaine **anchi-métamorphique**.

Loin des intrusions, la zone métamorphique correspond à une **zone à chlorite** marquée par un développement des chlorites et des micas blancs sous forme de fines paillettes qui soulignent le plan de schistosité (fig. IV-1). La paragenèse métamorphique régionale est la suivante :

Chlorite + Sericite + Quartz + Albite

À l'approche du corps acide de Koudiat Delaa, aucune influence thermique n'est décelable pétrographiquement. La roche qui constitue cette intrusion a une texture perlitique (Bordonaro, 1983; Aarab, 1984) ou sphérolitique (Essaïfi, 1989) témoignant d'une mise en place très superficielle. L'absence d'une influence thermique est un autre argument en faveur d'une mise de cette intrusion sous une très faible tranche de sédiments. Autour des autres intrusions et des filons,

on note généralement une augmentation de l'intensité du métamorphisme qui se marque par le développement de nouvelles pargenèses minérales. L'influence thermique des roches magmatiques varie cependant en fonction de la puissance et de la géométrie de l'intrusion considérée.

À l'approche des intrusions basiques comme celle de Kettara ou de Sarhlef par exemple, les chlorites augmentent de taille et des biotites chloritisées qui soulignent le plan d'anisotropie principale de la roche apparaissent. A une quinzaine de mètres du contact des gabbros, des taches de métamorphisme complètement rétromorphosées en produits micacés (anciennes cordiérites ou andalousites?) apparaissent. Elles sont étirées et aplaties dans le plan de schistosité. L'apparition de ces taches n'est cependant pas systématique autour des intrusions acides et basiques, elles apparaissent autour des plutons granitiques calcoalcalins et dans des endroits dépourvus d'intrusions magmatiques à l'affleurement (par ex. à Koudiat Mirouga à l'Est de l'intrusion d'Ouled Har), leur existence indiquerait alors la présence de corps magmatiques en profondeur. Elles sont absentes au contact des cumulats ultrabasiques de l'intrusion de Kettara et autour des intrusions composites d'Ouled Har et de Jebel Bouzlaf. L'influence thermique de ces deux intrusions composites est marquée par le passage de la zone à chlorite qui représente l'intensité du métamorphisme régional dans l'encaissant à une **zone à biotite** concentrée sur le massif. Sa puissance autour de chacun de ces deux corps composites est d'environ 100m. La paragenèse que l'on y observe est la suivante :

chlorite + muscovite + biotite + quartz +/- tourmaline

Les cristaux de tourmaline sont très localisés. Leur taille est importante (1mm) et montrent des zones abritées et une schistosité interne synmétamorphe. Les biotites sont de couleur brune et forment des porphyroblastes étirés dans le plan de schistosité. Certaines biotites, autour de l'intrusion d'Ouled Har, sont sécantes sur le plan de schistosité et montrent une rétromorphose en chlorite ferrifère à teinte de polarisation bleutée. Cette altération des porphyroblastes de biotite en chlorite se fait selon des plages parallèles au plan de clivage, ce qui donne à ces biotites un aspect maclé qui fait penser à des chloritoïdes. Les biotites qui soulignent la schistosité sont associées à des porphyroblastes de muscovite avec lesquels elles forment des lits phylliteux qui, autour de l'intrusion de Jbel Bouzlaf, alternent avec des lits où le quartz est abondant et recristallisé.

C'est autour des intrusions les plus puissantes qui constituent le linéament BHD que s'observe l'influence thermique la plus marquée du magmatisme acide-basique des Jebilet centrales. A l'approche de ces intrusions on passe progressivement de la zone à chlorite qui représente l'intensité du métamorphisme régional, vers une zone à biotite puis une **zone à cordiérite et andalousite** qui se calque parfaitement sur le linéament (Essaïfi, 1989; Essaïfi et Lagarde, 1990). Cette dernière zone a pu être cartographiée directement sur le terrain et étudiée en lames minces. Il s'agit d'une zone à taches comparable à celle que l'on observe autour des intrusions gabbroïques sauf qu'ici, l'intensité de l'altération hydrothermale est moins prononcée.

Ces taches correspondent à d'anciennes andalousites et cordiérites rétromorphosées en produits micacés. Elles sont associées à des biotites, muscovites, chlorites et parfois tourmalines. Le grenat est présent localement. La paragenèse minérale est la suivante :

cordiérite + andalousite + biotite + muscovite + chlorite +/- grenat +/- tourmaline

L'influence thermique des intrusions du linéament BHD s'est donc manifestée par un développement important des chlorites, muscovites et surtout par une porphyroblastèse périphérique accompagnée de la formation de minéraux classiques de métamorphisme de contact tels que l'andalousite et la cordiérite. La zone à cordiérite et andalousite se calque sur la morphologie de l'interface intrusion-encaissant et sa puissance varie selon la morphologie des intrusions (cf. Essaïfi, 1989).

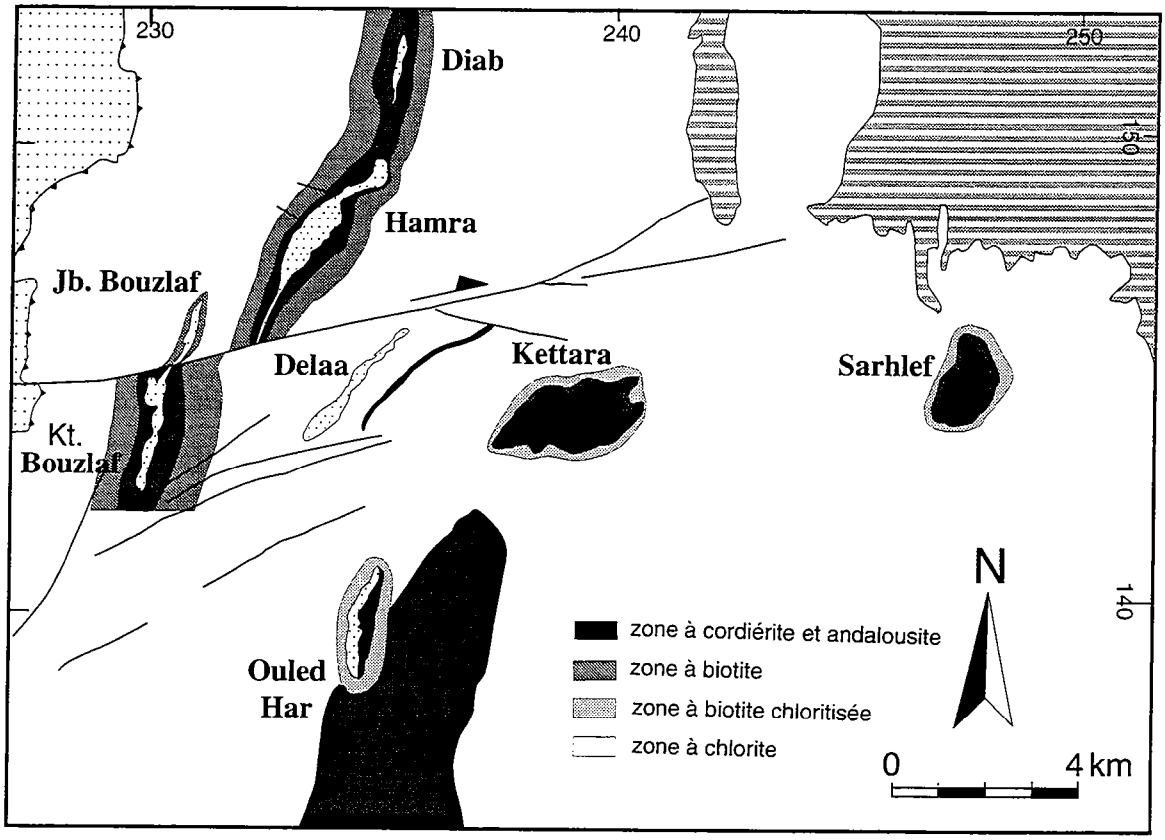


Fig. IV-1- Zonéographie du métamorphisme autour des proncipaux corps acides et basiques des Jebilet centrales

I-2- Relations métamorphisme-déformation

Les relations texturales entre les minéraux de métamorphisme et la déformation matérialisée par le plan d'anisotropie principale qui est la schistosité, permet d'établir la chronologie relative d'apparition des minéraux par rapport à la déformation synschisteuse (cf. Zwart, 1962; Spry, 1963-1969; Vernon, 1976-1978).

I-2-1- Les micas blancs

Ces minéraux qui existent depuis les stades les moins métamorphiques se présentent sous trois aspects (i) en fines paillettes de séricite allongées dans la direction d'étirement maximum dans la zone à chlorite, (ii) en porphyroblastes limpides à plans de clivage (001) soit parallèles, soit obliques sur la schistosité. Ce sont des micas néoformés qui apparaissent dans la zone à biotite et dans la zone à andalousite et cordiérite et qui montrent parfois la forme en poisson, (iii) en rétromorphose des cordiérites et des andalousites.

I-2-2- Les chlorites

dans les stades les moins métamorphiques (zone à chlorite), elles participent à la chloritisation des biotites détritiques et sont associées à la séricite et définissent le plan de schistosité. A l'approche des corps intrusifs, leur taille augmente et deviennent sous forme de porphyroblastes dans le domaine de foliation. On note également une augmentation dans la chloritisation des biotites néoformées, en particulier au contact des corps basiques où la transformation des porphyroblastes de biotite en chlorite ferrifère à teinte de polarisation bleutée est très développée. Les chlorites participent également à la rétromorphose des cordiérites.

On déduit donc que les micas blancs et chlorites ont une cristallisation très étalée dans le temps.

I-2-3- la biotite

Elle se présente sous trois formes, (i) loin de l'intrusion (zone à chlorite), la biotite existe sous forme de cristaux chloritisés, orientés plus ou moins obliquement par rapport à la schistosité. Elle est altérée et montre des zones abritées où recristallise le quartz, (ii) en se dirigeant vers les intrusions, des fines paillettes de biotite recristallisée apparaissent parallèlement à la schistosité dans la matrice (plan de clivage 001 parallèle à la schistosité externe) et (iii) des porphyroblastes relativement "équants" qui ne sont pas alignés et qui semblent se développer "à travers" la schistosité. En raison de leur orientation "aléatoire" et de leur obliquité sur la foliation, on peut penser que ces porphyroblastes de biotite ont poussé après l'établissement de la schistosité. Cependant une croissance anté à syncinématique de ces cristaux est indiquée par : (i) des microcrénulations de clivage (001) accompagnées de kink-bands, (ii) la présence de zones abritées autour de ces minéraux avec cristallisation de quartz perpendiculairement aux bordures du minéral (fig. IV-2a). Il faut également noter la présence de cristaux de biotite tardive complètement statique sur le plan de schistosité (fig. IV-2b). Ce dernier type est souvent altéré en chlorite ferrifère à teinte de polarisation bleutée. La transformation de ces cristaux de biotite se fait par lattes régulières de chlorite à teinte de polarisation bleutée et de chlorite verte, cette transformation semble être limitée par les clivages du cristal transformé. Seuls les bords externes

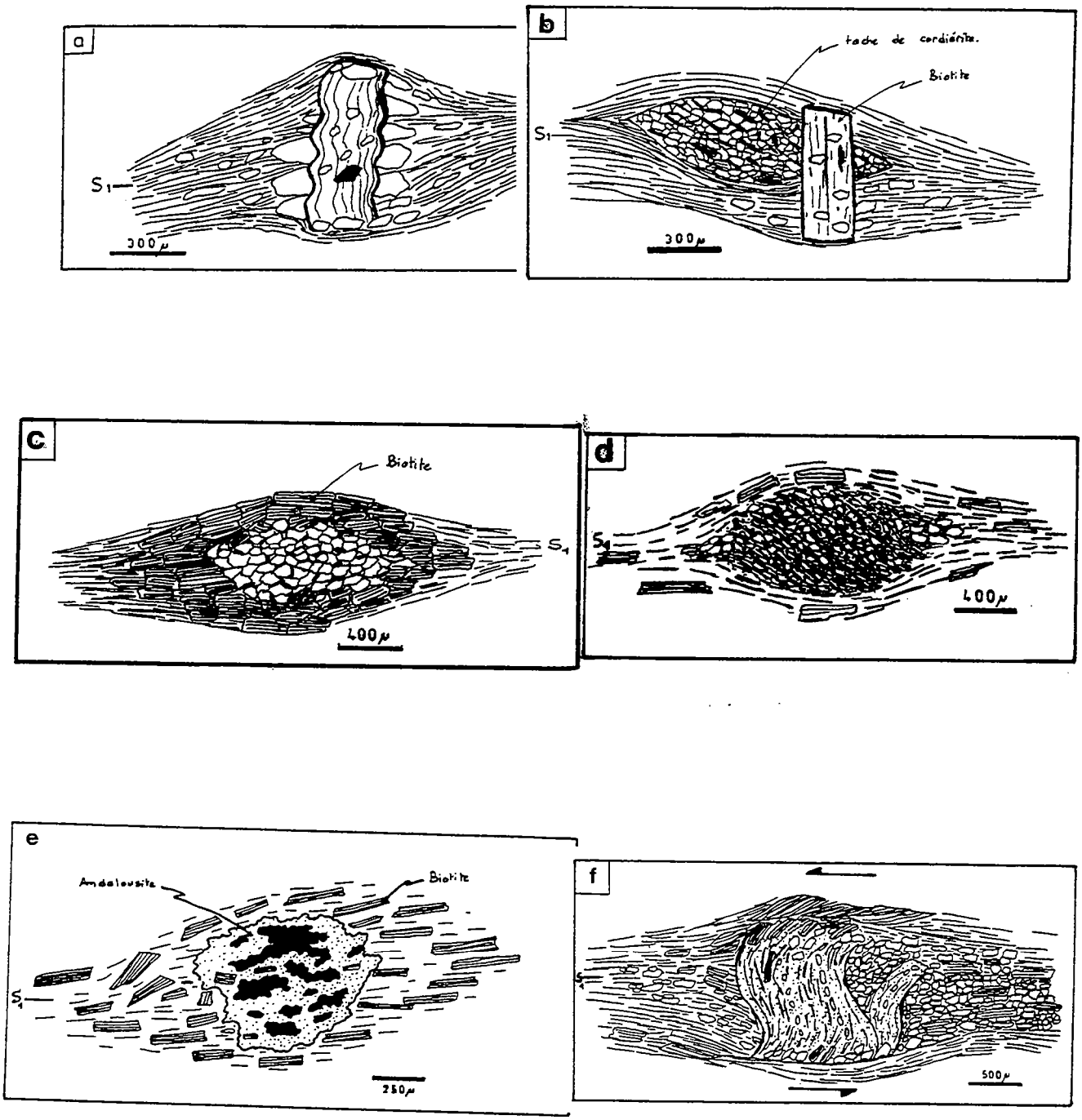


Fig. IV-2- Relations entre minéraux de métamorphisme et schistosité (S_1).
a: biotite microplissée; **b**: biotite tardive statique sur la schistosité
c: tache de cordiérite à biotite syncinématique en bordure; **d**: cordiérite à schistosité interne.
e: andalousite poeciloblastique sécante sur S1; **f**: andalousite syntectonique rotationnelle.

parallèles au clivage (001) montrent encore des teintes de polarisation de la biotite. Cette altération donne un aspect de macle polysynthétique au cristal transformé et fait penser à des chloritoïdes.

On en déduit ici aussi que les biotites ont une cristallisation étalée dans le temps, correspondant à la période syn à tarditectonique.

I-2-4- La cordiérite

Il s'agit de taches souvent rétromorphosées en chlorite, muscovite, biotite et quartz. Ses relations avec la foliation sont les suivantes:

- Certaines taches très aplaties dans le plan de schistosité dont les bordures sont très riches en biotite syncinématiques ayant cristallisé parallèlement au plan de schistosité. Cela indique que leur rétromorphose s'est faite alors que les biotites étaient encore stables (fig. VI-2c).

- D'autres sont de forme ovoïde. Quelques-unes autour des intrusions BHD contiennent encore des restes de cordiérite en cours de pennitisation. Certaines montrent des zones abritées et sont moulées par la schistosité. Les autres taches sont rétromorphosées et leurs inclusions de quartz dessinent une schistosité interne sigmoïde qui passe en continuité avec la schistosité externe (fig. IV-2d).

Tout ceci indique que la cordiérite est un minéral anté à syncinématique

I-2-5- L'andalousite

Elle est souvent associée à la cordiérite, et bien qu'elle soit le plus souvent rétromorphosée en produits micacés, autour des intrusions BHD on peut facilement distinguer entre les deux rétromorphoses. En lumière polarisée et analysée, les andalousites gardent un aspect clair alors que les cordiérites ont un aspect sombre. Au début de leur apparition, les andalousites sont de petite taille et sont très aplaties dans le plan de schistosité. Leur taille augmente en s'approchant des intrusions et elles deviennent visibles à l'oeil nu. Au microscope deux types d'andalousite ont été distinguées (Essaïfi, 1989):

-l'andalousite "cruciforme" : ce type d'andalousite donne l'impression d'être maclé en croix et ressemble aux andalousites décrites par Bard et al. (1974) autour d'un granite éohercynien à deux micas dans la cordillère Real de Bolivie. D'après ces auteurs, cette forme en croix est attribuable à des monocristaux prismatiques dont l'aspect cruciforme est dû au fait que le même cristal se présente en un faciès homogène "normal" (donnant une croix) et un faciès fortement poecilitique riche en inclusions qui se cantonne aux angles du prisme d'andalousite. La croissance de cette andalousite s'effectue par un processus mixte combinant un développement dendritique et une anisotropie dans les vitesses de croissance. L'aspect incomplet et cruciforme de ce blaste ainsi que ses contrastes sur le plan de la répartition de ses inclusions (quartz-graphite) suggèrent que les

directions de croissance correspondant aux faces (100) aient été plus rapides et plus "fortes" que les directions correspondant au développement des arrêtes (Bard, 1980). Ces andalousites rappellent par leur habitus global les chiastolites des métamorphismes essentiellement thermiques (Bard et al., 1974). Elle est cisaillée et moulée par la schistosité (antéschisteuse).

-l'andalousite poeciloblastique : c'est le type le plus abondant, elle est riche en inclusions graphiteuses. Elle est comparable à celle observée dans les angles de l'andalousite "cruciforme". Elle est statique sur le plan de schistosité (fig. IV-2e).

-l'andalousite rétromorphosée: elle se présente sous forme de cristaux sigmoïdes présentant des figures rotationnelles traduisant une cristallisation syntectonique (fig. IV-2f).

I-2-6- Le grenat

C'est un minéral qui n'a été observé que sporadiquement autour des intrusions du linéament BHD. Il est subautomorphe de très petite taille (<0,2mm) et présente diverses relations microtexturales avec la schistosité. Certains cristaux sont légèrement moulés par la schistosité qui détermine des zones abritées dissymétriques. D'autres cristaux contiennent des inclusions de biotite et leur allongement dessine parfois une schistosité interne dont l'orientation est oblique sur la schistosité externe. La schistosité peut également subir des faibles déflexions et les zones abritées sont de manière générale très réduites. Le grenat est donc un minéral syn à tardi-tectonique.

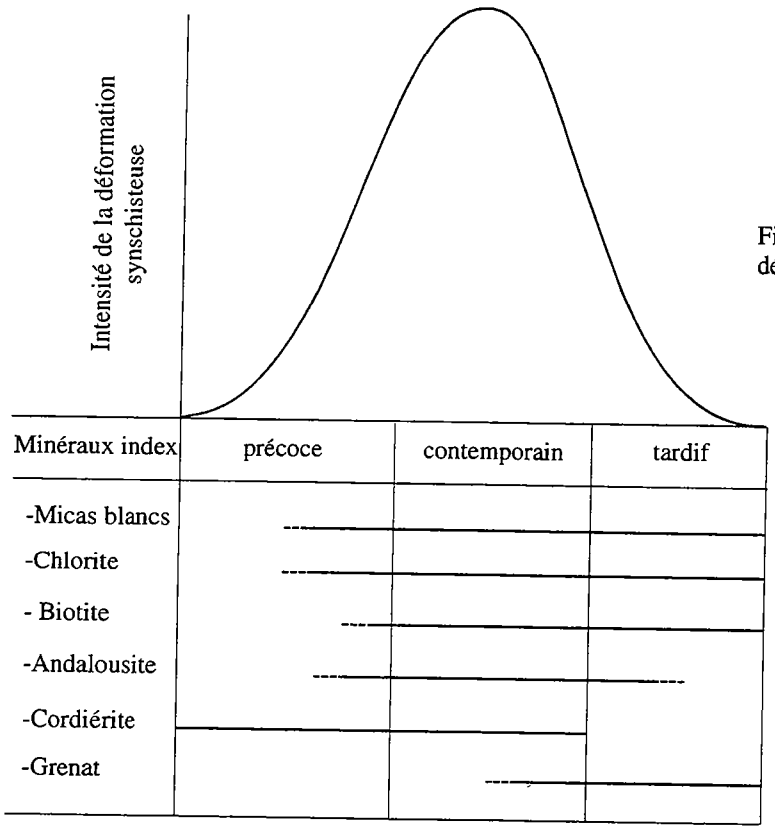


Fig. IV-3- Relation métamorphisme-déformation

En résumé, l'analyse des relations et de la position des minéraux de métamorphisme par rapport à la schistosité majeure (fig. IV-3) indique que même si l'influence thermique des intrusions dépend de leur taille et de leur niveau de mise en place, là où cette influence est perceptible, elle est contemporaine de la déformation synschisteuse. Le maximum des recristallisations est en effet contemporain de la déformation majeure synschisteuse et ceci aussi bien en ce qui concerne les minéraux considérés comme caractéristiques du métamorphisme de contact que ceux considérés comme caractéristiques du métamorphisme régional. La schistosité synmétamorphe se trouve donc contrôlée à la fois par la déformation régionale et par la mise en place des corps intrusifs. La rééquilibration thermique toujours plus longue que les phénomènes tectoniques a permis le développement de minéraux tardifs.

II- Conditions physiques de mise en place des intrusions

L'étude des gradients thermiques et des relations métamorphisme-déformation montre que la croissance et la déformation des porphyroblastes au sein de l'auréole interne constituent les stades ultimes de l'évolution tectonométamorphique de l'encaissant des intrusions acides du linéament BHD:

- certains minéraux se sont développés de manière relativement précoce par rapport à la schistosité majeure, il s'agit essentiellement d'andalousite "cruciforme" (type chiastolite, Bard et al.,1974), de cordiérites et de quelques biotites. Cette association est particulièrement fréquente dans le métamorphisme de contact des intrusions granitiques (Bard et al., 1974). Elle correspond probablement ici à un métamorphisme de haut gradient géothermique qui précéderait la mise en place des intrusions.

- les cristallisations abondantes de biotite et d'andalousite syntectoniques témoignent d'une évolution du métamorphisme vers des conditions de haute température-basse pression (type Abukuma).

- le développement tardif du grenat pourrait indiquer une évolution sensible des conditions barométriques du métamorphisme. Le caractère ponctuel de ce minéral et la non-détermination de sa composition chimique laissent cette interprétation très hypothétique.

- la cristallisation de chlorite (post-cinématique) et la rétromorphose des biotites témoignent d'une évolution tardive du métamorphisme vers des conditions de basse température.

Les paragenèses métamorphiques décrites dans la zone d'influence thermique des corps intrusifs des Jebilet centrales ne permettent pas d'approcher d'une manière très précise les conditions physiques de la déformation. Néanmoins on peut noter que la porphyroblastèse périphérique marquée par l'apparition de l'andalousite et de la cordiérite (et l'absence de staurotide) indique des pressions faibles (<2kb) et des températures de l'ordre 450-500°C.

III- DÉFORMATION INTERNE DES INTRUSIONS

Les magmas acides et basiques des Jebilet centrales sont impliqués dans les déformations liées au raccourcissement crustal post-Viséen. Cette implication est enregistrée par le développement d'une fabrique planaire dans la presque totalité des intrusions et filons qui constituent ce magmatisme. Nous allons voir que l'intensité et la répartition de cette déformation dépendent de la nature du matériel magmatique impliqué et de la proximité de l'encaissant.

III-1- Déformation interne des intrusions acides

Dans les corps magmatiques acides, la déformation ductile est assez homogène même si à l'échelle d'une intrusion donnée, les bordures sont souvent plus orthogneissifiées que le centre de l'intrusion (fig. IV-4). La foliation est souvent subverticale, elle est soit parallèle à la schistosité de l'encaissant, soit en continuité avec elle. Elle traverse alors l'interface intrusion-encaissant en montrant une légère réfraction. Sur le terrain, la foliation des roches magmatiques est généralement marquée par un débit planaire macroscopique. Lorsque ce débit est absent, le grand axe des enclaves, l'allongement des phénocristaux de plagioclase et des lentilles quartzomicacées déformées permettent de retrouver les principaux axes de la déformation.

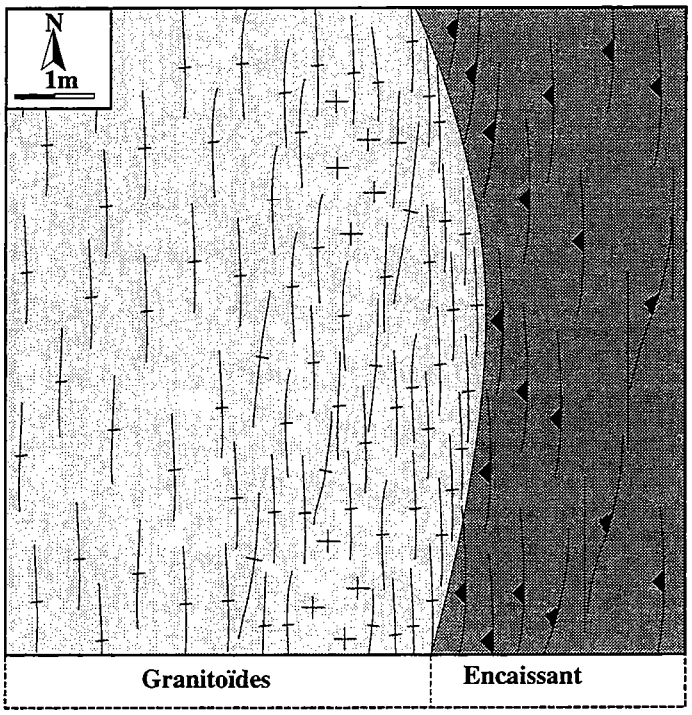


Fig. IV-4- Schéma montrant l'homogénéisation de la foliation en allant de la bordure vers le coeur des intrusions BHD.

Un certain nombre de stades de déformation progressive peuvent être définis dans chaque intrusion, ils vont depuis des stades très peu déformés jusqu'à des stades mylonitiques ou ultramylonitiques (Essaïfi, 1989). Les mécanismes impliqués indiquent une évolution depuis une déformation de haute température (faciès amphibolite) jusqu'à une déformation de basse température (faciès schistes verts). Cette évolution traduit une déformation syn-refroidissement des corps intrusifs.

III-1-1- Microstructures et mécanismes de la déformation

En général les roches acides des Jebilet centrales sont très déformées et il est difficile de rencontrer des termes complètement isotropes. Les roches les moins déformées sont observées dans les intrusions les plus puissantes qui constituent le linéament BHD. Elles existent en bordure des intrusions, là où l'hétérogénéité de la déformation a préservé des termes peu déformés (fig. IV-4). Vers le coeur des intrusions, la foliation s'homogénéise et il est alors difficile de rencontrer des termes préservés des effets de la déformation. La structure magmatique initiale, micrographique ou granophyrique est conservée dans les termes les moins déformés. Les intercroissances granophyriques, où du quartz vermiculaire et du feldspath forment des couronnes autour de phénocristaux automorphes de plagioclase, sont observables. Le quartz est présent sous forme de petits phénocristaux arrondis et d'agrégats associés au plagioclase et au microcline de la mésostase. Les minéraux ferromagnésiens sont représentés par de la biotite, à laquelle s'associe parfois de l'amphibole vert bleutée. Les minéraux accessoires sont représentés par la fluorine, le zircon, l'apatite et l'ilménite. Des minéraux secondaires sont également présents, il s'agit de la muscovite, la chlorite, la pumpellyite et le sphène. Même si à l'échelle de l'échantillon, aucune fabrique planaire n'est observable, une fabrique planaire discrète est observable en lame mince, elle est matérialisée par l'orientation d'amas de minéraux colorés et de petits phénocristaux de feldspath.

a)- L'orthogneissification périphérique

L'orthogneissification périphérique du matériel acide peut être suivie au niveau microstructural (*planche* I-a et b).

- Le quartz est caractérisé par une déformation plastique par glissement intracristallin. Dans les stades peu déformés, il présente une extinction roulante et des sous joints de grains qui évoluent, lorsque l'intensité de déformation augmente, en joints de grains à points triples montrant des rubans polycristallins (type 1 et 2 de Boulier et Bouchez, 1978). Une partie de ces rubans se développe à partir des cristallisations en zones abritées aux extrémités des microphénocristaux feldspathiques et sont comparables à celles décrites par Gapais (1989) dans le granite de l'Aar. D'après Marquer (1987), une partie de ce quartz provient de l'albitisation des feldspaths.

- Le feldspath est caractérisé par un comportement fragile qui accompagne sa déstabilisation en albite et en séricite. Il montre des microfractures, des kinks et des boudins dans lesquels cristallisent du quartz et de l'épidote. Il est moulé par la trame orientée et montre des zones abritées ce qui attribue à la roche, dans les stades les plus déformés, une texture de gneiss oeillé.

- Les plans de schistosité sont plus ou moins serrés suivant l'intensité de la déformation. Ils sont marqués par des chlorites, des épidotes et des séricites. A ces plans sont associés des plans de cisaillement à l'approche desquels la schistosité subit des virgations progressives.

Les microstructures observées indiquent une recristallisation dynamique du quartz qui résulte principalement de la rotation progressive de sous grains (Drury et al., 1985). Ce type de recristallisation se traduit par le développement de rubans polycristallins et par des joints de grains montrant des points triples bien individualisés soulignant la forte ductilité du quartz par rapport aux feldspaths. De telles microstructures et mécanismes de déformation correspondent à des conditions thermiques intermédiaires (450-500°) classiquement observées dans les faciès schistes verts (Mitra, 1975; Simpson, 1985; Gapais, 1989). Ils paraissent représentatifs des domaines transitoires entre comportement superficiel fragile et comportement ductile de la croûte granitique (Voll, 1976).

b)- L'orthogneissification au coeur des intrusions

Les roches déformées au coeur des intrusions montrent une orthogneissification progressive qui aboutit dans les stades ultimes de la déformation à une homogénéisation totale de la texture de la roche. Cette homogénéisation est caractérisée par un développement des structures myrmékitiques qui se concentrent dans les bandes de cisaillement (*planche* I-d), ce qui révèle l'activité des mécanismes de diffusion. Le plagioclase a un comportement ductile marqué par des torsions à l'approche des plans de cisaillement et par une recristallisation dynamique le long de ces bandes. Le quartz forme des agrégats polycristallins interstitiels sans déformation interne notable, ni forte ellipticité (*planche* I-c et d). Les grains sont de taille variable (<500 microns), et présentent des joints de forme lobée et irrégulière. On n'observe pas ici de joints de grains à points triples ni de rubans polycristallins. La recristallisation par migration des joints est donc dominante dans le cas du quartz. Une déformation plastique est cependant localement surimposée et certains grains de quartz montrent une légère extinction roulante. Les muscovites et les biotites ont recristallisé, elles marquent les plans de cisaillement et de schistosité. Parmi les biotites, certaines montrent des formes en poisson et des structures de glissement parallèlement aux plans de clivage (001) ou sur des plans de microcisaillement. La forme des micas en poisson est caractéristique des roches fortement déformées (Eisbascher, 1970; Lagarde, 1978). Cette forme dissymétrique est d'autant plus exprimée que la roche a subi une forte déformation non coaxiale (Berthé, 1980; Lister et Snoke, 1984). L'ensemble de ces caractères parait typique de déformations

de haute température dans des conditions proches de celles du solidus (Simpson, 1983-1985; Gapais et Barbarin, 1985; Gapais, 1989).

Entre la périphérie et le coeur des intrusions, on peut observer des déformations indiquant des températures intermédiaires entre celle de haute température et celle de basse température. Elles sont surtout caractérisées par un feldspath qui reste stable tout en montrant un comportement fragile avec des fractures remplies de quartz ("segregation band" de Hanmer, 1982), des séparations et déplacements et des sous grains séparés par des microfractures (*planche* I-c). Dans ces mêmes roches, la biotite est moins stable que dans le centre de l'intrusion et les structures myrmékitiques sont totalement absentes.

III-1-2- Transformations minéralogiques et températures de la déformation

Seuls les renseignements sur les conditions physiques qu'apporte la composition chimique de certains minéraux sont décrits ici. Les autres aspects de l'analyse minéralogique seront détaillés au cours de l'analyse de l'activité hydrothermale (chapitre VII).

a)- Le plagioclase

La composition chimique du plagioclase peut renseigner sur sa stabilité ou non au cours de la déformation. Il est généralement de type albite dans le faciès schiste vert et sa teneur en anorthite augmente lorsque la température augmente (Spear, 1981; Moody et al., 1985-a).

La déformation au coeur des intrusions n'est pas accompagnée par une albitisation des plagioclases. Au contraire celui-ci est stable pendant la déformation (la composition du plagioclase dans les associations myrmékitiques qui soulignent les plans de cisaillement est de An30) et indique que celle-ci a commencé à très haute température (Gapais et Barbarin, 1985; Stünitz et Gerald, 1993) dans un stade proche du solidus.

Certaines distinctions peuvent être faites dans la composition des plagioclases en fonction de la proximité de ses roches hôtes par rapport à l'encaissant (fig. IV-5):

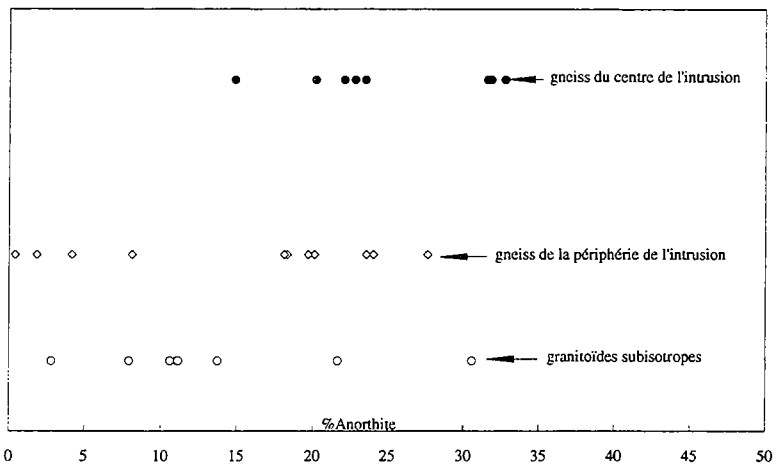


Fig. IV-5- Évolution de la teneur en anorthite du plagioclase des granitoïdes BHD.

(i) dans les roches sub-isotropes qui persistent à la périphérie des intrusions, la composition des plagioclases varie d'une manière continue entre An3 et An31% (absence de lacune de composition)

(ii) dans les roches déformées à la périphérie des intrusions, il y a coexistence entre des plagioclases de composition albitique (An 0,4-2) et de l'oligoclase (An 18-28). Il y a présence d'une lacune de composition An 2-18.

(iii) dans les roches déformées au coeur des intrusions, les plagioclases ont des teneurs en Anorthite qui varient d'une façon continue entre 15 et 33%. (absence de lacune de composition).

Ces différences dans la composition des plagioclases qui coexistent dans une même roche nous permettent d'approcher les conditions de température de la déformation dans ces roches. En effet les travaux de Maruyama et al. (1982) sur la lacune de composition dans les plagioclases dans des roches métabasiques métamorphisées en faciès schistes verts ont permis de déterminer le solvus de péristérite et d'en préciser les températures (déterminées à partir de l'analyse des carbonates). Ces travaux montrent que la lacune de péristérite n'existe qu'en dessous de 420°C, l'intervalle de celle ci augmente lorsque la température diminue. Les plagioclases des roches acides du coeur de l'intrusion indiquent pour une pression de 2Kb, une température supérieure à 420°C. La lacune présente dans les roches provenant de la périphérie de l'intrusion indique une température de 400°C. Cette différence de température observée entre le coeur et la périphérie des intrusions est probablement le résultat d'un rééquilibrage thermique plus rapide en bordure de l'intrusion qu'en son centre.

b) - Les phyllosilicates

La chlorite est un minéral ubiquiste dans les corps acides des Jebilet centrales. Dans les intrusions BHD, sa composition montre une évolution en fonction de la proximité de l'interface intrusion-encaissant. Elle est ferrifère en bordure des intrusions et devient de plus en plus magnésienne vers le coeur des intrusions (fig. IV-6). Parallèlement à cette évolution de l'indice X_{Mg}, la teneur en aluminium en position tétraédrique augmente. L'augmentation de la teneur en Mg et en Al^{IV} des chlorites est souvent corrélée avec une augmentation de leur température de cristallisation (Maruyama et al., 1983, Cathelineau et Nieva 1985). Comme dans le cas des plagioclases, le changement de la composition des chlorites témoigne d'une rééquilibration thermique plus rapide en bordure qu'au centre des intrusions.

La muscovite est également un minéral toujours présent dans les granitoïdes des Jebilet centrales. La température de sa cristallisation peut être estimée en utilisant le diagramme triangulaire M^{2+}-Si-Al de Monier et Robert (1986). Elle indique des températures comprises entre 400 et 500°C (fig. IV-7) que l'on observe généralement dans le champ de l'hydrothermalisme. Ces températures ne sont cependant pas corrélables avec la proximité de l'encaissant et indiquent que la composition des muscovites ne peut être utilisée comme marqueur des conditions thermiques,

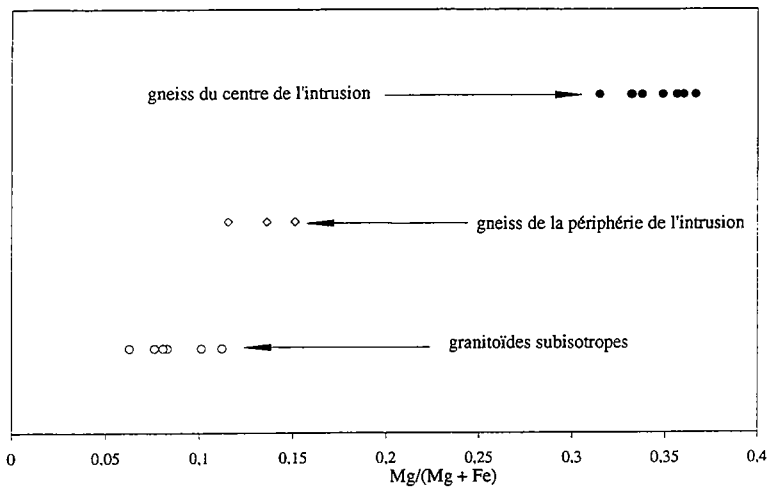


Fig. IV-6- Évolution de l'indice XMg des chlorites des granitoïdes BHD.

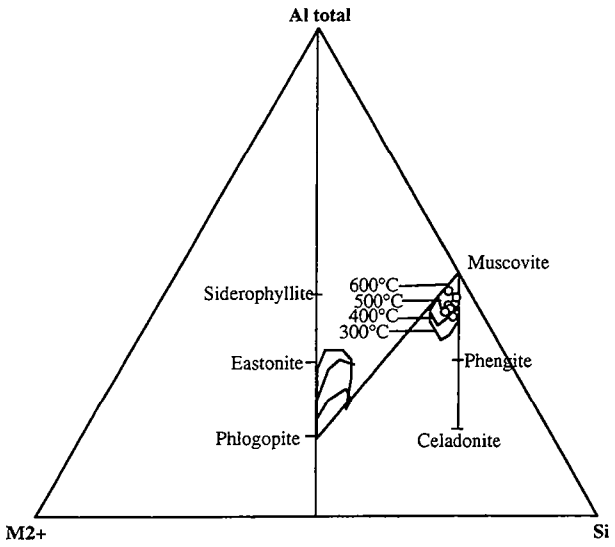


Fig. IV-7- Position des muscovites de granitoïdes BHD dans le diagramme M^{2+}-Si-Al de Monier et Robert (1986).

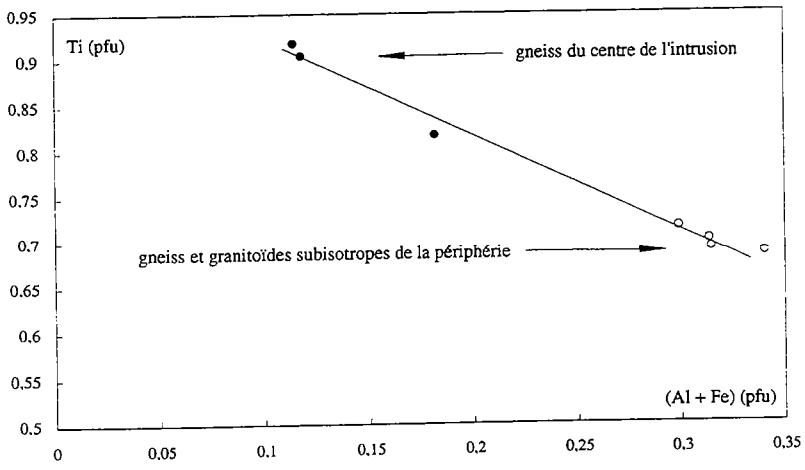


Fig. IV-8- Evolution de la composition du sphène des granioïdes BHD.

surtout lorsque le système est ouvert et que la composition de la muscovite est influencée par celle de la phase fluide (Leroy et Cathelineau, 1982).

c)- Le sphène et l'épidote

La composition chimique du sphène peut également être corrélé avec sa température de cristallisation. Les travaux de Enami et al. (1993) montrent (i) que la teneur en (Al + Fe^{3+}) des sphènes diminue lorsque la température augmente et (ii) que les sphènes alumineux avec une grande composante Ca(Al, Fe^{3+}) OH SiO_4 se développent préférentiellement à basse température. Les sphènes du linéament BHD montrent une bonne corrélation négative entre (Al + Fe^{3+}) et Ti (pfu*) (fig. IV-8). Les roches déformées au coeur des intrusions possèdent les sphènes les plus riches en titane et les moins riches en alumine. D'après ces résultats les sphènes des roches acides du linéament BHD se sont formés à des températures de plus en plus élevées quand on s'éloigne du contact intrusion-encaissant. De la même manière que les plagioclases et les chlorites, la diminution de la température de cristallisation des sphènes témoigne d'un rééquilibrage thermique plus rapide en bordure de l'intrusion qu'en son centre et par conséquent du caractère syntectonique de la mise ne place de ces granitoïdes.

Les épidotes du linéament BHD montrent des variations à l'intérieur d'un même échantillon et entre les différents échantillons. Les variations les plus importantes concernent la teneur en pistaschite (compris entre 10 et 17%), estimée par le rapport $X_{Fe}{}^{3+} = Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al)$ dans le site octaédrique (Holdaway, 1972). Cette variation est caractérisée par une évolution depuis des rapports $X_{Fe}{}^{3+}$ élevés ($X_{Fe}{}^{3+}$ moyen = 0,15) vers des rapports $X_{Fe}{}^{3+}$ plus faibles ($X_{Fe}{}^{3+}$ moyen = 0,14) (i) en allant de la bordure vers le coeur des intrusions et (ii) en allant du coeur vers la périphérie d'un cristal donné des échantillons provenant du coeur des intrusions.

Selon Miyashiro et Seki (1958) la diminution de la teneur en pistaschite des épidotes traduit des températures de formation de plus en plus élevées, leur composition tend ainsi à se rapprocher de celles des clinozoïsites. Selon Coombs et al. (1975), cette diminution, en particulier dans les cristaux zonés, traduit plutôt une décroissance de la fugacité d'oxygène lorsque l'intensité du métamorphisme augmente. Enfin selon Exley (1982), cette zonation des épidotes implique un appauvrissement du fluide en Fe^{3+} au cours du temps. Dans le cas des granites du linéament BHD, la diminution de la teneur en pistaschite des épidotes en allant de la bordure vers le coeur des intrusions est probablement le résultat d'une température de déformation plus élevée au coeur qu'en bordure des intrusions comme cela a été suggéré par les mécanismes de déformation et par les compositions chimiques du sphène, des chlorites et des plagioclases. Quant à la substitution Fe^{3+}-Al observée dans les épidotes zonées des roches déformées au coeur des intrusions, elle traduit probablement la diminution de leur température de cristallisation, en liaison avec le refroidissement lent et progressif du centre des intrusions par rapport à leur bordure.

* pfu = par formule unité

d)- La pumpellyite

La pumpellyite est un minéral rencontré par certains auteurs dans les granitoïdes (par ex. Tulloch, 1979; Al Dahan, 1989). Sa présence est confinée à la périphérie des intrusions BHD mais sa composition montre une évolution en fonction de la proximité de l'interface intrusion-encaissant. Elle évolue depuis une pumpellyite ferrifère (Pump-Fe. où FeO* est compris entre 7 et 9%) en bordure des intrusions jusqu'à une pumpellyite alumineuse (Pump-Al où FeO* est compris entre 5 et 5,5%) quand on s'éloigne de l'encaissant.

Certains auteurs (par ex. Iwasaki, 1963) ont constaté que la teneur en fer des pumpellyites diminue lorsque l'intensité du métamorphisme augmente. Bishop (1972) et Kawashi (1975) ont constaté que ce changement s'opère dans les roches du faciès actinolite-pumpellyite. Dans les granites du linéament BHD, l'évolution Pump-Fe-Pump-Al en s'éloignant du contact intrusion-encaissant, parallèlement à l'évolution de la composition de l'épidote, du sphène, des chlorites et des plagioclases impliquent une relation directe entre teneur en fer des pumpellyites et température de déformation. Les Pump-Fe se sont formées à des températures plus faibles que les Pump-Al, vraisemblablement en réponse à un refroidissement plus rapide du magma en bordure de l'intrusion qu'en son centre.

e)- Conclusion

Les mécanismes de déformation ainsi que les compositions chimiques des phases minéralogiques indiquent des températures de déformation plus élevées au coeur qu'en bordure des intrusions compatibles avec une rééquilibration thermique plus rapide au contact de l'encaissant. Ces températures s'échelonnent entre des températures du faciès amphibolite (450-550°C) avec la paragenèse suivante: Plagioclase + Epidote + Chlorite + Muscovite + Sphène + Quartz jusqu'à des températures de faciès schistes verts (350-450°C) avec la paragenèse suivante: Albite + Chlorite + Muscovite + Pumpellyite + Sphène + Quartz, donc clairement supérieures à la température de l'encaissant (anchizone). Ces deux approches indiquent également que cette déformation s'est déroulée dans des conditions rétrogrades et qu'elle est assistée par des fluides. En témoignent les minéraux secondaires hydratés qui accompagnent la recristallisation des plagioclases et la formation des myrmékites (Philips, 1980). La déformation assistée par des fluides est capable d'altérer profondément la composition des roches (Gratier, 1984; Marquer et al., 1985; Dipple et Ferry, 1992). Ce point sera traité en détail dans la troisième partie de ce travail.

III-2- Déformation interne des intrusions basiques

A l'inverse des corps magmatiques acides où la déformation est homogène sauf à leur bordure où elle devient assez hétérogène; la déformation interne des corps magmatiques basiques est très hétérogène. Elle est localisée dans des zones de cisaillement d'échelle décimétrique à métrique observables dans la plupart des intrusions basiques des Jebilet centrales.

III-2-1- Géométrie de la déformation interne

La densité et l'orientation des bandes à forte déformation ductile varient d'une intrusion à l'autre mais dans tous les cas elle est en continuité avec la déformation dans l'encaissant. Dans l'intrusion de Kettara, les zones de cisaillement ductiles sont souvent ENE dextres auxquelles s'associent parfois des cisaillements conjugués NNE sénestres (fig. IV-9). Ces deux familles de bandes de cisaillement délimitent des blocs lenticulaires décamétriques à métriques très peu déformés dont le grand axe est parallèle à la schistosité de l'intrusion. Ces cisaillements affectent aussi bien les cumulats ultrabasiques, les cumulats basiques que le champ filonien qui larde l'intrusion. Dans l'intrusion de Sarhlef les zones de cisaillement dominantes sont subméridiennes sénestres.

En association avec les zones de cisaillement, on observe souvent dans l'intrusion de Kettara, des fentes de tension d'échelle métrique dont l'orientation est compatible avec les sens de déplacement des zones de cisaillement (fig. IV-10). Orientées initialement à 45° par rapport à la direction de ces zones à forte déformation ductile, elles sont progressivement réorientées à leur approche et leur extrémité est souvent affectée par la déformation ductile. Ces relations géométriques indiquent que la formation des fentes est contemporaine de celle des zones de cisaillement et qu'au cours du temps, les zones s'amplifiant, les fentes se retrouvent alors impliquées dans la déformation ductile à l'intérieur des bandes. On peut observer différents stades de cette évolution avec (i) des fentes dont la majeure partie est localisée dans les gabbros sub-isotropes et dont une seule extrémité est affectée par la déformation (fig. IV-10a), (ii) des fentes dont les deux extrémités sont impliquées dans deux zones de cisaillement adjacentes et entre lesquelles subsistent des gabbros peu déformés (fig. IV-10b), (iii) des fentes complètement impliquées dans la zone à forte déformation (fig. IV-10c). La déformation des fentes est marquée par un développement de plis d'entraînement à flanc long-flanc court. Ces fentes sont remplies dans les cumulats basiques soit de quartz, soit de calcite, soit de quartz en bordure et de calcite au coeur. Dans les roches ultramafiques, elles sont remplies de muscovite, de prehnite, de pumpellyite et de feldspath potassique.

III-2-2- Microstructures et mécanismes de la déformation interne

a) Zonéographie de la déformation interne

Sur l'exemple des cumulats basiques (leucogabbros) de Kettara, on définit quatre stades de déformation d'intensité croissante à l'approche du coeur des zones de cisaillement (fig. IV-11).

-stade (d_1): c'est le stade le moins déformé que l'on puisse observer. Il se situe au coeur des lentilles sub-isotropes limitées par les zones de cisaillement. Ici, la texture magmatique est conservée. On observe une phase cumulus constituée de fantômes d'olivine et de plagioclase. Les fantômes d'olivine forment des taches globulaires ou allongées, complètement transformées en amas d'amphiboles fibreuses et contenant des grains de spinelle à coeur marron et bordure sombre.

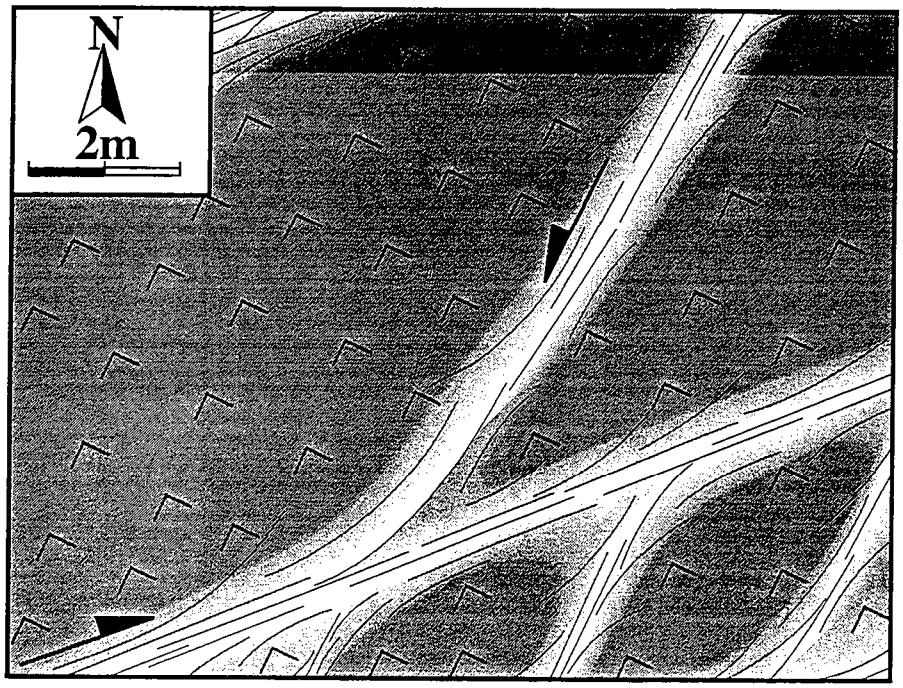


Fig. IV-9- Structuration de l'intrusion de Kettara en domaines lenticulaires métriques à décamétriques séparés par des zones de cisaillement ductiles décimétriques à métriques.

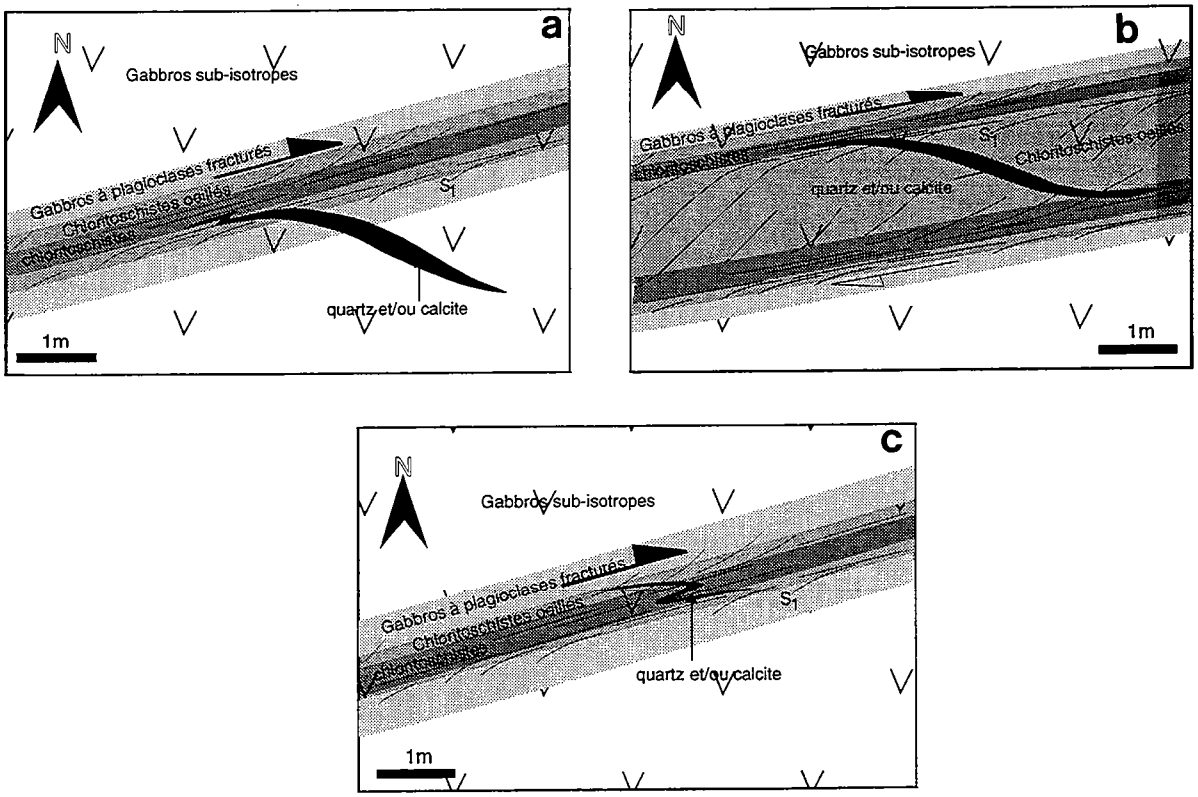


Fig. IV-10- Relations géométriques entre les veines de quartz et/ou calcite et les zones de cisaillement de Kettara. Selon le stade d'évolution des zones de cisaillement, les fentes sont plus ou moins impliquées dans la déformation ductile (voir texte).

Les cristaux de plagioclase maclés albite ou faiblement zonés, montrent une légère altération en épidote, en muscovite et en prehnite. Ils ont subi une légère déformation cassante marquée par le développement de quelques microfractures cicatrisés par de la chlorite, de l'amphibole ou de la séricite. La phase intercumulus est constituée par le clinopyroxène qui remplit les vides entre les minéraux de la phase cumulus et englobe des ilménites légèrement altérées en anatase et en sphène. Le clinopyroxène montre différents produits d'altération, il contient des inclusions d'amphibole de couleur brun délavé et il est envahi sur ses bordures par des amphiboles vertes à vert clair et de quelques grains d'épidote. De la chlorite existe à la limite plagioclase-clinopyroxène. Il montre quelques évidences d'une déformation cassante, des microfractures le traversent mais à l'inverse du plagioclase, elles sont cicatrisées uniquement par de l'amphibole.

-**stade (d_2)**: c'est le stade à déformation fragile marquée. Les gabbros ayant subi ce type de déformation forment une zone de puissance métrique de part et d'autre des gabbros déformés de manière ductile. Cette déformation fragile est matérialisée par le développement d'un réseau de fractures qui traversent les plagioclases et les anciens clinopyroxènes. Ces derniers ont complètement disparu aux dépens des amphiboles, en particulier les amphiboles vertes et vert clair au coeur desquelles persistent des amphiboles brunes. Les fractures sont remplies principalement de chlorite et d'amphibole verte auxquels s'ajoutent des muscovites. Les plagioclases sont plus altérés que dans le stade précédent mais leurs produits d'altération sont toujours les mêmes : prehnite, épidote et séricite. Il faut noter que dans certaines fractures assez larges (quelques microns), les chlorites et les amphiboles montrent une orientation bien définie qui marque, à l'échelle de la fracture, une bonne fabrique planaire.

-**stade (d_3)**: ce stade observable dans la partie externe des zones de cisaillement s.s. est caractérisé par la persistance de quelques clastes de feldspath au sein d'une fabrique planaire très bien définie, marquée par l'alignement des chlorites et de quelques amphiboles vertes. Le feldspath est albitisé et transformé en prehnite et séricite, il est moulé par la trame orientée et montre des zones abritées où cristallise de la chlorite. Parfois il montre des structures d'enroulement et d'entraînement dans la fabrique planaire. Des fractures subsistent au sein des gros clastes de feldspath, elles sont remplies de chlorite et d'amphiboles qui sont en continuité avec la fabrique planaire de la matrice. D'autres minéraux insolubles persistent également, ce sont le spinelle et l'ilménite. Ils montrent des zones abritées où cristallise de la chlorite. La déstabilisation de l'ilménite en sphène est plus prononcée que dans les cas précédents. Des amphiboles brunes et des épidotes subsistent parfois au sein de ces orthogneiss. Les amphiboles brunes ont une taille plus grande que celle des grains de la matrice et montrent des structures de boudinage. Dans les fractures cristallisent des amphiboles vertes et vert clair.

Dans les cumulats ultramafiques, les premiers stades de la déformation ductile sont marqués par l'allongement des fantômes d'olivine qui forment des ellipses aplaties et étirées dans le plan de schistosité le long duquel cristallisent des chlorites et des amphiboles.

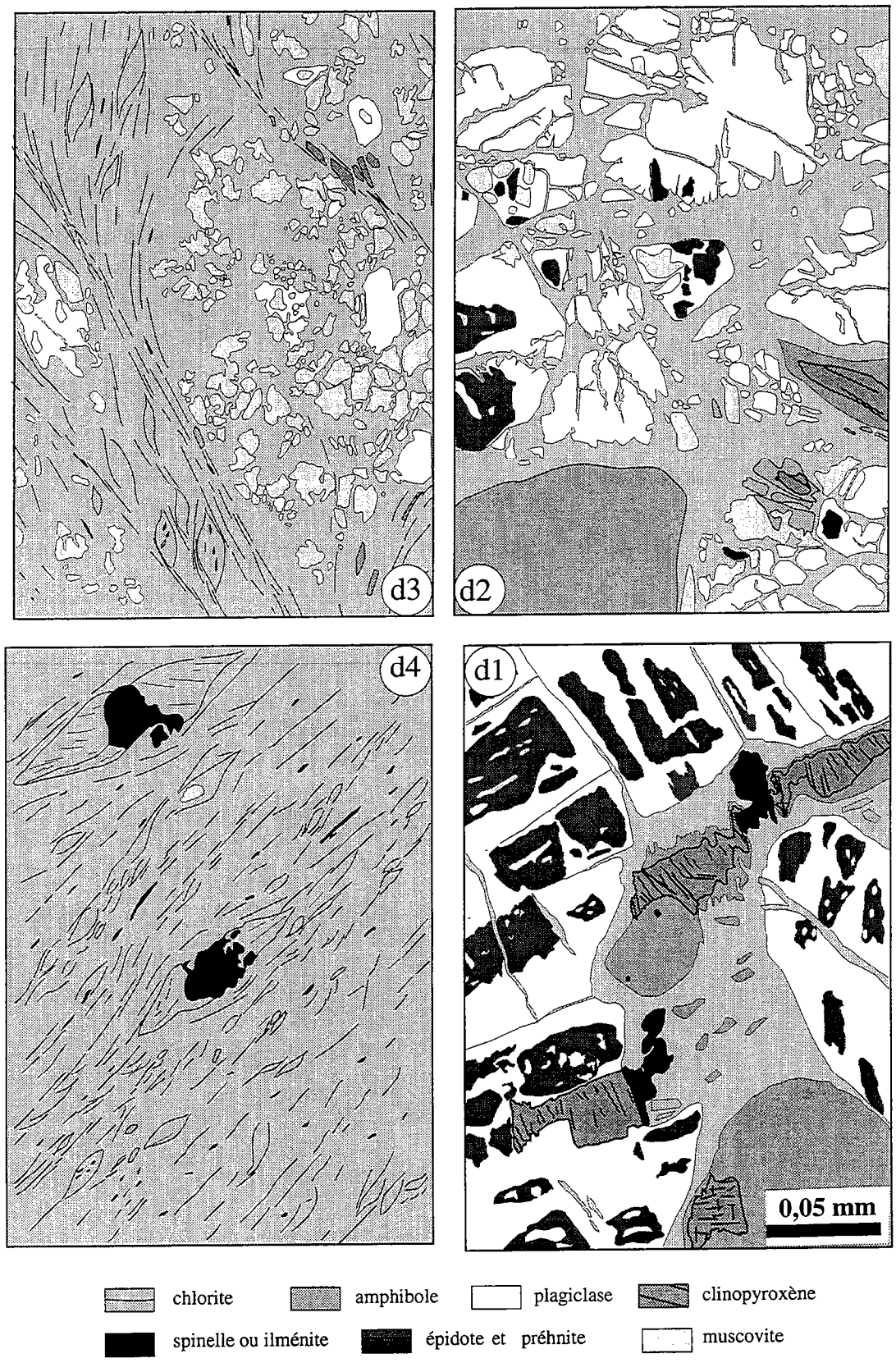


Fig. IV-11- Les différents stades de déformation des cumulats basiques (leucogabbros) de l'intrusion de Kettara. d1: leucogabbro isotrope; d2: leucogabbro à plagioclases fracturés; d3: chloritoschiste oeillé; d4: chloritoschiste. (voir la localisation des différents stades dans la figure IV-10).

-stade (d_4): c'est le stade ultime de la déformation des cumulats basiques de Kettara. Il est localisé au coeur des zones de cisaillement ductiles. La roche est un chloritoschiste formé presque exclusivement de chlorite, à laquelle s'ajoutent quelques cristaux d'amphibole verte qui définissent le plan d'anisotropie principal de la roche. Au sein de cette trame orientée ne subsistent que des cristaux de spinelle et d'ilménite davantage transformée en sphène. Ces deux minéraux montrent les mêmes structures de déformation que ceux observés dans le stade précédent. Le plagioclase et ses produits d'altération ont complètement disparu. Les chlorites qui constituent le minéral le plus abondant de ces roches montrent des plans de clivage (001), soit parallèles au plan de foliation, soit obliques sur la foliation, elles ont alors une forme en poisson. Les rares amphiboles qui subsistent sont fibreuses et de couleur verte; elles montrent les mêmes relations géométriques avec le plan de foliation que la chlorite. Lorsqu'elles sont obliques sur la foliation, ces amphiboles montrent des zones abritées où cristallise la chlorite. L'ilménite présente parfois des structures de déformation ductile, on peut ainsi observer des ilménites montrant des structures d'enroulement et avec une queue de plus en plus en plus fine lorsqu'on s'éloigne du coeur du cristal.

Si le stade ultime de la déformation au coeur des zones de cisaillement des leucogabbros est le plus souvent une roche presque monominérale formée essentiellement de chlorite; il est de même dans les zones de cisaillement qui affectent les roches ultramafiques. Cependant on peut rencontrer le long d'une même zone de cisaillement traversant les deux types de cumulats des mylonites formées essentiellement d'une amphibole de type actinote. Des mylonites à proportions intermédiaires entre chlorite et amphibole sont également présentes.

b)- Mécanismes de la déformation

Les différents minéraux primaires qui constituent les gabbros (olivine, clinopyroxène, plagioclase, ilménite et spinelle) n'ont montré que les caractères d'une déformation cassante suivie d'une dissolution qui s'achève, selon l'espèce minérale considérée, à des stades plus ou moins avancés de la déformation. C'est l'olivine qui est dissoute la première puisqu'on la trouve rarement sous forme de reliques dans le premier stade (Jadid (1989) décrit de l'olivine en reliques dans les leucogabbros), suivie du clinopyroxène qui disparaît totalement dans le second stade et finalement du plagioclase qui disparaît dans le troisième stade, seuls quelques minéraux sont stables pendant cette déformation, ce sont le spinelle et dans une moindre mesure l'ilménite.

Les premiers stades de la déformation des gabbros sont accommodés principalement par des mécanismes de **dislocation** marquée par la fracturation des plagioclases et des clinopyroxènes, produisant une diminution progressive de la taille des grains.

Quand celle-ci atteint une valeur critique, le mécanisme de déformation dominant passe du fluage-dislocation à la **pression-dissolution** (Kerrich et al., 1977; Gratier, 1984) indiquée par les ombres de pression autour des clastes. Ce changement de mécanismes de déformation est accompagné du développement de l'anisotropie planaire dans les gabbros, celle-ci est probablement apparue lorsqu'un pourcentage suffisant (≈70%) de minéraux hydratés se sont

formés. Soumis à ce nouveau mécanisme de déformation, les grains montrent davantage la diminution de leur taille, ce qui induit un adoucissement des roches à la déformation. L'amollissement accompagnant le changement des mécanismes de déformation a pour effet de localiser la déformation dans des zones étroites qui correspondent aux zones de cisaillement (White, 1976). Les minéraux hydratés sont en effet moins résistants à la déformation que les minéraux anhydres (Brodie et Rutter, 1985; Gilotti, 1986-1989). La déformation fragile de ces derniers et en particulier des plagioclases augmente la perméabilité des roches et facilite l'accès du fluide (Gerald et Stünitz, 1993). Des réactions métamorphiques fluide-minéraux s'en suivent, elles produisent des minéraux moins résistants à la déformation (réaction d'amollissement de White et Knipe, 1978) qui permettent l'apparition de l'anisotropie planaire.

Dans les différents stades de déformation décrits dans les gabbros de Kettara, aucune structure de recristallisation de plagioclase ou de clinopyroxène n'a pu être observée, or la recristallisation de ces minéraux a été décrite dans des gabbros déformés à haute température (Bonatti et al., 1975; Helmstaedt et Allen, 1976; Mevel, 1984). Cette principale différence réside dans la disponibilité des fluides: les gabbros dont la déformation n'est pas assistée de fluide montrent des recristallisations de plagioclase et de pyroxène. Par contre, dès que les fluides sont disponibles, parfois dès le stade magmatique, la recristallisation des minéraux anhydres est absente, elle est remplacée par la néocristallisation de minéraux hydratés de haute température (Mevel, 1984). A Kettara, **l'absence de textures de recristallisation des plagioclases et des clinopyroxènes est ainsi à relier à une déformation assistée par des fluides.**

Dans les granitoïdes, plus la déformation est de haute température, plus elle est homogène (Voll, 1976; Choukroune et Gapais, 1983, Gapais, 1989). Ainsi les granites déformés en faciès schistes verts montrent un champ de déformation très hétérogène où des failles ductiles séparent des domaines non déformés (Voll, 1976; Choukroune et Gapais, 1983). En faciès amphibolite, la déformation devient plus homogène et les domaines isotropes se raréfient (cf. Gapais, 1989). Ce changement de comportement des granitoïdes en fonction de la température de la déformation est relié au comportement des principales phases minérales qui les constituent, en l'occurrence le quartz et le feldspath. En faciès schiste vert, le quartz présente un comportement ductile alors que le plagioclase et le feldspath potassique montrent un comportement fragile. Le comportement de ces deux dernières phases minérales devient ductile respectivement vers le faciès albite-épidote amphibolite et le faciès amphibolite (Voll, 1976; Hanmer, 1982; Gapais, 1989). Il existe donc, dans les granitoïdes, une diminution du contraste de viscosité entre le quartz et le feldspath lorsque la température augmente et la transition fragile-ductile de la croûte granitique est corrélée à la transition schiste vert-amphibolite (Voll, 1976; Simpson, 1985; Gapais, 1989).

Contrairement aux granitoïdes, les phases minérales qui constituent les roches de composition gabbroïque, en l'occurrence, le plagioclase très calcique, le clinopyroxène et l'olivine, sont des minéraux très résistants à la déformation et montrant des contrastes de ductilité assez importants (cf. Brodie et Rutter, 1985). L'hétérogénéité de la déformation dans ces lithologies

n'est plus une preuve suffisante d'une déformation à basse température (faciès schistes verts). En effet, les déformations de haute température et faible pression décrites dans les gabbros sont toujours très hétérogènes et très localisées (voir par ex. Bonatti et al., 1975; Mevel, 1984). Dans les leucogabbros de Kettara, l'hétérogénéité de la déformation n'est pas surprenante vu le comportement fragile à haute température de leurs minéraux primaires. Cette déformation fragile est généralisée à l'ensemble des gabbros mais son intensité augmente à l'approche des zones de déformation ductile qui sont des zones d'infiltration de fluides. Il est donc possible que les fluides eux mêmes aient largement contribué à la fracturation des gabbros (fracturation hydraulique de Etheridge et al., 1983; 1984). L'apparition de fentes de tension contemporaines de la déformation ductile au niveau des zones de cisaillement (fig. IV-11) en est une preuve puisque l'apparition de telles fentes nécessitent des flux importants de fluides (> 10^7 moles H_2O/cm^2 selon Dipple et Ferry, 1992).

III-2-3- Transformations minéralogiques et conditions physiques de la déformation

L'étude du métamorphisme et de la déformation régionale a montré qu'une seule phase de déformation, à laquelle est associé un métamorphisme synschisteux de faciès schiste vert de bas grade, est responsable de la structuration hercynienne du massif des Jebilet. Contrairement à leur encaissant pélitique à grésopélitique où les variations des conditions physiques sont enregistrés par une variation discontinue des assemblages minéralogiques (apparition de différentes zones de métamorphisme avec des minéraux index), les corps gabbroïques des Jebilet centrales ont une minéralogie secondaire constante (amphibole + chlorite +/- épidote +/- sphène +/- muscovite +/- prehnite +/-calcite) qui ne renseigne pas directement sur les conditions physiques de leur formation. En revanche la composition de chacune des phases minérales montre des variations continues ou discontinues qui peuvent renseigner sur les conditions physiques de sa formation. Plusieurs travaux concernant le métamorphisme dans les faciès basiques (Laird et Albee, 1981; Maruyama et al., 1983) ont essayé de corréler la composition des phases minérales avec les conditions physiques. Parallèlement des expériences hydrothermales (Liou et al., 1983; Hemley et al., 1977; Spear, 1981; Moody et al., 1985-a&b) ont été conduites afin de suivre l'évolution de la composition chimique des phases minérales des roches basiques au cours de l'altération hydrothermale à composition constante. C'est par comparaison avec ces deux types de travaux complémentaires que l'on essayera de déterminer les conditions physiques qui ont régné pendant l'altération hydrothermale des cumulats mafiques et ultramafiques de Kettara.

a)- La pression

Concernant la pression sous laquelle l'intrusion s'est mise en place, ce sont les amphiboles qui constituent les meilleurs indicateurs. La teneur variable en alumine de l'ensemble des amphiboles des roches mafiques et ultramafiques (0,5-11%) ou des amphiboles appartenant à une roche donnée (variation allant jusqu'à 8%) est indicatrice de faible pression (Evarts et

Schiffman, 1983). Les proportions de Al en site octaédrique classent en effet les amphiboles de Kettara dans le champ des amphiboles de faibles pressions de Raase (1974) (fig. IV-12a). Leurs faibles teneurs en Na au site M4 (NaM4<0,25) caractérisent également les amphiboles de faible pression (Brown, 1977). Enfin dans le diagramme AlVI+Fe+Ti+Cr en fonction de AlVI (Laird et Albee, 1981) (fig. IV-12b), les amphiboles situées en dessous de la médiane indiquent un métamorphisme de basse pression, celles situées au-dessus correspondent au métamorphisme de haute pression, les amphiboles de moyenne pression occupent une position intermédiaire entre les deux. Les amphiboles de Kettara se situent en dessous de la médiane et se superposent aux amphiboles du métamorphisme de basse pression (type Abukuma). On peut cependant remarquer que les amphiboles de type actinote s'alignent sur les pressions intermédiaires, ceci voudrait-il signifier que ces amphiboles se sont formées à des pressions intermédiaires ou plutôt que le champ limité par les amphiboles de basse pression est à élargir? La deuxième hypothèse est la plus probable puisque le champ Abukuma n'a été établi qu'à partir d'amphiboles métamorphiques alors qu'à Kettara les amphiboles sont d'origine hydrothermale, probablement métasomatique. La mise en place sous une faible pression de l'ensemble du magmatisme des Jebilet centrales est d'ailleurs indiquée par le développement d'un métamorphisme de basse pression à son approche. Le métamorphisme de contact autour de ces intrusions indique que ce magmatisme s'est mis en place au plus à 2Kb.

b)- La température

Les minéraux secondaires qui cristallisent dans les gabbros sont une conséquence de la déformation et de l'infiltration de fluides. La composition de ces minéraux devrait refléter les températures de leur cristallisation et donc celles de la déformation. Étant donné le caractère très hétérogène de la déformation dans les gabbros, il convient de distinguer les minéraux secondaires qui se développent d'une manière statique dans ces roches (métamorphisme statique), de ceux qui définissent le plan d'anisotropie principale dans les zones de cisaillement (métamorphisme "dynamique").

b-1- le métamorphisme statique

- L'amphibole et la chlorite

Une partie des amphiboles brunes des cumulats de Kettara est probablement d'origine primaire; les critères chimiques qui permettent de distinguer entre amphiboles primaires et secondaires seront discutés plus loin (Chapitre VI). Concernant les amphiboles secondaires, leur teneur en titane est très variable et montre une diminution progressive en fonction de la variation de leur couleur depuis le brun jusqu'au vert.

Les travaux expérimentaux de Spear (1981) suggèrent que l'apparition de la hornblende (à Pf=Pt=2Kb et fO_2 défini par le tampon QFM lors de l'hydratation d'un assemblage à olivine, plagioclase, ilménite, clinopyroxène et orthopyroxène se fait vers 930°C. Les expériences de Oba

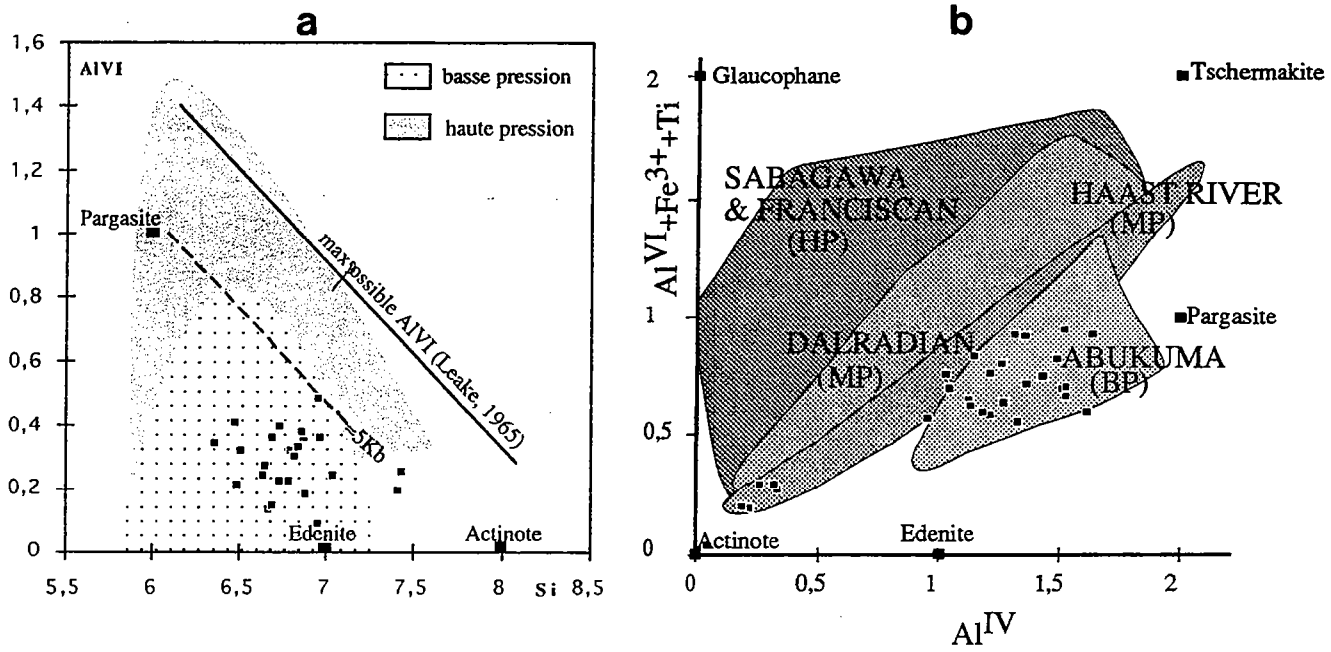


Fig. IV-12- Caractérisation, par la composition des amphiboles de l'intrusion de Kettara, de la faible pression du métamorphisme dans les Jebilet (**a**) diagramme de Raase (1974), (**b**) diagramme de Laird et Albee (1981).

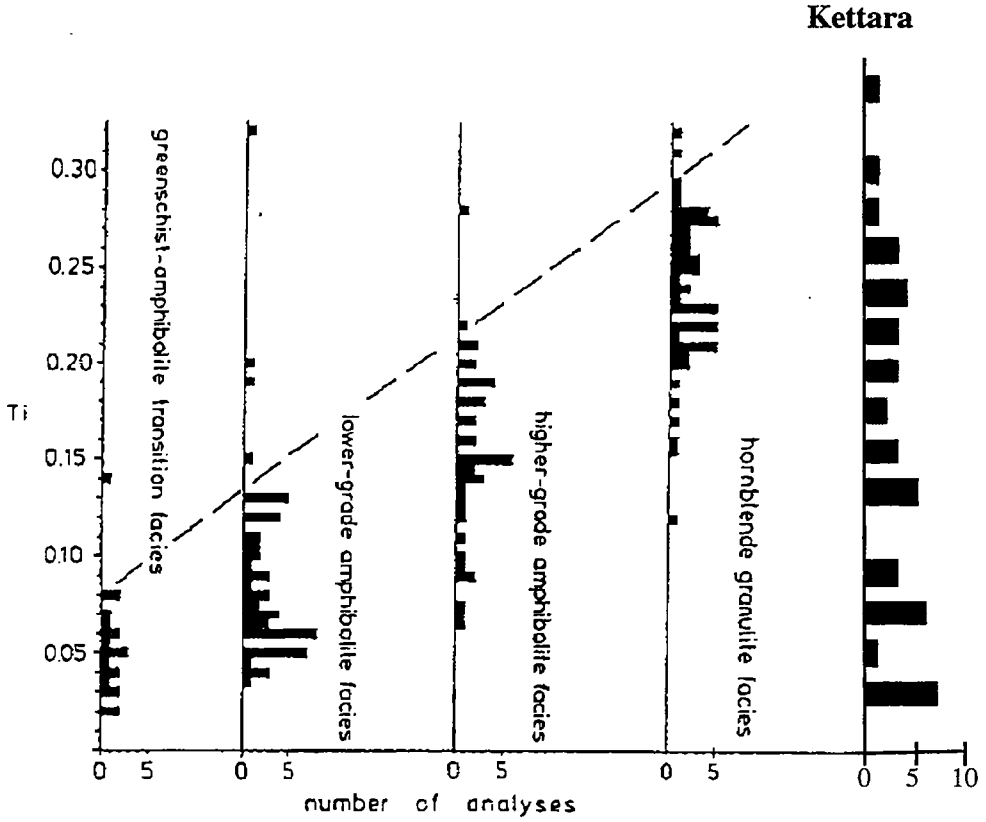


Fig. IV- 13- Comparaison de la teneur en titane des amphiboles de Kettara aux teneurs en titane des amphiboles de quatre faciès métamorphiques (histogramme de Raase, 1974).

(1980) suggèrent qu'à une pression de 1Kb, l'hydratation du clinopyroxène en hornblende commence entre 825 et 900°C. Les amphiboles secondaires de Kettara se classent parmi les amphiboles du faciès granulite, amphibolite et schistes verts dans le diagramme de Raase (1974) (fig. IV-13).

Parallèlement à la corrélation entre la couleur des amphiboles et leur teneur en titane, d'autres évolutions apparaissent. Elles sont marquées par une diminution de l'aluminium, du sodium et une augmentation de la silice lorsque le titane diminue. Ces mêmes variations chimiques accompagnent la diminution de la température dans les expériences de Spear (1981). Il paraît alors raisonnable de considérer les variations chimiques des hornblendes de Kettara comme la traduction d'une cristallisation à des températures de plus en plus faibles. Les amphiboles qui tombent dans le champ du faciès granulite sont des hornblendes qui enregistrent selon le géothermomètre empirique de Otten (1984) des températures de l'ordre de 880 +/-25°C. Celles qui tombent dans le champ du faciès amphibolite sont des hornblendes indiquant des températures de l'ordre de 616+/-25°C selon le géothermomètre empirique de Otten (1983) et ≈620°C selon le géothermomètre de Plyusnina (1982).

On peut donc considérer que les hornblendes des cumulats mafiques et ultramafiques de Kettara se sont formées au cours de l'histoire sub-solidus de l'intrusion, entre 850 et 600°C de son refroidissement progressif.

Les amphiboles du faciès schistes verts, pauvres en Al, Ti et alcalins, sont des hornblendes actinolitiques ou des actinotes/trémolites et sont souvent associées à la chlorite.

Les expériences hydrothermales de Liou et al. (1974) et Moody et al. (1985) suggèrent qu'à une pression fluide de 2Kb, l'apparition de la chlorite et de l'actinote ou de l'hornblende actinolitique a lieu à 575 +/-25°C et marque la fin du faciès amphibolite. Le faciès schiste vert, caractérisé par l'association de la chlorite et de l'actinote est marqué par l'apparition de l'albite à 475°C +/-25°C (Liou et al., 1974). La limite entre les deux faciès est une zone de transition où l'amphibole et la chlorite s'enrichissent en alumine (Liou et al., 1974; Moody et al., 1985) et la chlorite devient plus magnésienne (Moody et al., 1985). Il est alors raisonnable d'estimer que l'apparition des premières chlorites s'est faite à des températures de l'ordre de 575°C. Il faut cependant noter que l'augmentation du rapport Mg/Fe de la roche totale a pour conséquence d'augmenter les températures déterminées dans les expériences hydrothermales et qu'une pression fluide inférieure à la pression lithostatique tend à les faire diminuer (Kimball, 1988). Pour une même pression fluide, la chlorite serait apparue à une température plus élevée dans les cumulats ultramafiques que dans les leucogabbros. Les travaux de Laird et Albee (1981) montrent que les effets de la température sur la composition des chlorites se traduisent par une augmentation de la substitution de (AlVI, Fe3+, Ti) AlIV au (Fe2+, Mg, Mn) Si, ce qui apparaît dans le diagramme AlVI/AlIV (fig. IV-14) aussi bien des chlorites des cumulats ultramafiques que mafiques et indique que ces chlorites se sont formées à des températures différentes.

L'évolution continue dans la composition des amphiboles depuis les hornblendes actinolitiques jusqu'aux actinotes est le résultat soit de recristallisations, soit de rajustement de leur composition à des températures de plus en plus faibles allant de 575 à 475°C. La limite hornblende actinolitique-actinote est estimée approximativement à ≈510°C dans les expériences de Moody et al. (1985-b). À Kettara ces amphiboles enregistrent des températures comprises entre 550°C (hornblende actinolitique) et ≈420°C (actinote) selon le géothermomètre de Plyusnina (1982).

L'absence d'albite parmi les produits d'altération des cumulats mafiques et ultramafiques de Kettara n'est pas une preuve suffisante pour conclure que l'altération hydrothermale de ces roches s'est produite à des températures supérieures à 475°C. En effet dans les expériences hydrothermales de Moody et al. (1985-b), le plagioclase est rarement présent sous forme de reliques, il est souvent dissous et quand il existe, il a des teneurs en composant Anorthite similaires à celles du matériel de départ.

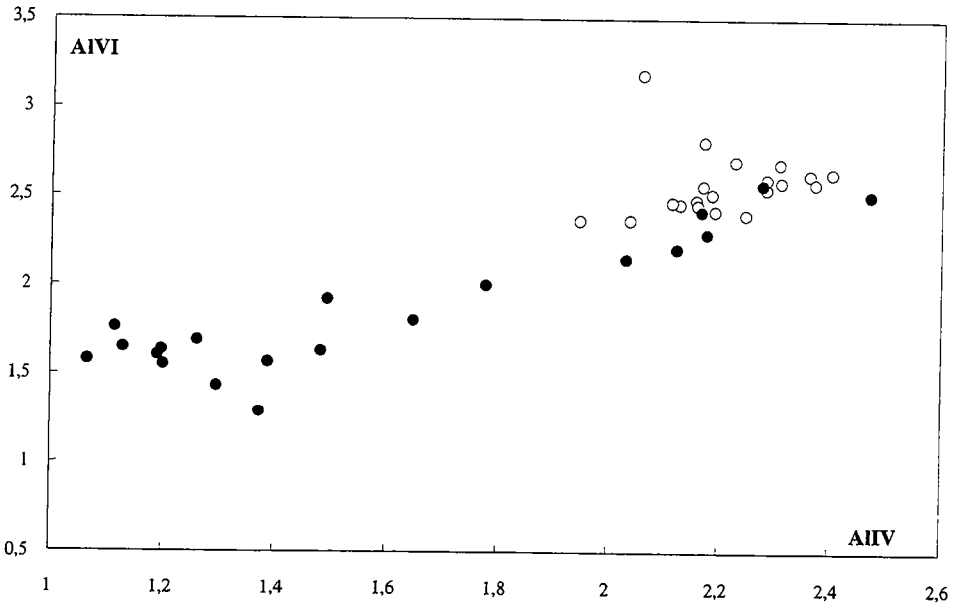


Fig. IV-14- Variation de la teneur en alumine des chlorites des cumulats basiques (cercles) et ultrabasiques (points) de Kettara.

- La prehnite et l'épidote

L'épidote et la prehnite sont des minéraux qui sont souvent associés ensemble en formant des agrégats sombres dans les plagioclases. Dans la matrice, elles se forment aux dépens du clinopyroxène mais l'association entre les deux minéraux n'a pas été observée.

Il existe peu de données concernant la formation de l'épidote. Liou et al. (1974) constatent dans leurs expériences hydrothermales que l'épidote n'existe qu'en dessous de 600°C (à PT=2Kb) et qu'elle coexiste avec la hornblende dans la partie inférieure du faciès amphibolite. Les effets de la température sur la composition des épidotes sont marqués par une diminution de la teneur en pistaschite lorsque la température augmente (Miyashiro et Seki, 1958, Maruyama et al., 1983).

Les épidotes des leucogabbros de Kettara ont une teneur en pistaschiste qui varie de 1 à 18% et sont de ce fait des clinozoïsites et des zoïsites. La teneur en pistaschite de l'épidote dépend en effet de son site de cristallisation (elle est plus ferrifère dans le clinopyroxène que dans le plagioclase) et de ce fait, cette variation ne peut correspondre uniquement à une cristallisation à des températures différentes. Des variations de 8% et 3% sont cependant observables respectivement à l'intérieur du pyroxène et du plagioclase mais ces variations sont elles significatives pour impliquer une relation entre teneur en pistaschite et température? Par comparaison avec les résultats de Maruyama et al. (1983), les teneurs en pistaschite des épidotes de Kettara sont très faibles et suggèrent sa cristallisation dans le faciès amphibolite. Une autre preuve en faveur de la cristallisation d'au moins une partie des épidotes dans la partie inférieure du faciès amphibolite est leur richesse en chrome, élément qu'elles ont piégé au cours de la réaction entre le pyroxène et le spinelle pour former la hornblende (voir plus loin). La teneur en pistaschite des épidotes est également contrôlée par la fugacité d'oxygène (Holdaway, 1972; Liou, 1973; Coombs et al., 1975) avec laquelle elle montre une corrélation négative. Avec leur teneur faible en fer, les épidotes de Kettara indiqueraient alors un environnement plus oxydant que dans les metabasaltes étudiés par Maruyama et al. (1983). Ces derniers contiennent en effet de la chalcopyrite et de la pyrite qui n'ont jamais été observées dans les roches gabbroïques de Kettara.

La prehnite est apparue dans les expériences hydrothermales à Pf=PT=2Kb à des températures de 376°C (Liou et al., 1983). Elle a été décrite dans les systèmes géothermiques où elle se forme à des températures comprises entre 275 et 350°C (Bird et al., 1984). La prehnite en équilibre avec l'épidote a un rapport X_{Fe} toujours plus faible que celui de l'épidote avec laquelle elle coexiste (Evarts et Schiffman, 1983; Liou et al., 1983; Mevel, 1984). Les effets de la température et de la fugacité d'oxygène sur la composition de la prehnite sont similaires à ceux sur la composition de l'épidote. X_{Fe} de la prehnite augmente quand la température diminue et le milieu devient moins oxydant. Le coefficient de partage de Fe^{3+} et Al entre prehnite et épidote (K_D $^{Al\text{-}Fe3+}$ Pr-Ep) augmente quand la température augmente (Liou et al., 1983). Dans les leucogabbros de Kettara, le rapport X_{Fe} de la prehnite est inférieur à 0,025; le coefficient de partage de Al et Fe^{3+} est compris entre 14 et 48. Les valeurs les plus faibles sont comparables à celles reportées dans le faciès schiste vert (K_D $^{Al\text{-}Fe3+}$ Pr-Ep = 10,8 selon Liou et al., 1983).

On peut donc considérer qu'une partie de l'épidote et de la prehnite sont en équilibre et, par comparaison avec les travaux expérimentaux de Liou et al. (1983), elles ont cristallisé à des températures d'environ 400°C, sous des conditions de fugacité d'oxygène relativement faibles puisque le grenat de type andradite est absent (Maruyama et al., 1983).

- La muscovite

La muscovite a un champ de stabilité très large qui va depuis des températures de la partie inférieure du faciès schiste vert jusqu'à des températures de la partie supérieure du faciès

amphibolite (Guidotti, 1987). Sa composition chimique est influencée aussi bien par celle de la roche totale, de la pression que de la température. Si les deux premiers paramètres sont constants, les effets de la température sur la composition chimique de la muscovite peuvent alors être suivis. Ces effets concernent surtout la teneur en composant paragonite représentée par le rapport Na/Na+K et des variations mineures comme la teneur en titane. Ces deux paramètres augmentent lorsque la température augmente (pour une revue générale, voir Guidotti, 1987).

Les micas blancs de Kettara sont des muscovites qui diffèrent légèrement de la formule idéale de la muscovite s.s. Le pourcentage en paragonite de ces muscovites est très variable, il est compris entre 0,5 et 15% et dépasse la gamme de variation de ce rapport dans l'ensemble des muscovites primaires et deutériques des leucogranites du massif de Millevaches (massif central français, Monier et al., 1984) ou de l'ensemble des micas deutériques et hydrothermaux d'autres granites hercyniens français (Leroy et Cathelineau, 1982). Si le développement exclusif des muscovites de Kettara dans les plagioclases (milieu où le sodium est disponible) peut être évoqué pour expliquer les teneurs élevées en sodium de ces micas, ceci n'explique pas la grande variation de ce paramètre. Des températures de cristallisation variables peuvent elles être à l'origine de la variation des teneurs en paragonite des muscovites de Kettara? Ce paramètre est en effet souvent corrélé avec la température, il indique selon le diagramme de Lambert (1959) des températures très variables allant de moins de 200°C à 550°C, ces températures ne sont cependant pas corrélables avec la teneur en titane des muscovites. Un autre paramètre des muscovites corrélé négativement avec la température est la teneur en céladonite représentée par l'excès de silice dans le site tétraédrique (Velde, 1965). Selon ces travaux les muscovites de Kettara auraient cristallisé, pour une pression de 2Kb, à des températures comprises entre 400 et 650°C. Même si ces résultats semblent comparables à ceux obtenus par le géothermomète empirique de Lambert (1959), elles ne peuvent être utilisées car, au lieu d'une corrélation négative, les muscovites de Kettara présentent une corrélation positive entre les pourcentages de paragonite et de céladonite.

Les travaux de Velde (1965) et la géothermométrie empirique de Lambert (1959) s'appliquent aux micas du métamorphisme où le milieu est fermé et la composition des muscovites est surtout fonction des conditions physiques. Ils peuvent également s'appliquer aux micas hydrothermaux deutériques où le fluide est en équilibre avec la roche. Dans le cas où le fluide est en déséquilibre avec le milieu environnant, la corrélation entre la température et la composition des micas blancs devient difficile, et même si certains cas ont donné des résultats compatibles avec ceux de la microthermométrie (Leroy et Cathelineau, 1982), l'exemple des granitoïdes BHD et des gabbros de Kettara montre qu'il convient d'être prudent dans l'application de ces géothermomètres dans des muscovites d'origine hydrothermale.

La grande variation de la teneur en paragonite de la muscovite dans une même lame est-il un indicateur de leur métastabilité?, une durée trop brève du phénomène métasomatique peut alors rendre compte de la variation de composition de ces muscovites. Un autre effet peut être à

l'origine des incompatibilités entre les teneurs en céladonite et en paragonite des muscovites de Kettara, c'est l'absence, hormis l'amphibole, de tout autre minéral potassique qui peut tamponner leur concentration en potassium. En effet dans les expériences de Velde (1965), le feldspath potassique est présent et dans les lithologies où Lambert (1959) a défini son géothermomètre, la biotite est présente.

Exception faite de leurs teneurs contradictoires en paragonite et en céladonite, étant donné le très faible taux de la substitution phengitique et la teneur en titane parfois assez importante, il n'est pas impossible que les muscovites de Kettara aient commencé à cristalliser à haute température (partie inférieure du faciès amphibolite ou transition amphibolite-schiste vert). En revanche, la présence dans certaines muscovites de fer sous forme divalente (estimé à partir des diagrammes AlIV/AlVI de Saliot (1978) et Mg/Si-3 de Leroy et Cathelineau (1982)) indique que la cristallisation des muscovites de Kettara s'est poursuivie dans le faciès schiste vert (Monier et al., 1984).

- *Conclusion*

Le métamorphisme statique des leucogabbros de Kettara a donc commencé depuis la mise en place de l'intrusion et s'est déroulé dans un large intervalle de températures, avec formation des hornblendes durant l'histoire sub-solidus de l'intrusion (900-600°C). Il s'est poursuivi à des températures de plus en plus faibles avec cristallisation de minéraux dont le changement de composition reflète la diminution progressive de la température. Ce métamorphisme s'est achevé vers 300-350°C avec l'association Actinote+Chlorite+Muscovite+Clinozoisite+Préhnite+Sphène correspondant au faciès prehnite-actinote (Liou et al., 1985).

b-2- Le métamorphisme "dynamique"

L'assemblage minéralogique varie entre les gabbros isotropes et les gabbros déformés, il est alors difficile d'attribuer les différences de compositions chimiques d'une espèce minérale donnée, entre une roche isotrope et une roche déformée uniquement à des changements des conditions physiques. La disparition des minéraux potassiques et sodiques, lorsque l'intensité de déformation augmente, indique que les éléments alcalins ont été transportés par le fluide hors de la roche. La composition des roches déformées a donc été fortement modifiée. Outre les conditions physiques, un autre paramètre doit influencer la composition chimique des phases minérales qui constituent les roches déformées, c'est le rapport eau/roche. L'abondance des minéraux hydratés à l'approche des zones de cisaillement est le résultat de l'interaction avec des quantités de fluide de plus en plus importantes. Par comparaison avec les expériences hydrothermales on peut tenter d'approcher les conditions physiques de la formation des minéraux dans une roche donnée.

Au sein des gabbros à fabrique planaire, la présence de la hornblende brune secondaire aussi bien dans les roches faiblement que fortement déformées indique qu'ici aussi, l'altération hydrothermale a commencé à des températures comparables à celles du faciès amphibolite. De même, la présence de la hornblende actinolitique aussi bien dans les roches peu que fortement

déformées indiquent que l'altération hydrothermale est passée par le faciès de transition entre amphibolite et schiste vert. Leur composition correspond, pour une pression de 2Kb, à des températures de ≈450°C selon le géothermomètre de Pluyusnina (1982). La présence de clastes d'albite au sein des zones fortement déformées indique selon les expériences de Liou et al. (1974) que la température d'altération dans ces zones est descendue en dessous de 475°C. Enfin la présence de prehnite alumineuse (0,01<XFe<0,02) parmi les produits d'altération du plagioclase indique que des températures d'environ 400-375°C (Liou et al., 1983) ont été atteintes au cours de la déformation des gabbros de Kettara. Ces variations de la température se trouvent enregistrées par la composition des chlorites qui montrent une corrélation positive (fig. IV-15) entre la teneur en Al^{IV} et Al^{VI} traduisant leur cristallisation à des températures différentes (Laird et Albee, 1981).

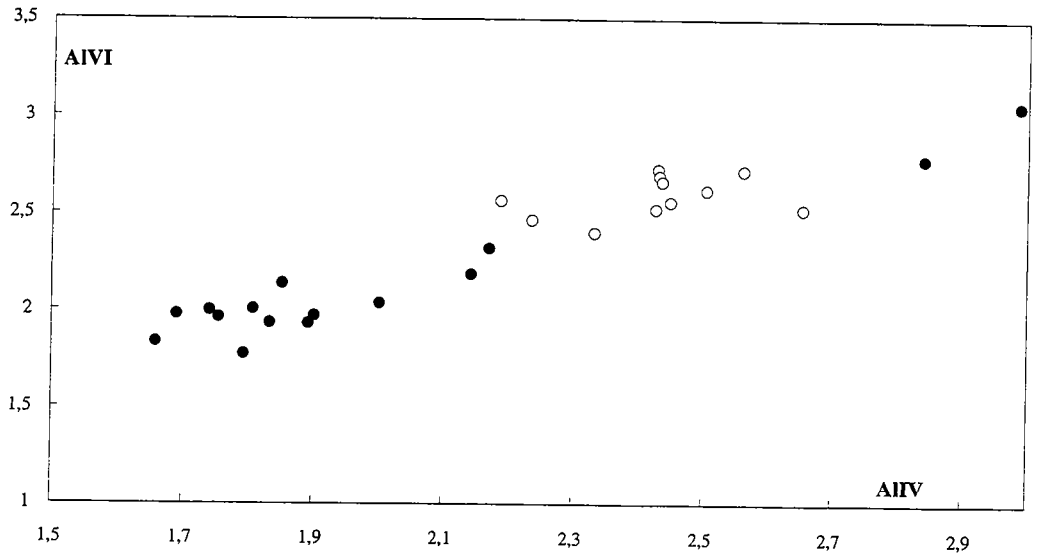


Fig. IV-15- Variation de la teneur en alumine des chlorites des zones de cisaillement affectant les cumulats basiques (cercles) et ultrabasiques (points) de Kettara.

Malgré les variations de compositions minéralogiques observées entre les gabbros isotropes et les gabbros déformés et des variations chimiques significatives dans la composition de chacune des phases minérales impliquées, les conditions thermiques qui régnaient au cours de la déformation des gabbros de Kettara sont très similaires à celles du métamorphisme statique des gabbros isotropes et se sont déroulées dans un large intervalle de températures. Cependant les zones de cisaillement se caractérisent par la raréfaction des minéraux de haute température. Les associations généralement observables dans ces zones sont (i) Actinote + Chlorite + Albite + Muscovite + Prehnite + Sphène des chloritoschistes oeillés et (ii) Chlorite+ Actinote + Sphène au coeur des zones de cisaillement. Elles sont compatibles avec le faciès prehnite-actinote (Liou et al., 1983) correspondant à des températures comprises entre 300 et 450°C, identiques aux températures les plus faibles enregistrées dans les gabbros non déformés. Cette évolution vers une homogénéisation de la composition des minéraux a été observée au niveau des zones de

cisaillement affectant les gabbros de la croûte océanique (Mevel, 1984). **Elle est le résultat d'une grande perméabilité au niveau des zones déformées et par conséquent d'un rapport eau/roche plus élevé dans les gabbros schistosés que dans les gabbros non schistosés.** Seul le stade de basse température est donc généralement enregistré au niveau des zones de cisaillement. L'existence d'amphibole brune en relique au sein des mylonites de Kettara et la recristallisation de l'ilménite le long du plan de schistosité indiquent cependant que la déformation a commencé en faciès amphibolite et s'est poursuivie jusqu'à des températures du faciès prehnite-actinote où la composition des minéraux s'est homogénéisée. La différence entre les paragenèses secondaires de l'intérieur et de l'extérieur des zones de cisaillement n'est pas le résultat d'un gradient de température, elle reflète surtout une augmentation du rapport eau-roche quand on se dirige vers les zones de cisaillement.

Chapitre V;

MISE EN PLACE DES CORPS MAGMATIQUES DES JEBILET CENTRALES

L'analyse du champ de déformation finie implique une connaissance (i) de l'orientation de l'ellipsoïde de déformation finie (orientation spatiale des directions principales de déformation, direction de raccourcissement λ_3 et direction d'étirement λ_1); (ii) de la forme de l'ellipsoïde de déformation finie indiquée par les valeurs des rapports entre les axes principaux de la déformation; (iii) les critères cinématiques de la déformation.

I- TRAJECTOIRES PRINCIPALES DE DÉFORMATION

Les trajectoires principales de déformation finie (trajectoires du plan d'aplatissement $\lambda_1\lambda_2$ et trajectoires de la direction d'étirement λ_1) nous indiquent l'orientation des axes principaux de la déformation et par là même l'orientation de l'ellipsoïde de déformation finie.

On n'observe qu'une seule schistosité majeure dans les Jebilet centrales. Cette schistosité apparaît sur le terrain comme plan axial des plis, elle est subverticale et de direction majeure NNE. Une crénulation secondaire de la première schistosité existe, elle est ubiquiste dans la région où affleurent les intrusions et apparaît aussi bien à l'échelle de l'échantillon qu'à celle de la lame mince. Elle connaît un développement maximum à l'approche des corps intrusifs où elle est accompagnée d'une surface S_2 matérialisée par des plans à parallélisme plus ou moins rigoureux qui débitent la roche en microlithons d'épaisseur centimétrique. Le développement de cette surface de clivage n'est accompagné d'aucune néogénèse minérale sauf localement au niveau de la faille de Mesret. Des structures superposées apparaissent quand on se dirige vers l'Est des Jebilet centrales à l'approche du cisaillement ductile N 160 (Lagarde et Choukroune, 1982) qui constitue la limite Est des Jebilet centrales. Le développement de telles structures n'est pas l'expression de plusieurs phases de déformation mais d'une déformation progressive dans un gradient de déformation lié à la zone de cisaillement cartographique (Lagarde et Choukroune, 1982).

En plus de cette crénulation, se développent localement des kink-bands dont le plan axial est parallèle à l'allongement des corps intrusifs.

I-1- Les corps acides

La linéation d'étirement est définie par l'orientation préférentielle des taches de métamorphisme. En s'approchant des corps intrusifs, ces taches augmentent de taille et leur étirement s'accentue. En l'absence des taches, la direction d'étirement est soulignée par l'étirement minéral dans les calcaires. Sur l'exemple du bâti corps intrusifs-encaissant du

linéament BHD, les trajectoires de déformation présentent les caractéristiques suivantes (fig. V-1).

- Le plan d'aplatissement a une direction majeure NNE mais change d'orientation et s'adapte à l'interface corps intrusifs-encaissant (fig. V-1a). Au Nord de la faille de Mesret qui décale ce linéament sur environ 2 Km, la schistosité pend fortement vers l'Ouest. Son pendage diminue à l'approche de l'interface orientale corps intrusifs-encaissant, en particulier à l'approche de l'intrusion de Koudiat Hamra. Au Sud de la faille, la schistosité a un pendage qui converge vers le corps intrusif, suivant en cela la forme du contact corps intrusif-encaissant.

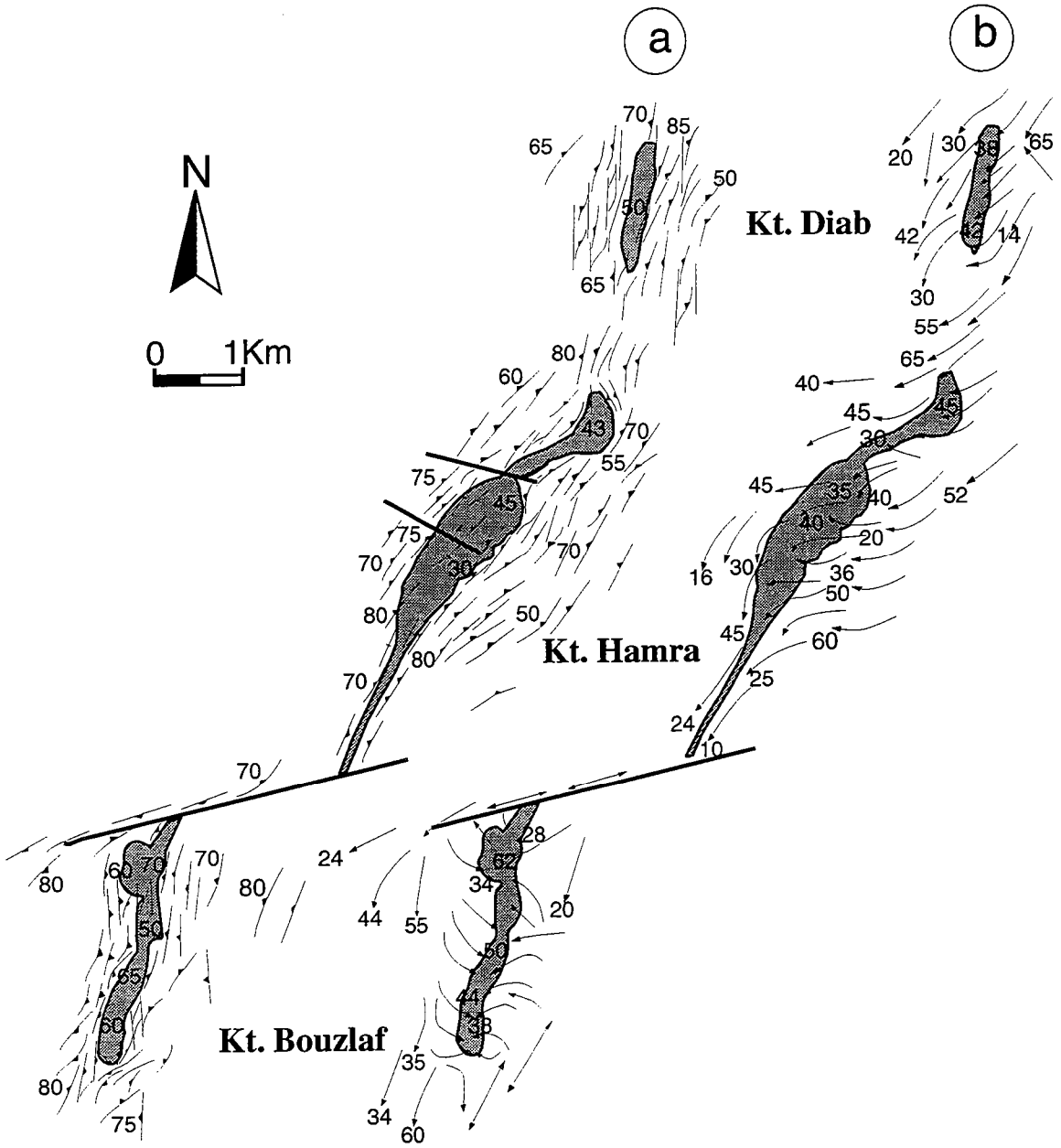


Fig. V-1- Trajectoires du plan d'aplatissement (a) et de la direction d'étirement (b) dans l'ensemble encaissant-intrusions BHD (d'après Essaïfi et Lagarde, 1990).

- Des schistosités de direction anomalique apparaissent, en particulier au Sud de Koudiat Bouzlaf, avec une direction ENE subparallèle à l'interface méridionale corps intrusif-encaissant. Cette schistosité est fortement oblique sur la schistosité régionale; elle est comparable au plan d'aplatissement local attribué à l'expansion horizontale des corps granitiques (Brun, 1981) et qui caractérise les points triples de schistosité (Brun et Pons, 1981). Au coeur de ce point triple, il n'est pas possible de mesurer l'orientation du plan de schistosité, les schistes ont une fabrique de forme macroscopique de type L >S (Flinn, 1965), conformément aux prédictions des modèles de Brun et Pons (1981).

-Des virgations de la schistosité régionale sont observables, la schistosité passe alors d'une direction NNE au Nord à des directions NE à l'Est de Koudiat Hamra, puis ENE au niveau de la faille de Mesret.

-La schistosité dans les corps intrusifs est parallèle à la schistosité dans l'encaissant. Son obliquité locale par rapport à l'interface corps intrusifs-encaissant permet d'observer un passage continue avec la schistosité de l'encaissant. Ceci montre l'unicité de la schistosité sur l'ensemble du bâti intrusions-encaissant.

-Autour des corps intrusifs d'orientation subméridienne (Koudiat Diab et Koudiat Bouzlaf) les trajectoires de schistosités dessinent des trajectoires sigmoïdales subméridiennes sénestres. Ces trajectoires sénestres sont cependant moins prononcées autour de l'intrusion centrale (Koudiat Hamra) qu'autour de son prolongement Nord et Sud.

La carte des trajectoires de la direction d'étirement (λ_1) (fig. V-1b) montre qu'en dehors des zones d'anomalie thermique des intrusions, le plongement des linéations est généralement faible en direction du SSW. A l'approche de celles-ci, l'étirement s'accentue et se rapproche de la ligne de plus grande pente.

Au centre et au Nord de Koudiat Hamra, la linéation d'étirement subit une réorientation progressive dextre. De direction N30°, elle passe progressivement à des directions N70-N90°. La virgation dextre de la linéation d'étirement est plus accentuée que celle que montre la schistosité.

A Koudiat Bouzlaf, au Sud de la faille de Mesret, la linéation d'étirement est faiblement plongeante dans l'encaissant loin de l'intrusion. Elle se rapproche de la ligne de plus grande pente au contact du corps magmatique. La linéation d'étirement autour de cette intrusion montre une disposition générale radiale. Au niveau de la faille de Mesret, la linéation d'étirement est subhorizontale.

I-2- Les corps composites

On prend ici comme exemple les corps intrusifs d'Ouled Har et de Jebel Bouzlaf. Le premier est constitué par la juxtaposition de matériaux acides et basiques et affleure dans le SW de

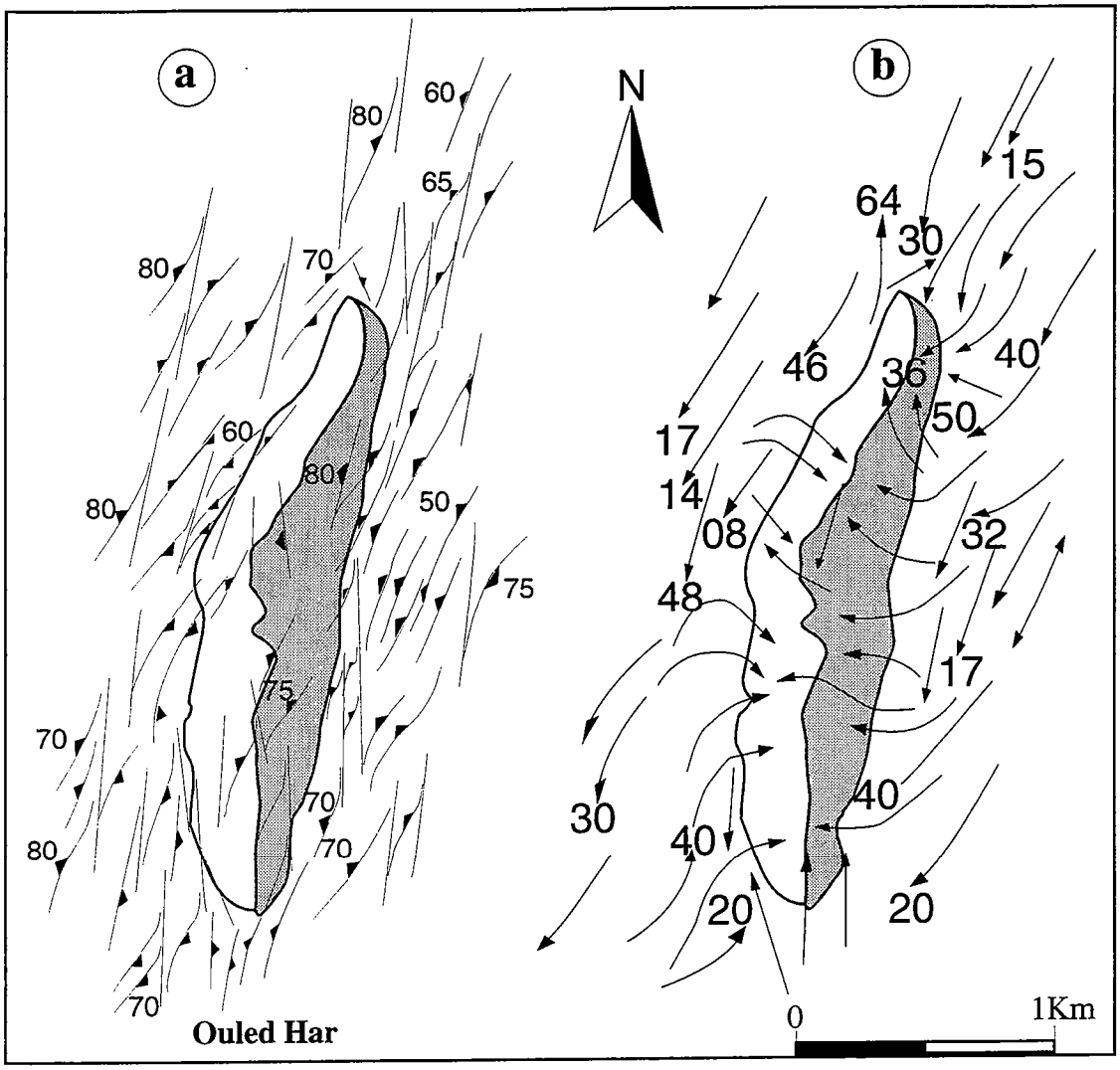


Fig. V-2- Trajectoires du plan d'aplatissement (a) et de la direction d'étirement (b) dans l'ensemble encaissant-intrusion d'Ouled Har (d'après Essaïfi, 1989).

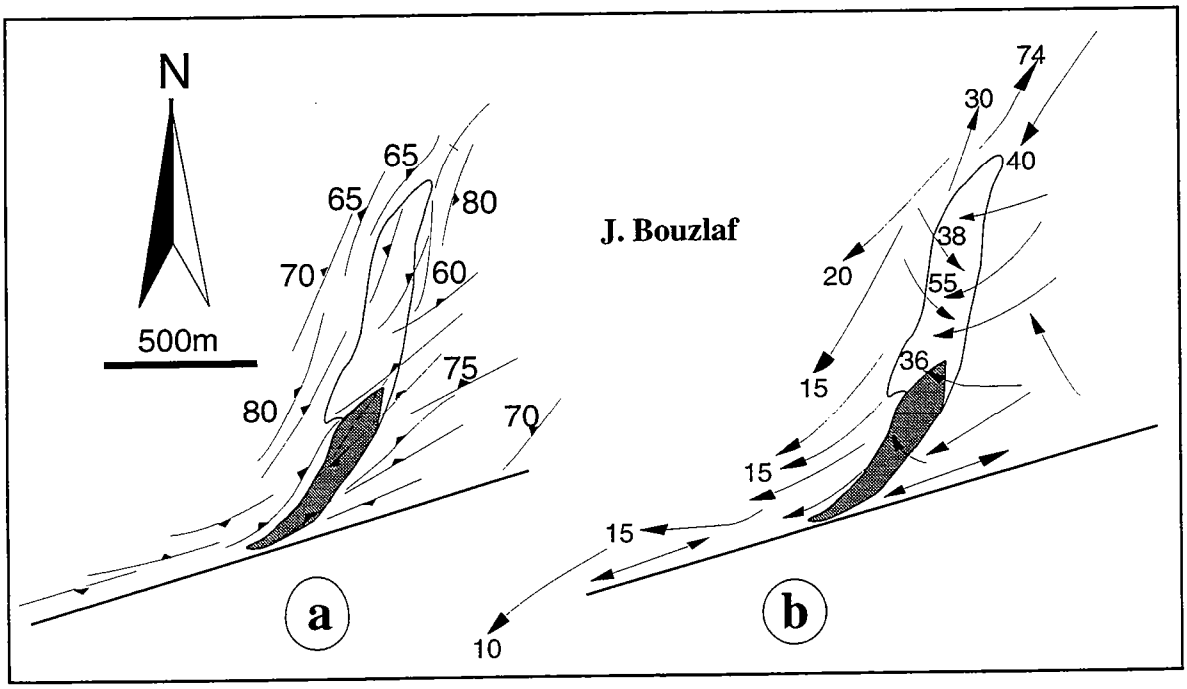


Fig. V-3- Trajectoires du plan d'aplatissement (a) et de la direction d'étirement (b) dans l'ensemble encaissant-intrusion de Jebel Bouzlaf (d'après Essaïfi, 1989).

Kettara au Sud de la faille de Mesret. Le second contient des mélanges acide-basique et affleure au Nord de la faille de Mesret à l'extrémité occidentale des Jebilet centrales.

I-2-1- L'exemple du corps composite d'Ouled Har

Les cartes des trajectoires de déformation établies dans le bâti encaissant-intrusion mi acide-mi basique d'Ouled Har (fig. V-2) font apparaître les points suivants.

-la schistosité régionale majeure est de direction NNE et de fort pendage (65-80°) vers l'Ouest (fig. V-2a). Elle change de direction et de pendage à l'approche de l'intrusion pour s'adapter à la forme de l'interface intrusion-encaissant. Les plans de schistosité convergent ainsi vers le coeur du corps intrusif.

-la schistosité dans l'intrusion est parallèle à l'interface avec l'encaissant et en plusieurs points du contact, la schistosité de l'encaissant passe en continuité avec la fabrique planaire de l'intrusion en montrant une légère réfraction dextre quand elle traverse l'interface corps intrusif-encaissant. La schistosité traverse l'interface acide-basique sans réfraction notable.

-autour de l'intrusion on observe des structures C/S subméridiennes senestres.

-en dehors de la zone d'influence thermique de l'intrusion, là où la schistosité est subverticale à fortement pentée vers l'Ouest, la linéation d'étirement est subhorizontale à faiblement plongeante vers le Sud ou le SSW (fig. V-2b).

-à l'approche de l'intrusion, la linéation d'étirement se rapproche de la ligne de plus grande pente. La linéation d'étirement autour de l'intrusion montre une disposition générale radiale. Les mêmes caractéristiques sont observables dans l'intrusion au contact de l'encaissant (fig. V-2b).

I-2-2- L'exemple du corps composite de Jebel Bouzlaf

Les cartes des trajectoires de schistosité et de la linéation d'étirement établies dans le bâti intrusion-encaissant de Jebel Bouzlaf (fig. V-3) montrent que:

-le plan de schistosité (fig. V-3a), de direction régionale NNE et de pendage subvertical, est parallèle à l'interface intrusion-encaissant et en plusieurs points du contact, la schistosité de l'encaissant est oblique sur l'interface intrusion-encaissant et passe en continuité avec la fabrique planaire de l'intrusion.

-les trajectoires de schistosité subissent une virgation progressive du Nord au Sud parallèlement à la virgation dextre du corps intrusif à l'approche de la faille de Mesret.

-la déformation interne de l'intrusion affecte aussi bien le matériau acide que le matériau basique et passe de l'un à l'autre des deux faciès sans montrer de réfraction notable.

-on observe des virgations subméridiennes sénestres et subéquatoriales dextres. La virgation la plus importante est observée au niveau de la faille de Mesret à l'approche de laquelle le corps intrusif subit une torsion cartographique.

-l'étirement régional est faiblement plongeant vers le SSW (fig. V-3b). Il montre une virgation dextre à l'approche de la faille de Mesret près de laquelle sa direction devient subéquatoriale et son plongement subhorizontal.

-dans l'encaissant immédiat de l'intrusion et à l'intérieur de celle-ci, la linéation d'étirement se rapproche de la ligne de plus grande pente. Elle montre des virgations plus fortes que celles de la schistosité en liaison avec son rapprochement de la ligne de plus grande pente. Au Nord de l'intrusion l'étirement plonge vers le NNE.

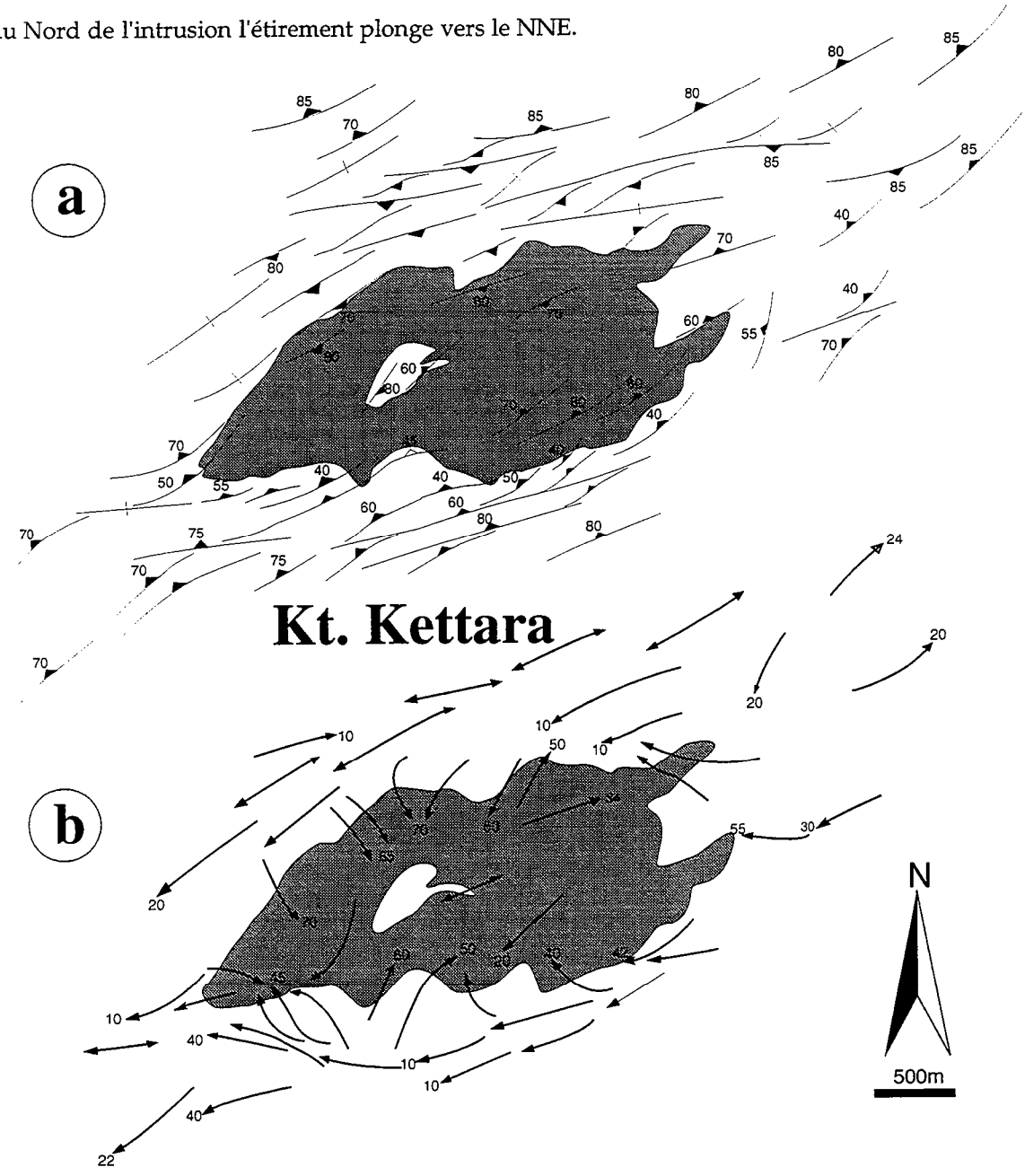


Fig. V-4- Trajectoires du plan d'aplatissement (a) et de la direction d'étirement (b) dans l'ensemble encaissant-intrusion stratiforme de Koudiat Kettara.

I-3- les corps basiques

Deux corps intrusifs dont le matériel constitutif est essentiellement basique nous servent d'exemples pour décrire le champ de déformation enregistré dans le bâti encaissant-intrusions basiques: l'intrusion stratiforme basique-ultrabasique de Koudiat Kettara et l'intrusion basique de Jebel Sarhlef, se situant respectivement au centre et à l'Est des Jebilet centrales.

I-3-1- L'exemple de l'intrusion stratiforme de Kettara

Les cartes de trajectoires de déformation établies dans la région d'affleurement de l'intrusion de Koudiat Kettara montrent les points suivants (fig. V-4).

- la schistosité régionale subverticale et de direction majeure NNE change progressivement d'orientation pour devenir subéquatoriale autour de l'intrusion (fig. V-4a). on observe aussi des plans de cisaillement subéquatoriaux à composante dextre.

- la schistosité change d'orientation pour s'adapter à la forme de l'intrusion, son pendage diminue à l'approche de l'interface méridionale gabbro-encaissant.

- en plusieurs points du contact gabbro-encaissant, la schistosité traverse l'interface en subissant une légère réfraction.

- la linéation d'étirement régionale est faiblement plongeante vers le SW ou le SSW (fig. V-4b). Elle subit une virgation dextre et sa direction devient ≈N70° au Nord et au Sud de l'intrusion.

- à l'approche de l'intrusion, la linéation d'étirement s'accentue et se rapproche de la ligne de plus grande pente. Elle montre des rotations depuis une direction subéquatoriale jusqu'à une direction subméridenne

- à l'intérieur des intrusions, l'étirement est faiblement plongeant; il montre deux directions: subéquatoriale et subméridienne. On verra plus loin que ces deux directions sont en relation avec les deux directions des zones de cisaillement qui structurent l'intrusion.

I-3-2- L'exemple de l'intrusion basique de Jebel Sarhlef

Les cartes de trajectoires de déformation dans la région d'affleurement de l'intrusion basique de Jebel Sarhlef montrent les caractéristiques suivantes (fig. V-5).

- La schistosité régionale subverticale et de direction majeure NNE change progressivement d'orientation pour devenir NNW à l'Est de l'intrusion où elle dessine des bandes de cisaillement senestres de direction NNW (fig. V-5a). A l'Ouest de l'intrusion, elle dessine des bandes senestres de direction N-S.

- la schistosité change d'orientation pour s'adapter à la forme des intrusions, son pendage diminue à l'approche de l'interface orientale gabbro-encaissant.

- en plusieurs points du contact gabbro-encaissant, la schistosité traverse l'interface en subissant parfois des virgations senestres avant de passer en continuité avec la foliation interne des intrusions.

- au Sud de l'intrusion de Sarhlef, une schistosité de direction anomalique, ESE à E-W est observable. La genèse de cette schistosité, subparallèle à l'interface méridionale de l'intrusion et oblique sur la schistosité régionale, peut être reliée comme dans le cas de Koudiat Bouzlaf (cf. I-1-1), au champ de déformation local lié à la mise en place de l'intrusion, et aux points triples de schistosité (Brun et Pons, 1981). Au coeur de ce point triple, la schistosité anomalique subéquatoriale est souvent microplissée et une deuxième schistosité, de direction subméridienne apparaît. L'intersection de ces deux plans de schistosité confère aux schistes de cette zone une fabrique de forme macroscopique de type L >S (Flinn, 1965).

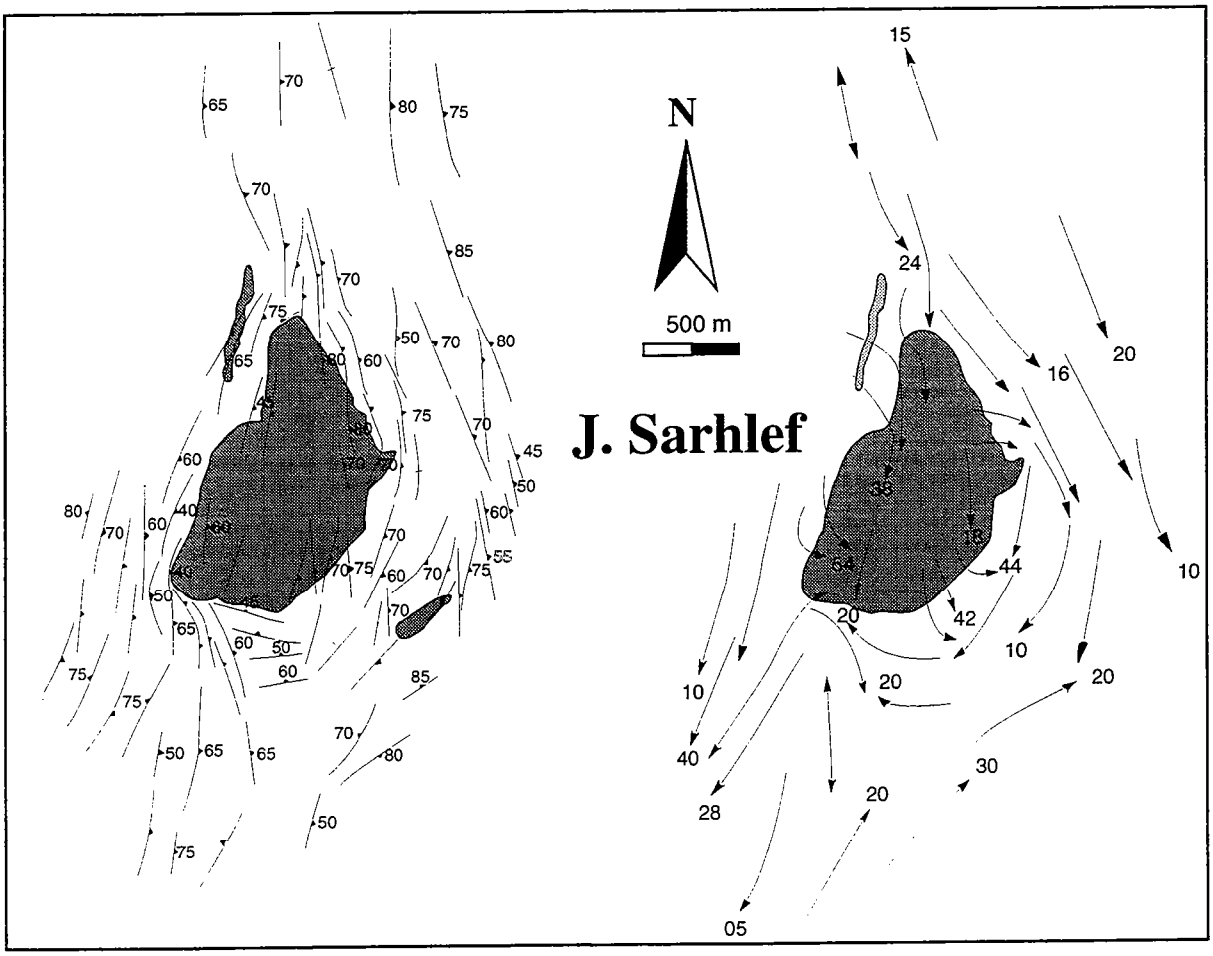


Fig. V-5- Trajectoires du plan d'aplatissement (a) et de la direction d'étirement (b) dans l'ensemble encaissant-intrusion de Jebel Sarhlef.

- la linéation d'étirement régionale est faiblement plongeante vers le SW ou le SSW (fig. V-5b). Elle subit une virgation senestre dans le secteur de Sarhlef où elle devient faiblement plongeante vers le SSE. Cette virgation senestre, que montre également le plan de schistosité, est accompagnée d'une rotation du corps intrusif dont le contour oriental devient subrectiligne et parallèle à la zone de cisaillement cartographique N160 (Lagarde et Choukroune, 1982) dont le coeur est à moins de 1km à l'Est de l'intrusion (voir fig. V-7).

- à l'approche de l'intrusion, la linéation d'étirement s'accentue et se rapproche de la ligne de plus grande pente. Cette évolution de la linéation depuis une position subhorizontale jusqu'à une position transversale aboutit à des rotations qui peuvent atteindre un angle de 90°.

-à l'intérieur des intrusions, l'étirement est faiblement plongeant vers le Sud.

I-4- Conclusion

Qu'ils soient de nature basique, acide, mi acide-mi basique ou montrant des mélanges mécaniques entre les deux types de magmas, les corps intrusifs qui constituent le magmatisme bimodal des Jebilet centrales modifient les trajectoires des axes principaux de la déformation et par là même interfèrent dans le champ de déformation finie régional : l'ellipsoïde de déformation finie change d'orientation, le plan de schistosité de direction régionale NNE-SSW s'adapte à la forme des corps intrusifs dans lesquels il pénètre localement et la déformation interne des intrusions est corrélable avec la déformation dans l'encaissant.

II- CINÉMATIQUE DE LA DÉFORMATION ET MODALITÉS DE MISE EN PLACE DU MAGMATISME ACIDE-BASIQUE DES JEBILET CENTRALES

Les critères du sens de cisaillement observables à l'échelle cartographique, la forme et l'orientation des intrusions syntectoniques ainsi que les caractéristiques du champ de déformation finie sont d'excellents indicateurs de la cinématique de la déformation régionale (Brun et Pons, 1981; Lagarde et al., 1990-b). A l'échelle de l'affleurement, les bandes de cisaillement C/S (Berthé et al., 1979), le style du plissement, la rotation des marqueurs linéaires sont utilisés comme des critères du sens de cisaillement. A l'échelle de la lame mince, les rotations des porphyroblastes, les zones abritées dissymétriques et les plans de cisaillement C ou C' constituent, entre autres, des indicateurs du sens de cisaillement. Ces différents critères sont utilisés afin de définir la cinématique de la déformation régionale et les modalités de mise en place du magmatisme bimodal des Jebilet centrales.

II-1- Orientation et forme des corps intrusifs

L'orientation et la forme des corps intrusifs donne des renseignements sur les modalités de leur mise en place. Ainsi les intrusions injectées dans des zones de fractures auraient des formes et

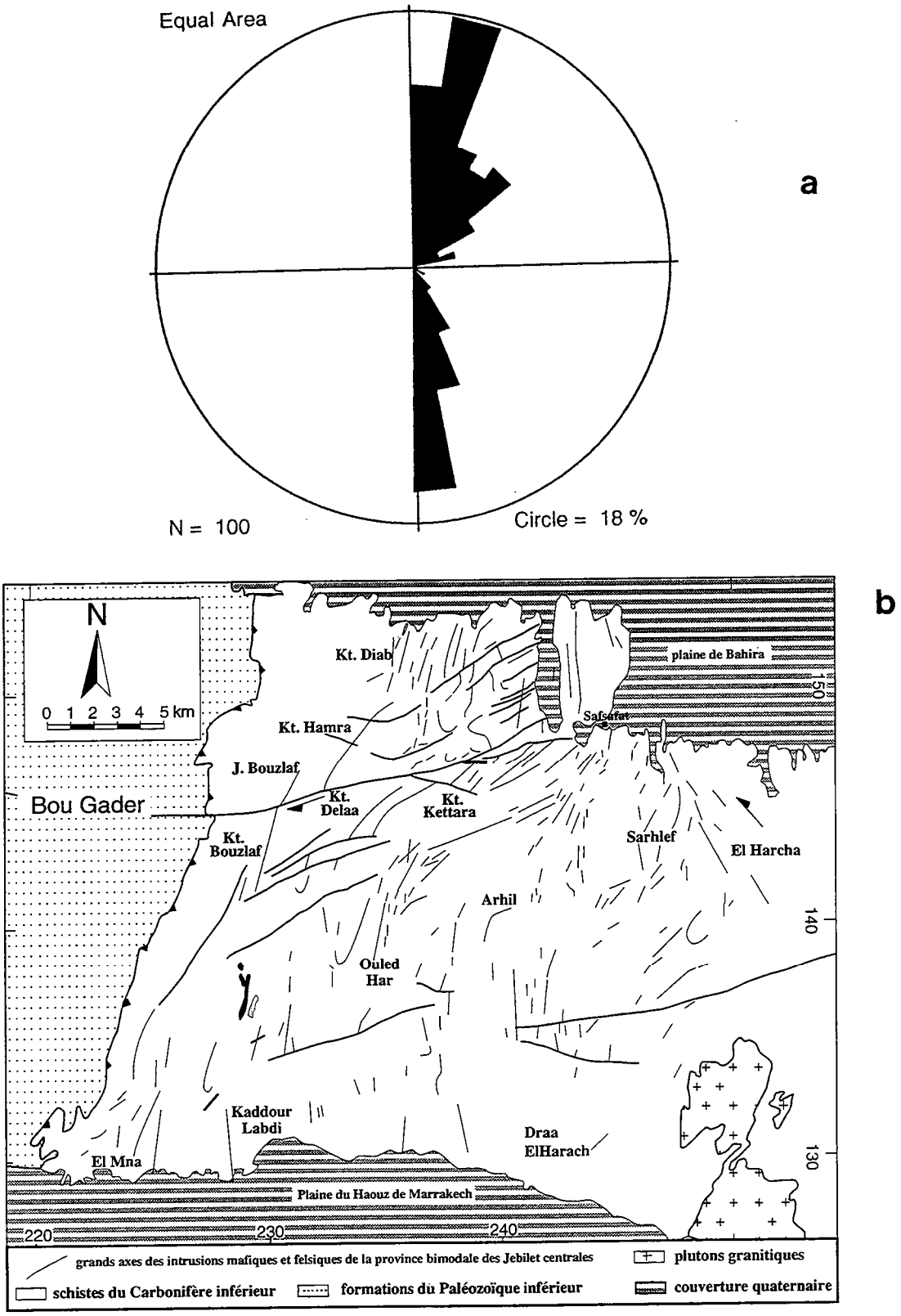


Fig. V-6- Orientation des grands axes des corps magmatiques des Jebilet centrales (a) rosas (b) carte.

des orientations contraintes par l'orientation des fractures elles mêmes, qu'elles soient rectilignes (Hutton, 1988; Hutton et al., 1990) ou annulaires (Bonin, 1982). Les magmas injectés dans des fentes de tension (Hutton, 1982; Lagarde al, 1990-b), dans les zones de terminaison des zones de cisaillements (Hutton, 1988) ou dans les domaines en pull apart d'un système de zones de cisaillements transcurrentes (Schmidt et al., 1990) présentent des relations géométriques bien définies avec les fractures.

Dans les Jebilet centrales, malgré les torsions cartographiques que subissent certains corps magmatiques à l'approche des grands accidents (faille de Mesret et zone de cisaillement cartographique qui constitue la limite orientale des Jebilet centrales), la majorité des intrusions et des filons qui forment ce magmatisme ont une orientation subméridienne sauf dans la région de Kettara où leur orientation devient NE à ENE (fig. V-6). La forme en deux dimensions de ces intrusions peut être décrite par une ellipse. Le grand axe de cette ellipse est généralement subméridien sauf à Kettara où il est de direction NE à ENE. Ces ellipses sont orientées conformément au champ de déformation régional et leur grand axe est orienté parallèlement à la direction d'étirement régional. De telles relations géométriques avec le champ de déformation finie régionale sont caractéristiques des intrusions syntectoniques (Vigneresse et Brun, 1983; Lagarde, 1989).

Certains corps intrusifs sont allongés sur une distance de plus d'une dizaine de kilomètres, c'est le cas du linéament BHD dont la longueur est d'environ 13,5 km alors que son épaisseur ne dépasse pas 700m. La géométrie de ce linéament ainsi que le gradient de déformation et le gradient thermique associés à sa mise en place sont probablement l'expression d'une mise en place le long d'une fracture crustale (Essaifi et Lagarde, 1990).

II-2- Cinématique de la déformation

L'analyse des schémas de déformation finie combinée à l'observation des critères de sens de cisaillement permet de reconstituer la cinématique de mise en place des intrusions et la cinématique de la déformation régionale (Brun et Pons, 1981; Lagarde et al., 1990-b).

II-2-1- Cinématique de la déformation régionale

La déformation régionale synschisteuse dans les Jebilet centrales est une déformation cisaillante à caractère transcurrent subméridien senestre, localement dextre. Elle est indiquée par les bandes de cisaillement C/S subverticales et par les linéations d'étirement subhorizontales à faiblement plongeantes vers le Sud (fig. V-7; V-8).

Le jeu transcurrent sénestre le plus marqué est observable dans la zone de cisaillement cartographique d'orientation N160 qui sépare les Jebilet centrales des Jebilet orientales et à l'approche de laquelle les intrusions basiques de Sarhlef et d'El Harcha subissent des torsions cartographiques (fig. V-7). La largeur de cette zone est d'environ 8,5 km et le déplacement estimé

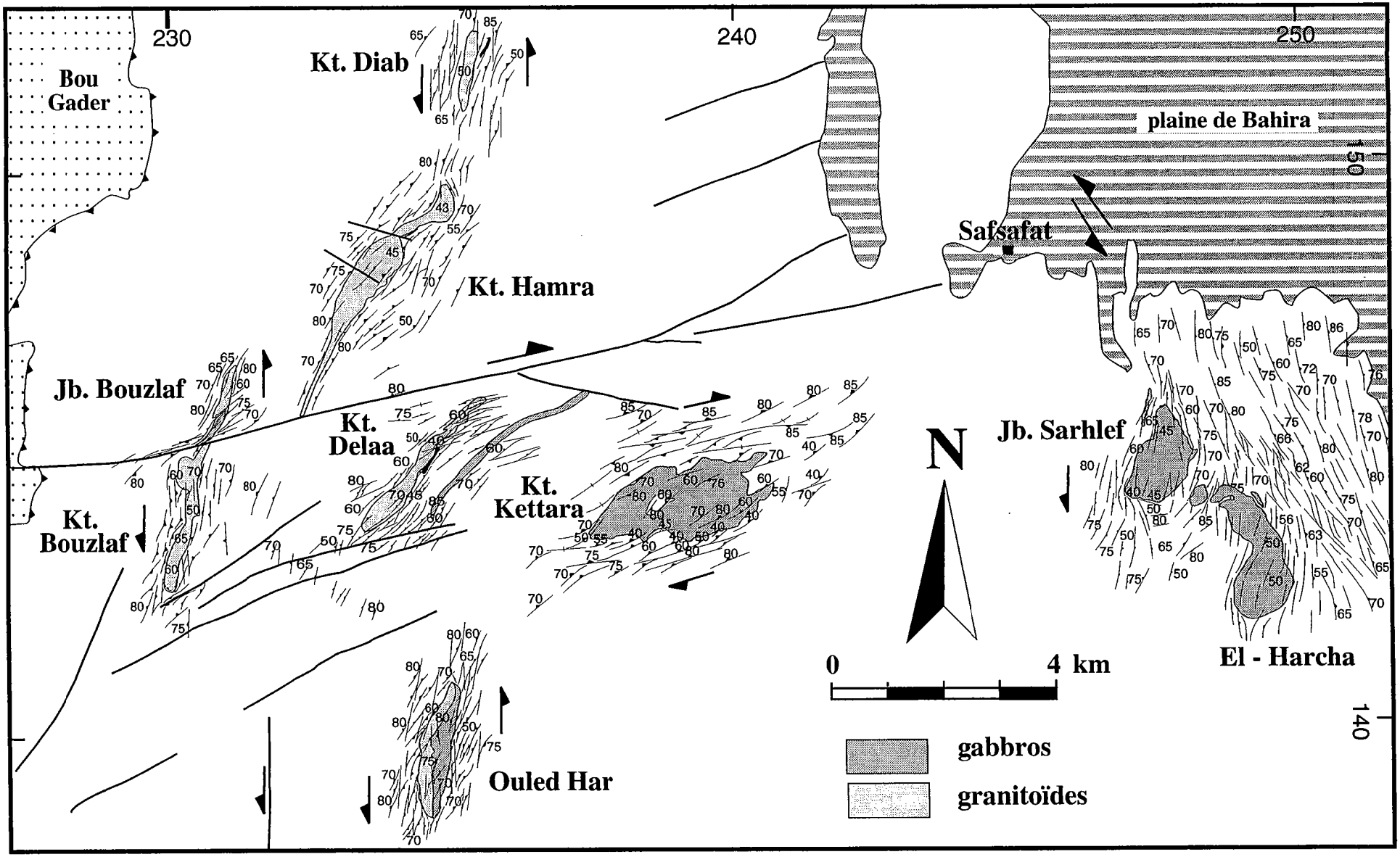


Fig. V-7- Trajectoires du plan d'aplatissement autour des principaux corps acides et basiques des Jebilet centrales

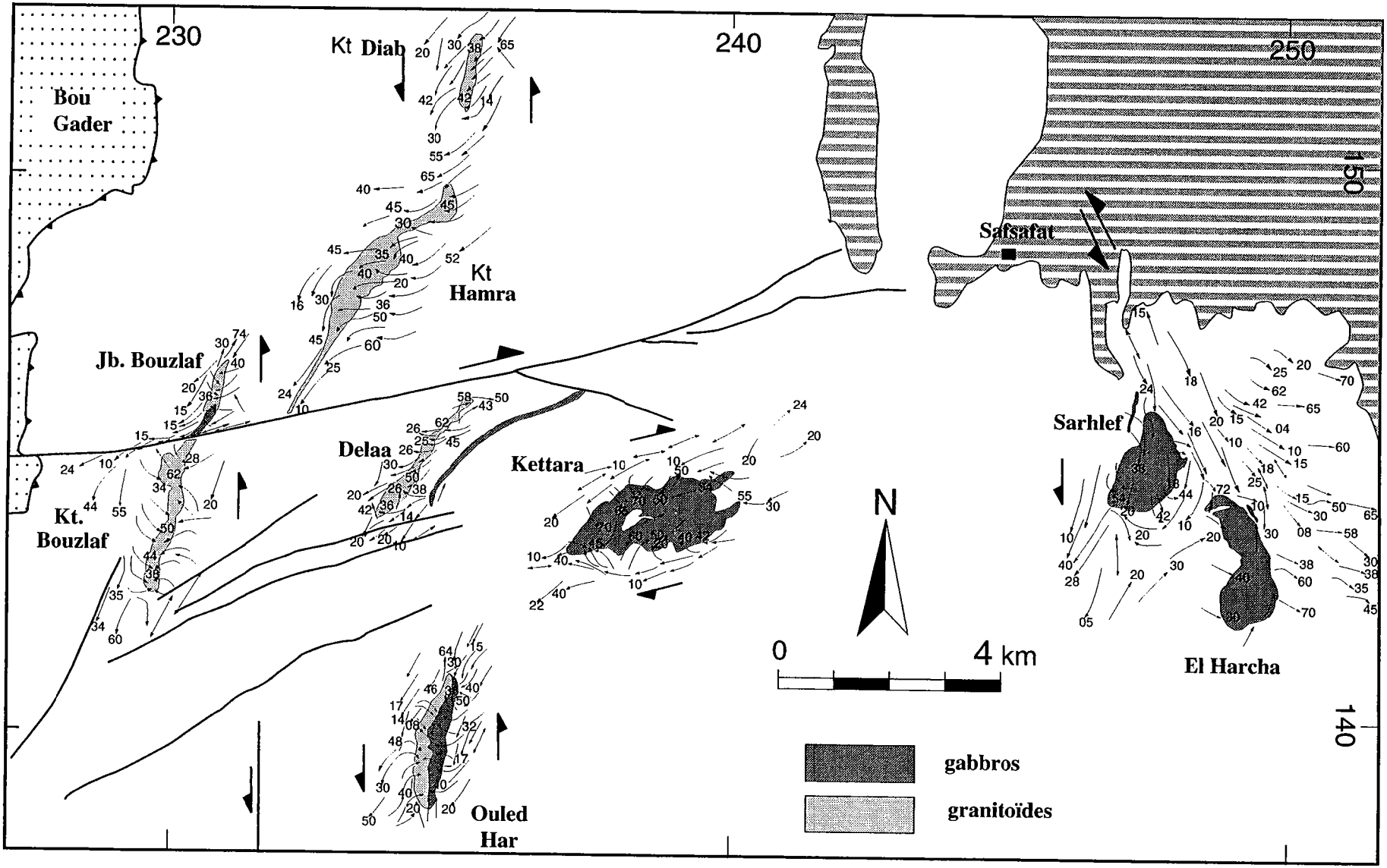


Fig. V-8- Trajectoires de la direction d'étirement autour des principaux corps acides et basiques des Jebilet centrales

est d'environ 22 km (Lagarde et Choukroune, 1982). Le fonctionnement de cette zone a probablement duré très longtemps puisque les filons de microdiorites, très peu affectés par la déformation synschisteuse (Huvelin, 1977) subissent des torsions cartographiques à son approche (cf. fig. II-1).

-un jeu transcurrent senestre de "second ordre" est enregistré un peu partout dans les Jebilet centrales, il est de direction subméridienne (N0° à N10) et il est observé dans l'encaissant autour des intrusions du linéament BHD, autour des corps composites d'Ouled Har et de Jebel Bouzlaf et de toutes les autres intrusions dont le grand axe est d'orientation subméridienne. Le jeu sénestre est indiqué en plus des bandes de cisaillement, par la rotation des porphyroblastes de métamorphisme ou par les zones abritées dissymétriques. Ce jeu sénestre, marqué d'une manière ductile autour des corps intrusifs, est matérialisé dans l'encaissant par des failles cassantes qui paraissent marquer la fin de ces mouvements dans des conditions fragiles, à basse température (fig. V-9).

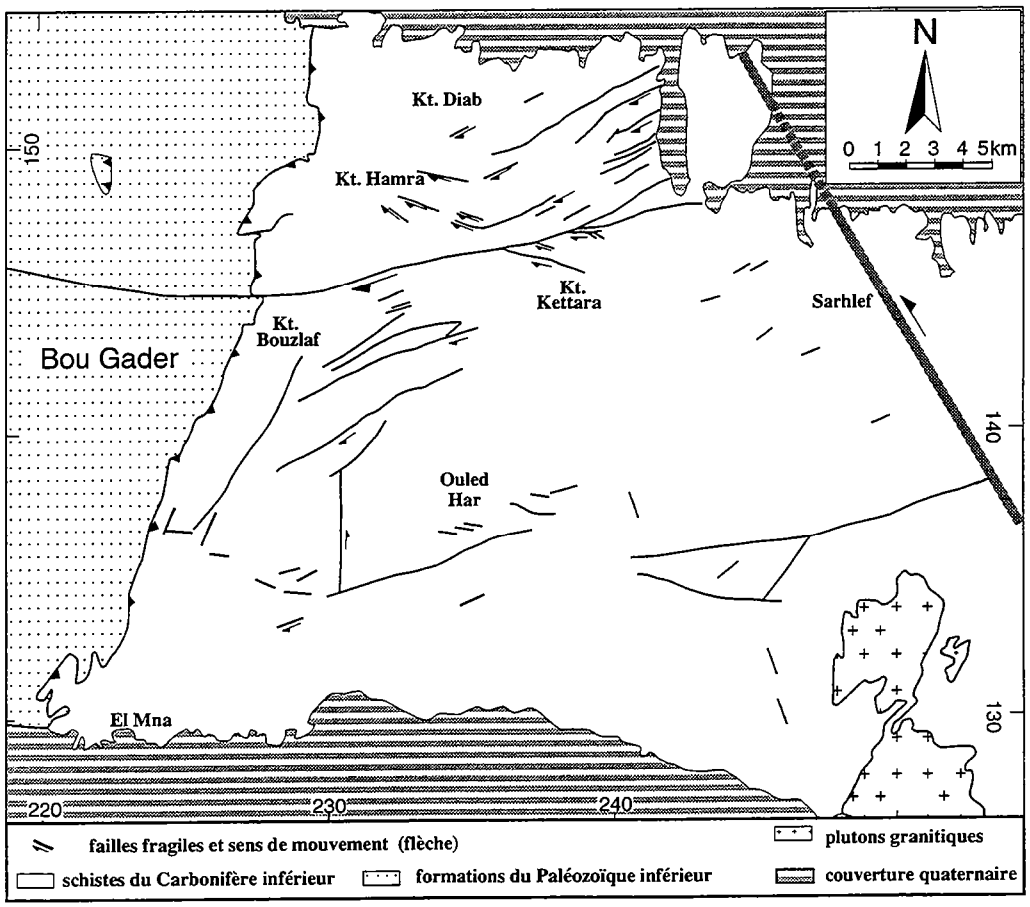


Fig. V-9- La déformation fragile dans les Jebilet centrales. Failles et sens de mouvement.

Le jeu transcurrent dextre est de direction N70°, il est observable localement le long de la faille de Mesret à l'approche de laquelle les corps intrusifs, en particulier le corps composite de Jebel Bouzlaf subit une torsion ductile cartographique. Un jeu ductile dextre affecte le linéament BHD, au niveau de Koudiat Hamra, et est responsable de la torsion cartographique de cette intrusion (fig. V-7). De la même manière que le jeu sénestre subméridien, le jeu dextre ductile au niveau des corps intrusifs, se prolonge dans l'encaissant par des failles cassantes qui affectent l'encaissant aussi bien au Nord qu'au Sud de la faille de Mesret (fig. V-9). Malgré sa longueur de plusieurs dizaines de kilomètres de l'Est à l'Ouest et le décalage d'environ 2,5km observés dans les calcaires de Drâa Manjel, de 2km dans le linéament BHD et 1,5km dans le linéament occidental des amas sulfurés (cf. fig. III-4 et III-7), la faille de Mesret pose un problème. Son interprétation doit prendre en compte les points suivants:

- 1°) la schistosité est subéquatoriale au niveau de cette faille et subit dans la région d'affleurement de Jebel Bouzlaf, une virgation progressive dextre de la même manière que la torsion cartographique ductile que subit le corps intrusif à son approche. Le déplacement le long de cette faille est donc au moins en partie, sinon totalement contemporain de la schistogénèse et de la mise en place de ce corps composite acide-basique (cf. fig. V-3 et V-7).

- 2°) le jeu transcurrent ductile dextre le plus marqué dans les Jebilet centrales est en effet localisé dans l'encaissant de l'intrusion stratiforme de Kettara (fig. V-7) où il est indiqué en plus des bandes de cisaillement C/S subverticales et de la linéation d'étirement subhorizontale à faiblement plongeante vers le Sud, par le développement de plis en échelons dans l'encaissant qui affleure au coeur de l'intrusion. Ce jeu transcurrent dextre affecte non pas uniquement l'orientation de la stratification, de la schistosité régionale, des magmas acides et basiques mais aussi le filon de microdiorite "tardive" qui recoupe l'intrusion basique-ultrabasique de Kettara.

-3°) Les virgations dans le bloc Nord de la faille sont de plus en plus faibles d'Ouest en Est et finalement nulles dans la région de Safsafat (fig. V-6b).

-4°) La terminaison de la faille est observable dans la région de Safsafat (point d'intersection avec le cisaillement cartographique N160 où les filons basiques et surtout les filons de microdiorites viennent buter contre la faille): la faille de Mesret se subdivise en plusieurs petites branches le long desquelles des petits décalages dextres sont observables, il s'agit d'une terminaison de faille en rameau (fig. V-9).

-5°) Dans le bloc Sud, la virgation des structures est par contre de plus en plus marquée en allant de l'Ouest vers l'Est. La réorientation la plus importante est d'abord localisée dans la région de l'intrusion acide de Koudiat Delaa puis autour de l'intrusion de Kettara au Sud de la terminaison en rameau de la faille de Mesret (fig. V-7).

-6°) Cette zone de faille ne présente pas les caractères d'une zone de cisaillement ductile (absence d'un gradient de déformation à son approche).

-7°) Un jeu cassant est observable loin des corps intrusifs. Il ne peut cependant être considéré comme postérieur au fonctionnement ductile observé près des intrusions. Par ailleurs, les décalages qu'elle a provoqués sur trois marqueurs linéaires très proches ne sont pas les mêmes.

En fait, cette organisation semble indiquer un comportement ductile au contact des corps intrusifs et un comportement cassant lorsque les intrusions sont absentes.

II-2-2- Cinématique de mise en place des intrusions

De manière générale, la cinématique de mise en place des intrusions est caractérisée par des mouvements généralement subverticaux chevauchants à décrochevauchants. Ils traduisent l'ascension des corps intrusifs par rapport à leur encaissant. Ces mouvements sont indiqués (i) par le changement d'orientation de la linéation d'étirement qui devient fortement plongeante à la périphérie des intrusions et dans leur encaissant immédiat; (ii) par le développement de bandes cisaillement et des rotations des porphyroblastes de métamorphisme indiquant des mouvements chevauchants à la périphérie et dans l'encaissant immédiat des intrusions. L'ascension et la mise en place des corps intrusifs interfère avec la déformation régionale essentiellement transcurrente. Trois exemples illustrent cette interférence.

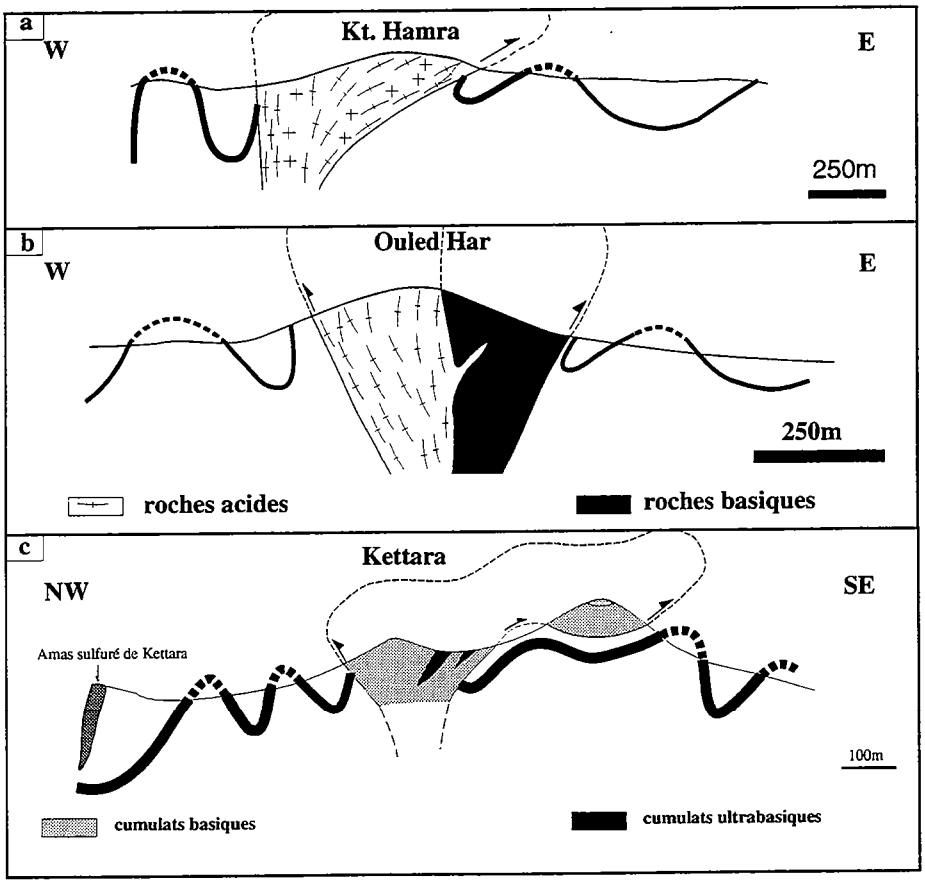


Fig. V-10- Coupes perpendiculaires à l'allongement de quelques corps intrusifs des Jebilet centrales. Noter la forme extravasée des intrusions et les mouvements chevauchants induits par la montée du matériel magmatique.

a)- Le cas du linéament BHD

(1) Le linéament BHD se met en place dans un contexte régional transcurrent senestre subméridien. Cette cinématique régionale est attestée par les trajectoires principales de déformation (fig. V-7; V-8) et par les bandes de cisaillement.

(2) La mise en place des corps intrusifs perturbe la cinématique régionale et on peut observer le passage de mouvements purement décrochants à des mouvements décrochevauchants (fig. V-10a). Des virgations de la linéation d'étirement sont associées à cette perturbation, les plus importantes sont observables dans l'intrusion de Koudiat Bouzlaf dont la forme extravasée accentue la réorientation cartographique de la linéation d'étirement.

(3) Dans le bloc Nord (terminologie par rapport à la faille de Mesret), des mouvements dextres sont observables à l'approche de la faille de Mesret. Ces mouvements sont accommodés par des failles fragiles de direction N60 à N120 qui apparaissent dans l'encaissant et traversent le corps intrusif de Koudiat Hamra (fig. V-7; fig. V-9). Ces failles ne s'accompagnent pas de décalages notables dans l'intrusion comme c'est le cas dans l'encaissant, indiquant ainsi un jeu précoce contemporain de la mise en place du corps intrusif. Elles sont responsables de la virgation dextre de la schistosité et de la linéation d'étirement.

b)- Le cas des corps composites

Comme pour le linéament BHD, les corps intrusifs composites d'Ouled Har et de Jebel Bouzlaf se mettent en place dans un contexte régional transcurrent subméridien sénestre et localement dextre (fig. V-7; V-8).

(1) Dans l'intrusion de Jebel Bouzlaf, la cinématique dominante est décrochevauchante senestre. Le caractère dextre de la déformation est marqué par une légère virgation ductile du corps intrusif et de la schistosité à l'approche de la faille de Mesret. D'autres cisaillements dextres parallèles à la faille de Mesret apparaissent dans le corps intrusif et son encaissant quand on s'éloigne de la faille.

(2) Dans le corps composite d'Ouled Har dont la direction d'allongement est subméridienne, la mise en place dans un contexte régional subméridien sénestre est marquée par les bandes de cisaillements C/S senestres. La déformation dextre n'est bien marquée qu'au Nord de l'intrusion près de la région de Kettara. Au niveau de l'intrusion, les trajectoires du champ de déformation finie sont très comparables à celles de Koudiat Bouzlaf dans le linéament BHD, les rotations "spectaculaires" de la linéation d'étirement traduisent, ici aussi, la combinaison des effets (i) du mouvement ascendant du corps intrusif par rapport à son encaissant; (ii) de la morphologie extravasée de l'intrusion (fig. V-10b).

c)- Le cas particulier de l'intrusion de Kettara

L'intrusion de Kettara est un cas particulier car elle présente deux différences importantes par rapport aux autres intrusions acides ou basiques des Jebilet centrales, (i) les effets

cinématiques de la déformation régionale sont ici prédominants; (ii) l'intrusion de Kettara se met en place dans un contexte globalement transcurrent, subéquatorial dextre (fig. V-7; V-8). La prédominance de la déformation transcurrente dextre sur la déformation transcurrente senestre est marquée à l'intérieur de l'intrusion par le développement de zones de cisaillement métriques subéquatoriales dextres, auxquelles sont parfois associés des cisaillements conjugués NNE sénestres (fig. V-11). **La déformation dextre qui caractérise ce secteur des Jebilet centrales s'amortit rapidement vers l'Est à l'approche de la zone de cisaillement N160 sénestre.** Vers le Sud, elle disparaît également au profit de la déformation sénestre enregistrée au niveau du corps intrusif d'Ouled Har. Comme dans tous les autres systèmes encaissant-intrusions des Jebilet centrales, la linéation d'étirement subit à Kettara des rotations plus importantes que la schistosité indiquant ainsi que la déformation régionale dextre au niveau de cette intrusion ne peut être, à elle seule, responsable des perturbations du champ de déformation finie observées. Elle est au contraire le résultat de l'interaction entre le champ de déformation régional et le champ de déformation local lié à la mise en place de l'intrusion. Les rotations importantes que subit la linéation d'étirement sont en effet le résultat du mouvement ascendant de l'intrusion par rapport à son encaissant (fig. V-10c) mais probablement aussi, des cisaillements NNE responsables de la virgation senestre de la schistosité chaque fois qu'elle traverse le contact intrusion-encaissant (fig. V-11). Ces cisaillements sont ici plus marqués que dans les autres intrusions, la lithologie particulière de Kettara (roches cumulatives mafiques et ultramafiques très résistantes à la déformation) a en effet engendré une déformation très hétérogène. L'orientation des cisaillements senestres dans cette intrusion (N20-N30°) au lieu de la direction N0° peut être attribuée à une rotation de ces cisaillements au cours de la déformation progressive subéquatoriale dextre.

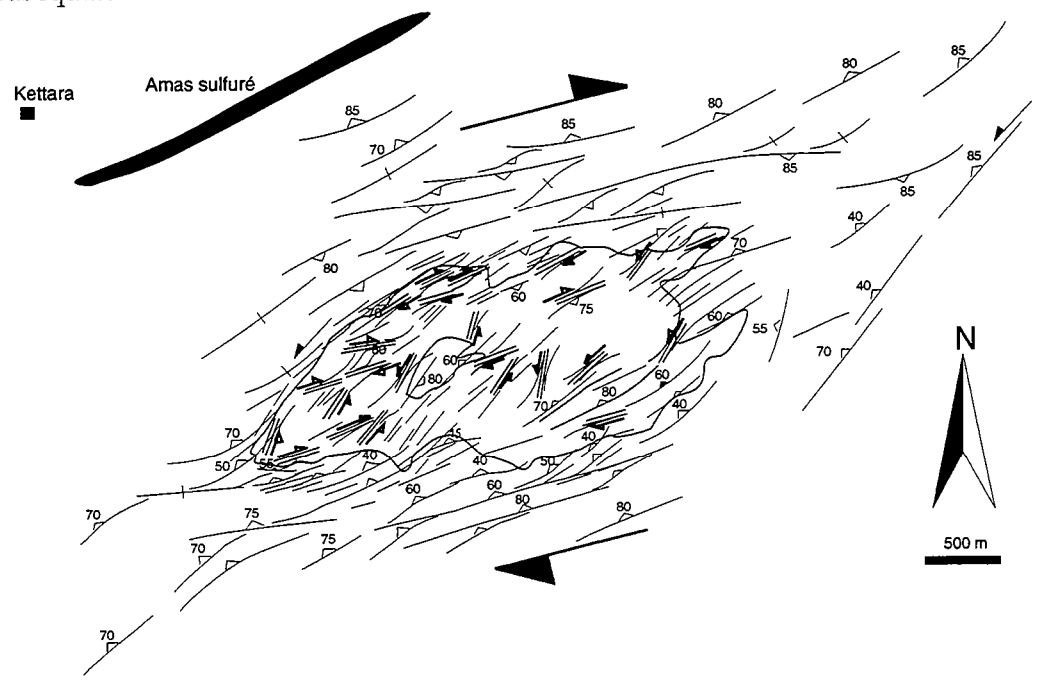


Fig. V-11- Carte des zones de cisaillement métriques de l'intrusion de Kettara. La famille N70° dextre est dominante sur la famille N3O° senestre.

d)- Conclusion

La cinématique de la déformation enregistrée dans le système encaissant-magmatisme acide-basique des Jebilet centrales est le résultat de l'interaction entre la remontée de corps magmatiques et la déformation régionale. L'intégration des différents mouvements relevés indiquent que les corps acides et basiques des Jebilet centrales se mettent en place dans une couverture anchi à épimétamorphique subissant une déformation transcurrente senestre, localement dextre. **Cette déformation régionale à caractère décrochant est perturbée par la mise en place des corps intrusifs acides et basiques qui induisent des mouvements subverticaux chevauchants à décrochevauchants.** La schistosité subit par ailleurs des virgations modérées chaque fois qu'elle traverse le contact intrusion-encaissant. La linéation d'étirement montre des virgations plus importantes que le plan d'aplatissement qui la porte, en relation avec le mouvement ascendant des corps intrusifs par rapport à leur encaissant. La forme extravasée des intrusions et l'existence des cisaillements conjugués amplifient cette virgation.

III- MISE EN PLACE DES MAGMAS ACIDES ET BASIQUES

L'activité magmatique carbonifère s.l. dans les Jebilet centrales est très importante et, comme pour toutes les provinces où le transfert de matière vers la croûte supérieure est élevé, se pose le problème du mécanisme de mise en place de magmas.

Il est clair que par la forme rectiligne des intrusions type BHD, les gradients thermiques et tectoniques associés ainsi que la cinématique de la déformation, évoquent des magmas injectés le long de fractures crustales (Essaïfi et Lagarde, 1990; Lagarde et al., 1990-a). Dans quels types de fractures ces granites se sont-ils injectés, quelle est leur relation avec la déformation régionale à l'échelle du massif des Jebilet et quel est le mécanisme de mise en place des autres intrusions dont la forme est elliptique ?

Les mécanismes évoqués pour la mise en place de corps magmatiques dans la croûte sont généralement rassemblés en deux grands groupes (Hutton et al., 1990): (i) la mise en place de type diapirique avec gonflement et (ii) la mise en place passive ou injection le long de fractures.

Le diapirisme peut d'ores et déjà être éliminé comme mécanisme de mise en place du magmatisme acide-basique des Jebilet centrales. En effet ces magmas affleurent dans une partie très superficielle de la croûte où la montée diapirique des magmas est fortement limitée par la résistance mécanique et par la température de la lithosphère (Lagarde et al., 1990-a&c). La présence parfois de points triples de schistosité aux extrémités de certains corps intrusifs indique une expansion dans le plan horizontal, compatible avec la mise en place le long de fractures.

Les autres mécanismes proposés pour la mise en place des corps intrusifs comprennent:

(i) la mise en place dans des fentes de tension contemporaines des zones de cisaillement (Hutton, 1982; Lagarde et al., 1990-b). Les intrusions présentent alors des formes spécifiques bien

définies compatibles avec le sens de mouvement le long du cisaillement (Ramsay et Graham, 1970).

(ii) la mise en place dans les terminaisons des zones de cisaillement (Hutton, 1988; Lagarde et al., 1990-b).

(iii) la mise en place dans les domaines en pull apart d'un système de zones de cisaillements transcurrents (Schmidt et al., 1990). Ces intrusions ont une forme losangique.

(iv) la mise en place le long de zones de fractures crustales en général (Lagarde et al., 1990-c), et en particulier le long zones de cisaillements P en échelon et d'échelle crustale (Tikoff et Teyssier, 1992).

Cherchons quel est le mécanisme de mise en place qui explique le mieux les caractéristiques structurales des corps acides et basiques des Jebilet centrales.

III-1- L'exemple du corps intrusif composite d'Ouled Har

L'ellipse en deux dimensions du corps composite d'Ouled Har présente les relations suivantes avec le champ de déformation finie régional (fig. V-12a).

-le grand axe de l'ellipse forme un angle ß d'environ 13° avec le plan des cisaillements qui bordent l'intrusion. Il est subparallèle à la linéation d'étirement.

-l'angle entre le plan d'aplatissement régional et le plan de cisaillement est d'environ 38°, ce qui donne une obliquité du grand axe de l'ellipse par rapport au plan d'aplatissement régional de 25°.

Ces deux caractéristiques ajoutées à l'absence de véritables points triples de schistosité permettent d'exclure le diapirisme et la mise en place dans des fentes de tension. La forme de l'intrusion et son orientation par rapport aux plans de cisaillement de part et d'autre de l'intrusion indiquent que la mise en place dans un domaine en pull apart n'est également pas appropriée. Le modèle qui explique mieux la mise en place de cette intrusion est celui de l'injection entre des cisaillements de direction subméridienne. Les arguments de cette mise en place sont les suivants:

-le grand axe de l'intrusion et ses interfaces avec l'encaissant sont légèrement obliques (≈15°) par rapport à la direction des cisaillements.

-la foliation dans les intrusions est subverticale et légèrement oblique à la direction des cisaillements, ce qui est compatible avec un environnement en transpression.

-l'orthogneissificaion plus importante à la bordure qu'au coeur de l'intrusion.

-l'existence de cisaillements dextres subéquatoriaux qui favorisent le déplacement global en connectant les cisaillements subméridiens.

Le mécanisme de mise en place de l'intrusion d'Ouled est comparable au mécanisme d'injection entre des cisaillements P en échelon (Tikoff et Teyssier, 1992; fig. V-12b). Nous verrons plus loin que les cisaillements subméridiens des Jebilet centrales sont effectivement des fractures de type P. Notons à présent qu'à la différence du modèle de Tikoff et Teyssier (1992), les cisaillements qui connectent les cisaillements subméridiens transcurrents sénestres, sont subéquatoriaux transcurrents dextres et correspondent à des cisaillements de type R' et non pas de type R.

Le caractère mi acide-mi basique de cette intrusion est comparable à la relation entre les différentes roches des plutons en feuillets de la suite intrusive de Mono Pass en Californie. Une telle disposition est attribuée à une densité importante de cisaillements P (Tikoff et Teyssier, 1992).

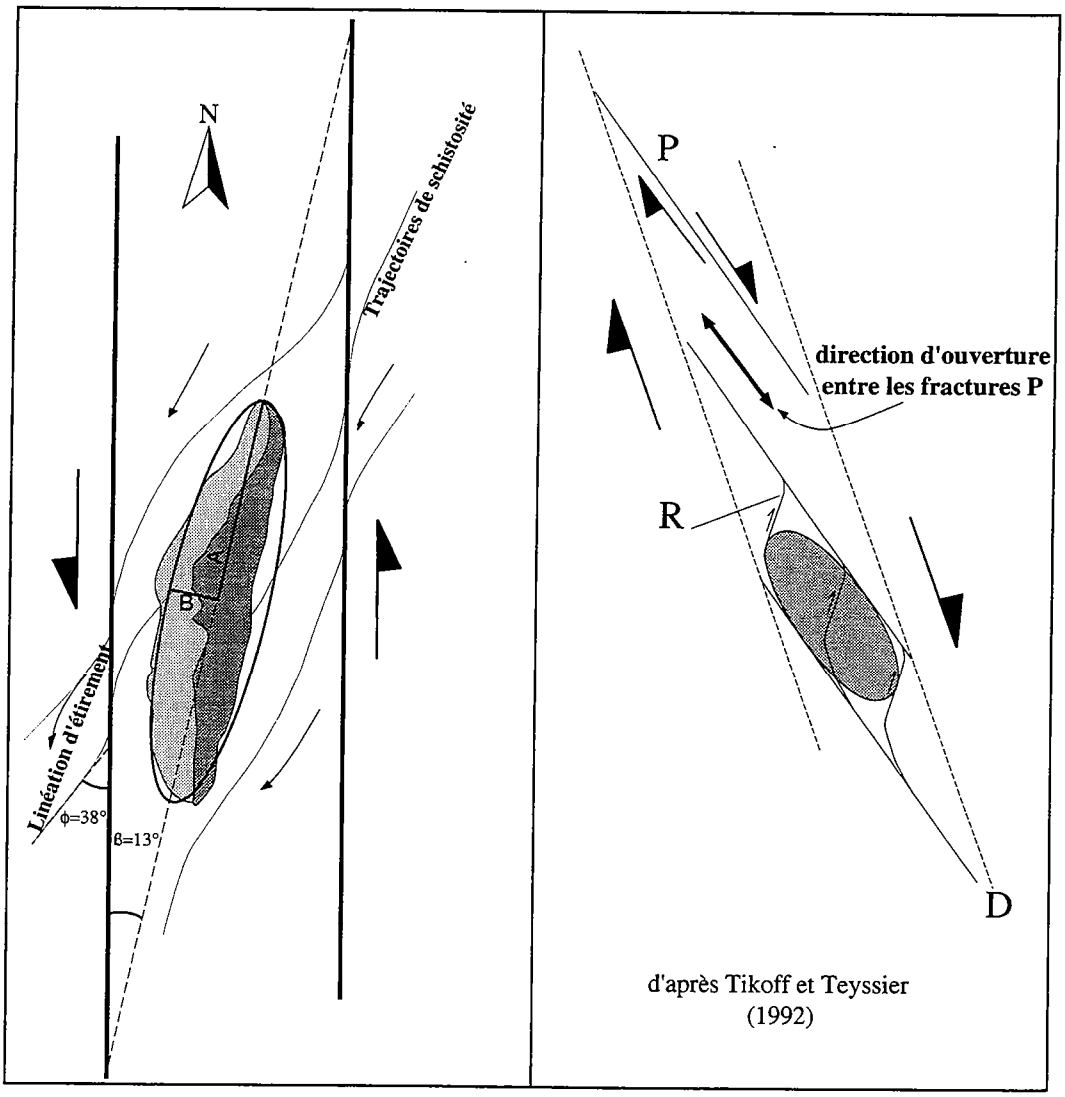


Fig. V-12- (**a**) Forme et orientation du corps composite d'Ouled Har par rapport à la schistosité régionale et à la direction des cisaillements. (**b**) modèle de mise en place des corps magmatiques entre des fractures P interconnectées par des fractures R.

III-2- L'exemple de l'intrusion de Kettara

L'intrusion de Kettara occupe une place particulière parmi le magmatisme acide-basique des Jebilet centrales. Géographiquement, elle se situe au Sud de la terminaison en rameau de la faille de Mesret. D'un point de vue cinématique, elle se met en place entre des cisaillements transcurrents dextres alors que toutes les autres intrusions se mettent en place entre des cisaillements transcurrents sénestres (iii) pétrographiquement, c'est la seule intrusion qui, à part ses microgabbros de bordure et le champ filonien qui la larde, est constituée entièrement de roches cumulatives.

Comme la plupart des autres intrusions des Jebilet centrales, si on fait abstraction de l'érosion, l'enveloppe de l'intrusion stratiforme de Kettara se rapproche d'une ellipse. L'étude des relations de cette ellipse avec la direction des cisaillements transcurrents dextres qui la bordent aussi bien au Nord qu'au Sud montrent (fig. V-13).

- l'angle ß entre le grand axe de cette ellipse et la direction du cisaillement est de 15°.

- l'obliquité de l'intrusion par rapport à la schistosité régionale (angle a -ß) est très faible (25°).

Par ailleurs cette intrusion est caractérisée par (i) l'absence de points triples de schistosité, (ii) le caractère subvertical de la foliation interne et son parallélisme avec la direction des cisaillements, et (iii) la présence sur les bords et au coeur de l'intrusion de cisaillements transcuurents NNE sénestres qui connectent les cisaillements transcurrents dextres. Ces caractéristiques sont compatibles avec une mise en place par injection entre des cisaillements subéquatoriaux dextres (fig. V-13).

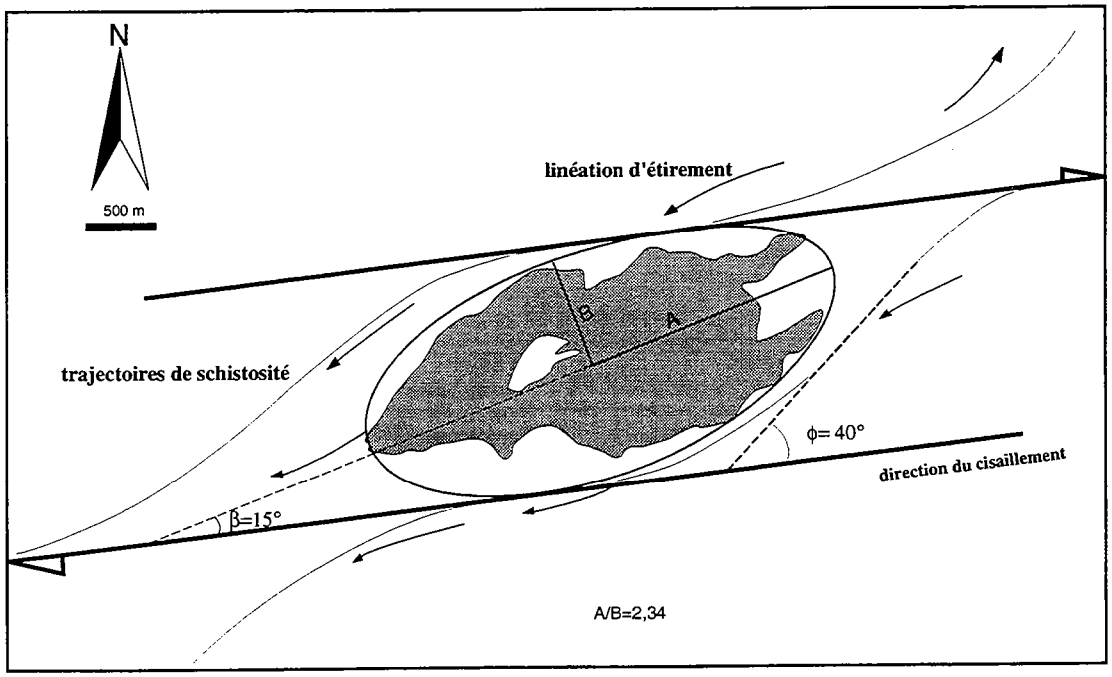
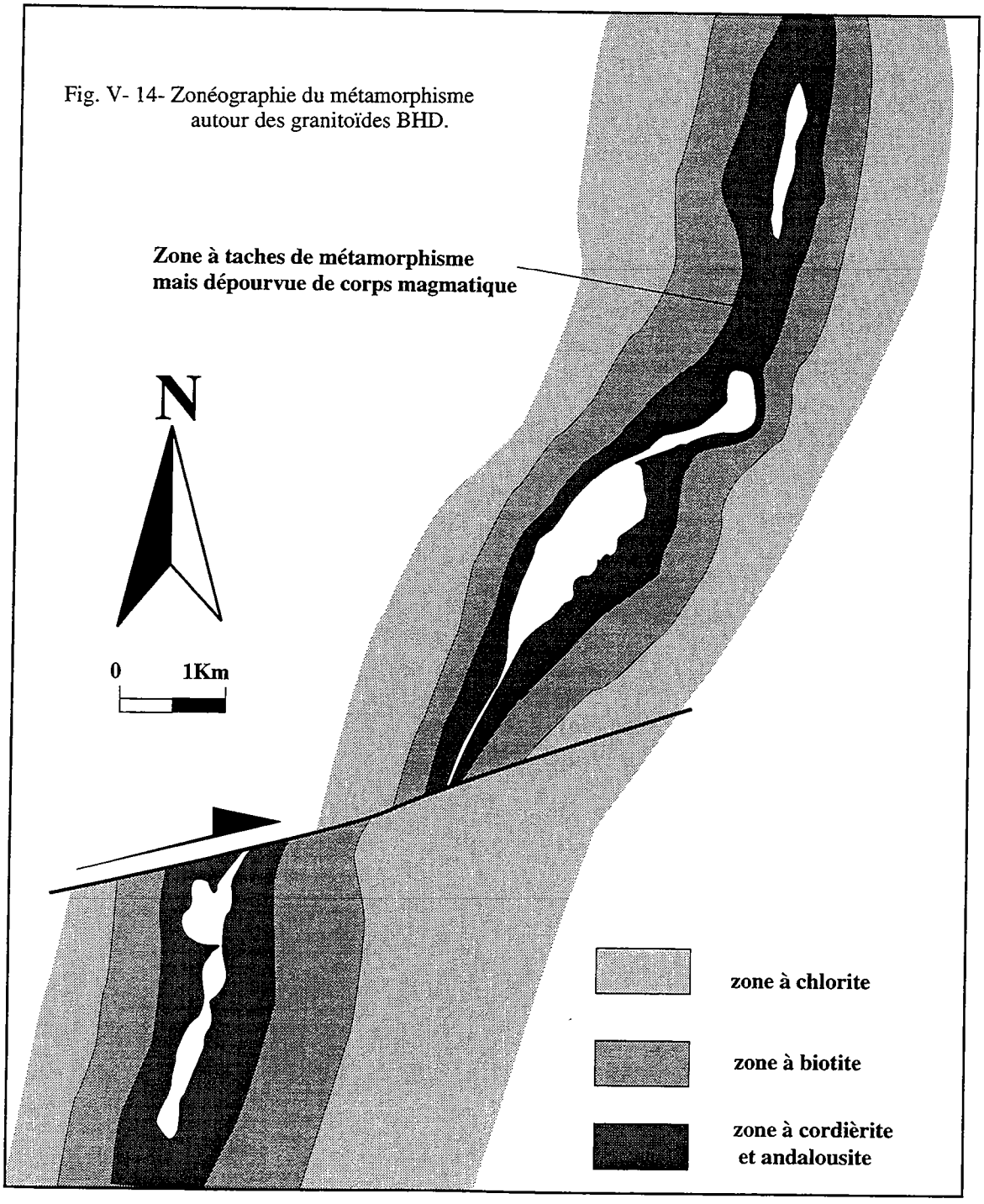


Fig. V-13- Forme et orientation de l'intrusion de Kettara par rapport à la schistosité régionale et à la direction des cisaillements.

III-3- L'exemple des corps intrusifs du linéament BHD

Les données structurales suggèrent que les corps intrusifs de Koudiat Diab, Koudiat Hamra et Koudiat Bouzlaf appartiennent à une même structure, appelée ici BHD, injectée le long d'une fracture de direction subméridienne (Essaïfi et Lagarde, 1990) et décalée par le jeu contemporain de failles dextres subéquatoriales. Entre l'extrémité Nord de Koudiat Hamra et l'extrémité Sud de Koudiat Diab, les granitoïdes n'apparaissent pas à l'affleurement mais les taches de métamorphisme sont présentes, ce qui implique et renforce l'idée d'une continuité (fig. V-14). Or, vue la forme extravasée de ces corps magmatiques, on s'attend à un prolongement filonien dans les zones érodées comme c'est le cas au Sud de Koudiat Hamra, où les granitoïdes affleurent sous forme filonienne (fig. V-14).

Fig. V- 14- Zonéographie du métamorphisme autour des granitoïdes BHD.



Une partie des déplacements dans les Jebilet centrales est facilement quantifiable. Le plus clair est le décalage fragile le long de la faille de Mesret, estimé cartographiquement à ≈2km. Il correspond à un mouvement de translation puisque la faille de Mesret est presque rectiligne à cet endroit et la linéation d'étirement observée à son voisinage, dans la partie Sud de l'intrusion de Jebel Bouzlaf, est subhorizontale. Les autres déplacements sont plus discrets. Ils sont responsables de la virgation dextre de Koudiat Hamra qui s'éloigne de la direction subméridienne d'un angle de ≈35°. Le changement de la direction des failles en se rapprochant du corps intrusif de Koudiat Hamra suggère une rotation au cours de la déformation. En effet la direction des failles passe de N60-70 à l'Est à une direction comprise entre N100 et N130 (direction anomalique dans les Jebilet, voire dans la chaîne hercynienne marocaine) au niveau de cette intrusion (cf. fig. V-9). La faille de Mesret elle même subit cette rotation horaire en allant vers l'Ouest où sa direction devient E-W à l'extrémité occidentale des Jebilet centrales puis N120° dans la région de Bou Gader (cf. fig. V-9). Ce changement de la direction des failles s'accentue quand on se déplace du Nord vers le Sud en se rapprochant de la faille de Mesret (cf. fig. V-9). Une rotation d'un angle de 35° dans le sens antihoraire afin d'annuler l'effet de cette rotation nous permet de mieux comprendre les mécanismes d'évolution de ce linéament (fig. V-15). On effectue cette rotation par rapport à un pôle situé au niveau de l'extrémité Nord de l'intrusion, ce qui permet de la ramener dans le prolongement de Koudiat Diab. Le choix de l'extrémité Nord de Koudiat Hamra comme pôle de rotation est conforté par la continuité des calcaires de Drâa Manjel qui se situent à quelques mètres à l'Ouest des intrusions (cf. fig. III-4). Enfin, pour reconstituer le linéament tout entier, on ramène l'intrusion de Koudiat Bouzlaf dans le prolongement des deux autres. Trois résultats importants apparaissent:

(i) Après rotation du corps intrusif de Koudiat Hamra par rapport au point le plus septentrional de l'intrusion, on constate que son extrémité Sud dépasse la faille de Mesret vers le Sud, et ceci d'une distance qui correspond à quelques dizaines de mètres près, à la distance qui sépare le corps intrusif de Koudiat Diab au point le plus septentrional de Koudiat Hamra. Une translation vers le Nord de cette intrusion pour ramener l'extrémité Sud de l'intrusion sur la faille de Mesret, "ramène en même temps l'intrusion au contact de Koudiat Diab et fait disparaître la zone à taches de métamorphisme et dépourvue de corps intrusif qui séparait jusqu'à présent les deux corps intrusifs". La zone entre Koudiat Diab et Koudiat Hamra dépourvue de corps magmatique paraît alors comme le résultat d'un boudinage et d'un étirement dans la direction subméridienne, parallèlement à la direction des cisaillements transcurrents sénestres et à la direction d'étirement régional. Le déplacement qui accompagne cette déformation est d'environ 1,5km; il est déduit cartographiquement de la distance NS qui sépare actuellement les deux corps intrusifs. Notons que ce boudinage serait probablement responsable de la morphologie de ce linéament. En effet, indépendamment du niveau d'érosion, les variations d'épaisseur le long de ce linéament évoquent la forme des boudins, en particulier à Koudiat Bouzlaf, au Sud de la faille de Mesret.

(ii) Quand on ramène Koudiat Bouzlaf dans le prolongement des deux autres intrusions, le déplacement total (estimé cartographiquement) sur les failles dextres est de 5,5km si l'on tient compte du décalage du linéament BHD, 5km sur le linéament des amas sulfurés et 6 Km sur les calcaires de Draa Manjel. Le déplacement minimal calculé qui est de l'ordre de 5km (il est encore minimisé par le fait que Koudiat Diab est supposée non affectée par la rotation) est le même que celui déduit pour le déplacement horizontal minimal des terrains rapportés au Viséen supérieur en klippe dans la série de Bou Gader à l'Ouest des Jebilet centrales (Huvelin, 1977, fig. V-16). En d'autres termes, ramener les deux corps intrusifs de Koudiat Bouzlaf et de Koudiat Hamra dans le prolongement de Koudiat Diab, ramène les terrains d'âge Viséen supérieur de la série de Bou Gader vers les Jebilet centrales.

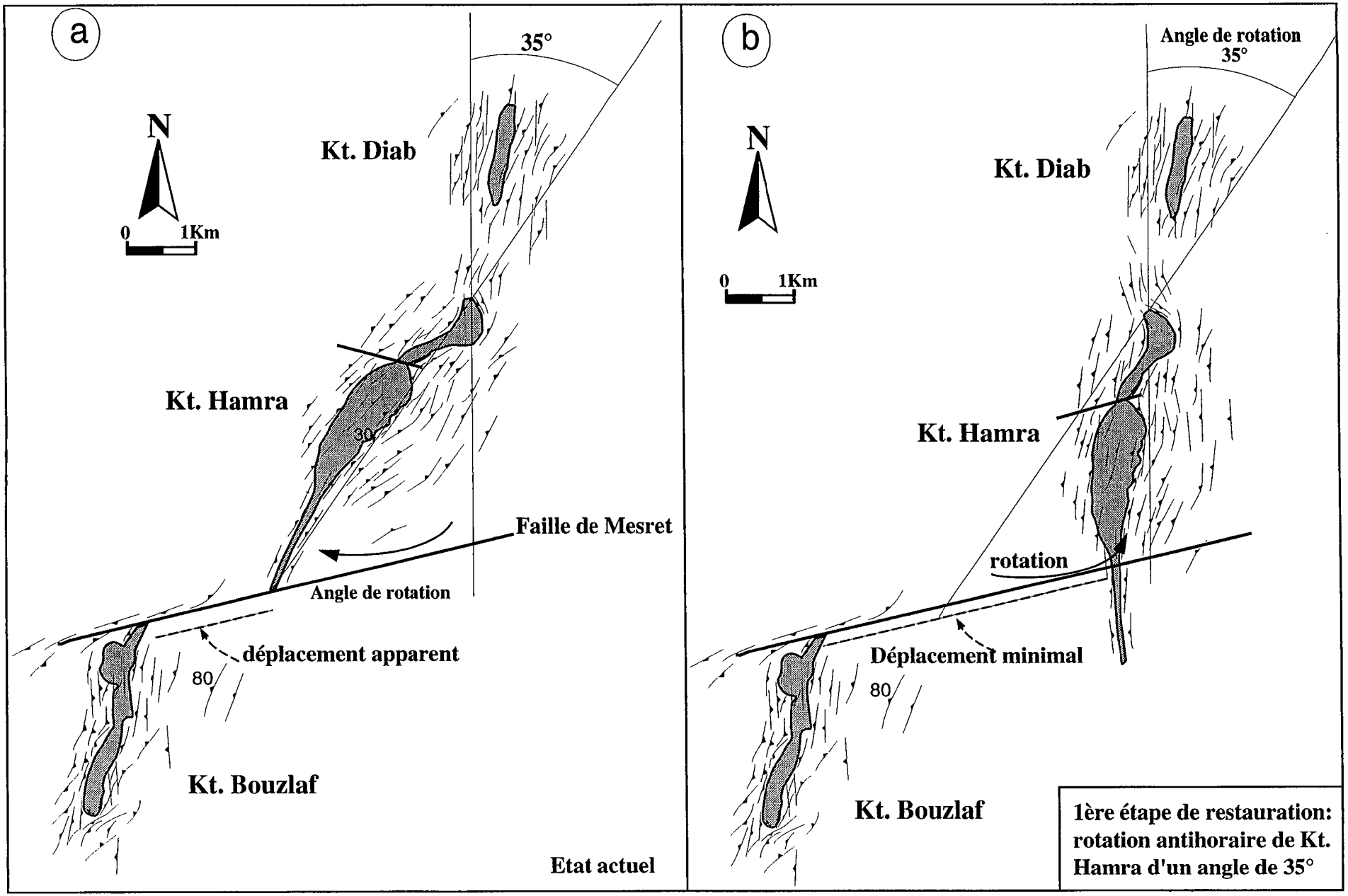
(iii) Le mouvement actuel observable au niveau de la faille de Mesret n'est qu'un mouvement apparent. En effet, le bloc Nord comme le bloc Sud (terminologie par rapport à la faille de Mesret) se sont déplacés vers l'Ouest. Ce mouvement est probablement l'expression de la rotation que subit le bloc Nord vers le NW, rotation responsable de la virgation horaire de Koudiat Hamra et de la virgation horaire que subissent les failles mêmes qui accommodent ce mouvement (cf. fig. V-9). Cette rotation du bloc Nord serait probablement responsable de la diminution du décalage estimé à partir des différents marqueurs. En effet, ce décalage diminue quand on se déplace sur une distance de 1200m de l'Ouest vers l'Est, respectivement les calcaires de Drâa Manjel sont déplacés sur ≈6km, le linéament BHD sur ≈5,5km et les amas sulfurés sur ≈5km. L'augmentation de la quantité de déplacement quand on utilise des marqueurs de plus en plus occidentaux indique des rotations de plus en plus fortes en allant vers l'Ouest.

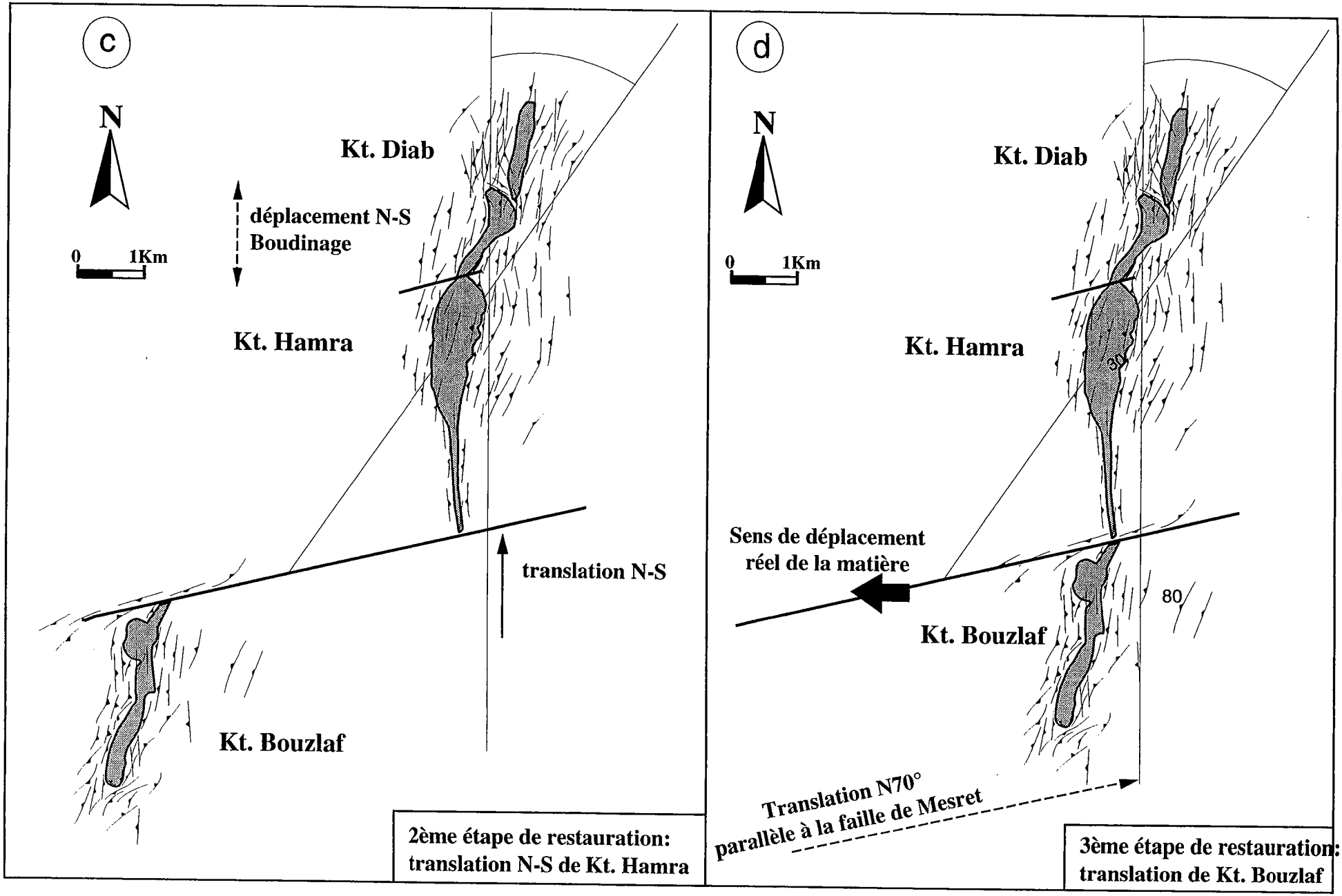
De cette restauration du repère linéaire que constitue le linéament BHD, la mise en place de ces intrusions s'effectue, comme pour le corps composite d'Ouled Har, par injection entre des cisaillements subméridiens sénestres. Ces cisaillements sont interconnectés par des cisaillements dextres subéquatoriaux mais ici, le déplacement le long de la faille de Mesret est plus important et entraîne la rotation horaire. Cette cinématique de mise en place montre l'importance des cisaillements conjugués subéquatoriaux dextres au cours de la mise en place et de la déformation de ces corps granitiques. Le caractère ductile de ces cisaillements au niveau des corps intrusifs indique que leur activation a commencé pendant la mise en place de ces corps magmatiques. La présence d'un décalage au niveau de la faille de Mesret peut traduire soit un jeu tardif, soit l'expression d'une différence de déplacement vers l'Ouest liée à la rotation observée dans le bloc Nord.

III-4- Conclusion

Un modèle de mise en place des corps magmatiques acides et basiques des Jebilet centrales par injection entre des fractures est proposé. Ces fractures sont des décrochements transcurrents subméridiens sénestres et transcurrents subéquatoriaux dextres. Ce schéma observable à l'échelle de chaque intrusion est également observable à l'échelle cartographique. Le sous-secteur des

Fig. V-15- Restauration du repère linéaire que constitue le linéament BHD. (a) principe, (b, c & d) différents stades de la restauration.




c
N
0 1Km
Kt. Diab
déplacement N-S
Boudinage
Kt. Hamra
translation N-S
Kt. Bouzlaf
2ème étape de restauration:
translation N-S de Kt. Hamra
d
N
0 1Km
Kt. Diab
Kt. Hamra
30
Sens de déplacement
réel de la matière
80
Kt. Bouzlaf
Translation N70°
parallèle à la faille de Mesret
3ème étape de restauration:
translation de Kt. Bouzlaf

Jebilet centrales dont l'intrusion de Kettara occupe le centre présente une structure particulièrement frappante. Aussi bien au Sud qu'au Nord de Kettara les intrusions sont subméridiennes et sont séparées par une zone d'une dizaine de kilomètres de large, riche en filons et au coeur de laquelle se situe l'intrusion de Kettara avec sa direction NE à ENE. Ces corps suivent la schistosité régionale et dessinent une virgation sigmoïdale indiquant une cinématique transcurrente subméridienne sénestre et N70 dextre (fig. V-17). Les cisaillements N70 dextres les plus importants sont localisés au coeur de la zone, c'est à dire autour de l'intrusion de Kettara. Il est important de noter sur cette figure que les cisaillements dextres ont un comportement cassant, là où les corps intrusifs sont absents ou sont sous forme filonienne et qu'ils ne deviennent ductiles qu'autour de l'intrusion de Kettara dont la puissance est suffisante pour induire un amollissement thermique de son encaissant. Ceci est une autre preuve de la mise en place syntectonique du magmatisme acide-basique des Jebilet centrales.

A l'Ouest de ce secteur, le mouvement le long de la faille de Mesret se manifeste, tout d'abord par une virgation de Koudiat Delaa au Sud de la faille, ensuite par une rotation de Koudiat Hamra au Nord, rotation accompagnée d'une torsion horaire des failles dextres N70°. Malgré le déplacement vers l'Ouest aussi bien dans le bloc Nord que dans le bloc Sud, un décalage dextre apparaît le long de la faille de Mesret. Ce décalage est à relier à la rotation horaire que subissent les failles dextres dans le bloc Nord.

Il convient maintenant d'intégrer l'ensemble des structures enregistrées par le magmatisme acide-basique des Jebilet centrales et par son encaissant dans un modèle cinématique global. Pour cela, il faut tenir compte de ce qui se passe à la limite de ce système, limites observables aussi bien à l'Ouest qu'à l'Est des Jebilet centrales.

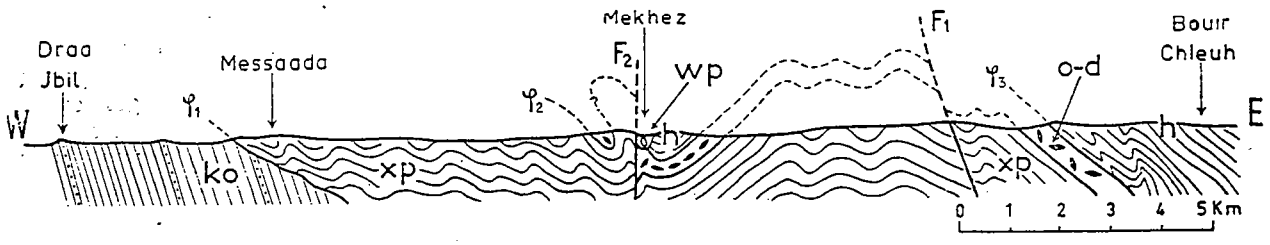


Fig. V-16- Coupe interprétative de la région de J. Bou Gader (d'après Huvelin, 1977). Cambro-Ordovicien (ko), terrains de la série de Bou Gader (xp), terrains des pays des Skhirat (o-d), Viséen supérieur Namurien (h). Westphalo-Permien (wp).

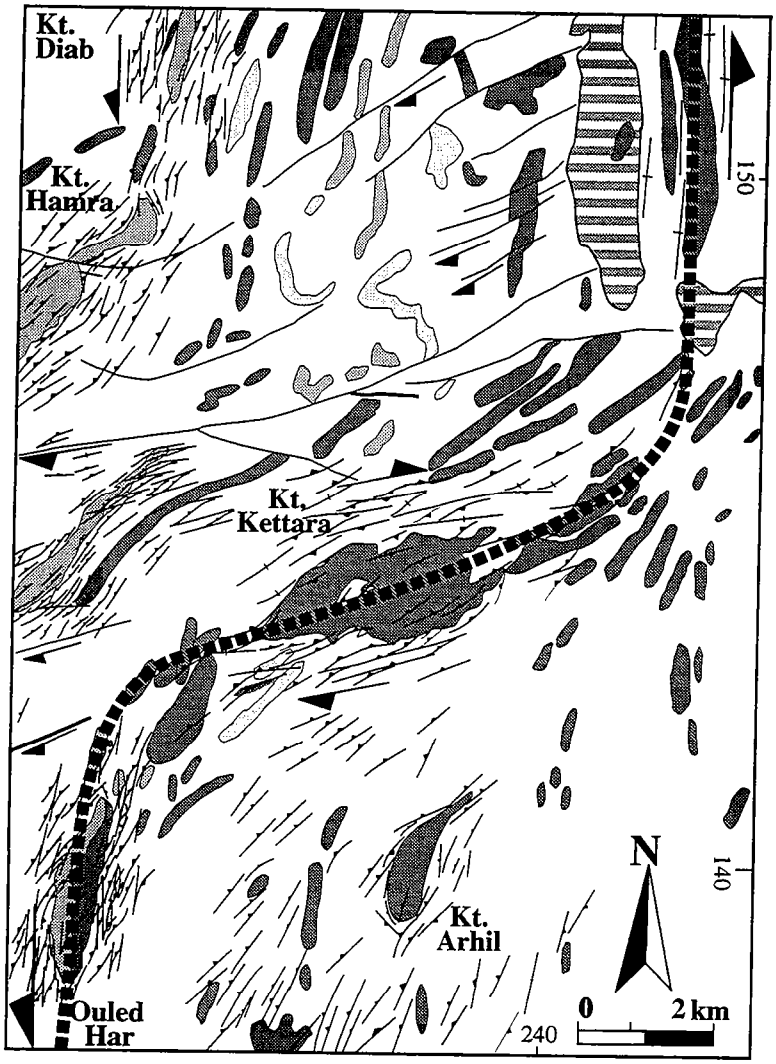


Fig. V-17- Trajectoires du plan d'aplatissement et cinématique de la déformation dans le secteur de Kettara. Les corps acides et basiques, subparallèles à la schistosité, soulignent une mégazone de cisaillement N-S sénestre interconnectée par une zone de cisaillement N70 dextre au coeur de laquelle se met en place l'intrusion de Kettara.

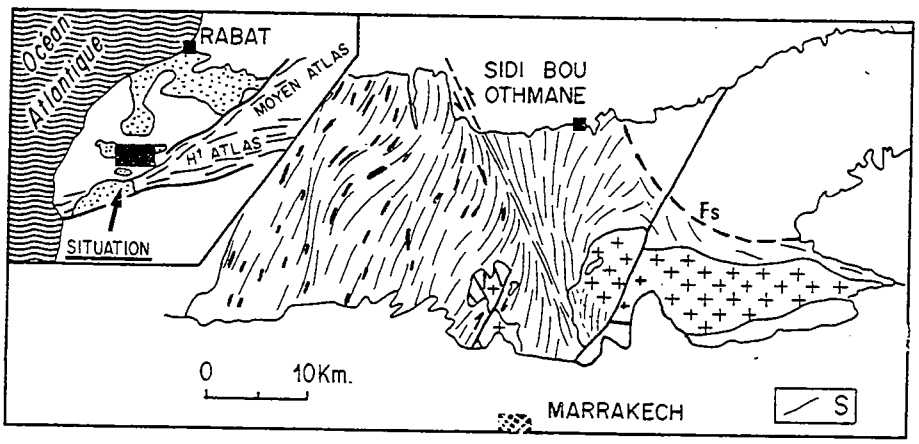


Fig. V-18- Trajectoires du plan d'aplatissement dans les Jebilet centrales et la zone de cisaillement cartographique N160 sénestre (d'après Lagarde et Choukroune, 1982).

IV- DÉFORMATION ET DÉPLACEMENTS DANS LES JEBILET CENTRALES

La compréhension de la signification de la cinématique de la déformation hercynienne postviséenne enregistrée dans le système encaissant-magmatisme acide-basique des Jebilet centrales doit intégrer l'ensemble des composantes actives lors de la mise en place et de la déformation des magmas.

IV-1- La limite Ouest des Jebilet centrales

La limite entre les Jebilet centrales et occidentales est marquée par une zone d'orientation subméridienne montrant une composante chevauchante à vergence Ouest (Huvelin, 1977). La coexistence dans cette zone de plis couchés d'axes subméridiens associés à une schistosité portant une linéation d'étirement subhorizontale et de direction subméridienne traduisent l'association de mouvements transcurrents NS et chevauchants à vergence Ouest (Bouloton et Le Corre, 1985; Le Corre et Bouloton, 1987). Une coupe effectuée le long de cette zone de transition Jebilet centrales-Jebilet occidentales montre que la déformation à caractère essentiellement chevauchant à la limite Ouest des schistes de Sarhlef (bandes C/S chevauchantes associées à une linéation d'étirement transversale) puis devient décrochevauchante dans la bande des Skhirat (pour la localisation (cf. fig. II-3).

Au sein de cette zone de transition entre les Jebilet centrales et les Jebilet occidentales se trouvent des terrains semblables aux schistes de Sarhlef et donc rapportés au Viséen supérieur (Huvelin, 1977) mais non datés. Ils ont permis d'estimer cartographiquement le déplacement horizontal minimal accommodé par les chevauchements à vergence Ouest à environ 5km.

IV-2- La limite Est des Jebilet centrales

Cette limite est marquée par une grande zone de cisaillement transcurrente sénestre de direction N160 (Lagarde et Choukroune, 1982). De part et d'autre de cette zone sur laquelle le déplacement est estimé à 22km, apparaissent des intrusions granitiques dont la mise en place est contemporaine du fonctionnement de la zone de cisaillement (Lagarde, 1985) (fig. V-18). Ces plutons granitiques sont étroitement liés à cette fracture crustale mais les mécanismes de mise en place évoqués sont très différents:

- la granodiorite des Oulad Ouaslam située à l'Est de la zone, se met en place d'une manière "passive", dans une fracture ou une fente de tension située dans la terminaison de la zone de cisaillement (Lagarde et al., 1990).

-pour le pluton granitique de Bramram-Tabouchent-Bamega (B-T-B) situé à l'Ouest de la zone de cisaillement, c'est à dire dans les Jebilet centrales, une mise en place d'une manière "forcée", par migration diapirique et gonflement du pluton a été évoquée (Saquaque, 1985; Le Corre et Saquaque, 1987).

La largeur de la granodiorite des Oulad Ouaslam est d'environ 10km au contact du cisaillement ductile, elle diminue ensuite progressivement vers l'Est. Par rapport au 22km de déplacement horizontal minimal estimé par Lagarde et Choukroune (1982) le long de la zone de cisaillement ductile, une bonne partie de ce déplacement dans le bloc Est donc accommodée par la fente de tension où se met en place "passivement" la granodiorite des Oulad Ouaslam.

IV-3- Le magmatisme acide-basique des Jebilet centrales: marqueur de la déformation régionale

Les magmas acides et basiques des Jebilet centrales se sont injectés le long de fractures crustales transcurrentes subméridiennes sénestres, localement subéquatoriales dextres. La déformation associée est ductile autour des intrusions dont la rééquilibration thermique s'accompagne d'un amollissement thermique de l'encaissant. Lorsque les relations entre ces fractures et la zone de cisaillement cartographique N160 (Lagarde et Choukroune, 1982) qui limite l'extension de ce magmatisme vers l'Est est observable; on peut noter les points suivants:

1) La fracture subéquatoriale (N70°) de Mesret ne recoupe pas la zone de cisaillement N160. Elle apparaît à l'Est dans la région de Safsafat en bordure de la zone de cisaillement cartographique N160 senestre. Le déplacement le long de la faille augmente progressivement vers l'Ouest (cf. fig. V-9).

2) Les fractures subméridiennes entre lesquelles se mettent en place les intrusions de Sarhlef et d'El Harcha subissent une virgation à l'approche de la zone de cisaillement cartographique N160 (cf. fig. V-7).

La structure majeure de ce système est la zone de cisaillement ductile N160 sénestre formant la limite Est des Jebilet centrales. C'est dans ce secteur que les intensités maximales de déformation ductile ont été mesurées (Lagarde et Choukroune, 1982). Les cisaillements N70 dextres et N-S sénestres sont des structures de "second ordre" qui se branchent sur cette zone.

-Parmi le déplacement minimal de 22km accommodée par la fracture N160 (Lagarde et Choukroune, 1982), seuls 10km sont accommodés par la fente de tension dans laquelle se met place la granodiorite des Oulad Ouaslam dans le bloc Est. L'autre partie de ce déplacement est accommodée par la migration vers le Sud du bloc Ouest le long des cisaillements transcurrents subméridiens sénestres. Un déplacement minimal de 1,5km a été estimé grâce à la distance qui sépare l'intrusion de Koudiat Hamra et son prolongement Nord, Koudiat Diab. En effet le déplacement serait beaucoup plus important et devrait atteindre les 12 km qui restent pour accomplir le déplacement estimé pour la zone de cisaillement N160. Vu le caractère dominant et rectiligne de cette dernière fracture, le déplacement le long des fractures N-S ne peut s'effectuer que vers le Sud.

- En même temps, l'étalement et l'expansion dans le plan horizontal du pluton granitique de Bramram-Tabouchen't-Bamega (Saquaque, 1985; Le Corre et Saquaque, 1987) s'accompagne

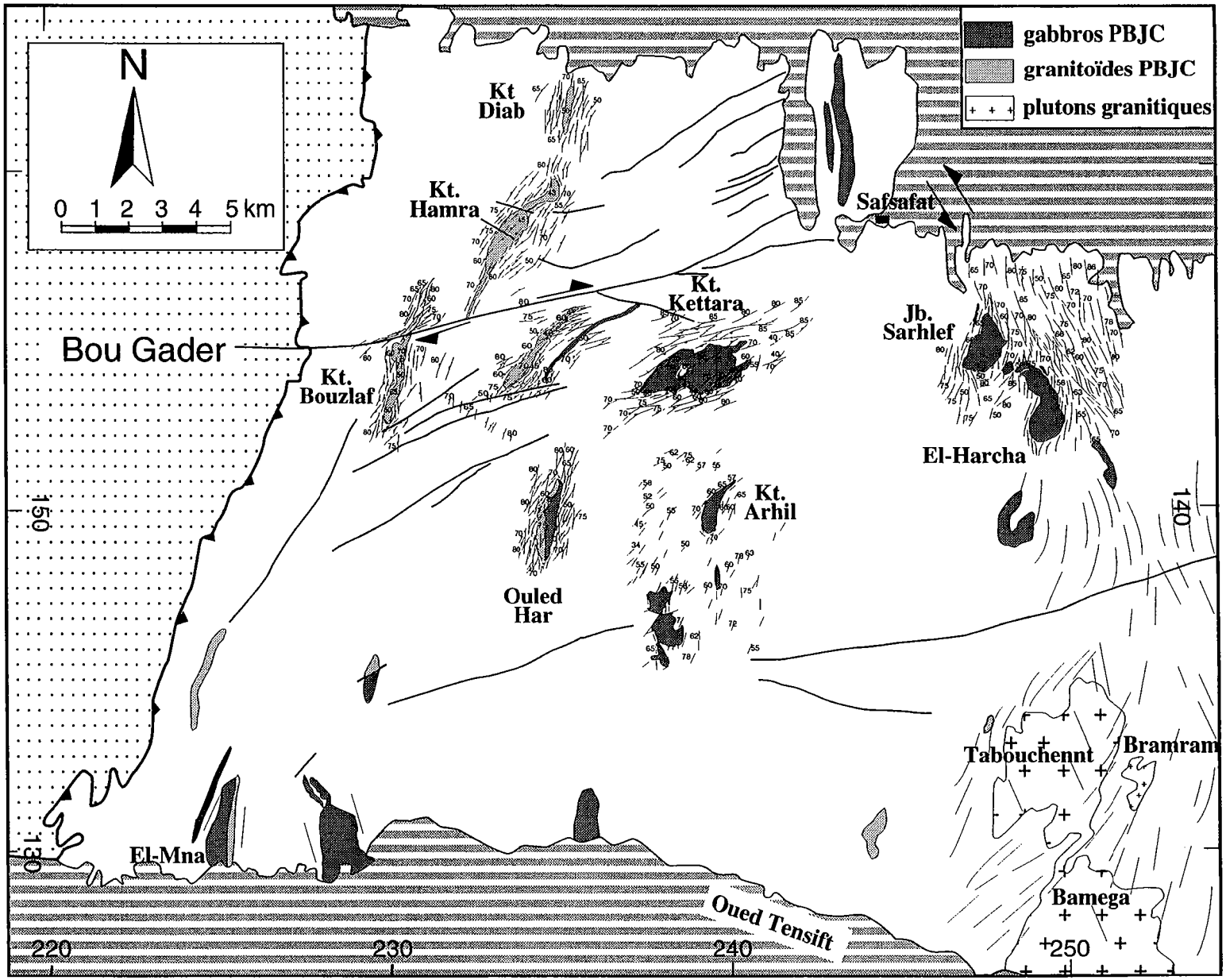


Fig. V- 19- Trajectoires du plan d'aplatissement autour des principaux corps acides basiques et du pluton granitique des Jebilet centrales (les levées concernant le pluton granitique proviennent de Le Corre et Saquaque (1987) et Lagarde (1989).

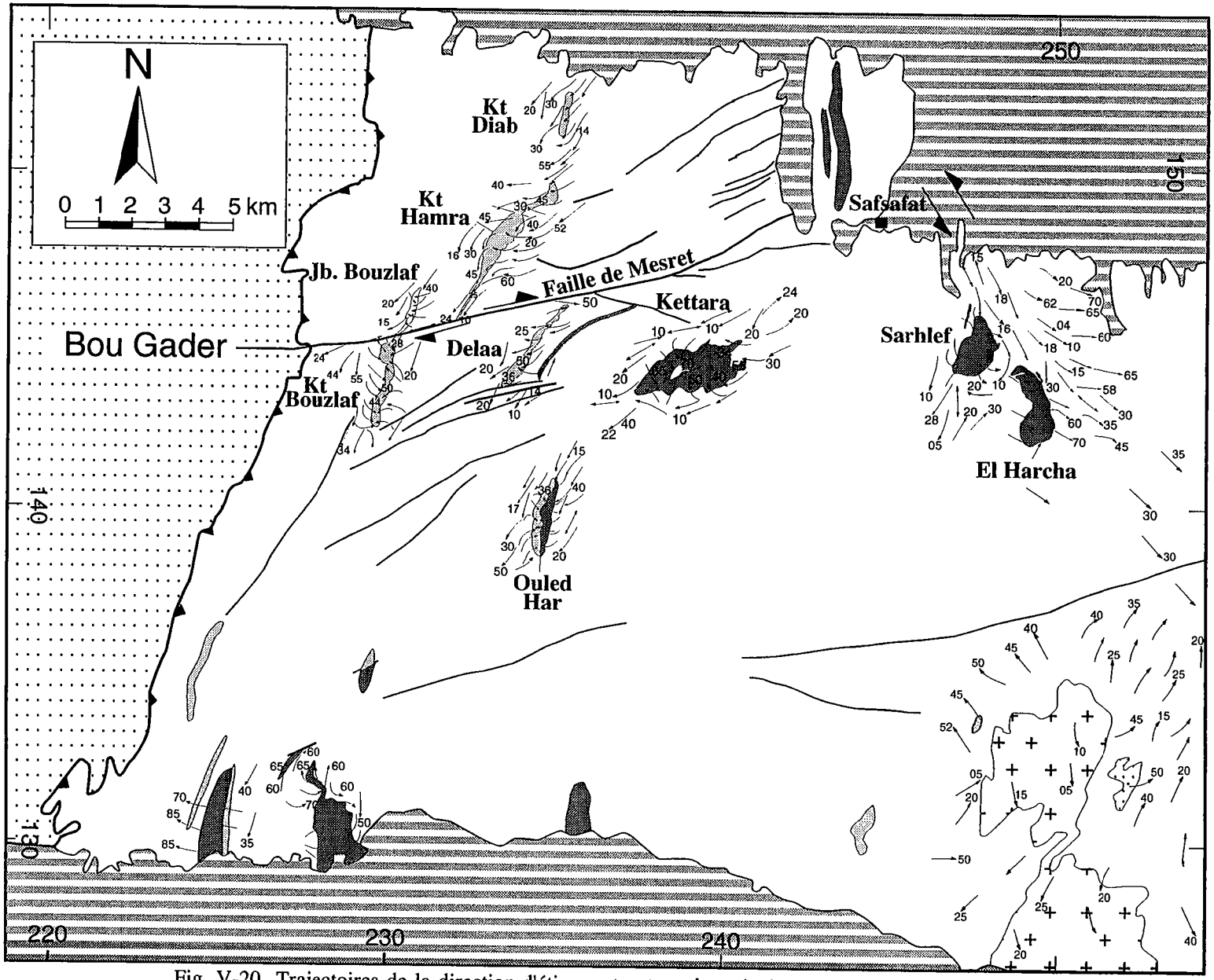


Fig. V-20- Trajectoires de la direction d'étirement autour des principaux corps acides basiques et du pluton granitique des Jebilet centrales (les levées concernant le pluton granitique proviennent de Le Corre et Saquaque (1987) et Lagarde (1989).

d'étirements radiaux indiqués par la disposition en dôme des linéations d'étirement (fig. V-19 et V-20). L'interférence entre déplacement vers le Sud et expansion "in situ" du pluton peut avoir contribué à l'activation des fractures dextres des Jebilet centrales. Les fractures dextres subéquatoriales accommodent ainsi un déplacement vers l'Ouest de la matière qui, dans la zone de contact entre le Viséen supérieur des Jebilet centrales et la série cambro-ordovicienne des Jebilet occidentales, est alors accommodé par les décrochevauchements à vergence Ouest. Il est surprenant de constater que le déplacement minimal accommodé par les chevauchements de l'unité centrale sur l'unité occidentale correspond, non pas uniquement au déplacement total minimal estimé sur la faille de Mesret, mais aussi, à la largeur Est-Ouest du pluton granitique de B-T-B. Ce pluton granitique est également étiré dans la direction N-S, et sa forme évoque un boudinage dans la direction subméridenne.

IV-4- La structuration du massif des Jebilet

La structuration des Jebilet centrales résulte de l'interférence entre une déformation régionale essentiellement transcurrente et la mise en place de corps magmatiques de forme et de taille variables. Une des conséquences de la mise en place de ce magmatisme est la localisation de la déformation autour des intrusions qui induisent un amollissement thermique de leur encaissant. Les intensités de déformation les plus importantes sont ainsi notées dans les endroits les plus amollies par les magmas. La déformation est en effet plus importante dans l'unité centrale des Jebilet, où le magmatisme acide-basique est présent, que dans les Jebilet orientales où il est absent. Les déformations les plus intenses sont localisées dans la zone de cisaillement cartographique bordée de part et d'autre par des intrusions.

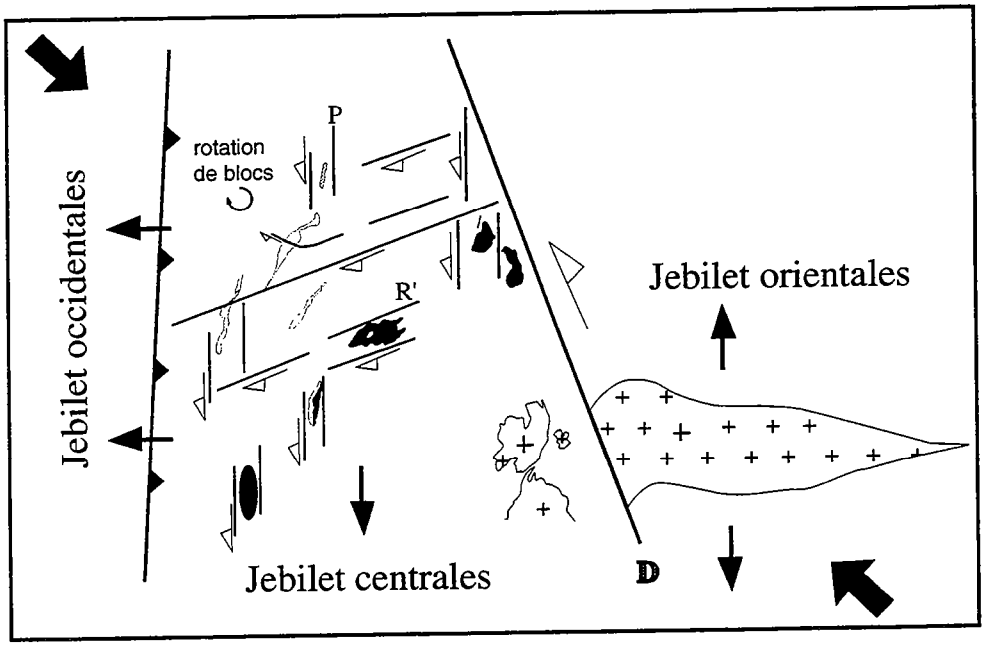


Fig. V-21- Modèle cinématique de la déformation dans les Jebilet centrales (voir texte).

Les trois familles de fractures observées dans les Jebilet centrales s'organisent ainsi dans un schéma comparable à celui de la fracturation dans les zones de cisaillement discontinu (Tchalenko, 1970). La fracture N160° sénestre correspond aux fractures de type D; les fractures N-S, également sénestres, aux fractures de type P et les fractures N70° dextres aux fractures de type R'. Ceci dans un champ de déformation où le raccourcissement crustal post-viséen est subhorizontal et de direction NW-SE (fig. V-21).

La structuration des Jebilet centrales se fait ainsi dans un régime transpressif caractérisé par la combinaison de mouvements transcurrents et décrochevauchants, avec un champ de raccourcissement crustal post-viséen subhorizontal et de direction NW-SE, comme cela a été déjà évoqué pour la structuration de la chaîne hercynienne marocaine à la même époque (Lagarde, 1985). Ces fractures permettent la migration vers le haut de magmas qui gagnent la croûte supérieure. Elles accommodent (i) des déplacements qui vont s'amortir sur le bloc stable du môle côtier vers l'Ouest (Michard, 1976) et (ii) des déplacements vers le Nord accommodés par des rotations de blocs et vers le Sud le long des fractures subméridiennes sénestres. Il conviendrait de chercher les effets de ces déplacements dans les prolongements Nord (massif des Rehamna) et Sud (massif de Guemassa) des Jebilet.

La déformation dans le massif des Jebilet, segment méridional de la chaîne hercynienne marocaine se caractérise ainsi par la combinaison entre des déplacements dans des directions normales et par la combinaison entre mouvements décrochants et localement chevauchants, ce qui caractérise les zones de convergence oblique où les fractures de type P sont attendues être très actives (Tikoff et Teyssier, 1992).

IV-5- Conclusion

La mise en place du magmatisme acide-basique des Jebilet centrales est fortement contrôlée par des décrochements subméridiens senestres. La gravimétrie fait apparaître dans les Jebilet centrales une légère anomalie positive dont les limites sont rectilignes et la direction est subméridienne (Bernardin, 1988; fig. V-22). La morphologie de ces limites est probablement l'expression de la famille d'accidents subméridiens qui contrôlent la mise en place de ce magmatisme. Cette anomalie gravimétrique positive peut correspondre au prolongement du magmatisme acide-basique des Jebilet centrales en profondeur.

Les accidents N-S sénestres dans la méseta marocaine ne constituent pas une découverte nouvelle. Ils ont été détectés dans l'encaissant des plutons granitiques de Zaer (Lagarde, 1985) et d'Oulmès (Aït Omar, 1986) (fig. V-23), mais leur importance dans la structuration de la chaîne hercynienne marocaine et leur relation avec les cisaillements dextres N70 et sénestres N160 n'a jamais été précisée. L'importance de ces accidents dans la structuration de la partie centrale du massif des Jebilet et leur liaison avec le magmatisme acide-basique dont la genèse avait été corrélée avec une phase d'amincissement crustal contemporaine de l'ouverture des bassins dévono-

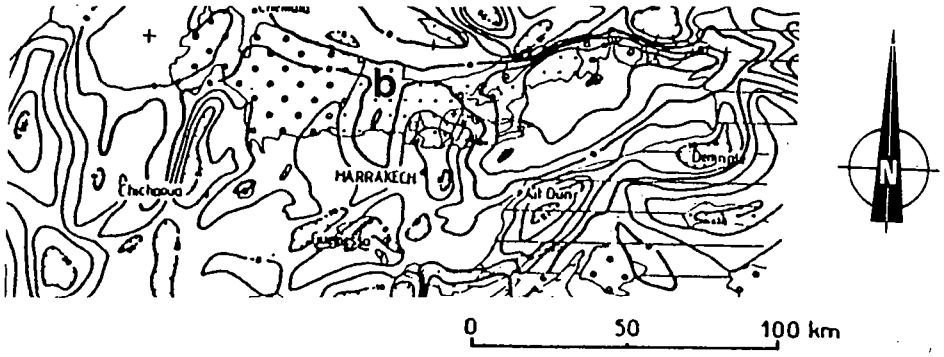


Fig. V-22- Anomalie gravimétrique résiduelle sur la région des Jebilet (tiré de Bernardin, 1988). Noter la légère anomalie gravimétrique positive (b) centrée sur les Jebilet centrales.

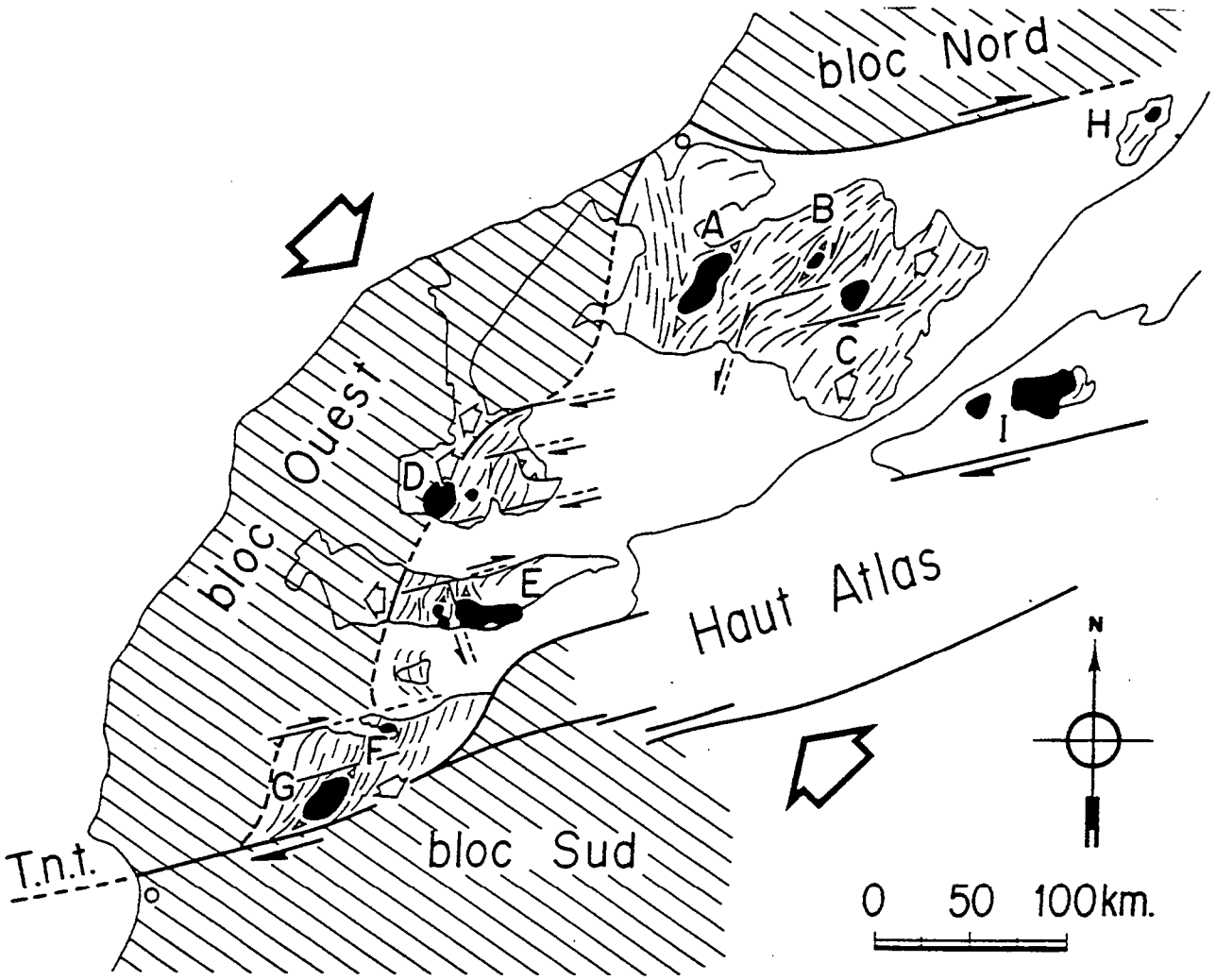


Fig. V-23- Carte des trajectoires du plan d'aplatissement post-viséen dans la méseta marocaine et organisation des zones de cisaillement ductiles en deux familles ENE dextres et subméridiennes sénestres témoignant d'un raccourcissement NW-SE (grandes flèches).. en noir les plutons granitiques de la méseta marocaine. T.n.T. Faille du Tizi n'Test. Petites flèches: sens de déversement à l'époque post-viséenne.
(d'après Lagarde, 1985)

carbonifères (Bordonaro, 1983; Aarab, 1984; Aarab et al., 1993; Kharbouch, 1994) est une donnée nouvelle qui mérite d'être vérifiée dans les autres massifs de la chaîne hercynienne marocaine, où un magmatisme basique est décrit (Hoepffner, 1982; Kharbouch et al., 1985; Kharbouch, 1994).

La nature tholeiitique à affinité océanique du magmatisme acide-basique des Jebilet centrales (Aarab, 1984; Aarab et al., 1993) est peu compatible avec la mise en place syntectonique entre des fractures N-S subméridiennes décrochantes sénestres, dans un champ de raccourcissement crustal post-viséen de direction NW-SE. Il convient donc de vérifier si la signature géochimique de ce magmatisme n' a pas été altérée par des phénomènes postmagmatiques. C'est ce qu'on tentera de faire dans la troisième partie de ce travail.

Troisième Partie,

ANALYSE DE L'ALTÉRATION HYDROTHERMALE DU MAGMATISME BIMODAL DES JEBILET CENTRALES

Chapitre VI;

L'ALTÉRATION HYDROTHERMALE DES INTRUSIONS BASIQUES SUR L'EXEMPLE DE L'INTRUSION STRATIFORME DE KETTARA

L'intrusion de Koudiat Kettara est située à une trentaine de kilomètres au NW de Marrakech. Il s'agit d'un corps plutonique affleurant sur environ 2,5 Km^2, ayant une épaisseur d'environ 200 mètres et une forme elliptique dont le grand axe est orienté NE-SW. Schématiquement, le massif est constituée de deux zones, une zone inférieure (≈80m d'épaisseur) formée de cumulats sombres (série cumulative ultramafique ou péridotites) et une zone supérieure (≈100m d'épaisseur) formée de cumulats clairs (série cumulative mafique ou leucogabbros) d'abord massifs puis lités (Aarab, 1984; Jadid, 1989). L'intrusion est lardée par un complexe filonien mafique et felsique (fig. VI-1a & b).

I- PRINCIPALES CARACTÉRISTIQUES PRIMAIRES DE L'INTRUSION

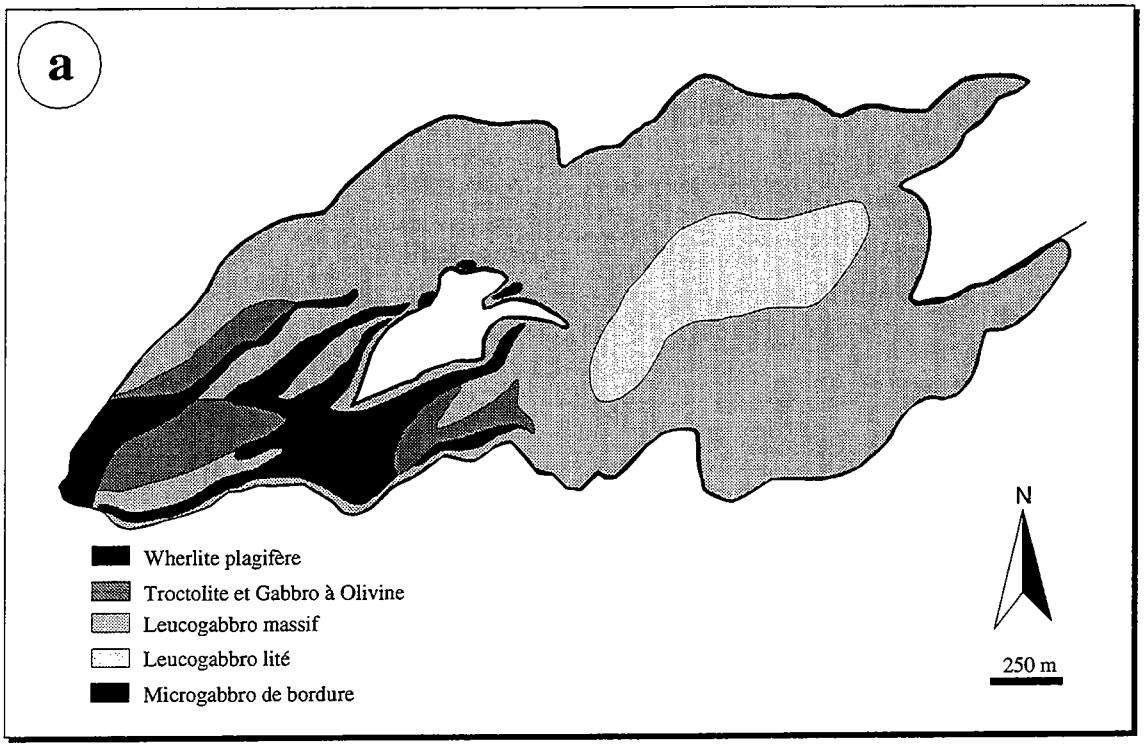
Hormis le champ filonien et les microgabbros de bordure aux contacts intrusion-encaissant, les faciès pétrographiques qui constituent le corps intrusif de Kettara sont des cumulats d'abord ultramafiques puis mafiques qui, lorsqu'ils ne sont pas affectés par la déformation ductile, ont conservé leurs textures primaires.

I-1- La série cumulative ultramafique

Les roches ultramafiques affleurent dans la partie occidentale du massif et sont davantage représentées à la base de l'intrusion qu'à son toit où elles n'existent que sous forme de lentilles métriques à décamétriques boudinées au sein des roches cumulatives mafiques. A l'affleurement les roches ultramafiques sont caractérisées par leur croûte ferrugineuse et par leur altération en boule. Elles ont une texture d'orthocumulat (*planche.* IIa) et contiennent à l'origine de l'olivine, spinelle, clinopyroxène, plagioclase et ilménite.

L'olivine est une phase cumulus, elle existe dans les roches les moins altérées sous la forme de grains xénomorphes (taille < 0,5mm) en reliques dans des taches ayant une forme globuleuse ou allongée (1 à 5 mm de longueur). Elle devait constituer à l'origine entre 55 et 70% du volume total de la roche. Sa composition est homogène (Fo 87-88%).

Le spinelle est également une phase cumulus, il est toujours présent et constitue moins de 2 % du volume total de la roche. De petite taille (0,2mm en moyenne), il est en inclusion dans les olivines où il est subautomorphe à automorphe et dans le clinopyroxène où il est de forme squelettique. Il est souvent zoné avec un coeur marron entouré d'une couronne sombre. C'est un spinelle chromifère (≈30% Cr_2O_3).



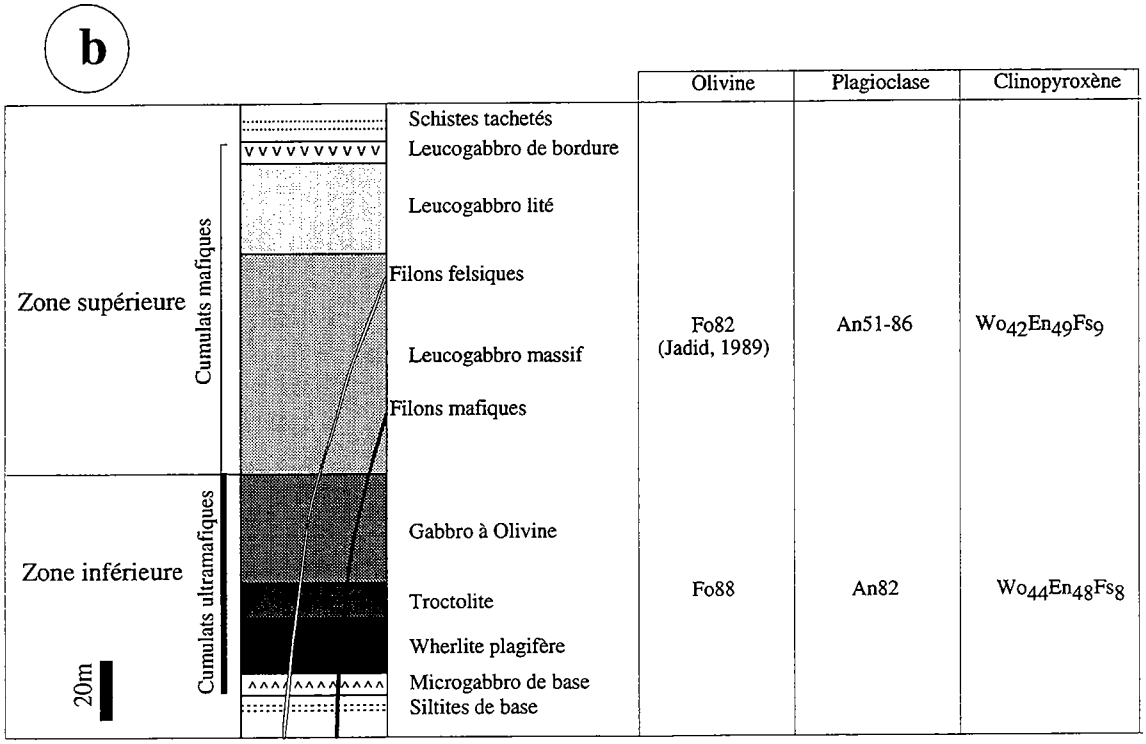


Fig. VI-1- L'intrusion basique-ultrabasique de Kettara; (**a**) carte des faciès; (**b**) log lithostratigraphique et compositions des principales phases minérales primaires.

Le matériel intercumulus qui devait être constitué à l'origine par le clinopyroxène, le plagioclase et l'ilménite, représente 20 à 40% du volume total de la roche. Le clinopyroxène est généralement présent sous forme de grains ou de plages résiduels qui remplissent les espaces entre les taches d'olivine. Il est incolore, poecilitique et contient en inclusion outre le spinelle, des cristaux tabulaires d'ilménite et des petits grains secondaires d'oxydes de fer. Sa composition est très homogène, il s'agit d'endiopside avec XMg=Mg/(Mg+Fe) = 0,86 et Al_2O_3 =3%. Le plagioclase est rarement en reliques; il est maclé albite et contient 82% du composant anorthite (fig. VI-1b).

Des variations modales existent au sein des roches cumulatives ultramafiques, respectivement de la base vers le sommet de la série, les pourcentages d'olivine et de clinopyroxène décroissent au profit du plagioclase qui passe de la position postcumulus à la position cumulus. Sur la base du volume respectif de chacune de ces trois phases minérales, ces variations correspondent à une évolution depuis des wherlites plagifères, vers des troctolites et enfin vers des gabbros à olivine (Jadid, 1989).

I-2- La série cumulative mafique

Les cumulats mafiques constituent le faciès le plus représenté dans l'intrusion de Kettara. Ils dominent largement les cumulats ultramafiques desquels ils se distinguent à l'affleurement par leur couleur gris clair et par une minéralogie dominée par la présence de cristaux de feldspath de taille millimétrique à centimétrique. Ces roches montrent une texture d'ortho à mésocumulat (cf. fig. IV-11-d1). Leur minéralogie est identique à celle des cumulats ultramafiques, elles devaient être constitués à l'origine par du plagioclase, clinopyroxène, olivine, spinelle et ilménite.

Le plagioclase est la phase cumulus cardinale des cumulats mafiques où il constitue entre 45 et 65% du volume total de la roche. Il s'agit de phénocristaux tabulaires (8-10mm) maclés albite (An 61 à 85%) et de petits cristaux de 1à 2mm de taille, englobés par le clinopyroxène et contenant 70 à 86% du composant Anorthite (fig. VI-2).

L'olivine est une phase cumulus qui devait constituer à l'origine entre 5 et 20% du volume total de la roche. Elle est complètement transformée en minéraux hydratés formant des taches arrondies (~4mm de diamètre) ou allongées (~8mm de longueur) à inclusion de spinelle. Au sein de ces taches, l'olivine résiduelle est rare, elle a été décrite par Jadid (1989) et a une composition de Fo81%.

Le spinelle est également une phase cumulus toujours présente mais peu abondante (<1%). De petite taille (<0,3mm), il est subautomorphe et de couleur brune au coeur et sombre en bordure. Il est en inclusion dans le clinopyroxène et dans l'olivine, c'est un spinelle chromifère dont la composition est identique à celle du spinelle des cumulats ultramafiques.

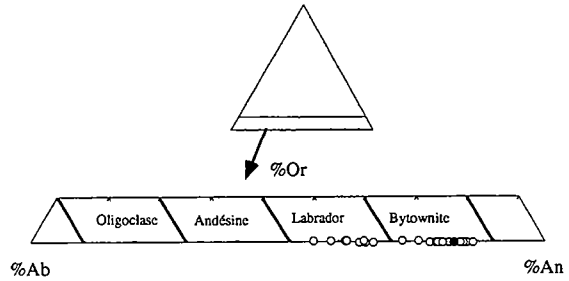


Fig. VI-2- Compositions chimiques des plagioclases dans un diagramme An-Ab-Or.

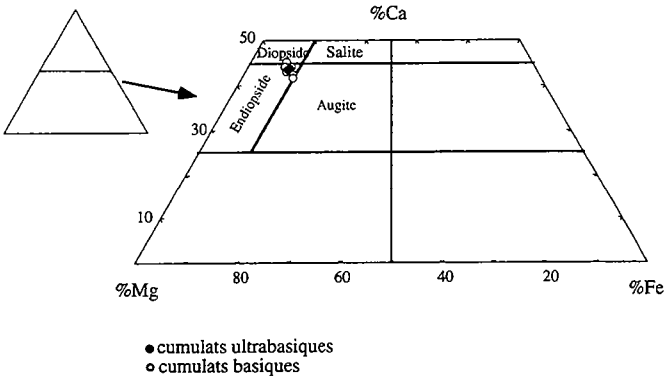


Fig. VI-3- Compositions chimiques des clinopyroxènes dans le diagramme Ca-Mg-Fe.

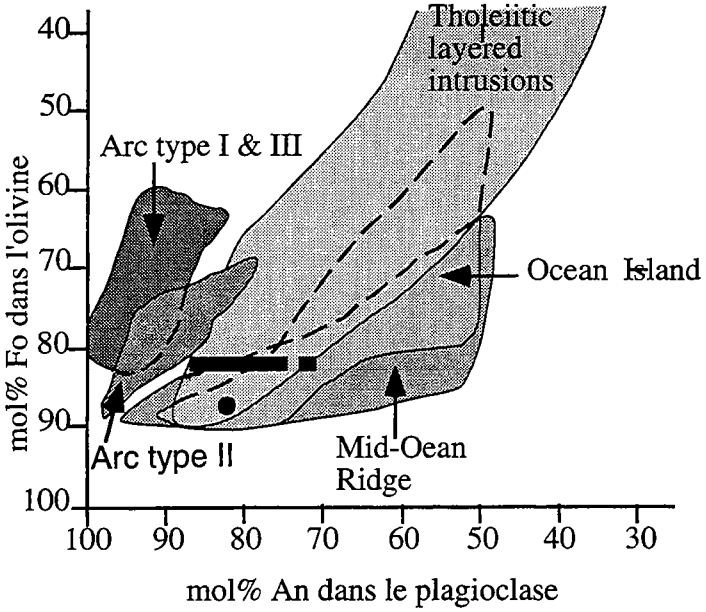


Fig. VI-4- Compositions du plagiclase et de l'olivine dans le diagramme de Beard (1986).

Le clinopyroxène est une phase postcumulus qui constitue entre 15 et 30% du volume total de la roche. Il constitue des plages xénomorphes remplissant les interstices entre les minéraux cumulus et englobant des petits cristaux de plagioclase et des grains d'ilménite et de spinelle. C'est un endiopside à rapport X_{Mg} identique à celui des clinopyroxènes des cumulats ultramafiques; sa teneur en Al_2O_3 est légèrement plus faible (≈2%) (fig. VI-3).

L'ilménite, peu abondante (<1%), est également une phase postcumulus. Elle est subautomorphe à xénomorphe et forme des cristaux qui remplissent les interstices entre les autres minéraux ou qui sont inclus dans le clinopyroxène.

Par leurs compositions modales initiales, les cumulats mafiques de Kettara se classent parmi les leucogabbros dans la classification de Streickeisen (1976). Des variations modales existent au sein des leucogabbros, en particulier au coeur de la partie orientale de l'intrusion où des leucogabbros lités apparaissent (fig. VI-1a). Ils se caractérisent par la présence locale d'un rubanement millimétrique à centimétrique où alternent des lits clairs (riche en plagioclase) et des lits sombres (riches en olivine) (pour une description plus exhaustive, voir Jadid, 1989).

Les leucogabbros les plus différenciés de cette série cumulative mafique s'observent prêt du toit de l'intrusion. Ils contiennent des cristaux de zircon et du plagioclase plus sodique (An55-70%) que dans les faciès précédents. Jadid (1989) décrit aussi l'apparition de ferrogabbros à texture de cumulats dans lesquels l'ilménite (dont les proportions peuvent atteindre 8% du volume total de la roche) occupe une position cumulus.

I-3- Caractérisation du magma parent et température de cristallisation

Les compositions du plagioclase coexistant avec l'olivine montrent des différences selon qu'ils se développent dans les cumulats des arcs volcaniques ou dans les cumulats des autres sites tectoniques (dorsales médio-océaniques, îles océaniques ou intrusions tholeiitiques stratifiées). La coexistence de plagioclase très calcique (An85-100%) et d'olivine moyennement ferrifère (Fo60-68%) n'est observable que dans les cumulats des arcs volcaniques (Beard, 1986). Dans l'intrusion mafique-ultramafique de Kettara l'olivine est très magnésienne (Fo-82-88) et les plagioclases les plus calciques contiennent 86% du composant Anorthite, ce qui rapproche l'intrusion de Kettara des intrusions tholeiitiques litées (fig. VI-4). Cependant **les plagioclases les moins calciques tendent à rapprocher cette affinité de celle du type MORB**, nous verrons ci-après que la diminution de la teneur en Anorthite du plagioclase est principalement due à des phénomènes postmagmatiques.

Les compositions du clinopyroxène de Kettara indiquent selon le géothermomètre de Lindsley et Andersen (1983) des températures de cristallisation d'environ 1000-1100°C (températures minimales car l'orthopyroxène est absent).

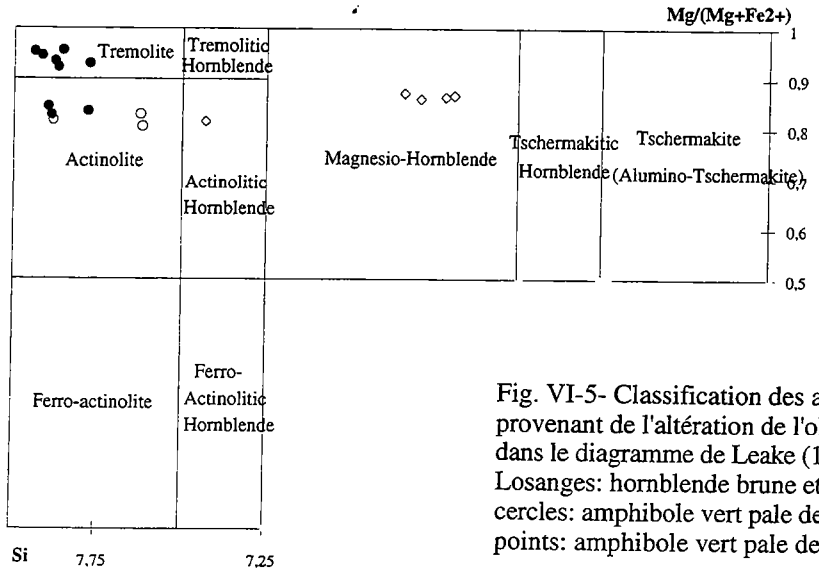


Fig. VI-5- Classification des amphiboles provenant de l'altération de l'olivine dans le diagramme de Leake (1978). Losanges: hornblende brune et verte. cercles: amphibole vert pale des leucogabbros points: amphibole vert pale des ultramafites.

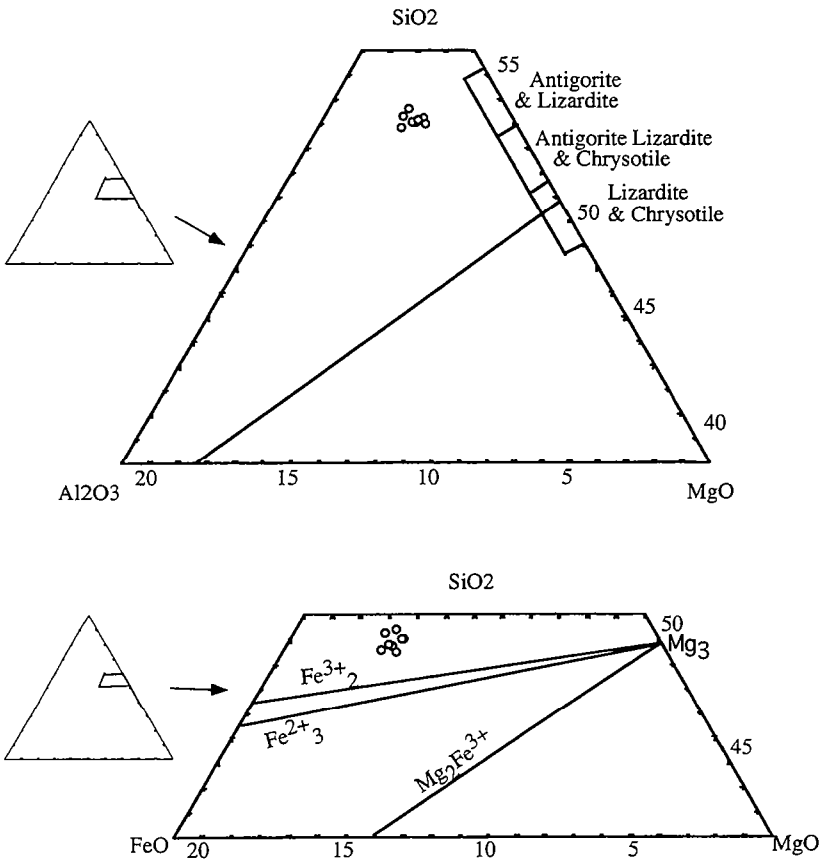


Fig. VI-6- Compositions chimiques des serpentines dans les digrammes SiO2-Al2O3-MgO et SiO2-FeO-MgO.

II- LES TEXTURES D'ALTÉRATION

La conservation des textures primaires permet de reconnaître les textures d'altération de chacune des phases minérales d'origine magmatique. Les minéraux secondaires qui remplacent les minéraux primaires sont en majorité des phases hydratées, ce qui indique que H2O était le constituant majeur du fluide ayant interagi avec ces roches.

II-1- L'hydratation de l'olivine

La texture la plus commune de l'hydratation de l'olivine est une pseudomorphose en amphiboles, parfois en serpentines dans les cumulats ultramafiques. Cette pseudomorphose est souvent totale, elle est localement partielle dans les cumulats ultramafiques, les produits de cette transformation dépassent largement 50% du volume initial de l'olivine. Les amphiboles et les serpentines se développent soit à la faveur des craquelures qui parcourent les olivines, soit en envahissant les minéraux à partir de leurs bordures.

II-1-1- L'hydratation en amphiboles

Les amphiboles qui remplacent les olivines sont souvent fibreuses, de petite taille, enchevêtrées et ne montrent aucune orientation particulière. Parfois elles s'organisent en une structure entrecroisée où les fibres d'amphiboles s'interceptent selon un angle de 120° (*planche* II-b). Ces amphiboles sont faiblement pléochroïques (vert pale à incolore) et sont de type acinote-trémolite selon la classification de Leake (1978). Certains fantômes d'olivine contiennent dans leur centre des amphiboles colorées dans le brun pâle et sont mieux cristallisées et de taille plus importante que les précédentes (*planche* II-c). Ce sont des hornblendes magnésiennes et des hornblendes actinolitiques qui diffèrent des premières par leurs teneurs élevées en Al_2O3 (4-10%), en TiO_2 (0,1-2%) et en Na_2O (0,5-2%). Le rapport X_{Mg} = ($Mg/Mg+Fe^{2+}$) de l'ensemble de ces amphiboles est compris entre 0,81 et 0,96 et il n'est pas possible de mettre en évidence une certaine variation de cet indice depuis le centre jusqu'à la périphérie des anciennes olivines. En revanche ce rapport varie de 0,81 à 0,96 dans les cumulats ultramafiques et de 0,81 à 0,86 dans les leucogabbros, ce qui semble traduire une certaine différence dans la composition des olivines à partir desquelles ces amphiboles se sont développées (fig. VI-5).

II-1-2- L'hydratation en serpentines

La transformation des olivines en serpentines est très réduite, elle n'apparaît que très localement dans les roches ultramafiques. Les serpentines y constituent des plages (ou lamelles) incolores présentant une structure maillée, dans les mailles cristallisent des amphiboles fibreuses. La serpentinisation des olivines s'accompagne également de l'expulsion de magnétite qui cristallise le long de fractures (*planche* II-d). Les amphiboles fibreuses sont des trémolites à $X_{Mg}\approx0,94$ légèrement plus magnésiennes que les serpentines ($X_{Mg}\approx0,9$). En l'absence des

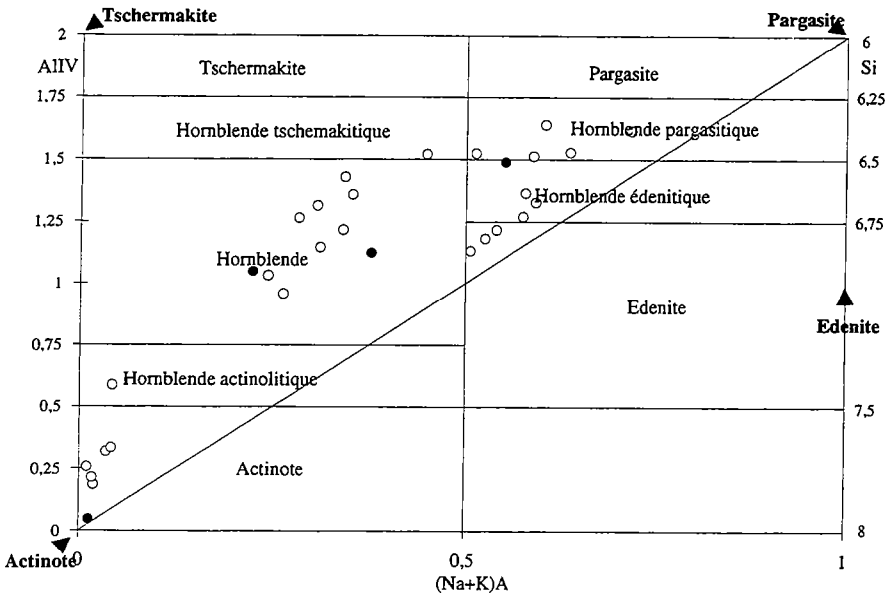


Fig. VI-7- Compositions des amphiboles provenant de l'altération du clinopyroxène dans le diagramme AlIV-(Na+K)A
cercles: amphiboles des leucogabbros
points: amphiboles des les ultramafites.

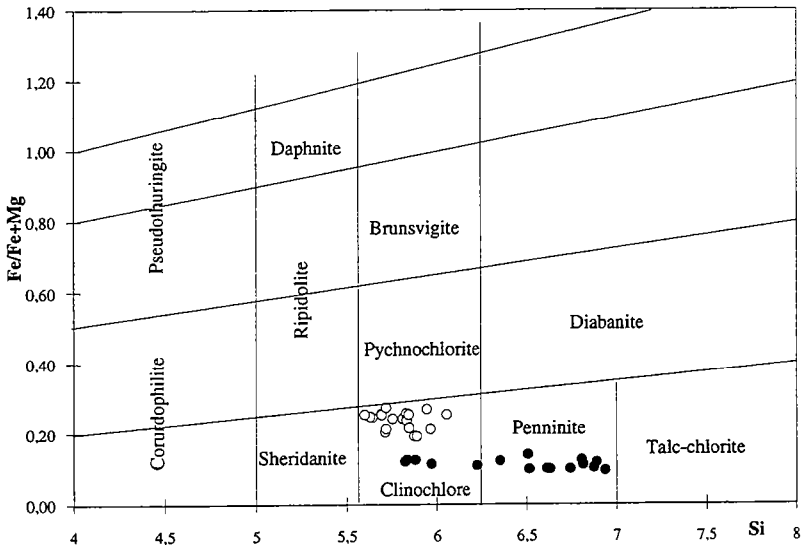


Fig. VI-8- Classification des chlorites dans le diagramme de Hey (1954).
cercles: amphiboles des leucogabbros
points: amphiboles des les ultramafites.

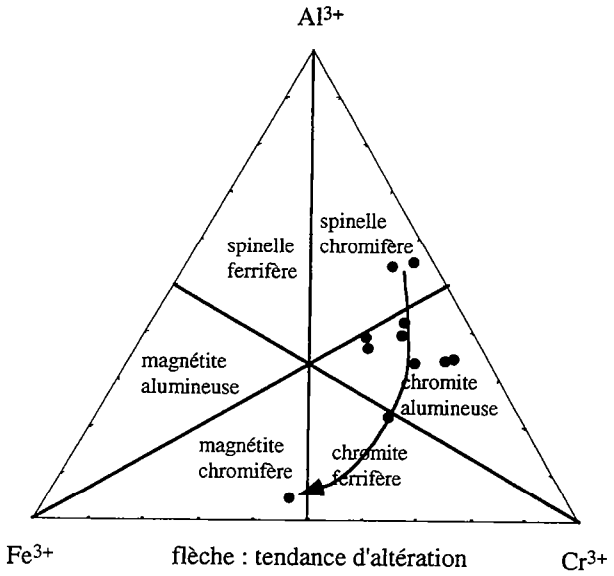


Fig. VI-9- Compositions chimiques du spinelle dans le diagramme Al-Fe^{3+}-Cr.

diagrammes de rayons X, la structure maillée, les compositions chimiques dont le total est compris entre 87 et 88%, la teneur en Si dans le site tétraédrique voisine de 4 et la situation au-dessus de la ligne $Mg_3Fe^{3+}_2$ dans le diagramme SiO_2-FeO-MgO (fig. VI-6), sont autant de caractères qui rapprochent les serpentines des cumulats ultramafiques de Kettara des serpentines de type antigorite (Moody, 1976; Wicks et Plant, 1977; Piquet, 1982; Blais et Auvray, 1990).

II-2- L'hydratation du clinopyroxène

L'hydratation du clinopyroxène aboutit à la formation de plusieurs phases minérales comprenant principalement l'amphibole et la chlorite, auxquels s'ajoute parfois l'épidote.

Même s'il existe des amphiboles brunes en taches dans le clinopyroxène et qui parfois entourent le spinelle ou l'ilménite, la majorité des amphiboles se développent à partir des extrémités des clinopyroxènes et varient depuis des amphiboles brunes jusqu'à des amphiboles incolores en passant par des amphiboles de couleur verte ou intermédiaire entre le vert et le brun. Cette variation de la couleur des amphiboles correspond à une évolution depuis des hornblendes jusqu'à des actinotes en passant par des hornblendes actinolitiques (fig. VI-7).

L'hydratation du clinopyroxène est généralement totale dans les cumulats ultramafiques et partielle dans les leucogabbros. Chronologiquement, ce sont les hornblendes brunes qui constituent les premiers produits de cette hydratation, suivies des amphiboles vertes puis des amphiboles vert pales et des chlorites. Dans certains cas, en particulier dans les cumulats ultramafiques, on observe une pseudomorphose totale du clinopyroxène en hornblende brune, celle-ci conserve la forme de l'ancien pyroxène et se présente sous forme de plages remplissant les espaces entre les fantômes d'olivine. Dans les leucogabbros, on peut observer sur une même plage représentant un ancien clinopyroxène un passage progressif depuis des amphiboles brunes jusqu'à des amphiboles vert pale en passant par des amphiboles vert-brun. Dans d'autres cas, la transformation des amphiboles brunes est moins progressive, leurs extrémités sont alors envahies par des amphiboles vertes ou par des amphiboles incolores et des chlorites. La présence de l'ensemble de ces variétés d'amphiboles n'est cependant pas systématique, la transformation directe du clinopyroxène ou des amphiboles brunes en amphiboles vert pale et en chlorite est souvent présente.

Même si elle existe, l'hydratation du clinopyroxène en épidote est un phénomène peu abondant. L'épidote forme des taches au sein du pyroxène ou se développe à la limite plagioclase-clinopyroxène. C'est une zoïsite contenant entre 8 et 18% du composant pistaschite. Lorsqu'elle est en contact avec le spinelle, elle a des teneurs anormalement élevées en Chrome (épidote chromifère contenant jusqu'à $\approx 2\% Cr_2O_3$).

II-3- L'altération du plagioclase

Hormis une carbonatation très limitée, l'altération la plus développée du plagioclase est une hydratation qui le transforme en prehnite, clinozoïsite et séricite. La prehnite est de couleur

brune et se présente en cristaux isolés à l'intérieur du plagioclase ou à la limite plagioclase-clinopyroxène. La majorité des prehnites est cependant sous forme d'agrégats microcristallins associés à l'épidote. Ces deux minéraux forment des taches sombres et irrégulières dans le plagioclase. La séricite peut leur être associée ou former au sein du feldspath des plages d'altération où elle constitue le composant principal. Les rares calcites observées forment des petites taches au sein du plagioclase ou plus généralement des petites veines qui recoupent les autres minéraux d'altération.

La séricite, l'épidote et la prehnite sont observables principalement dans les leucogabbros. Dans les cumulats ultramafiques, l'altération du plagioclase est très avancée et aboutit à sa transformation presque totale en chlorite. La calcite est parfois présente, elle est localisée préférentiellement à la limite plagioclase-olivine.

La prehnite est alumineuse (X_{Fe}<0,025) et l'épidote est très pauvre en composant pistaschite (Ps<4%), il s'agit de clinozoïsite-zoïsite. Les séricites sont des muscovites qui contiennent une faible quantité du composant phengite. Les calcites des roches ultramafiques contiennent du fer et du magnésium (dolomites) alors qu'elles en sont dépourvues dans les leucogabbros.

Dans un cristal donné de plagioclase, quand on se rapproche des produits d'altération (séricite, épidote, prehnite), la teneur en Anorthite diminue. Les plagioclases les plus calciques correspondent ainsi aux petits cristaux englobés et protégés par le clinopyroxène dans les leucogabbros.

II-4- La chloritisation

La chlorite est un minéral secondaire qui se développe aussi bien dans les cumulats ultramafiques que dans les cumulats mafiques. Son développement se fait aux dépens du clinopyroxène, du plagioclase et de la hornblende. Dans le clinopyroxène, elle est toujours associée à des amphiboles fibreuses de type actinote. Quant à son développement aux dépens du plagioclase, il se fait à partir de la limite plagioclase-fantômes d'olivine. La teinte de polarisation des chlorites des roches ultramafiques varie depuis des teintes bleutées jusqu'à des teintes grisâtres et leur composition est très variable. Dans la classification de Hey (1954), elles correspondent à des penninites et à des clinochlores (fig. VI-8), ce qui traduit dans une roche donnée, des variations importantes de leurs concentrations en alumine (12<%Al_2O_3<20) et en silice (30<%SiO_2<37). Dans les cumulats mafiques leur teinte de polarisation est uniforme (grisâtre) et leur composition chimique est assez homogène. Ce sont des clinochlores à ≈20% de Al_2O_3 et ≈29% de SiO_2 (fig. VI-8). Quant au rapport X_{Fe}, il est constant aussi bien dans les cumulats ultramafiques que mafiques où il est respectivement d'environ 0,1 et 0,2. Il ne semble donc dépendre que de la composition de la roche totale.

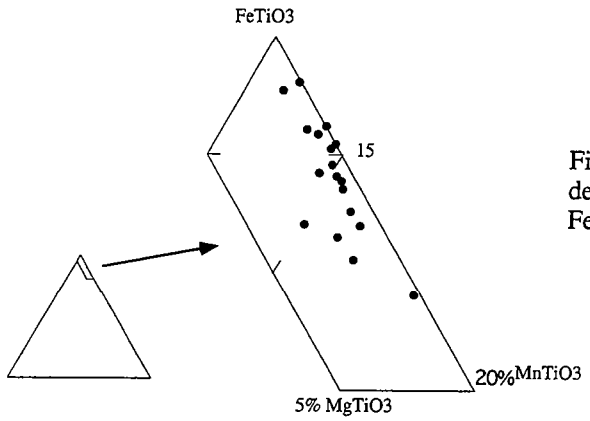


Fig. VI-10- Compositions chimiques de l'ilménite dans le diagramme FeTiO3-MnTiO3-MgTiO3.

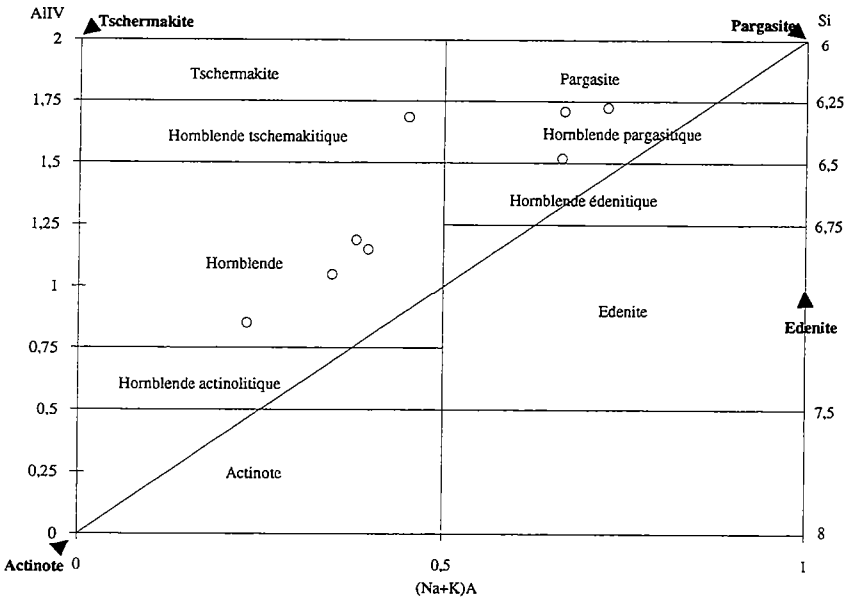


Fig. VI-11- Compositions de l'hornblende des veines dans le diagramme AlIV-(Na+K)A.

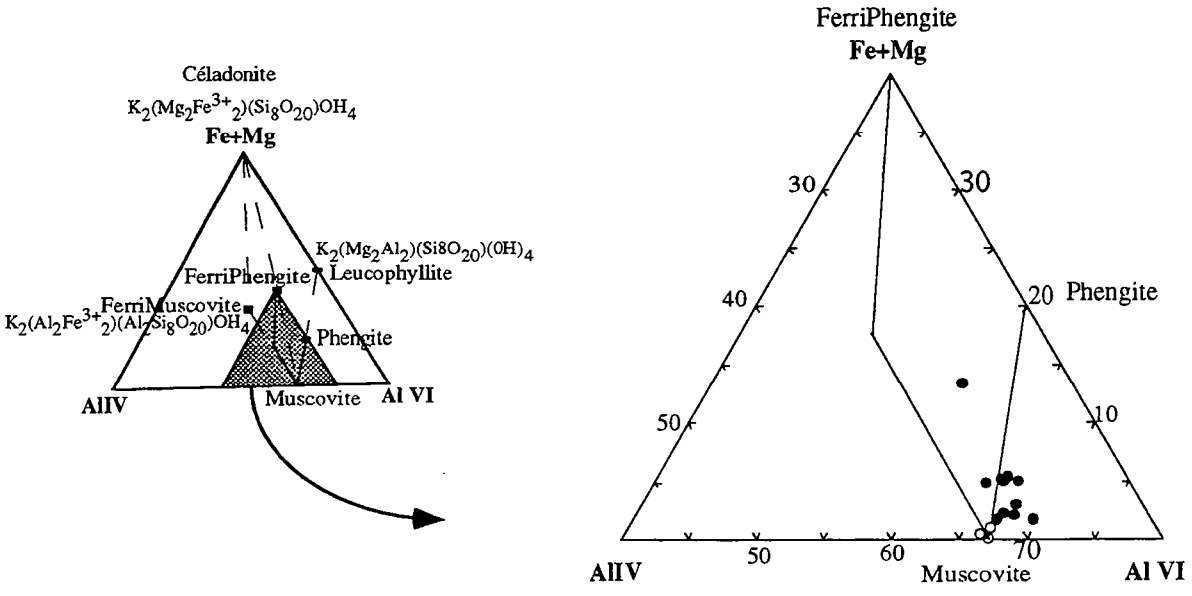


Fig. VI-12- Compositions chimiques des musovites des leucogabbros (points) et des veines (cercles) dans le diagramme (Fe+Mg)-AlIV-AlVI.

II-5- L'altération de l'ilménite et du spinelle

Le zonage observé optiquement dans le spinelle correspond à un appauvrissement en Mg et Al compensé par un enrichissement en fer et en chrome dans les bordures du minéral. Le résultat est une évolution depuis une composition de chromospinelle au coeur du cristal vers une chromite alumineuse, une chromite ferrifère, voire une magnétite chromifère en bordure du cristal (fig. VI-9). Dans certains cas cette transformation est presque totale et le spinelle devient un minéral sombre à composition de ferrichromite.

L'altération de l'ilménite produit de l'anatase et du sphène. Cette altération caractérise les leucogabbros, elle est absente dans les cumulats ultramafiques. L'ilménite a également subi une altération cryptique (sa composition chimique est modifiée sans que ses caractères optiques soient affectées) aussi bien dans les cumulats ultramafiques que mafiques. Elle est enrichie en Mn (MnO = 2 à 7,25%) alors que selon Haggerty (1976), l'ilménite des magmas tholeiitiques en contient moins de 1%. Elle est en revanche appauvrie en Mg (MgO<0,7%) alors que l'ilménite des magmas tholeiitiques peut en contenir jusqu'à 3% (Haggerty, 1976). Aucun zonage n'a cependant pu être mis en évidence dans cette altération cryptique des ilménites (fig. VI-10). Selon Cassidy et Groves (1988) l'enrichissement en Mn de l'ilménite est le résultat de processus de diffusion de cet élément depuis les silicates ferromagnésiens vers l'ilménite au cours des métamorphismes de moyen à bas grade.

II-6- Les fractures et les veines d'altération

Les cumulats mafiques et ultramafiques de l'intrusion de Kettara sont affectés par une fracturation plus ou moins intense. Les fractures (0,5 à 2mm de diamètre) sont remplies selon les cas d'amphibole, de chlorite, de séricite et de calcite. Bien que des fractures soient cicatrisées par des amphiboles de type hornblende, les amphiboles qui remplissent les fractures sont principalement des actinotes. Certaines fractures montrent un remplissage polyphasé, avec cristallisation des actinotes au centre et des chlorites en bordure. La faible épaisseur des fractures rend en général délicate la détermination des espèces minérales qui les cicatrisent et ceci aussi bien optiquement que chimiquement. Leur aspect réticulé rend également difficile l'établissement d'une chronologie relative de leur apparition. D'ailleurs, certaines fractures peuvent être, le long de leurs parcours, remplies par des espèces minérales différentes. Ainsi une même fracture peut être remplie de séricite et de chlorite dans deux endroits différents d'un même cristal de feldspath. En traversant le clinopyroxène, elle devient remplie d'actinote. Les fractures remplies de calcite semblent être les plus tardives, elles recoupent aussi bien les produits de pseudomorphose de l'olivine que les agrégats de prehnite-épidote dans les feldspaths.

Les chlorites, les actinotes et les séricites en remplissage des fractures ont des compositions chimiques identiques à celles qui participent à l'hydratation des minéraux primaires. En revanche, les hornblendes des veines sont moins riches en CaO, MgO et TiO_2 et plus riches en

Al_2O_3 et en FeO que les hornblendes qui participent à la transformation des minéraux primaires. Ce sont des ferropargasites et des magnésiohornblendes (fig. VI-11).

Des veines de taille plus importante (centimétrique à métrique) sont observées à l'échelle de l'affleurement, leur formation est en liaison avec le fonctionnement des zones de cisaillement. Ces veines sont remplies dans les cumulats ultramafiques par un assemblage à prehnite, pumpellyite, muscovite et feldspath potassique. La prehnite des veines est très alumineuse (X_{Fe}<0,01), aussi bien par sa composition chimique que par ses caractères optiques, elle est comparable à la prehnite qui altère les plagioclases des leucogabbros. La muscovite des veines contient moins de fer et de magnésium que la muscovite des leucogabbros (fig. VI-12). La pumpellyite est magnésienne et contient 1,8 à 2,8% MgO. Le feldspath potassique est riche en potassium (16,5% de K2O) et contient 98% du composant orthose. Dans les cumulats mafiques, les veines associées aux zones de cisaillement sont remplies soit de calcite, soit de quartz, soit de calcite au coeur et de quartz en bordure.

III- LES RÉACTIONS MINÉRALOGIQUES

La conservation des textures d'altération et la connaissance des compositions chimiques des différentes phases minérales qui sont impliquées dans le processus d'altération permettent de proposer des réactions minéralogiques susceptibles de décrire les transformations observées.

III-1- La formation de la hornblende

La hornblende peut être d'origine primaire, elle se forme alors à partir du liquide intercumulus. Elle peut être secondaire, sa formation nécessite l'introduction d'un fluide externe.

III-1-1- La distinction entre hornblendes primaires et secondaires

Les amphiboles de couleur brune et riches en titane se forment à des températures élevées mais la distinction entre la hornblende primaire qui cristallise à partir du liquide magmatique interstitiel et la hornblende secondaire d'origine hydrothermale est toujours difficile à établir (voir par ex. Mevel, 1984; Otten, 1984). En général, les critères texturaux ne sont pas assez clairs pour distinguer une amphibole primaire d'une amphibole secondaire. Les critères chimiques qui permettent de distinguer les deux générations de la hornblende ne sont pas bien définis et l'attribution d'une amphibole à une génération ou l'autre est souvent arbitraire et dépend principalement de sa teneur en titane, les plus titanifères sont généralement considérées comme d'origine primaire. Cependant, des rééquilibrages chimiques tardives peuvent avoir lieu et la teneur en titane des amphiboles peut ne plus correspondre à sa concentration au moment de sa cristallisation. La distinction entre origine primaire ou secondaire de la hornblende a des conséquences importantes. L'abondance d'amphibole d'origine primaire indique que le magma

parent est riche en eau alors que la présence de la hornblende secondaire indique que l'infiltration d'une eau externe s'est faite à haute température.

Dans les cumulats mafiques et ultramafiques de Kettara, les critères texturaux ne sont pas assez clairs pour distinguer entre hornblende primaire et secondaire. La hornblende brune se développe autour du spinelle, autour de l'ilménite, en tache à l'intérieur et autour du clinopyroxène et elle subsiste sous forme de petits cristaux au sein des amphiboles incolores à vert pale qui remplacent aussi bien le clinopyroxène que l'olivine. Dans certains cumulats ultramafiques, elle constitue par endroit le matériel intercumulus sans présence de reliques de pyroxène. Dans les leucogabbros, des plages d'amphiboles montrant une variation continue de couleur depuis le brun jusqu'au vert ou le vert pale sont présentes, il est alors difficile de définir la limite entre la hornblende brune et la hornblende verte. Les compositions chimiques de ces amphiboles sont aussi variées que leurs textures, ce sont selon la classification de Leake (1978), des hornblendes pargasitiques, édenitiques, magnésiennes, tschermakitiques et des édénites, sans que cette nomenclature soit corrélable avec les textures décrites ci-dessus.

En combinant les critères texturaux et les compositions chimiques des hornblendes des roches gabbroïques de la croûte océanique, Mevel (1984) a proposé des critères chimiques qui permettraient de différencier entre hornblende d'origine magmatique et hornblende d'origine hydrothermale. Elle a mis en évidence une relation entre la teneur en chlore des hornblendes et leur origine primaire ou secondaire: le chlore, dont l'origine est probablement l'eau de mer, est absent dans les hornblendes primaires alors qu'il est en quantité importante (jusqu'à 2%) dans les hornblendes d'origine secondaire. Dans les gabbros où l'ilménite est présente, Otten (1984), à partir des données de Helz (1973), établit un géothermomètre empirique à partir de la teneur en titane des amphiboles. Par comparaison avec les températures obtenues grâce à d'autres géothermomètres, en particulier le géothermomètre des pyroxènes (Lindsley et Andersen, 1983), il distingue les amphiboles d'origine primaire (dont les températures sont comparables à celles obtenues à partir des pyroxènes) des amphiboles d'origine secondaire (dont les températures sont inférieures à celles estimées à partir de la composition des pyroxènes).

A Kettara aussi bien la teneur en Cl des amphiboles que leur température de cristallisation permettent de distinguer les amphiboles primaires des amphiboles secondaires. Dans un échantillon donné, les diagrammes Cl versus K ou Cl versus Na distinguent deux types d'amphiboles: des amphiboles riches en K, en Na et en Cl et des amphiboles riches en K et en Na mais pauvres en Cl (fig. VI-13a & b). La présence de l'ilménite dans les gabbros de Kettara permet d'utiliser le géothermomètre empirique de Otten (1984); il indique des températures hydrothermales pour les premières (<850°C) et magmatiques pour les secondes (950-1300°C). Parmi toutes les amphiboles brunes qui ont été analysées, seules quatre amphiboles ont des compositions chimiques des hornblendes d'origine magmatique; leur faible quantité traduit la faible teneur en eau du magma à partir duquel elles ont cristallisé. Selon la classification de Leake (1978), ces amphiboles sont des hornblendes pargasitiques. Certaines d'entre elles

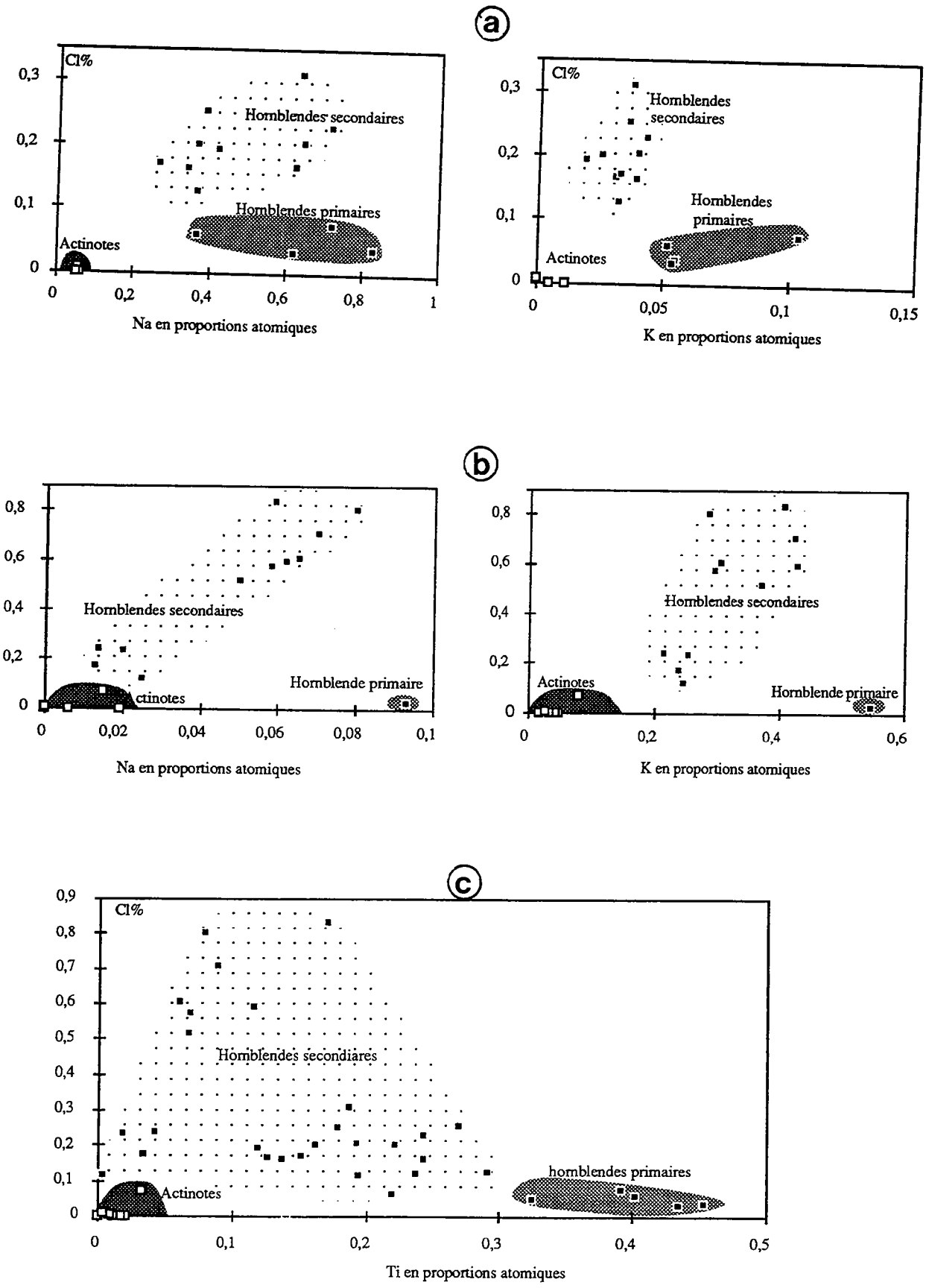


Fig. VI-13- Relations entre Cl, K et Na des amphiboles dans deux échantillons différents (**a**) et (**b**) et entre Cl et Ti dans l'ensemble des amphiboles (**c**). Les champs des hornblendes secondaires (pointillé), des hornblendes primaires (gris clair) et des actinotes (gris sombre).

montrent une évolution, à Cl constant, vers des teneurs en Ti, K et Na plus basses (fig. VI- 13a, b & c). Une telle évolution est probablement l'expression d'un rééquilibrage de leur composition chimique avec une phase hydrothermale de haute température.

Selon Stakes et Vanko (1986), la corrélation positive entre la teneur en chlore des amphiboles d'origine hydrothermale et leur teneur en titane est le résultat d'une déshydratation de plus en plus poussée du fluide provoquant ainsi l'augmentation de sa concentration en chlore.

III-1-2- La transformation du clinopyroxène en hornblende

La transformation du clinopyroxène en hornblendes a eu lieu au stade sub-solidus à des températures élevées, comprises entre 900 et 600°C (cf. Chapitre IV). En l'absence de critères texturaux qui peuvent renseigner sur les variations de volume accompagnant cette transformation, il est difficile de proposer la réaction chimique correspondante. Néanmoins les compositions du clinopyroxène ($CaMgSi_2O_6$) et de la hornblende $Na_{0,5}Ca_2Mg_4Al_2Si_7O_{22}(OH)_2$ impliquent un gain d'aluminium et de fer au cours de cette réaction. Kimball (1988) et Lécuyer (1990) suggèrent que l'alumine puisse provenir de l'altération cryptique du spinelle dont les bordures sont appauvries en cet élément. On peut alors écrire une réaction entre clinopyroxène, spinelle et hornblende. Cette réaction conserve l'alumine, elle est de la forme suivante :

endiopside + spinelle chromifère —> hornblende + chromite alumineuse

$$3CaMgSi_2O_6 + 2,5Fe_{0,75}Mg_{0,25}CrAlO_4 + 1SiO_2 + 0,4MgO + 0,25Na_2O + H2O \longrightarrow Na_{0,5}Ca_2Mg_4Al_2Si_7O_{22}(OH)_2 + Fe^{2+}CrFe^{3+}{}_{0,5}Al_{0,5}O_4 + CaO + 0,38Fe0 + 0,75Cr_20_3 \quad (1)$$

Les compositions chimiques des différentes phases minérales impliquées dans cette réaction ne montrent pas de variations significatives dans les cumulats mafiques et ultramafiques de Kettara. Leurs compositions indiquent que la formation de la hornblende aux dépens du clinopyroxène est accompagnée d'un faible gain de volume (5,3%), d'un apport de silice, de sodium et de magnésium, d'une libération de calcium et de chrome.

La zonation des spinelles n'est pas restreinte aux cristaux en inclusion dans le clinopyroxène, elle est également présente dans les cristaux en inclusion dans l'olivine. L'alumine perdue par le spinelle des olivines peut également expliquer la présence de la hornblende au coeur de certains fantômes d'olivine. La réaction décrivant l'apparition de la hornblende au coeur de l'olivine est de la forme suivante:

Olivine + spinelle chromifère —> hornblende + chromite alumineuse

$$4,5Mg_{1,75}Fe_{0,25}SiO_4 + 2,5Fe_{0,75}Mg_{0,25}CrAlO_4 + 2,5Si02 + 2CaO + 0,25Na_2O + H2O \longrightarrow Na_{0,5}Ca_2Mg_4Al_2Si_7O_{22}(OH)_2 + Fe^{2+}CrFe^{3+}{}_{0,5}Al_{0,5}O_4 + 1,5FeO + 4,5MgO + 0,75Cr_2O_3 \quad (2)$$

Cette réaction est accompagnée d'une très faible perte de volume (<1%) et d'un apport de calcium qui peut provenir de la réaction précédente, l'inverse est vrai pour le magnésium. Ces deux réactions sont oxydantes puisqu' une partie du fer dans le spinelle est passée de la forme

réduite (Fe^{2+}) à la forme oxydée (Fe^{3+}). Elles produisent toutes les deux du chrome, celui-ci rentre soit dans la composition des hornblendes elles-mêmes, soit dans la composition des épidotes en taches dans le clinopyroxène. Enfin l'avancement de ces deux réactions nécessite un apport de sodium et de silice par le fluide.

III-1-3- La formation des autres types d'amphiboles

Les autres types d'amphiboles qui remplacent soit directement le clinopyroxène, soit des amphiboles brunes sont des hornblendes actinolitiques et des actinotes associées à de la chlorite. Aussi bien dans les cumulats ultramafiques que dans les leucogabbros, l'ensemble des amphiboles qui constituent une roche donnée montrent une évolution continue depuis des hornblendes jusqu'à des actinotes/trémolites, la lacune de compositions observée dans les amphiboles calciques (Miyashiro, 1973; Tagiri, 1977) est ici absente, comme le sont les textures lamellaires d'intercroissance hornblende-actinote considérées caractéristiques d'une cristallisation à l'équilibre (Tagiri, 1977). L'absence de la lacune d'immiscibilité dans les amphiboles calciques a également été observée dans les gabbros des ophiolites (Evarts et Schiffman, 1983; Kimball, 1988), dans les gabbros de la croûte océanique (Mevel, 1984) et dans les schistes mafiques impliquées dans le métamorphisme régional (Laird et Albee, 1981). Même si l'ensemble de ces amphiboles pourraient être interprétées par un remplacement lors d'une altération hydrothermale à des températures de plus en plus faibles allant de ≈600°C à ≈400°C (cf. Chapitre IV), Kimball (1988) préfère l'interprétation selon laquelle la formation d'une partie des amphiboles brunes se serait effectuée au-dessus de la température du solvus, ces amphiboles supersolvus ont des teneurs intermédiaires en Al_2O_3. La coexistence hornblende (plus riche en aluminium que l'amphibole supersolvus) et de l'actinote/trémolite est considérée subsolvus. Enfin l'assemblage trémolite/actinote-chlorite est considéré comme un résultat des ajustements de l'amphibole à des températures encore plus faibles. Dans les cumulats de l'intrusion de Kettara, la lacune d'immiscibilité des amphiboles apparaît dans certaines roches et disparaît dans d'autres. Elle disparaît également lorsque l'ensemble des amphiboles de l'intrusion est considéré. La lacune d'immiscibilité des amphiboles observée dans le métamorphisme régional (Shido et Miyashiro, 1959; Graham, 1974; Maruyama et al; 1983) et dans les expériences de Oba (1980) n'a donc pas été observée dans plusieurs travaux concernant l'hydrothermalisme et dans certaines roches basiques impliquées dans le métamorphisme régional. Il semble donc que cette lacune n'apparaît que dans certains chemins pression-température-temps.

Les hornblendes actinolitiques et les actinotes sont toujours associées à la chlorite, les réactions décrivant leur formation seront décrites avec la formation de la chlorite.

III-2- L'altération de l'olivine

En plus de la réaction (2) qui transforme une partie de l'olivine en hornblende, l'olivine a subi d'autres transformations qui ont abouti à sa disparition presque totale et à l'apparition de la trémolite et de la serpentine.

III-2-1- La réaction olivine-trémolite

La transformation la plus fréquente de l'olivine est une pseudomorphose en amphiboles de type trémolite/actinote. Si l'on considère que la conservation de la texture magmatique et en particulier de la forme de l'olivine est une preuve d'une transformation à volume constant, la réaction correspondant à la transformation de l'olivine ($Mg_{1,75}Fe_{0,25}SiO_4$) en trémolite ($Ca_2Mg_{4,7}Fe_{0,3}Si_8O_{22}(OH)_2$) peut être approchée par la réaction suivante:

1000cm3 olivine (22,63mol) + 6,7SiO_2 + 7,3CaO + 3,7H_20 —› 1000cm3 trémolite (3,66mol) + 22,4MgO + 4,6FeO (3)

Cette réaction implique que l'hydratation de l'olivine est accompagnée d'un gain de calcium (7,4 moles) et de silice et d'une perte importante de magnésium (23,3moles) et faible de fer ajoutés au fluide. La transformation à volume constant indique qu'à l'échelle d'un cristal d'olivine tous les éléments majeurs qui rentrent dans la constitution des phases primaires et secondaires sont mobiles.

III-2-2- La réaction olivine-serpentine

La transformation de l'olivine en serpentines que l'on observe dans certaines roches ultramafiques peut être décrite par la réaction suivante où l'olivine ($Mg_{1,75}Fe_{0,25}SiO_4$) se transforme en serpentine ($Mg_{2,5}Fe_{0,5}Si_2O_5(OH)_4$):

1000cm3 olivine (22,63mol) + 18,4 H20 —> 1000cm3 serpentine (9,2 mol) + 16,6 MgO + 4,2 SiO2 + 1FeO (4)

Cette réaction, conservatrice du volume, indique que la serpentinisation est accompagnée, à l'échelle du cristal d'olivine (1-5 mm de diamètre), d'une mobilité plus ou moins prononcée de tous les éléments majeurs qui rentrent dans le réseau cristallin des deux phases minérales impliquées. Par comparaison avec la réaction de "trémolitisation", les remarques suivantes peuvent être notées :

(i) la silice est libérée par la serpentinisation alors qu'elle a été apportée par le fluide dans la réaction de "trémolitisation".

(ii) dans les deux cas, le magnésium est fortement mobile et subit les pertes les plus importantes.

(iii) dans les deux types de pseudomorphose, le fer subit des pertes qui sont beaucoup plus importantes au cours de "la trémolitisation" qu'au cours de la serpentinisation. Le fer lessivé au cours de la serpentinisation est probablement responsable de la cristallisation de la magnétite le long des fractures des fantômes d'olivine comme l'ont suggéré d'autres auteurs (Boudier, 1971; Wicks et Whittaker, 1977; Lécuyer, 1990). Quant au fer provenant de la trémolitisation, il va participer à d'autres réactions dans la matrice ou migrer encore beaucoup plus loin et quitter la roche.

III-2-3- Espaces-réactions de l'hydratation de l'olivine

Outre le fait qu'elles supposent le volume constant au cours de la transformation de l'olivine, les réactions écrites ci-dessus ne montrent que le bilan global de cette altération. L'éspace-réaction (Kimball, 1988) est un diagramme dans lequel est représenté pour une réaction donnée, le volume du minéral consommé en fonction du volume du minéral produit. Lorsque la réaction est isovolumique la relation entre les deux volumes correspond à la diagonale du diagramme. Les gains et les pertes que subissent les différents éléments constitutifs des deux minéraux sont représentées par des droites qui, pour un élément donné, sont parallèles entre elles et sont de ce fait appelées contours. Il est alors possible de lire pour un certain degré d'avancement de la réaction ("réaction progress variable" de Ferry, 1983), c'est à dire pour une certain volume d'olivine transformée, la quantité des éléments remobilisés. Pour un élément donné, la quantité remobilisée à un certain degré d'avancement de la réaction, correspond à l'intersection de son contour avec la droite isovolumique (fig. VI-14 a & b). Ce diagramme permet également de déterminer les quantités remobilisées de chacun des éléments pour des réactions qui s'accompagnent d'un changement de volume, et ce, quel que soit le degré d'avancement de la réaction. Il suffit de tracer la droite correspondant au changement de volume désiré (une réaction qui s'accompagne de 50% d'augmentation de volume par exemple, doit passer par l'origine et par le point correspondant à 500cm^3 de minéral consommé et 1000cm3 de minéral produit) et de lire ses intersections avec les contours de chacun des éléments. L'utilisation des diagrammes espaces-réactions pour l'hydratation de l'olivine (fig. VI-14 a & b) montrent ainsi des points qui n'apparaissaient pas dans les réactions globales (3) et (4):

- Concernant la transformation de l'olivine en trémolite (fig. VI-14b), quel que soit le degré d'avancement de cette réaction et quel que soit le changement de volume considéré, les quantités de fer remobilisables par cette réaction restent très faibles ($-1<\Delta FeO<5,5$moles). Si cette réaction conservait le fer (Fer immobile), elle devrait s'accompagner d'une augmentation de volume de ≈566,67%, ce qui éloigne fortement l'immobilité du fer dans cette réaction. Les contours de MgO et de SiO_2 ont des pentes plus fortes que celles des contours de FeO et les quantités remobilisées sont plus importantes, la conservation du magnésium s'accompagnerait d'une augmentation de volume de ≈69%, alors que celle de la silice s'accompagnerait d'une perte de volume de ≈22%. Enfin avec

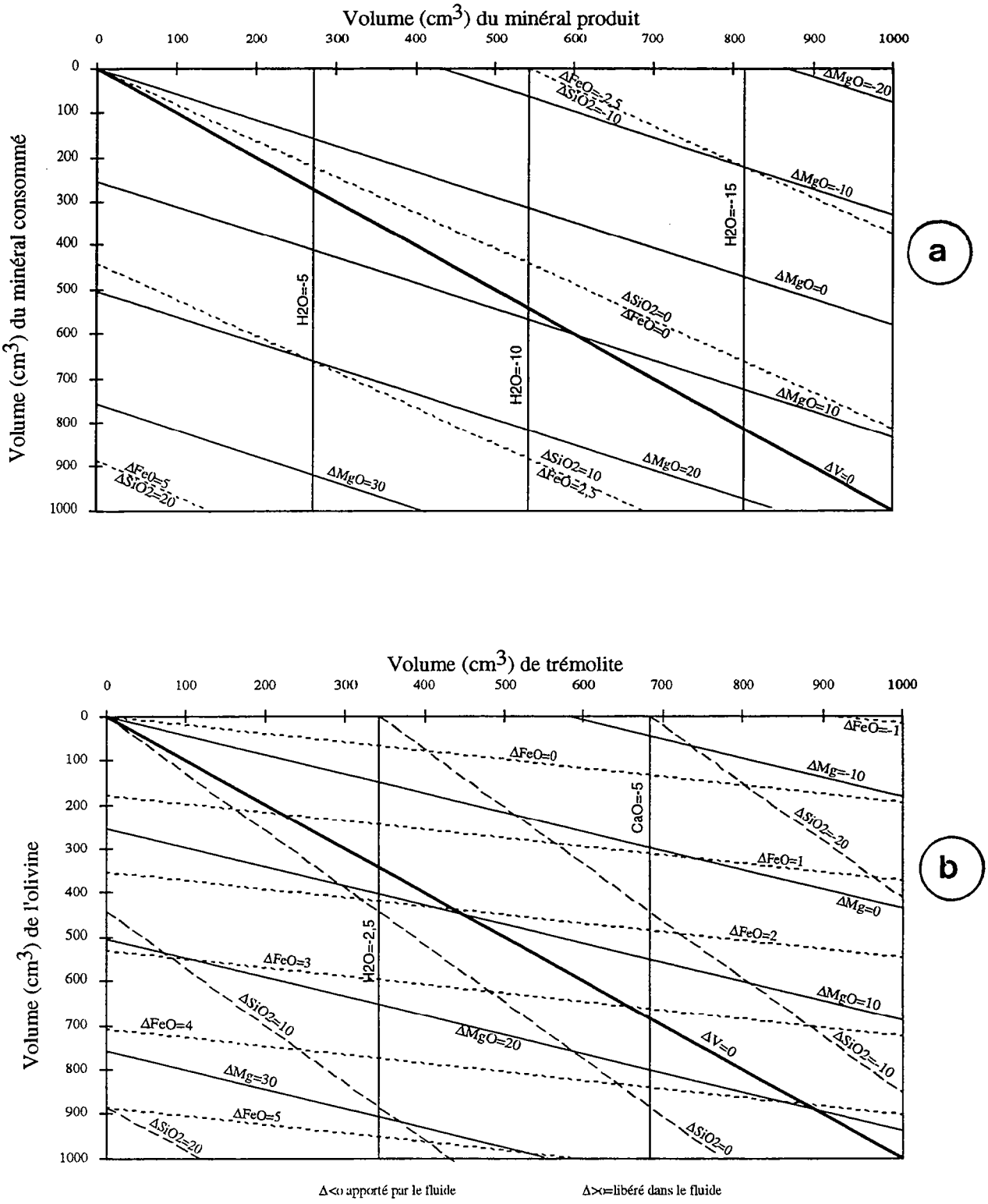


Fig. VI-14- Espaces-réaction de la transformation de l'olivine en serpentine (**a**) et en trémolite (**b**). La droite en gras représente la transformation isovolumique (ΔV=0). Les autres droites (contours) représentent les gains (Δ<0) ou les pertes (Δ>0) des différents oxydes (voir texte pour plus d'explication).

sa pente verticale, le contour de CaO indique que cette réaction n'est possible que si elle est accompagnée d'un apport de cet élément par le fluide.

- Concernant la serpentinisation de l'olivine (fig. VI-14a), aussi bien la conservation de Mg, de Fe que de Si s'accompagne d'une augmentation de volume, cette augmentation est la même pour Fe et Si (≈20%). Si l'on considère que la serpentinisation accompagnée d'une diminution de volume est improbable, les valeurs calculées par la réaction (4) correspondent aux quantités maximales de fer, de magnésium et de silice qui peuvent être libérées par cette transformation. Enfin il faut noter que par rapport à "la trémolitisation" les contours du fer et de Mg sont plus pentés, par conséquent la quantité de fer et de magnésium remobilisés (par volume unité de minéral primaire) au cours de la réaction isovolumique sont plus faibles. En revanche, les contours de Si sont moins pentés que dans "la trémolitisation", les quantités de silice remobilisées (par unité volume de minéral primaire) sont alors plus fortes.

II-2-4- Conclusion

La conservation de la texture primaire des cumulats de Kettara et la forme en taches arrondies ou allongées des fantômes d'olivine suggèrent que les réactions de trémolitisation et de serpentinisation de l'olivine soient des transformations à volume constant. Les éspaces-réactions de ces deux transformations indiquent que seul l'immobilité de Si s'accompagne d'une variation de volume raisonnable (≈20%). Cependant la conservation de cet élément au cours de la serpentinisation s'accompagnerait d'une conservation de Fe, ce qui est incompatible avec la cristallisation de magnétite le long des fractures de l'olivine.

III-3- L'altération du plagioclase

Les produits d'altération du plagioclase sont la prehnite, la clinozoïsite, la séricite et plus rarement de la calcite. L'albite n'a jamais été observée parmi les produits d'altération, cependant la teneur en albite des plagioclases augmente chaque fois que l'on se rapproche des minéraux qui participent à sa transformation. L'augmentation systématique de la teneur en albite des plagioclases, quand on se rapproche de ses produits d'altération, est considérée comme une preuve de la non-participation du composant albite du plagioclase dans les réactions de transformation (Ferry, 1979). On peut alors proposer des réactions où le composant Anorthite du plagioclase se transforme en chacune des espèces minérales décrites ci-dessus. Lorsqu'elles sont simplifiées, les compositions chimiques des espèces minérales impliquées dans ces réactions sont très proches de celles des pôles purs.

III-3-1- La transformation plagioclase-clinozoïsite

Au sein du plagioclase, dans le site où la transformation se fait seulement en zoïsite, la réaction minérale suivante décrit la transformation :

$$1{,}5\ CaAl_2Si_2O_8 + 0{,}5\ CaO + 0{,}5\ H_2O \longrightarrow Ca_2Al_3Si_3O_{12}(OH) \quad (5)$$

Cette réaction est conservatrice de l'aluminium et du composant albite du plagioclase. Elle implique un gain de calcium et s'accompagne d'une faible perte de volume (9,7%).

III-3-2- La transformation plagioclase-muscovite

Au sein du plagioclase, dans le site où la transformation se fait en séricite, la réaction minérale suivante décrit la transformation; elle conserve l'aluminium et le composant albite du plagioclase :

$$1{,}5\ CaAl_2Si_2O_8 + 0{,}5\ K_2O + H_2O \longrightarrow KSi_3Al_3O_{10}(OH)_2 + 1{,}5\ CaO \quad (6)$$

Cette réaction implique un gain de potassium et une perte de calcium. Si elle est contemporaine de la transformation du plagioclase en clinozoïsite, le calcium libéré par la formation de la muscovite dans un site du plagioclase peut être consommé dans un site voisin où la transformation en clinozoïsite est active. Elle s'accompagne d'une faible perte de volume (6,9%).

III-3-3- La transformation plagioclase-prehnite

Au sein du plagioclase, le site où la transformation se fait seulement en prehnite, la réaction suivante, conservatrice de Al et du composant albite du plagioclase, décrit la transformation :

$$CaAl_2Si_2O_8 + CaO + SiO2 + H_2O \longrightarrow Ca_2Al_2Si_3O_{10}(OH)_2 \quad (7)$$

Elle implique une augmentation de volume de 39,23% et un gain de silice et de calcium, ce dernier peut provenir de la transformation plagioclase-muscovite si les deux réactions sont évidemment contemporaines.

Dans les sites où la transformation du plagioclase se fait en prehnite et en muscovite, la réaction correspondante est la somme des réactions (6) et (7); le même raisonnement est vrai pour les sites où la transformation se fait en muscovite et en clinozoïsite ou en clinozoïsite et en prehnite. La somme des réactions (5), (6) et (7) correspond au remplacement du plagioclase par la muscovite, la prehnite et la clinozoïsite. La combinaison de ces différentes réactions réduit ainsi les gains et les pertes de volume qui accompagnent la transformation du plagioclase.

III-4- La formation de la chlorite

La chlorite se développe dans trois sites réactionnels, (i) à partir de la hornblende, (ii) à partir du plagioclase et (iii) à partir du clinopyroxène.

III-4-1- La transformation du plagioclase en chlorite

Dans les cumulats mafiques, la limite entre le plagioclase et l'olivine est remplie de chlorite alors que la limite clinopyroxène-olivine en est dépourvue, ce qui indique que Al provient de la transformation du plagioclase. Dans les cumulats ultramafiques le plagioclase en position intercumulus n'existe que sous forme de reliques, il est presque totalement transformé en chlorite. Malgré ce degré de transformation, la texture magmatique est conservée, ce qui indique que cette transformation ne s'accompagne pas d'une importante variation importante de volume. La réaction qui décrit cette transformation ne peut conserver l'aluminium car la conservation de cet élément implique une augmentation de volume de ≈85%, ce qui est incompatible avec la conservation des textures magmatiques. La réaction la plus appropriée pour décrire cette transformation est donc celle qui conserve le volume. La réaction qui décrit la transformation de $1000cm^3$ de plagioclase (An80%) en $1000cm^3$ de chlorite est la suivante:

$$9{,}92\ Na_{0,2}Ca_{0,8}Al_{1,8}Si_{2,2} + 19MgO + 4{,}8FeO + 19H_2O \longrightarrow 4{,}83\ Mg_4FeAl_2Si_3O_{10}(OH)_8 + 7{,}34SiO_2 + 8{,}2Al_2O_3 + 7{,}94CaO + 0{,}99Na_2O \quad (8)$$

Elle s'accompagne de gains importants de Mg et de Fe, de pertes importantes de Si, Al et Ca et faibles en Na.

III-4-2- La transformation de la hornblende en chlorite

Lorsqu'elle provient de l'altération de la hornblende ou du clinopyroxène, la chlorite est associée à la trémolite. En supposant l'aluminium immobile durant cette transformation, la réaction suivante décrit la formation de la chlorite et de la trémolite à partir d'une hornblende :

$$2Na_{0,5}Ca_2Mg_4FeAlSi_7O_{22}(OH)_2 + 3H_2O \longrightarrow Ca_2Mg_4FeSi_8O_{22}(OH)_2 + Mg_4FeAl_2Si_3O_{10}(OH)_8 + 3SiO_2 + 2CaO + 0{,}5Na_2O \quad (9)$$

Elle libère la silice, le calcium et le sodium, et s'accompagne d'une diminution de volume de 12,25%.

III-4-3- La transformation du clinopyroxène en trémolite + chlorite

Il est très difficile de s'assurer si cette transformation se fait à volume constant puisque l'assemblage chlorite-actinote est constitué de minéraux de forme fibreuse envahissant le clinopyroxène à partir de ses bordures. Cette transformation ne devrait pas non plus conserver l'aluminium puisque le clinopyroxène en est presque dépourvu (2-3% Al2O3). Étant donné la conservation des textures primaires dans les roches cumulatives de l'intrusion de Kettara, la réaction qui pourrait décrire cette transformation ne devrait pas s'accompagner de variations de volume significatives. Une des réactions qui semble bien décrire cette transformation est la suivante :

$$7CaMgSi_2O_6 + MgO + 2FeO + Al_2O_3 + 5H_2O \longrightarrow Ca_2Mg_4FeSi_8O_{22}(OH)_2 + Mg_4FeAl_2Si_3O_{10}(OH)_8 + 5CaO + 3SiO_2 \quad (10)$$

Elle s'accompagne d'une légère augmentation de volume (3,76%). Quant à la mobilité des éléments, elle implique un gain d'alumine, du fer, du magnésium et une perte de calcium.

Le bilan global de la chloritisation indique :

(i) une mobilité de l'aluminium, élément réputé immobile (Carmichael, 1969). La mobilité de cet élément est probablement limitée à la migration d'un site réactionnel à l'autre. L'alumine nécessaire à la chloritisation du clinopyroxène provient ainsi de la chloritisation du plagioclase.

(ii) un apport par le fluide de Mg et Fe

(iii) un lessivage de Si, Ca, et Na

III-5- Le rôle éventuel du talc

A 2Kb, la serpentinisation de l'olivine représentée par la réaction (4) se développe à 380 +/-12°C (Hemley et al., 1977). Dans les roches où la serpentine a été observée, il n'existe pas de relique d'olivine. La serpentine s'est-elle alors développée directement à partir de l'olivine? Celle ci serait restée intacte pendant tout l'intervalle de température séparant la fin de cristallisation des gabbros (≈900°C) jusqu'à la température de serpentinisation, ou bien la transformation est-elle passée par un stade de haute température où s'est formé un minéral intermédiaire et qui a ensuite complètement disparu au cours du refroidissement et du degré d'avancement de la transformation? La présence de minéraux de haute température (hornblende) au coeur des olivines transformées en trémolite plaide en faveur de la deuxième hypothèse.

Un des minéraux susceptibles de représenter ce minéral intermédiaire est le talc, celui ci est en effet décrit parmi les produits d'altération de l'olivine des gabbros où l'intensité de l'altération hydrothermale est très faible comme ceux de l'île de Skye (Ferry, 1985-a). Il est également parfois observé parmi les produits d'altération des gabbros océaniques (Mevel, 1984) et des gabbros ophiolitiques (Kimball, 1988; Lécuyer, 1990). Dans l'intrusion de Kettara, le talc n'a pas été observé mais les analyses aux rayons X suggèrent sa présence en très faible quantité.

Le diagramme de stabilité des minéraux dans le système MgO-SiO2-H2O (Hemley et al., 1977) (fig. VI-15) rend compte de l'absence éventuelle du talc parmi les produits d'altération d'un gabbro en cours de refroidissement. Selon le chemin indiqué sur cette figure, au cours du refroidissement progressif, la forstérite commence à se transformer en talc à la température T_1. La transformation évolue ensuite selon la limite olivine-talc jusqu'au point triple isobare (température T_2). A ce point, la transformation peut suivre deux chemins différents, soit le long de la limite forstérite-serpentine, soit le long de la limite talc-serpentine, tout dépendra de la composition de la roche totale. Dans les roches où le volume de l'olivine est très élevé par rapport à celui du pyroxène comme c'est le cas des cumulats ultramafiques de Kettara, ce n'est

qu'après destruction totale du talc à la température T_2 que la transformation continue selon la limite olivine-serpentine (Hemley et al., 1977).

III-6- La formation des veines d'altération

La calcite et la dolomite sont présentes en très faibles quantités parmi les produits d'altération des cumulats de Kettara et sont observées respectivement dans les cumulats mafiques et ultramafiques. La calcite et la dolomite ont été décrites dans les schistes mafiques de Vermont en Californie où l'évolution de leur composition chimique a pu être suivie en fonction du faciès métamorphiques (Laird et Albee, 1981). Elles montrent une augmentation de la substitution de (Fe, Mg et Mn) au Ca lorsque l'intensité du métamorphisme augmente. A Kettara ces substitutions sont très faibles et indiquent des températures également faibles. Pour certains carbonates, le développement dans des fractures qui recoupent la plupart des minéraux et en particulier la prehnite est déjà un indicateur d'une cristallisation tardive; leur composition chimique est une preuve supplémentaire indiquant leur cristallisation vers la fin du processus hydrothermal. Les plus grandes quantités de calcite cristallisent en effet dans les fentes associées aux zones de cisaillement, elles cristallisent après le quartz et occupent le centre des fentes. La présence de veines au sein des cumulats ultramafiques où coexistent prehnite et pumpellyite (+feldspath potassique + muscovite) indique aussi des températures faibles, comprises entre 300 et 400°C (Liou et al., 1983).

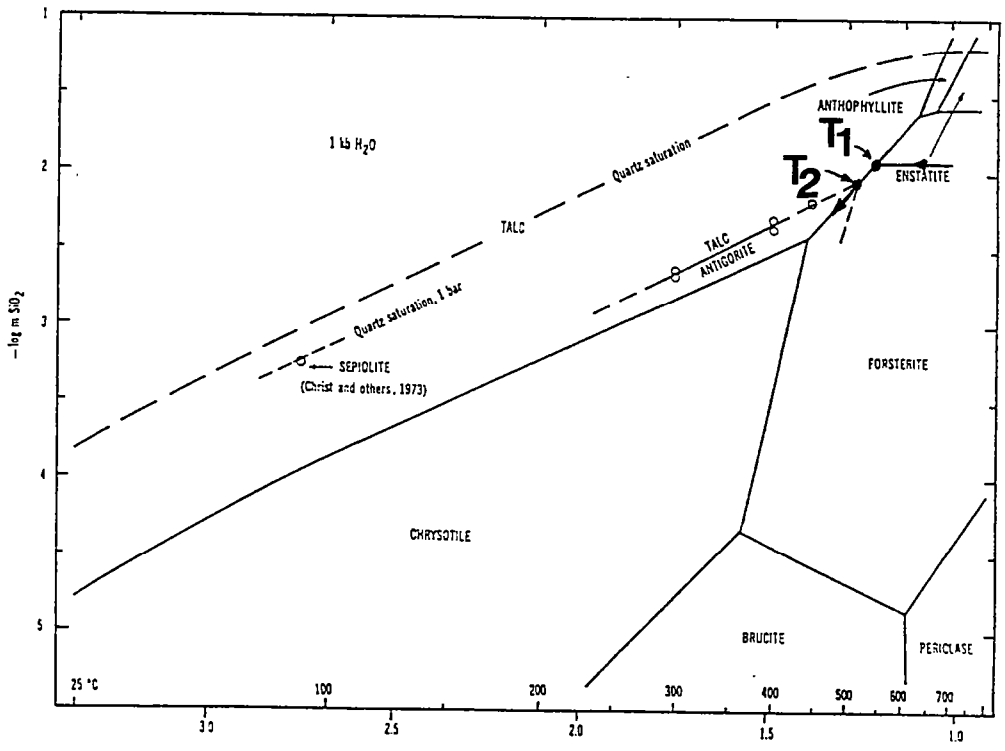


Fig. VI-15- Relations de stabilité des minéraux dans le système MgO-SiO2-H2O en fonction de log(mSiO2) et 1/T à Pf= 1Kb (d'après Hemley et al., 1977).

III-7- Histoire thermique et hydrothermale des gabbros isotropes de Kettara

La compositions chimique du clinopyroxène des cumulats mafiques et ultramafiques de l'intrusion de Kettara enregistrent des températures minimales comprises entre 1000 et 1100°C qui correspondent probablement aux températures de cristallisation des différents cumulats qui constituent l'intrusion. Les hornblendes d'origine secondaire enregistrent un intervalle de températures compris entre 850 et 600°C au cours duquel, en même temps que la chaleur apportée par l'intrusion est redistribuée, l'activité hydrothermale est déclenchée. Elle est matérialisée par la cristallisation de la hornblende secondaire qui se forme aux dépens du clinopyroxène, de l'olivine ou cristallise dans des fractures. Le spinelle chromifère devient une chromite alumineuse. Vers la fin de cet intervalle de températures, une partie de l'épidote s'est formée probablement aux dépens du clinopyroxène et une partie de l'ilménite s'est transformée en anatase.

En l'absence d'indicateurs directs (inclusions fluides) de la composition du fluide qui a réagi avec les gabbros pendant cette altération de haute température (faciès amphibolite), le bilan global des réactions de formation de la hornblende apporte certains renseignements (fig. VI-16). Ce bilan considère que les éléments susceptibles d'avoir migré d'un site réactionnel à l'autre ne sont pas d'origine externe. Il indique que le fluide était hydraté et oxydant et porteur de Cl. Il a apporté au moins Na et Si qu'il a déposé dans les gabbros. Ces derniers ont en revanche libéré au moins Fe. Selon les modèles de Norton (1978), les premiers fluides qui arrivent en un point donné de l'intrusion en cours de refroidissement proviennent de l'intrusion elle même ou d'un encaissant qui n'est pas très éloigné de l'intrusion. La richesse en Cl et en Na de ce fluide indique qu'il est probablement d'origine externe.

Entre 600 et ≈350°C (350°C correspond approximativement à la température de l'encaissant loin de l'intrusion (cf. Chapitre IV), l'intrusion continue de se refroidir et l'activité hydrothermale devient intense. Des espèces minérales changent de composition pour s'adapter aux nouvelles conditions physiques, les hornblendes deviennent de moins en moins alumineuses lorsque la température diminue et l'ilménite s'enrichit en manganèse ou se transforme en sphène. Des nouvelles espèces minérales cristallisent soit dans des fractures, soit aux dépens des minéraux préexistants. La chlorite se forme aux dépens du plagioclase, de la hornblende et du clinopyroxène. L'olivine se transforme en trémolite/actinote (et en serpentine dans certains cumulats ultrabasiques). Le plagioclase se transforme en clinozoïsite, séricite et en prehnite. La fin de l'activité hydrothermale est marquée par la formation de quelques rares calcites qui cristallisent principalement dans des fractures recoupant les minéraux préexistants.

Le fluide qui a réagi avec l'intrusion pendant cet intervalle de basses températures (faciès schiste vert à prehnite-actinote) a enrichi les gabbros en K et les a appauvris au moins en Na (fig. VI-16). Selon les modèles de Norton (1978), ce fluide peut provenir de régions sources très éloignées de l'intrusion et sa composition initiale aurait été modifiée par des réactions avec les lithologies qu'il a traversées durant sa trajectoire vers l'intrusion. Etant donné l'abondance des

minéraux de basse température par rapport aux minéraux de haute température, ce sont les réactions développées en faciès schiste vert qui vont affecter la composition chimique de la roche totale.

L'analyse pétrographique et minéralogique des gabbros isotropes a montré qu'une activité hydrothermale a accompagné la mise en place, la cristallisation et le refroidissement de l'intrusion. L'analogie des réactions minéralogiques dans la série cumulative ultramafique et mafique indique que ces deux séries ont réagi avec un même fluide dont la composition a probablement changé au cours de l'intervalle de température/temps correspondant à la dissipation de la totalité de la chaleur apportée par l'intrusion. Si cette analyse des gabbros les moins altérés a permis de suivre l'évolution de l'activité hydrothermale au cours du temps, son extension aux gabbros déformés va permettre de la suivre dans l'espace et de mieux comprendre comment ces fluides externes se sont infiltrés dans l'intrusion.

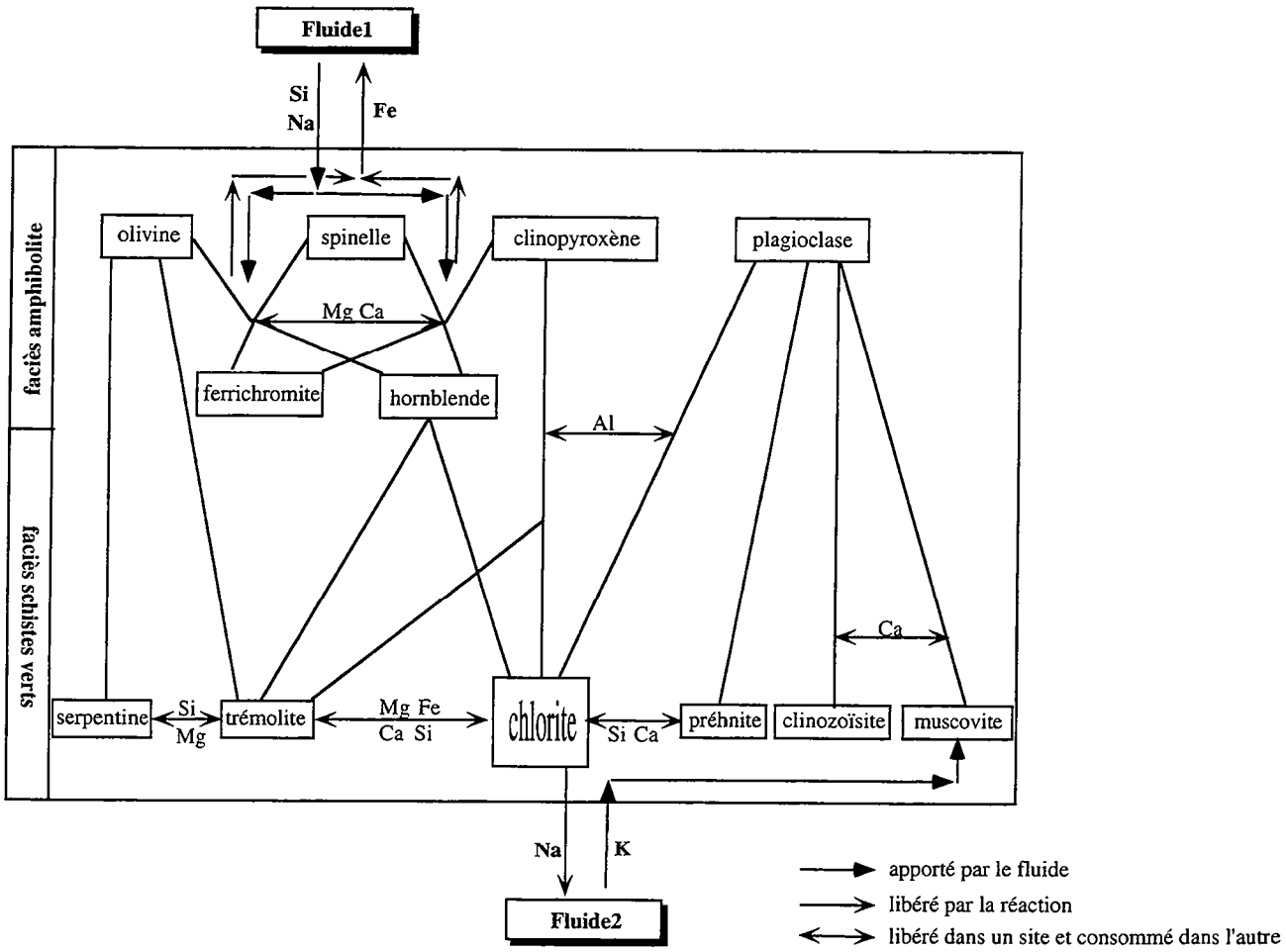


Fig. VI-16- Bilan géochimique des diférentes réactions de formation des minéraux secondaires dans les gabbros isotropes. Tous les éléments susceptibles d'avoir été mobiles d'un site à l'autre sont considérés comme immobiles à l'échelle de la roche.

IV- ÉVOLUTION DE L'ALTÉRATION EN FONCTION DE LA DÉFORMATION

L'intrusion de Kettara est parcourue par des zones de cisaillement d'échelle centimétrique à métrique au coeur desquelles la texture et la minéralogie primaire sont profondément modifiées à tel point que le protolite n'est plus reconnaissable. C'est à l'approche de ces zones qu'un échantillonnage systématique a été effectué afin de suivre dans l'espace les effets de l'interaction gabbro-fluide.

IV-1- Évolution texturale et minéralogique

L'évolution de la texture et de la composition minéralogique des gabbros diffère selon que les gabbros ont subi une déformation cassante (gabbros isotropes) ou ductile (gabbros déformés). La répartition de ces deux de types de comportements des cumulats vis à vis de la contrainte compressive est régie par la distance aux zones de cisaillement à l'approche desquelles leur comportement évolue d'un comportement fragile vers un comportement ductile.

IV-1-1- Dans les gabbros isotropes

L'approche des zones de cisaillement est marquée texturalement par une fracturation de plus en plus intense, les leucogabbros les plus fracturés entourent ainsi les zones de cisaillement. Cette augmentation de l'intensité de fracturation réduit progressivement la taille des grains et augmente la surface des minéraux qui entrent en contact avec le fluide. Il s'ensuit une augmentation de l'abondance des minéraux secondaires hydratés au profit des minéraux primaires anhydres. Aucune nouvelle espèce minérale secondaire n'est à signaler et à part une très légère augmentation du rapport X_{Fe} des minéraux ferromagnésiens, les compositions des différentes phases minérales ne montrent pas de changements significatifs. Les sites réactionnels sont restés les mêmes que ceux décrits dans les gabbros les moins altérés et les textures magmatiques sont encore reconnaissables, seul le degré d'avancement de chaque réaction a donc augmenté. Ainsi en fonction de la distance aux zones de cisaillements dans les leucogabbros, après l'olivine qui a presque complètement disparu dans les roches isotropes les moins transformées, la transformation du clinopyroxène devient de plus en plus avancée jusqu'à devenir complète. Il est de même pour le degré d'avancement des réactions de transformation du plagioclase sans que celui ci disparaisse complètement (fig. VI-17). Dans les cumulats ultramafiques, l'évolution est différente, le plagioclase disparaît le premier, suivi du clinopyroxène et finalement de l'olivine. L'abondance des différents minéraux secondaires n'est pas une fonction linéaire de la distance aux zones de cisaillement. Ainsi dans les leucogabbros, le volume de la muscovite, de la prehnite et de la clinozoïste montre une augmentation jusqu'à un maximum puis une diminution au profit de l'amphibole et de la chlorite (fig. VI-17).

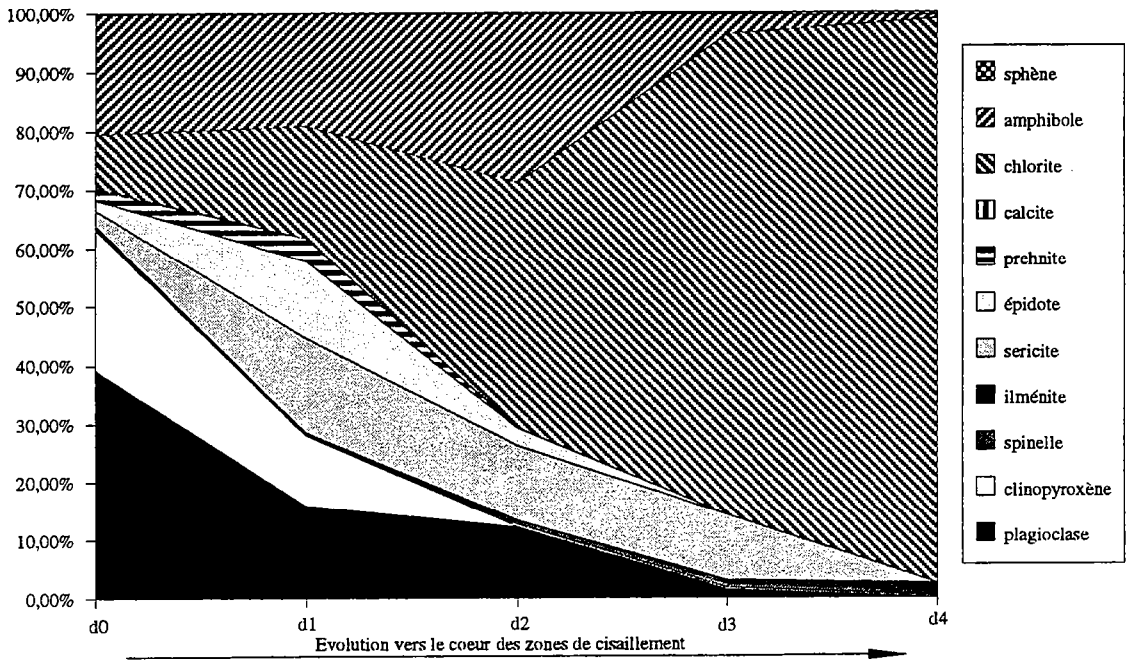


Fig. VI-17- Evolution de la composition minéralogique des leucogabbros en fonction de la distance aux zones de cisaillement. (d4): chloritoshiste (coeur des zones de cisaillement), d3: chloritoschiste à clastes d'albite (zone externe des zones de cisaillement), (d2): gabbro intensément fracturé autour des zones de cisaillement, (d1): leucogabbro faiblement fracturé, (d0): leucgabbro le moins fracturé et le plus loin des zones de cisaillement.

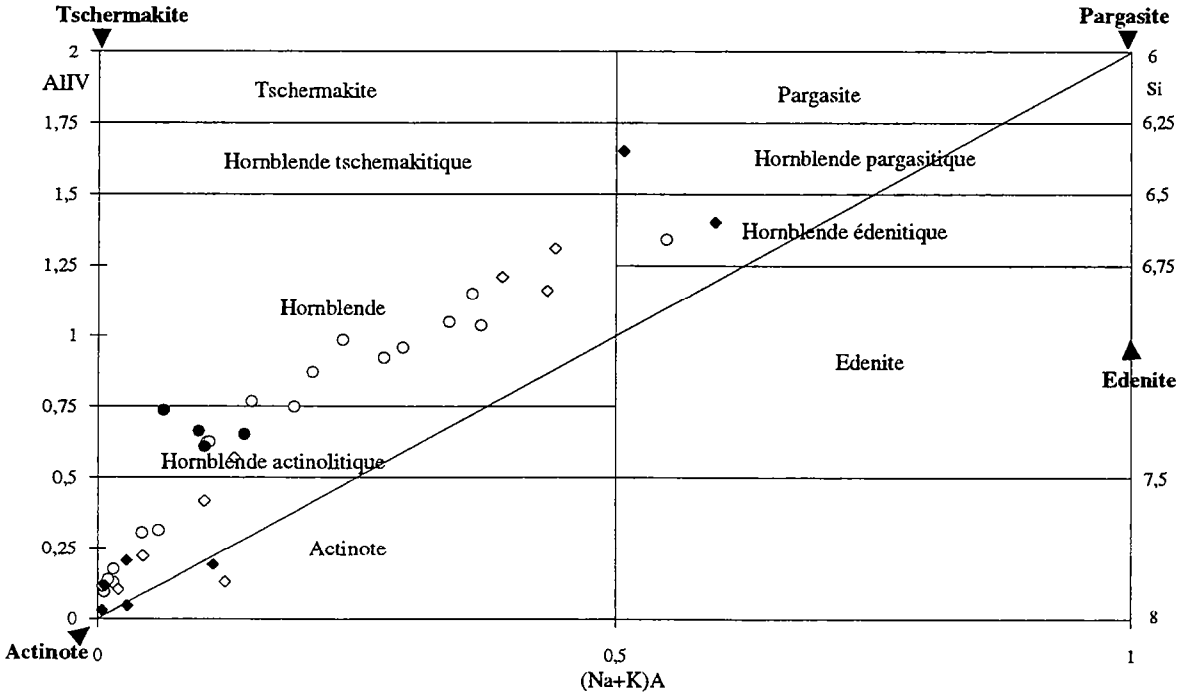


Fig. VI-18- Compositions chimiques des amphiboles des gabbros déformés dans le diagramme AlIV-(Na+K)A. Les leucogabbros faiblement déformés (cercles), fortement déformés (points). Losanges: les ultramafites faiblement déformées (clair) et fortement déformées (sombre).

IV-1-2- Dans les gabbros déformés

Outre la cristallisation de minéraux orientés, le plan d'anisotropie dans les gabbros déformés est matérialisé par le grand axe d'allongement des fantômes d'olivine qui ont acquis une forme elliptique dans les stades les moins déformés et par le développement des zones abritées autour des minéraux les moins solubles.

La composition minéralogique des gabbros déformés est très différente de celles des gabbros isotropes. Hormis quelques minéraux accessoires insolubles (spinelle, ilménite, sphène), tous les minéraux primaires ont complètement disparu et lorsque des reliques existent, ils ont une composition très différente de leur composition primaire. C'est le cas du plagioclase qui devient de l'albite; sa disparition au coeur des zones de cisaillement s'accompagne souvent de celle de ses minéraux d'altération (épidote, prehnite et séricite). Avant de disparaître complètement au coeur des zones de cisaillement, la prehnite et la séricite montrent un enrichissement en Fe relativement au Mg. Les minéraux qui cristallisent aux dépens de toutes les autres phases minérales dans ces zones à forte déformation ductile sont la chlorite et l'amphibole (fig. VI-17).

La plupart des zones mylonitisées sont à chlorite dominante mais des zones à teneur intermédiaire entre chlorite et amphibole ou des zones à amphibole dominante existent. Les amphiboles qui forment les zones de cisaillement à amphibole dominante ont des compositions très proches de celles de l'actinote mais la majorité des analyses ne satisfont pas à au moins deux formules de normalisation utilisées pour le calcul des formules structurales des amphiboles (voir Reynard et Ballevre, 1988; Reynard, 1989; Bremond d'Ars, 1990). Ceci est probablement en liaison avec la très faible taille des minéraux au niveau des zones de cisaillement qui leur confère un aspect de "l'asbeste".

La chlorite et l'amphibole des gabbros déformés montrent des changements plus ou moins progressifs dans leurs compositions chimiques. Dans les cumulats où la déformation est peu intense, tous les types d'amphiboles reconnus dans les gabbros isotropes sont représentés, leur composition évolue depuis celle de la hornblende jusqu'à celle de l'actinote/trémolite (fig. VI-18). Le rapport X_{Fe} des chlorites augmente avec la diminution de Si. Selon la classification de Hey (1954) (fig. VI-19), les clinochlores (XMg≈0,2) des cumulats mafiques deviennent des pychnochlorites-ripidolites (XMg≈0,4) et les penninites-clinochlores (X_{Mg}≈0,1) des cumulats ultramafiques deviennent des clinochlores-ripidolites (X_{Mg}≈0,3). La composition chimique des chlorites tend donc à s'homogénéiser au niveau des zones de cisaillement. Il en est de même pour les amphiboles des roches ultramylonitiques dont la composition est assez homogène. Ce sont des hornblendes actinolitiques ou des trémolites/actinotes (X_{Mg}=0,6-0,81). Au sein de ces roches fortement déformées subsistent parfois quelques rares amphiboles brunes ou vertes (hornblende).

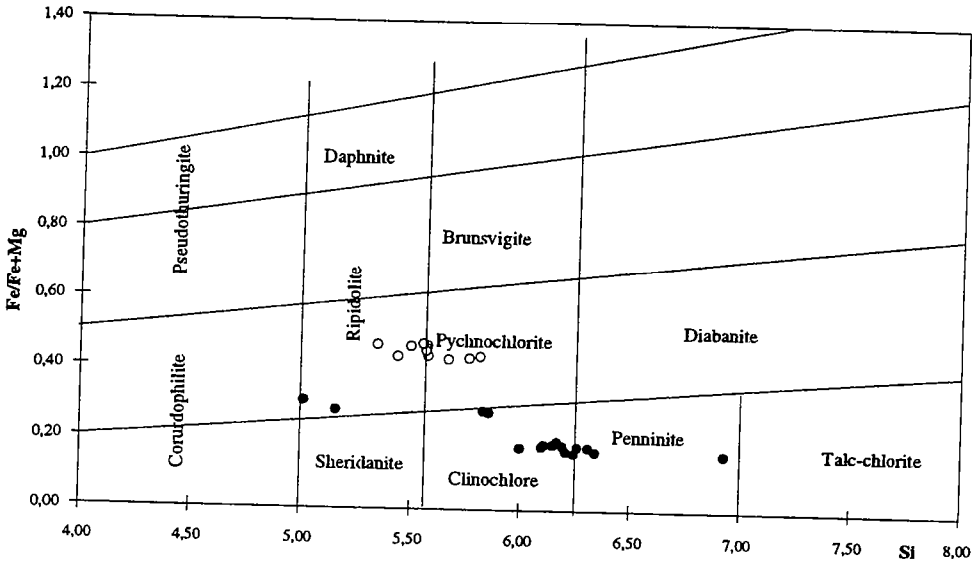


Fig. VI-19- Compositions des chlorites des zones de cisaillement traversant les leucogabbros (clairs) et les ultramafites (sombres).

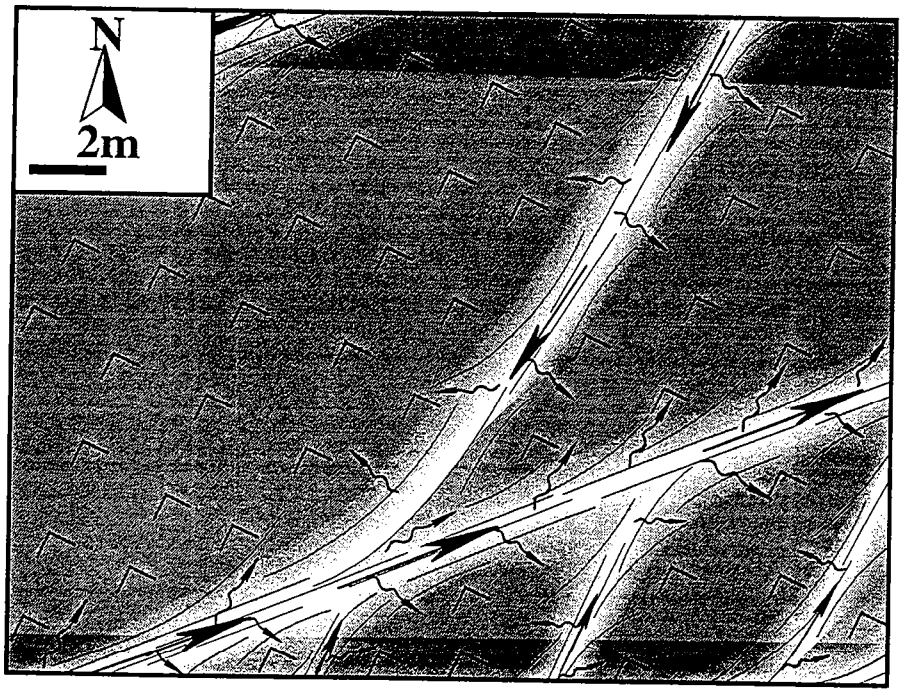


Fig. VI-20- Circulation des fluides le long des zones de cisaillement ductiles et infiltration vers les gabbros isotropes.

IV-2- Les réactions globales minéraux-fluide

Dans les roches déformées les textures d'altération ne sont pas assez évidentes pour déduire les réactions minéralogiques qui se sont déroulées à l'échelle de chaque site réactionnel. En supposant que les mylonites observables au coeur des zones de cisaillement proviennent de la transformation des gabbros isotropes, on peut écrire des réactions globales minéraux-fluide (Ferry, 1985-a; cf. Chap I). Ces réactions correspondent à la résultante des différentes réactions ayant abouti à la formation de la roche déformée à partir de la roche initiale.

Un exemple de ces réactions est calculé dans la zone de cisaillement où le leucogabbro se transforme en un chloritoschiste. L'écriture de cette réaction globale suppose que la transformation est isovolumique et décrit la transformation de 1000 cm^3 de la roche non déformée en 1000cm^3 d'une mylonite constituée principalement de chlorite. Cette réaction globale minéraux-fluide est la suivante:

3,89 plagioclase + 3,63 clinopyroxène + 0,2 sericite + 0,14 epidote + 0,13 prehnite + 0,44 chlorite magnésienne + 0,74 Amphibole magnésienne + 2,04Al^{3+} + 0,5Ti^{4+} + 8,5Fe^{++} + 0,15Mn^{++} + 3,74Mg^{++} + 29,16H_2O + 14,91H_2 = 4,66 chlorite ferrifère + 0,02 amphibole ferrifère + 0,03 spinelle + 0,6 ilménite + 0,05 sphène + 10, 39H4SiO4 + 0,045Cr^{3+} + 7,17Ca^{2+} + 1,54Na^{+} + 0,19K^{+} + 14,91H^{+}

Elle indique que la formation du chloritoschiste s'accompagne de gain de Fe, Mg, Mn, Al, Ti et d'une perte de Si, Ca, Na, K et Cr. La réaction est réductrice, elle consomme de l'eau et de l'hydrogène et libère des protons H^+. Cette réaction est cependant incompatible avec les observations pétrographiques car elle implique la formation de l'ilménite et du spinelle. L'apparition de ces deux minéraux insolubles parmi les produits de la réaction est due à l'augmentation de leur volume modal. L'augmentation de l'abondance des minéraux insolubles au cours de processus hydrothermaux ne peut s'expliquer que par un lessivage important d'autres phases minéralogiques et donc de pertes de volumes non négligeables (Gratier, 1984; Potdevin et Caron, 1986) au cours de la mylonitisation des gabbros de Kettara.

IV-3- Mécanismes de l'altération hydrothermale

Le mécanisme par lequel les différents minéraux primaires de l'intrusion de Kettara sont remplacés par les minéraux secondaires est la pression-dissolution. Il est indiqué dans les zones déformées par le développement des zones abritées et par la disparition progressive des minéraux primaires lorsque l'intensité de déformation augmente. Dans le champ de pression-dissolution, le degré d'avancement de chacune des réactions minérales devrait traduire des différences dans le taux de dissolution de chacune des phases minérales majeures (olivine, plagioclase, clinopyroxène) qui constituent l'intrusion. Selon Lasaga (1984), le temps nécessaire pour dissoudre complètement un cristal de 1 mm de diamètre dans des conditions de pH=5 et T=25°C est de 600 000 ans pour la Forstérite, 6800 ans pour le Diopside et 112 années pour l'Anorthite. Même si ces conditions diffèrent de celles de l'altération hydrothermale dans

l'intrusion de Kettara, les taux de dissolution dans des conditions de déformation sont favorisées mais ne changent pas d'ordre (Parneix, 1987). Elles indiquent que le plagioclase se dissout et s'altère en minéraux secondaires plus rapidement que le clinopyroxène dont les taux d'altération et de dissolution sont plus rapides que ceux de l'olivine. Cette séquence est celle observée dans les cumulats ultramafiques mais elle s'inverse dans les leucogabbros où l'olivine disparaît la première, suivie du clinopyroxène et ensuite du plagioclase. Les expériences de Gislason et Arnorson (1993) sur la dissolution des minéraux primaires d'une roche basaltique montrent que l'augmentation de la teneur en Mg du clinopyroxène et de l'olivine augmente leur taux de dissolution, le même effet est observé lorsque la teneur en Anorthite des plagioclases augmente. Si ces travaux peuvent expliquer pourquoi l'altération des minéraux des cumulats ultramafiques est plus avancée que celle des leucogabbros, elles n'expliquent pas pourquoi l'ordre de dissolution des trois phases minérales est inversé dans les leucogabbros. Gislason et Armorson (1993) prédisent en effet que la dissolution des constituants d'une roche de composition basaltique peut suivre un ordre différent selon la composition et le volume relatif de chacun de ses constituants.

Les cumulats isotropes Kettara ont subi une déformation fragile plus ou moins intense selon la proximité des zones de cisaillement et les minéraux ayant cicatrisé ces fractures sont des minéraux hydratés; leur production est donc liée à la circulation de fluides hydrothermaux. Ces fluides provenaient des zones de cisaillement puisque, dans les gabbros isotropes, l'intensité d'altération représentée par le pourcentage des minéraux secondaires, croît vers les zones déformées (fig. VI-20). Ces fluides sont d'origine externe puisque les bilans géochimiques des réactions minéralogiques indiquent qu'au moins une partie des éléments chimiques impliqués sont apportés par le fluide. L'introduction des fluides dans les zones de cisaillement a probablement commencé dès les premiers stades de l'histoire hydrothermale de l'intrusion puisque des minéraux de haute température (faciès amphibolite) existent en reliques au coeur des ces zones. L'altération hydrothermale des gabbros isotropes ne s'est probablement pas effectuée par diffusion des éléments entre les zones de cisaillement et les gabbros non déformés puisque l'abondance de certains minéraux secondaires (sericite, prehnite, clinozoïsite) ne montre pas une augmentation régulière à l'approche des zones de cisaillement. Étant donné la généralisation de l'altération hydrothermale à la totalité de l'intrusion, un fluide statique de percolation n'expliquerait pas la diffusion des éléments à grande échelle (Hofmann, 1972). Le mécanisme compatible avec l'intensité de l'altération observé est l'infiltration (Korzhinskii, 1970). Afin de quantifier le transfert de matière au cours de cette interaction roche-fluide, on analyse ses effets sur la composition chimique des roches.

V- GÉOCHIMIE: EFFETS DE LA CIRCULATION DES FLUIDES SUR LA COMPOSITION CHIMIQUE DES ROCHES

Vue l'intensité de l'altération de la composition minéralogique des cumulats de Kettara au niveau des zones de cisaillement ductiles qui parcourent l'intrusion, ces zones ont constitué des conduits par lesquels d'énormes quantités de fluide ont circulé. Selon les modèles de Dipple et Ferry (1992), la quantité de fluide qui aurait circulé dans les zones de cisaillement où le protolite n'est plus reconnaissable et dont le fonctionnement est accompagné par la formation de fentes à quartz ou à calcite, serait au moins d'environ 10^7 moles $H2O/cm^2$. C'est à l'approche de ces zones qu'un échantillonnage systématique (41 échantillons) et des analyses en éléments majeurs et en quelques éléments en traces ont été effectuées afin de suivre les effets de l'altération hydrothermale sur la composition chimique des roches.

V-1- Caractérisation géochimique des séries cumulatives basique et ultrabasique

Même si l'intrusion stratiforme de Kettara a subi une altération hydrothermale, la préservation des textures dans les cumulats isotropes les moins altérés a permis d'apprécier la quantité des différents minéraux primaires et en même temps, grâce aux réactions minérales, d'approcher quelques éléments susceptibles d'avoir été mobilisés. Les compositions chimiques des roches les moins altérées montrent des éléments dont les concentrations sont encore compatibles avec des processus primaires, d'autres éléments ont au contraire des concentrations qui reflètent plutôt des processus secondaires postmagmatiques.

V-1-1- Caractères primaires

Les cumulats ultramafiques se distinguent des cumulats mafiques par leur concentration en SiO_2 comprise entre 40% et 43% alors que dans les cumulats basiques elle est comprise entre 45 et 50% (fig. VI-21a). Les cumulats ultramafiques se caractérisent surtout par des teneurs faibles en Al_2O_3 (comprises entre 7 et 15%) et en CaO (4-10%) qui traduisent une faible quantité de plagioclase. Par contre dans les cumulats basiques, les concentrations de ces deux oxydes sont très élevées, respectivement 15-22% et 11,25-15,25%, traduisant l'accumulation des cristaux de plagioclase. Les teneurs en MgO sont plus élevées dans les cumulats ultrabasiques (24-28,5%) que dans les cumulats basiques (8-11%) et traduisent la diminution de la quantité d'olivine accumulée au cours du fractionnement magmatique. FeO et MnO ne permettent pas de distinguer clairement entre les deux types de cumulats. En fonction de la teneur en silice, leurs concentrations diminuent dans la série cumulative ultrabasique et augmentent dans la série cumulative basique.

Parmi les éléments majeurs incompatibles, TiO_2 a des concentrations relativement plus élevées (>0,5%) dans les leucogabbros que dans les cumulats ultrabasiques. Il est de même pour P_2O_5 dont la concentration, d'environ 0,03% dans les ultrabasites, atteint 0,09% dans les leucogabbros.

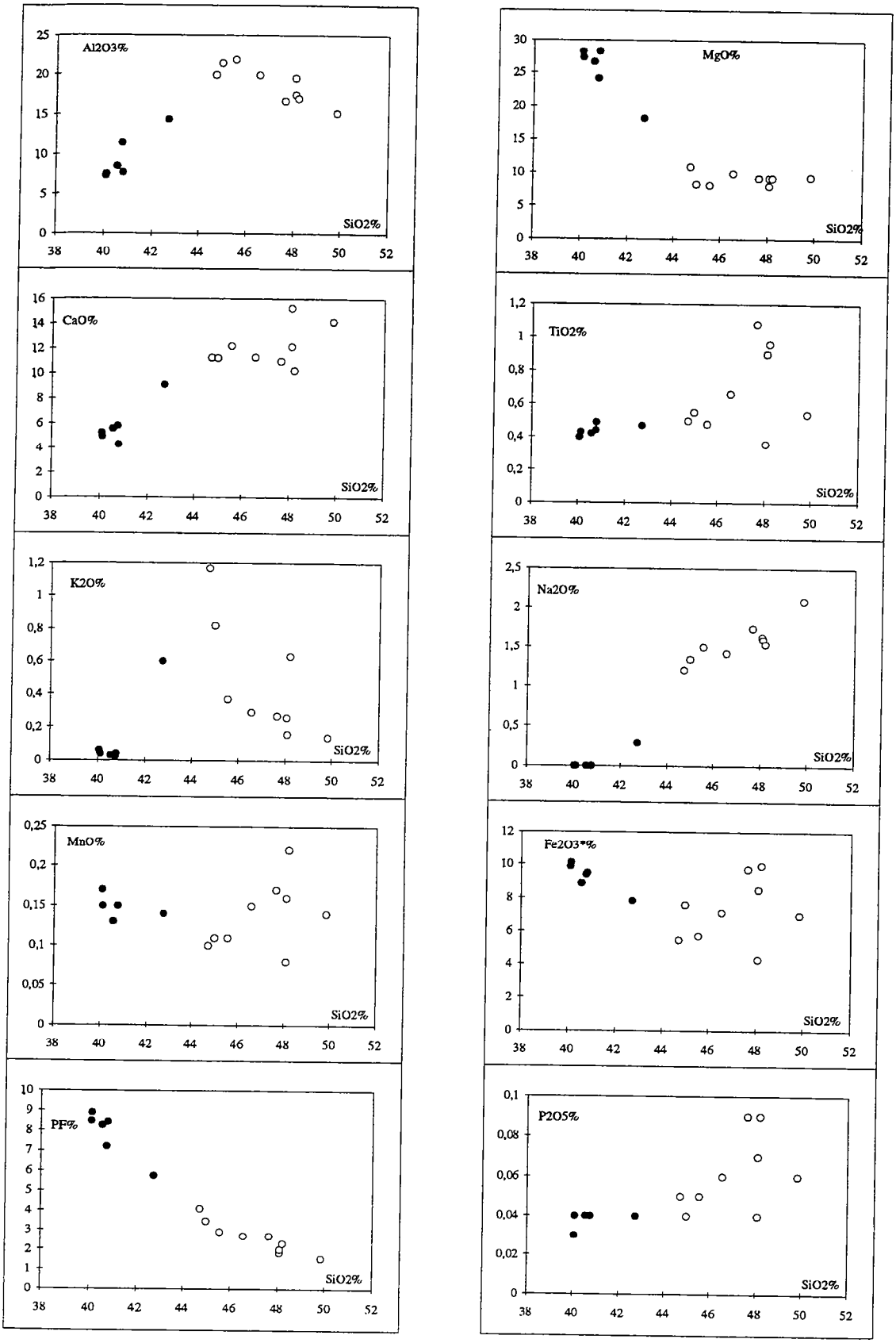


Fig. VI-21-**a**) Diagramme de Harker pour les éléments majeurs.
Ne sont représentés dans les figures VI-26 a & b que les gabbros les moins fraturés échantillonés loin des zones de cisaillement. Les cumulats ultrabasiques sont représentés en noir, les cumulats basiques en clair.

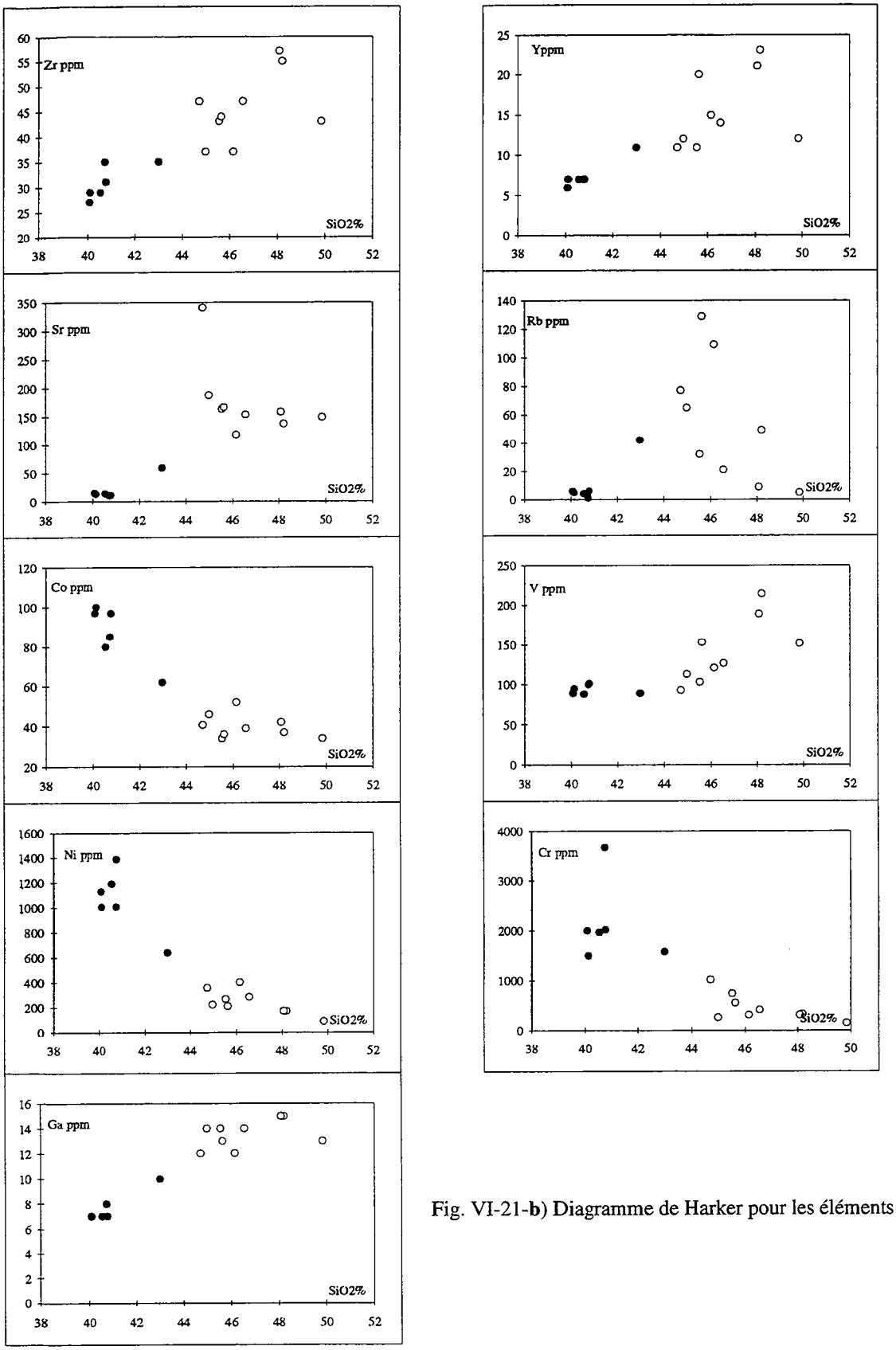


Fig. VI-21-**b**) Diagramme de Harker pour les éléments traces

Parmi les éléments traces analysés, les cumulats ultrabasiques se distinguent par leurs teneurs élevées en Cobalt (60<Co<100ppm) et en Nickel (Ni>600ppm) qui traduisent la forte concentration de l'olivine, les teneurs en chrome sont également élevées (Cr>1500ppm) et traduisent l'accumulation des cristaux de spinelle. Dans les cumulats basiques les concentrations de ces trois éléments sont en revanche faibles (Ni<450ppm; 25<Co<50ppm; Cr<1100ppm; Sr<15ppm) (fig. VI-21b). L'accumulation des plagioclases au niveau de la série cumulative basique se traduit par des concentrations élevées en Strontium (100<Sr<200ppm) sauf un échantillon qui en contient 345ppm.

Les éléments traces incompatibles permettent également de différencier les deux séries cumulatives, ainsi les teneurs de Zr, Y, V et Ga sont souvent plus élevées dans les leucogabbros que dans les péridotites et indiquent un haut degré de fractionnement de l'intrusion stratiforme de Kettara.

V-1-2- Caractères secondaires

D'autres critères chimiques permettent de distinguer entre les deux types de cumulats, ils sont attribuables à la superposition des processus magmatiques et postmagmatiques (fig. VI-21a&b):

(i) la perte au feu est toujours très élevée dans les cumulats ultrabasiques (5%<PF<9%), traduisant un état d'hydratation plus avancé que dans les leucogabbros (2%<PF<4%). Cette différence est le résultat d'un degré d'altération toujours plus avancé dans les cumulats ultrabasiques que dans les cumulats basiques et traduit l'abondance de la chlorite.

(ii) les teneurs en Na_2O sont toujours inférieures à la limite de détection dans les cumulats ultrabasiques, traduisant l'absence presque complète des reliques de plagioclase. Dans les leucogabbros les concentrations en Na_2O sont comprises entre 1 et 2%.

(iii) les teneurs en K_2O et en Rb sont élevées dans les leucogabbros par rapport aux cumulats ultrabasiques, elles traduisent surtout la présence des muscovites parmi les produits d'altération du plagioclase.

V-2- Caractérisation des processus postmagmatiques

Malgré un certain degré d'altération hydrothermale des gabbros isotropes les moins fracturés de Kettara, certains éléments ont gardé des teneurs compatibles avec des processus magmatiques. Pour le même degré d'altération de la roche totale, d'autres éléments ont au contraire des teneurs qui proviennent de la superposition des deux processus, magmatiques et postmagmatiques.

V-2-1- Éléments mobiles et éléments immobiles

Afin de faire la part des variations chimiques liées au fractionnement magmatique de celles dues à l'altération hydrothermale, la comparaison des coefficients de corrélation entre les couples d'éléments lorsque seuls les échantillons isotropes sont considérés, puis lorsque l'ensemble des échantillons isotropes et déformés sont considérés, permet de distinguer les éléments dont les concentrations ne sont contrôlées que par les processus magmatiques de ceux dont la concentration reflète la superposition de deux ou plusieurs processus (Cox et Clifford, 1982). Dans les gabbros isotropes de Kettara un certain nombre de couples d'éléments montrent des coefficients de corrélation élevés (tableau VI-1). Certains de ces éléments sont incompatibles, tels que Zr, Ti, P, Y et V dont les concentrations peuvent refléter les processus de différenciation magmatique. D'autres couples d'éléments sont compatibles et leurs coefficients de corrélation traduisent des phénomènes d'accumulation de cristaux tels que les couples Cr-Ni ou Cr-Mg ou des phénomènes de substitution tels que les couples K-Rb et Ca-Sr.

Lorsque l'ensemble des roches isotropes et déformées de l'intrusion sont considérées (tableau VI-1), les coefficients de corrélation entre les différents éléments analysés montrent des changements considérables :

(i) une grande partie des coefficients de corrélation inter-éléments a subi une chute significative, les couples d'éléments ayant un coefficient de corrélation compris entre 0,8 et 1 est passé de 38 dans les gabbros isotropes à 22 lorsque l'ensemble des cumulats isotropes et déformés sont considérés. C'est le cas par exemple du couple Ti-Y dont le coefficient de corrélation est passé de 0,91 à 0,63. La diminution de la corrélation entre les éléments caractérise la superposition d'au moins deux processus (Cox et Clifford, 1982). Au moins un élément de chacun des couples qui montrent une diminution significative (≈0,3) de leurs coefficients de corrélation est considéré comme un élément mobile.

(ii) certains couples d'éléments gardent des coefficients de corrélation élevés, ces éléments sont en particulier Ti, P et V. Leurs concentrations ne semblent donc pas être affectées par les processus hydrothermaux et peuvent être considérés comme des éléments relativement immobiles.

(iii) pour d'autres couples d'éléments (par ex. Si-Fe), les coefficients de corrélation ont au contraire largement augmenté. Une telle augmentation indique probablement que la concentration de ces éléments ne reflète plus les phénomènes magmatiques mais plutôt les phénomènes postmagmatiques.

V-2-2- Les variations de masse et de volume

Parmi les cinq éléments incompatibles Ti, P, V, Zr et Y, le titane est choisi comme un indice de différenciation dans la figure VI-22. Cette figure montre que les rapports entre Ti, P et V restent constants quel que soit le degré de fractionnement ou de déformation des roches, en revanche les rapports Ti/Zr et Ti/Y augmentent dans certaines roches mylonitiques. Ceci indique

	SiO2	Al2O3	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	Nb	Zr	Y	Sr	Rb	Co	V	Ni	Cr	Ba	Ga	Cu	Zn
SiO2		-0,39	***-0,93***	***-0,83***	-0,10	***0,90***	0,61	0,17	-0,43	-0,35	-0,17	0,02	0,15	0,54	0,10	***-0,84***	-0,57	-0,16	-0,09	-0,06	***-0,80***	0,50	***-0,91***
Al2O3	0,65		0,41	0,34	***-0,82***	-0,07	0,41	0,48	0,48	0,44	0,27	0,35	0,36	0,45	0,47	0,01	0,49	-0,65	-0,51	0,31	0,53	0,13	0,37
FeO*	-0,47	-0,60		***0,95***	-0,06	***-0,84***	-0,50	-0,18	-0,55	0,47	0,23	0,13	0,04	-0,53	-0,10	0,79	0,69	-0,06	-0,15	0,14	***0,87***	-0,47	***0,94***
MnO	-0,08	-0,30	***0,83***		0,08	-0,77	-0,45	-0,20	0,55	0,45	0,16	0,15	0,11	-0,53	-0,14	0,73	0,67	-0,11	-0,21	0,16	0,78	-0,50	***0,91***
MgO	***-0,85***	***-0,92***	0,47	0,11		-0,39	-0,77	-0,53	-0,40	-0,42	-0,27	-0,50	-0,59	-0,70	-0,49	0,39	-0,38	***0,91***	0,76	-0,35	-0,24	-0,41	0,01
CaO	***0,84***	0,79	-0,58	-0,25	***-0,90***		0,79	0,02	-0,28	-0,18	0,00	0,16	0,22	0,74	0,12	***-0,84***	-0,39	-0,41	-0,28	0,00	-0,66	0,72	***-0,84***
Na2O	***0,92***	0,78	-0,44	-0,05	***-0,94***	***0,92***		0,42	0,10	0,17	0,08	0,42	0,53	***0,86***	0,33	-0,75	-0,03	-0,69	-0,53	0,26	-0,29	0,69	-0,51
K2O	0,24	0,58	-0,38	-0,20	-0,48	0,19	0,30		-0,05	-0,09	-0,05	0,01	0,33	0,58	***0,98***	-0,42	-0,09	0,44	-0,37	0,28	-0,08	0,04	-0,17
TiO2	0,57	0,21	0,29	0,53	-0,47	0,31	0,57	0,00		***0,89***	0,26	0,70	0,63	-0,03	-0,06	0,30	***0,95***	-0,39	-0,39	0,46	0,46	-0,07	0,50
P2O5	0,59	0,20	0,19	0,46	-0,45	0,36	0,59	-0,06	***0,93***		0,54	***0,87***	0,63	0,04	-0,09	0,26	***0,84***	-0,39	-0,39	0,31	0,46	0,01	0,39
Nb	0,39	0,31	-0,43	-0,18	-0,36	0,53	0,43	0,00	0,14	0,26		0,65	0,25	0,11	-0,06	0,08	0,32	-0,35	-0,28	-0,09	0,23	0,10	0,03
Zr	0,63	0,35	0,06	0,30	-0,56	0,44	0,66	0,04	***0,93***	***0,96***	0,36		0,73	0,30	-0,04	-0,08	0,58	-0,51	-0,45	0,33	0,14	0,23	0,04
Y	0,62	0,26	0,19	0,52	-0,52	0,35	0,60	0,17	***0,91***	***0,85***	0,22	***0,84***		0,34	0,30	-0,30	0,51	-0,61	-0,56	0,51	-0,01	0,12	0,00
Sr	0,64	***0,84***	-0,67	-0,38	***-0,81***	0,78	0,76	0,55	0,24	0,28	0,48	0,43	0,27		0,48	-0,71	-0,15	-0,60	-0,43	0,18	-0,31	0,65	-0,52
Rb	0,21	0,56	-0,38	-0,20	-0,44	0,15	0,25	0,99	-0,05	-0,11	-0,04	-0,02	0,12	0,48		-0,35	-0,07	-0,41	-0,37	0,24	-0,01	-0,03	-0,10
Co	***-0,90***	***-0,88***	0,62	0,26	***0,95***	***-0,89***	***-0,92***	-0,45	-0,39	-0,41	-0,39	-0,50	-0,47	***-0,81***	-0,41		0,40	0,45	0,32	-0,08	0,71	-0,53	***0,80***
V	0,66	0,22	0,25	0,53	-0,53	0,43	0,64	-0,01	***0,95***	***0,89***	0,19	***0,86***	***0,92***	0,22	-0,06	-0,46		-0,43	-0,44	0,38	0,59	-0,12	0,60
Ni	***-0,87***	***-0,86***	0,47	0,06	***0,98***	***-0,91***	***-0,96***	-0,45	-0,50	-0,49	-0,41	-0,58	-0,55	-0,79	-0,41	***0,92***	-0,58		***0,88***	-0,32	-0,12	-0,41	0,08
Cr	-0,79	-0,67	0,33	-0,02	***0,82***	-0,73	***-0,85***	-0,43	-0,50	-0,47	-0,17	-0,50	-0,54	-0,64	-0,41	0,77	-0,55	***0,85***		-0,31	-0,14	-0,24	0,02
Ba	0,27	0,13	0,12	0,18	-0,26	0,14	0,27	0,20	0,46	0,26	-0,35	0,33	0,51	0,15	0,16	-0,23	0,47	-0,27	-0,30		0,07	0,11	0,15
Ga	0,80	0,72	-0,09	0,22	***-0,88***	0,73	***0,87***	0,25	0,75	0,71	0,28	0,76	0,72	0,60	0,20	-0,80	0,77	***-0,85***	-0,77	0,28		-0,31	0,80
Cu	0,61	0,41	-0,44	-0,37	-0,56	0,77	0,67	-0,04	0,19	0,26	0,39	0,34	0,09	0,58	-0,10	-0,58	0,30	-0,59	-0,40	0,15	0,43		-0,46
Zn	-0,39	-0,41	***0,83***	0,72	0,34	-0,48	-0,34	-0,18	0,23	0,19	-0,30	0,12	0,15	-0,42	-0,19	0,49	0,15	0,34	0,34	0,08	-0,06	-0,30	

Tableau VI-I- Matrices de corrélation inter-éléments dans l'intrusion de Kettara.
En bas seuls les roches isotropes sont considérées.
En haut, l'ensemble roches isotropes et roches déformées sont considérées.
En gras, les coefficients de corrélation significatifs.
Noter la chute du nombre de coefficients significatifs lorsque l'ensemble des échantillons est considéré.
Encadré, les coefficients de corrélation significatifs et dans les roches isotropes et dans l'ensemble roches isotropes - roches déformées

que si les trois premiers éléments peuvent être considérés comme des éléments immobiles, Y et Zr sont obligatoirement des éléments mobiles (Hynes, 1980). On peut également noter que dans les roches déformées, l'intervalle des concentrations de Ti, P et V est élargi. Cet élargissement se fait alors que les rapports entre les trois éléments restent constants; il peut être interprété de deux manières différentes:

(i) ces trois éléments sont immobiles puisqu'ils gardent les mêmes rapports quel que soit l'état d'altération des roches (Gresens, 1967). La diminution de leur concentration est à attribuer à un fort enrichissement en éléments mobiles (gain de masse et dilution de P, V et Ti). L'augmentation de leur concentration est en revanche à attribuer à des pertes significatives en éléments mobiles (perte de masse et concentration de P, V et Ti dans le résidu).

(ii) ces trois éléments sont mobiles, ils ont alors été extraits des roches ou apportés par le fluide avec un même rapport que celui qu'ils avaient durant les processus de différenciation magmatique, autrement dit, ces éléments ont une mobilité similaire (Gresens, 1967). Ce processus a cependant peu de chance de s'opérer dans des cas naturels (Gresens, 1967; MacLean et Kranidiotis, 1987; Dipple et al., 1990) et la première hypothèse qui implique que des gains et des perte de masses non négligeables ont accompagné la déformation de certains gabbros de Kettara est la plus vraisemblable.

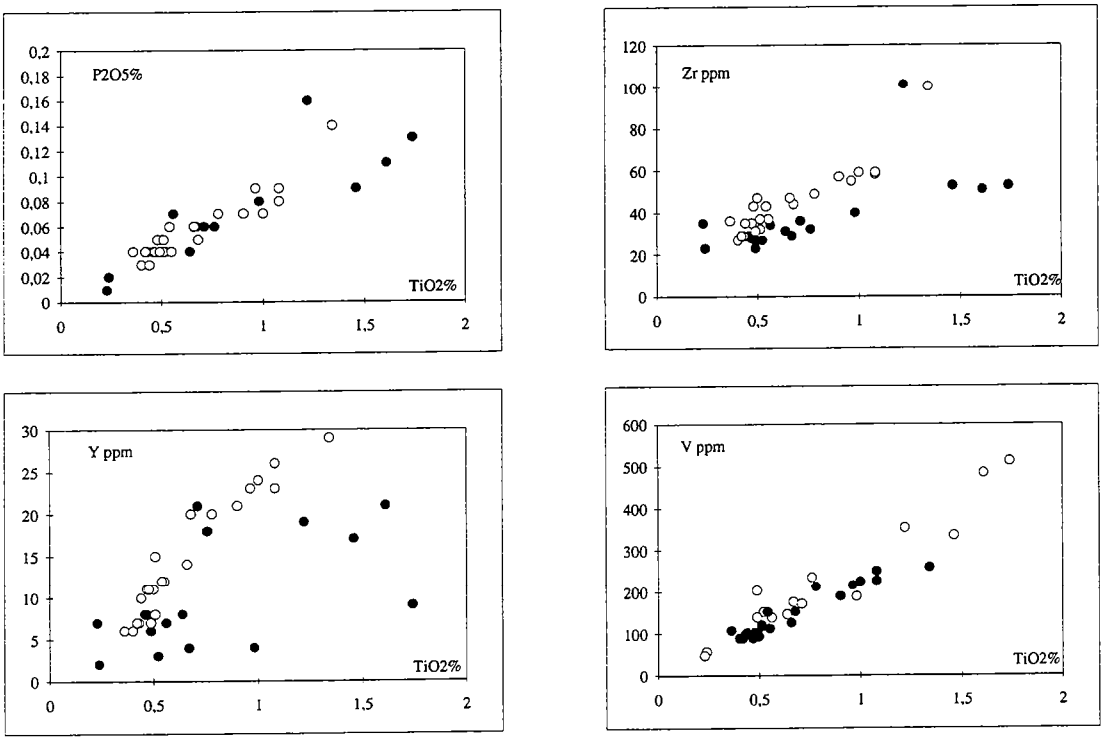


Fig. VI-22- Rlation entre Ti et les éléments incompatibles P, V, Zr et Y dans les cumulats non déformés (cercles) et déformés (points). Seuls les rapports Ti/P et Ti/V restent constants quel que soit le degré d'altération ou de déformation de la roche.

On peut estimer les gains et les pertes de masse qui accompagnent la formation d'une roche altérée A à partir d'une roche d'origine O grâce au rapport $M^O/M^A = (C^Ax/C^Ox)$ (Grant, 1986) où M^O et M^A représentent respectivement les masses de la roche d'origine et de la roche altérée, C^Ax et C^Ox les concentrations d'un élément immobile (x) dans la roche d'origine et la roche altérée. Les rapports calculés à partir des différents éléments immobiles Ti, V et P doivent être identiques en principe et similaires en pratique (fig. VI-23a). Ils montrent que la formation des zones de cisaillement de Kettara s'est accompagnée de variations de masse allant depuis des pertes de 60% (M^O/M^A= 2,5) jusqu'à des gains de 100% (M^O/M^A=0,5). Si l'on considère que l'échantillonnage effectué est assez représentatif des zones de cisaillement qui parcourent l'intrusion, celles dont la formation est accompagnée de pertes de masse sont plus représentées que celles dont la formation est accompagnée de gains de masse.

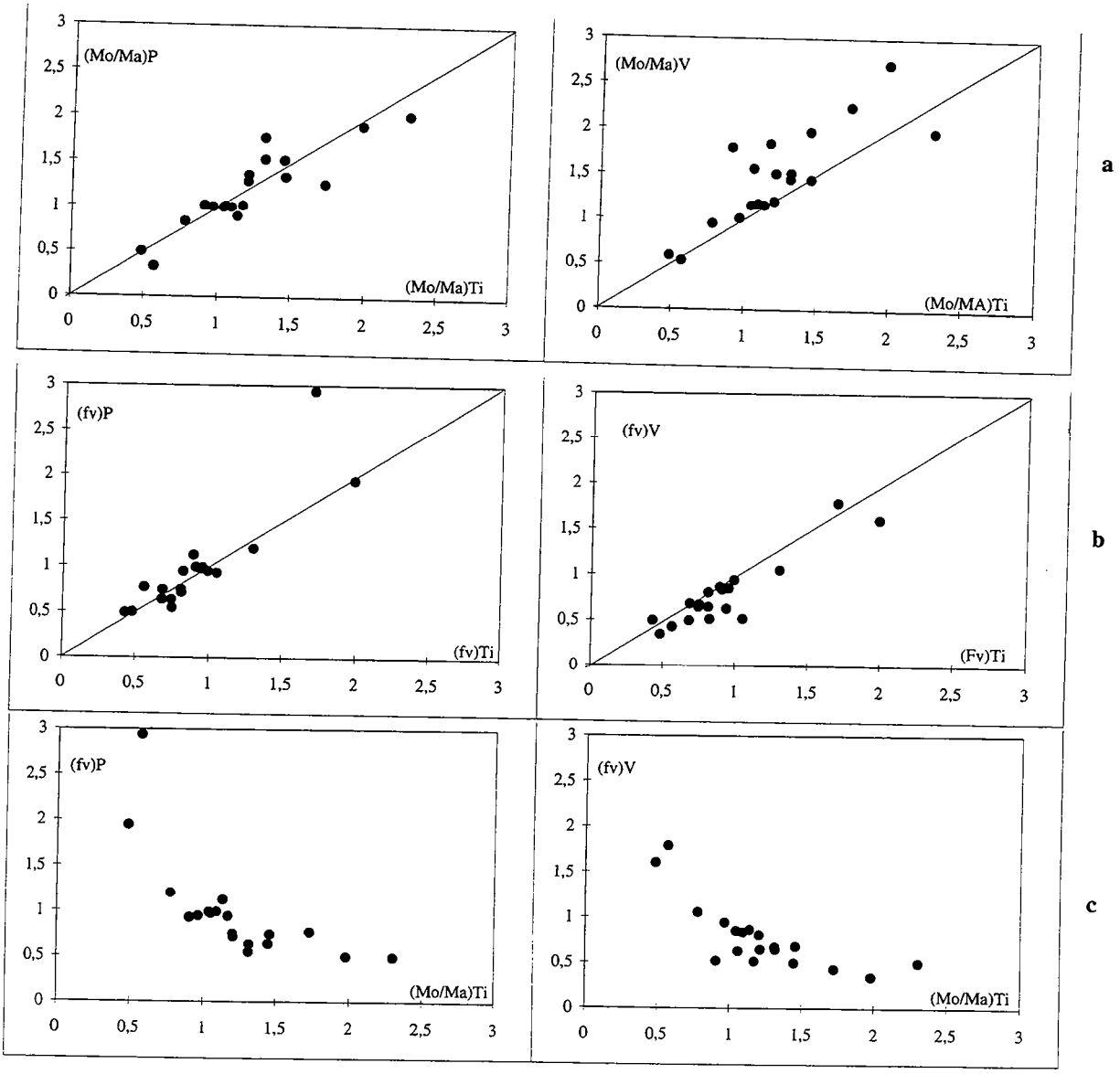


Fig. VI-23- Variations de masse (**a**) et de volume (**b**) calculés à P, V et Ti constants et relation entre les deux (**c**).

Les variations de volume qui accompagnent la formation des zones de cisaillement de Kettara peuvent être calculées grâce au facteur volumique *fv* qui correspond au rapport entre les volumes de la roche altérée et celui de la roche d'origine. À partir de la formule de Gresens (1967), $fv = (C^O x d^O / C^A x d^A)$, où d^O et d^A représentent respectivement les densités de la roche d'origine et de la roche altérée, $C^O x$ et $C^A x$ sont les concentrations d'un élément immobile (x) respectivement dans la roche d'origine et dans la roche altérée. De même que pour les variations de masse, les facteurs volumiques calculés à partir de différents éléments immobiles doivent être identiques en principe et similaires en pratique (fig. VI-23b). Ils montrent que la formation des zones de cisaillement de Kettara s'est accompagnée de variations de volume allant depuis des pertes de 60% (Fv=0,4) jusqu'à des gains de 200% (fv=2). La perte de volume représente cependant le processus dominant dans la formation des mylonites de Kettara. La dispersion des points dans les deux figures précédentes est à relier (i) aux précisions des mesures de densités et des analyses chimiques et (ii) surtout à une certaine hétérogénéité des roches échantillonnées le long des profils perpendiculaires aux zones de cisaillement.

La formation des zones de cisaillement de Kettara ne peut donc être considérée comme isovolumique. En certains endroits leur formation s'est accompagnée d'augmentation de volume et de gain de masse, en d'autres endroits elle s'est accompagnée de pertes de volume et de masse (fig. VI-23c). Étant donnée l'interconnexion entre ces zones de cisaillement, les variations de masse observées ne sont-elles pas le résultat de processus de migration des éléments mobiles depuis les zones ayant subi des pertes de masse vers les zones ayant subi des gains de masse (Dipple et al., 1990)? Cette hypothèse doit être vérifiée par l'établissement des bilans géochimiques associés à la formation de ces zones de cisaillement.

V-3- Altération hydrothermale, déformation et transfert de matière

Pour quantifier les transferts de matière associés à la formation des zones de cisaillement, la connaissance de la composition initiale des roches est nécessaire. Dans les roches magmatiques homogènes tels les granitoïdes ou les gabbros, la composition des zones préservées de la déformation est souvent considérée comme représentative de la composition de la roche initiale avant la déformation (Kerrick et al., 1977; Marquer et al., 1985; Potdevin et al., 1989). Cependant le processus hydrothermal peut affecter de manière différente les roches déformées et celles préservées de la déformation, des transferts de matière peuvent également avoir lieu entre les zones en cours de déformation et leurs roches encaissantes (Potdevin et al., 1989). Il convient alors de vérifier si les roches échantillonnées en dehors des zones de cisaillement représentent effectivement les protolites des roches déformées.

V-3-1- Les protolites

Lorsque des variations de masse et de volume non négligeables accompagnent la formation de roches métasomatiques, les compositions chimiques des roches ne peuvent être directement comparées (Fonteilles, 1978).

Les cumulats basiques

La représentation du pourcentage des minéraux secondaires en fonction de la perte au feu montre que dans les leucogabbros la perte au feu (Pf) croit proportionnellement à l'indice d'altération (pourcentage des minéraux secondaires) et à l'approche des zones de cisaillement (fig. VI-24 a). Pf semble ainsi constituer un bon indicateur de l'intensité de l'altération hydrothermale, **en particulier dans les roches n'ayant pas subi une déformation ductile où cette relation est presque linéaire.** La conservation de la texture magmatique et les calculs des facteurs volumiques indiquent en effet que l'altération des gabbros non schistosés ne s'accompagne pas de variations significatives de volume. Leurs compositions peuvent ainsi être directement comparées dans la figure VI-24 b&c. Cette figure indique qu'il existe une certaine hétérogénéité initiale dans les leucogabbros. Elle est marquée par la concentration des éléments immobiles (Ti, Zr, P, V, Al, Y) qui, en ne montrant aucune variation significative avec Pf, montrent une certaine dispersion. Concernant les autres éléments, il existe dans certains cas des corrélations nettes impliquant un effet de l'altération sur leur distribution. Les concentrations en Na, Ca, et Sr diminuent régulièrement en fonction de l'augmentation de Pf. Si diminue légèrement. Fe, Mn, Zn, Co et Ga sont stables. La concentration de K et Rb augmente à l'approche des zones de cisaillement avec un maximum correspondant au maximum de la muscovite. La concentration de Mg est stable dans les gabbros les moins altérés (les plus loin des zones de cisaillement où 2%<Pf<4%) et augmente en bordure des gabbros déformés (4%<Pf<6%).

Deux points importants sont à noter à partir de ces diagrammes binaires oxydes-PF:

- les variations de la pente des courbes de corrélation oxyde/Pf quand on se déplace des gabbros isotropes vers les gabbros déformés traduisent des transferts de matière plus faibles en dehors qu'à l'intérieur des zones de cisaillement.

- la distribution en cloche de K_2O et Rb, avec un maximum en bordure des roches déformées, peut être interprétée comme le résultat d'une dissolution dans les zones de cisaillement (où leur concentration est presque nulle) et d'un dépôt dans les leucogabbros isotropes. Ceci traduit des échanges entre les zones de cisaillement et leurs roches encaissantes.

Il est donc clair qu'en plus d'une altération hydrothermale moins intense dans les gabbros isotropes que dans les zones de cisaillement, il y a eu des transferts de matière entre les zones de cisaillement et leurs roches encaissantes. Ce transfert est d'autant plus prononcé que l'on se rapproche des zones déformées. Les leucogabbros les plus éloignés des zones de cisaillement peuvent être considérés comme les équivalents les moins altérés des protolites et la mobilité des éléments peut être évaluée en comparant sa composition à celle d'une roche plus altérée.

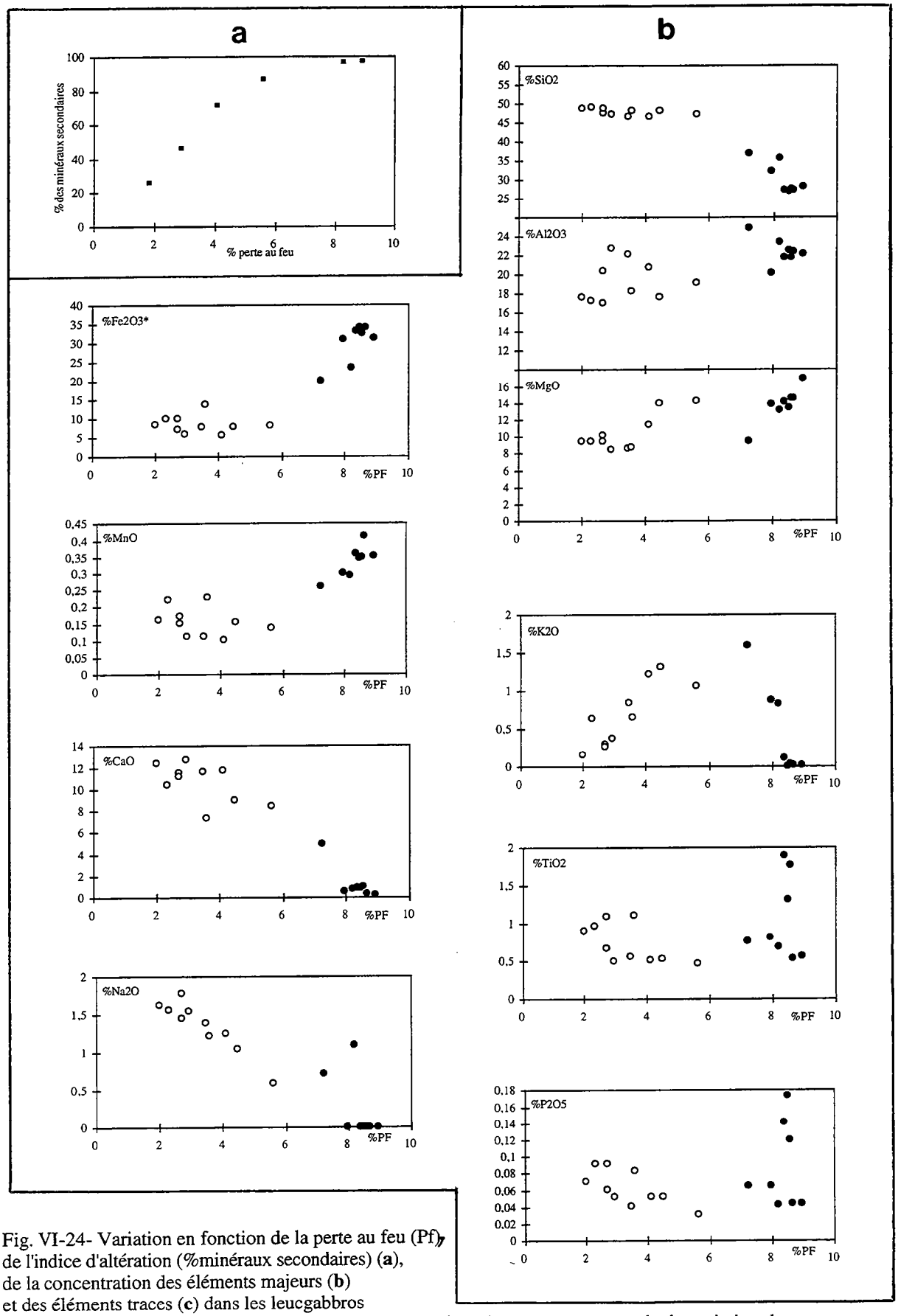
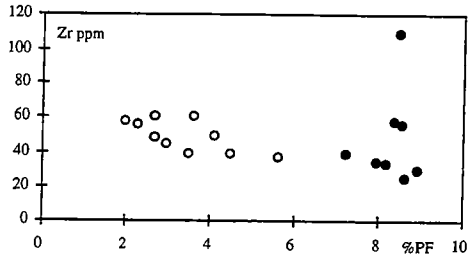
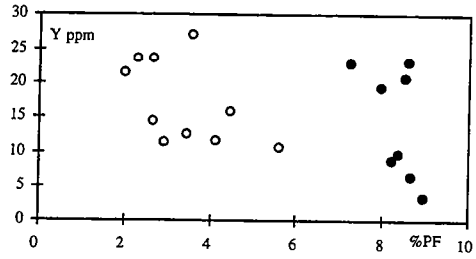
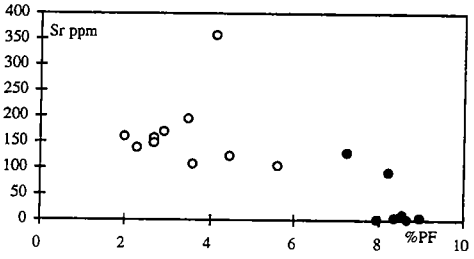


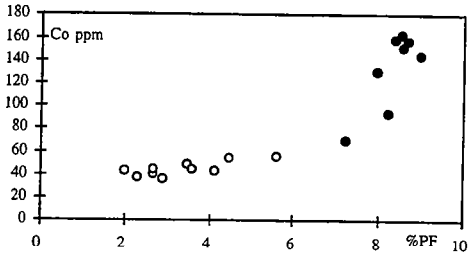
Fig. VI-24- Variation en fonction de la perte au feu (Pf), de l'indice d'altération (%minéraux secondaires) (**a**), de la concentration des éléments majeurs (**b**) et des éléments traces (**c**) dans les leucgabbros
Seuls les gabbros non schistosés (en clair) dont l'altération n'est pas accompagnée de variation de masse significative peuvent être comparés dans cette figure.

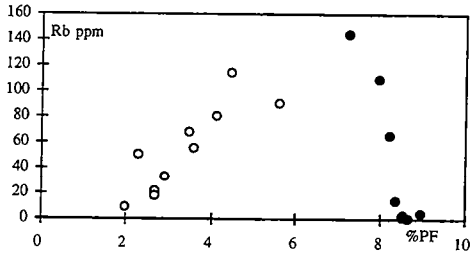
c

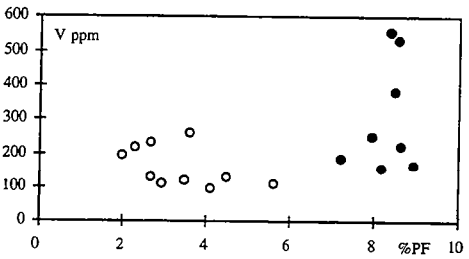

Zr ppm
%PF

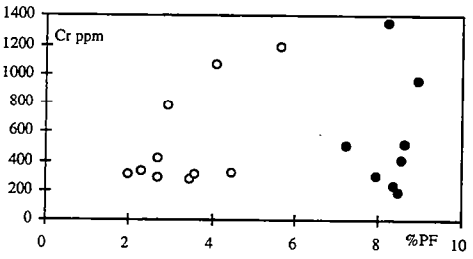

Y ppm
%PF

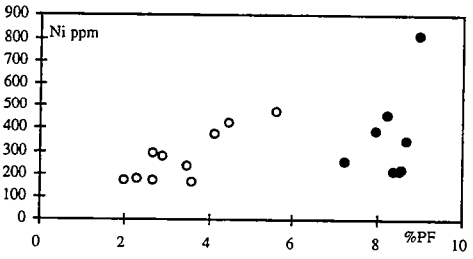

Sr ppm
%PF

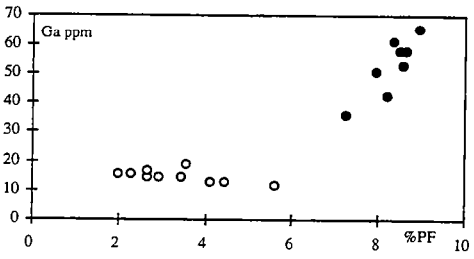

Co ppm
%PF

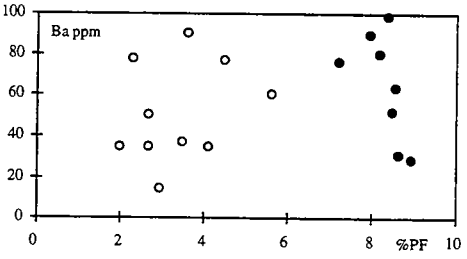

Rb ppm
%PF

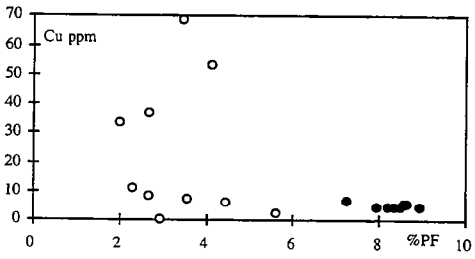

V ppm
%PF

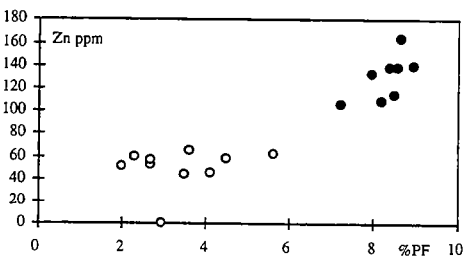

Cr ppm
%PF


Ni ppm
%PF


Ga ppm
%PF


Ba ppm
%PF


Cu ppm
%PF


Zn ppm
%PF

Les cumulats ultrabasiques

L'indice d'altération des cumulats ultrabasiques isotropes est très élevé (% des minéraux secondaires supérieur à 90) et se traduit par des pertes au feu importantes (5 à 9%). L'approche des zones de cisaillement ne se traduit pas par des variations significatives de Pf. Celle-ci augmente ou diminue selon l'abondance des minéraux secondaires essentiels qui forment les mylonites (chlorite ou amphibole).

A partir des gabbros non déformées et des gabbros déformés on peut définir respectivement des tendances primaires et des tendances secondaires. La comparaison entre ces deux tendances permet de déduire des implications sur la mobilité des éléments (MacLean et Kranidiotis, 1987, cf. Chapitre I). Dans la figure VI-25, les éléments sont représentés en fonction du titane, élément immobile, incompatible, choisi comme indice différenciation; les tendances primaires y sont définies à partir de l'ensemble des roches isotropes de l'intrusion. La comparaison de ces tendances avec les compositions des cumulats ultrabasiques isotropes et déformés montre les points suivants:

(i) exception faite des éléments immobiles P, V et Ti, les variations chimiques liées à la déformation et à l'altération des roches ultrabasiques diffèrent largement des tendances primaires.

(ii) les variations chimiques observables au niveau des cumulats ultrabasiques déformés sont fonction de l'intensité de déformation, les échantillons les plus déformés ont les compositions les plus éloignées de celles des cumulats ultrabasiques isotropes.

(iii) les variations chimiques observables au sein des quatre cumulats isotropes sélectionnés (wherlites plagifères) sont très négligeables par rapport aux variations chimiques que montrent leurs équivalents déformés. Malgré un état d'altération avancé, les cumulats ultrabasiques isotropes peuvent donc être considérés comme des protolites et les transferts de matière associés à la formation de leurs équivalents ultramylonitiques peuvent être approchées.

V-3-2-Transfert de matière et formation des zones de cisaillement

Les bilans géochimiques associés à la formation des zones de cisaillement de Kettara sont représentés dans la figure VI-26. Ils sont calculés par la méthode de Gresens (1967) et ramenés en pourcentage de la composition des protolites. Ils sont représentés en fonction de la variation de masse représentée par la norme du titane qui correspond au rapport entre la concentration de cet oxyde dans la roche altérée et dans la roche isotrope. Le facteur volumique correspond à celui calculé lorsque le titane est considéré immobile. Les résultats obtenus montrent:

- Certains éléments ont été enrichis dans certaines zones de cisaillement et appauvris dans d'autres. Ces éléments sont Mg, Zr, Ni, Ba, Y. La mobilité des ces éléments peut ainsi être

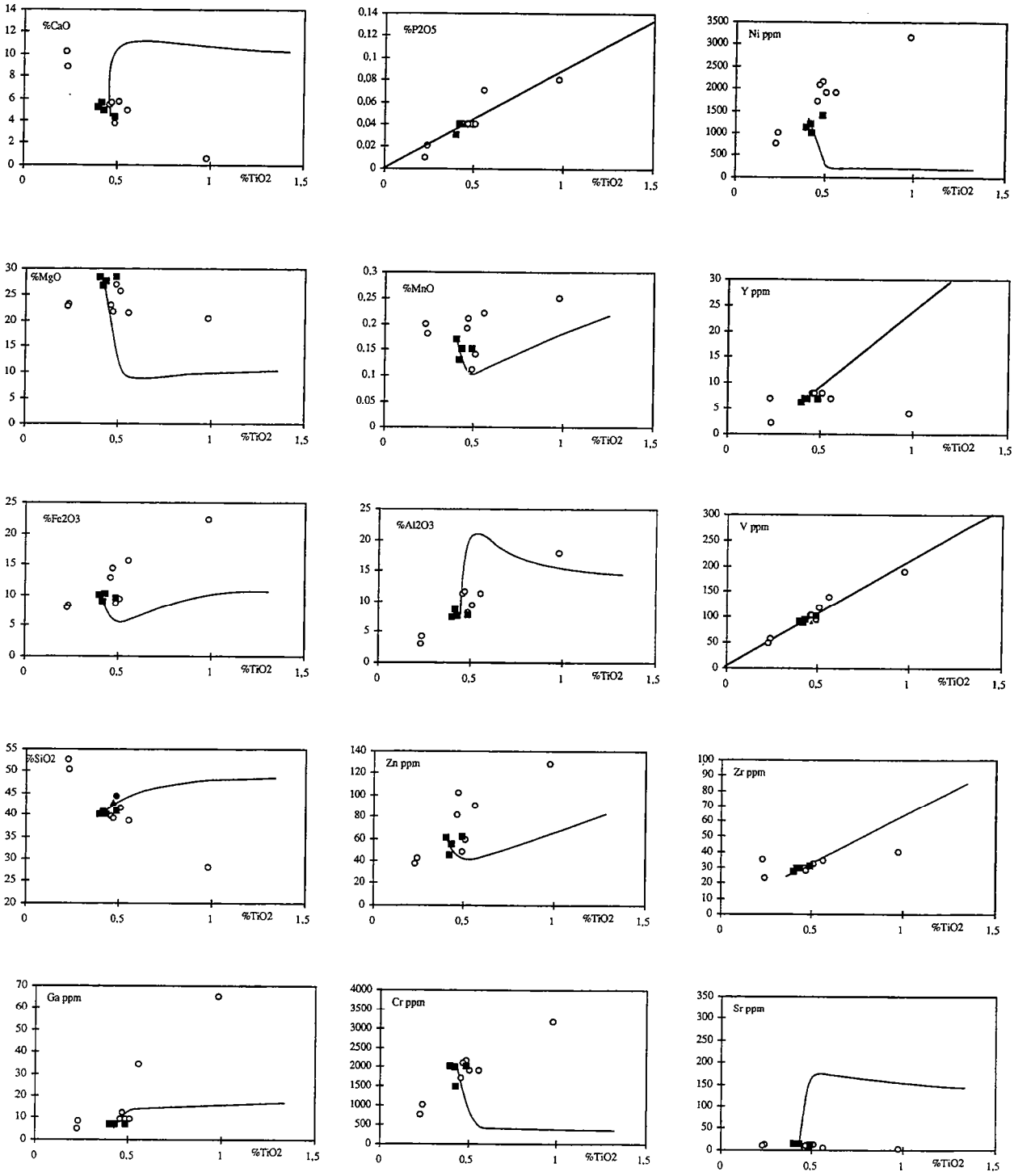


Fig. VI-25- Comparaison des tendances d'altération des roches ultramafiques déformées (clairs) aux tendances primaires (courbes). Les roches ultramafiques isotropes sont représentées en noir.

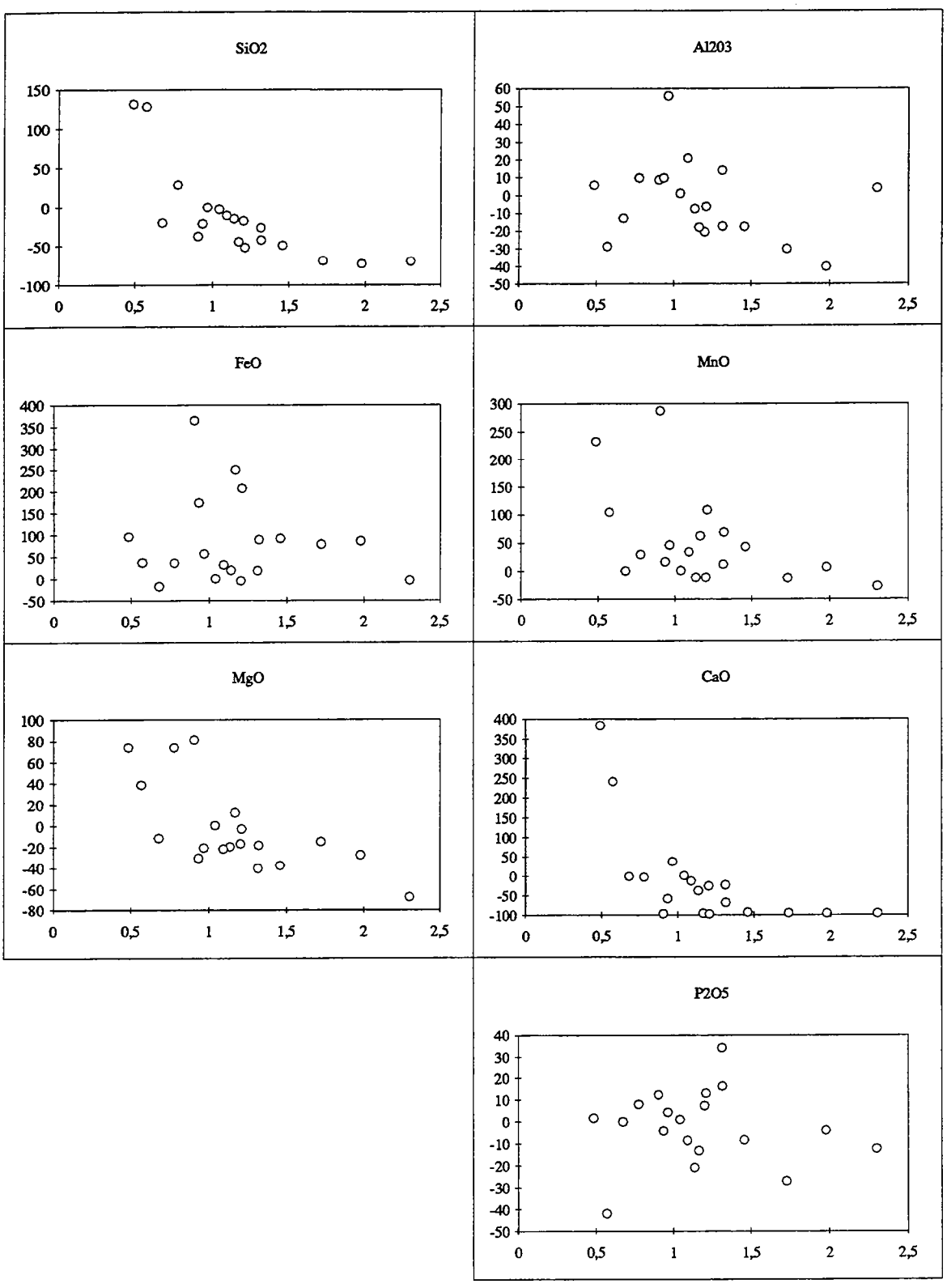
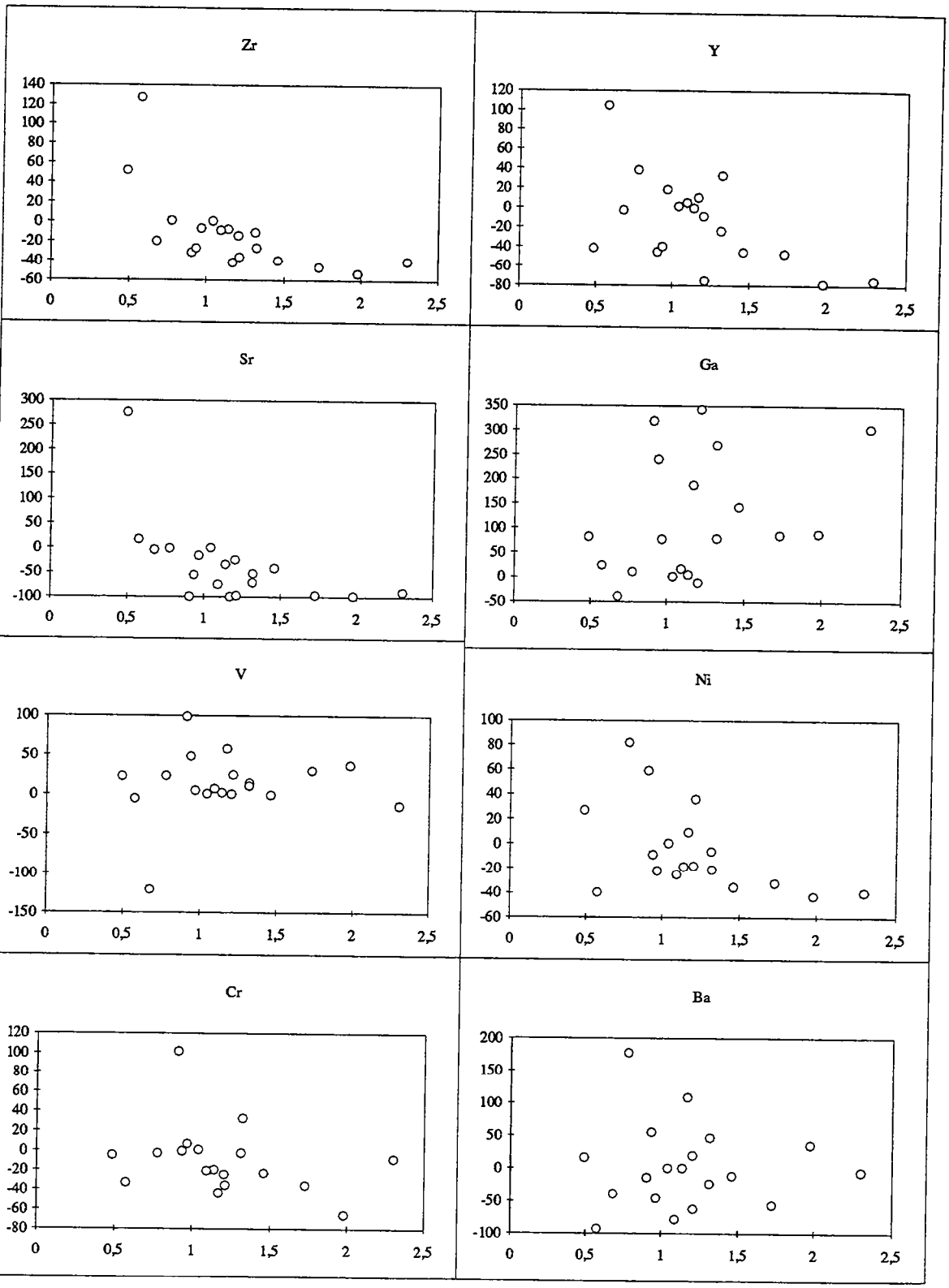


Fig. VI-26- Bilans géochimiques
(en % de la composition des protolites)
associés à la formation des zones de cisaillement
qui parcourent l'intrusion de Kettara.


Zr
Y
Sr
Ga
V
Ni
Cr
Ba

attribuée à une redistribution le long des zones de cisaillement. A ces éléments s'ajoutent Si, Ca, Al et Sr.

- Fe, Mn et Ga sont enrichis dans toutes les zones de cisaillement. Un apport d'origine externe est donc obligatoire pour ces éléments. Cr est par contre lessivé des zones de cisaillement.

- en plus de Ti; P et V ne montrent pas de variation significative, ce qui confirme leur immobilité.

Même si les bilans géochimiques calculés montrent que la mobilité de certains éléments (Si, Mg, Mn, Ca, Sr, Al et Zr) peut être attribuée à une mobilité le long des zones de cisaillement. Cette mobilité n'est pas corrélable aux variations de masse observables dans les zones de cisaillement et ne peut s'expliquer par la migration depuis les zones subissant une perte de masse (chloritoschistes) jusqu'aux zones subissant un gain de masse (amphibolite) (Dipple et al., 1990). Parmi les autres éléments, certains ont été clairement apportés par le fluide, c'est le cas de Ga, Fe et Mn. Cet apport n'est cependant pas corrélable aux variations de masse. Il convient alors de chercher d'autres mécanismes qui expliqueraient d'une manière satisfaisant les variations de masse et les transferts de matière liés à la formation des zones de cisaillement de Kettara.

V-3-3- Formation des zones de cisaillement et origine des variations de masse

Les changements extrêmes de la concentration des éléments au niveau des zones de cisaillement peuvent être attribués à la stabilité des minéraux qui forment les ultramylonites et à la quantité de fluide (rapport eau/roche) qui a traversé ces zones de forte déformation. La composition des mylonites n'est en effet plus fonction des roches dont elles dérivent puisque aussi bien la déformation d'un cumulat ultrabasique que celle d'un cumulat basique aboutit à la formation d'une même roche finale. Ceci indique que des quantités significatives de fluide se sont écoulées et réagi avec les gabbros dans ces zones et que les compositions chimiques des roches ultramylonitiques sont contrôlées par celle du fluide (Roberts et Reardon, 1978; Larson, 1984).

La variation de concentration la plus importante au niveau des mylonites de Kettara concerne la silice. La représentation de la concentration des autres éléments en fonction de celle de SiO2 (fig. VI-27) montre deux tendances:

(i) une tendance caractérisée par des grandes variations de la silice (52-28%) qui subit principalement des pertes et au cours de laquelle la concentration de la plupart des autres éléments (Fe, Mg, Ti, P, V, Co, Cr, Ga, Zn, Ba, Cr, Ni) augmente proportionnellement à la silice. Seules les concentrations de Sr et Ca diminuent. Les concentrations de Mg, Mn, Zr et Y sont constantes. La faible pente de la droite de corrélation entre P, V, Ti et la silice indique que l'altération s'est accompagnée d'une légère variation de masse.

(ii) une tendance caractérisée par une concentration en silice presque constante (≈25%), au cours de laquelle les concentrations de la plupart des autres éléments, en particulier des éléments immobiles P, V et Ti augmentent. Cette augmentation de la concentration des éléments immobiles

coincide avec une chute significative de la concentration de Mg, Cr et Ni. L'importante augmentation de la concentration des éléments immobiles indique une perte de masse importante. La faible augmentation de la concentration de certains éléments indique au contraire qu'ils ont subi un lessivage.

L'utilisation des concentrations des éléments sous forme de pourcentages cationiques permet d'identifier les minéraux dont la cristallisation ou le lessivage sont responsables des transferts de matière au cours du processus hydrothermal (MacLean et Kranidiotis, 1987; Ragland, 1989). Les diagrammes Ca/Al, Si/Al et Mg/Fe (fig. VI-28) montrent que la chlorite et la trémolite constituent les principales phases minérales impliquées dans le transfert de matière au coeur des zones de cisaillement de Kettara. La première tendance caractérisée par des faibles variations de masse correspond au joint entre la chlorite riche en Mg et la trémolite. La seconde tendance caractérisée par des pertes de masses importantes correspond au joint entre la chlorite magnésienne et la chlorite ferrifère.

La production des mylonites à chlorite dominante apparaît ainsi comme le résultat de la dissolution de la trémolite. Le caractère ferrifère des chlorites au sein des zones de cisaillement apparaît comme le résultat de la dissolution de la chlorite magnésienne. Les rares zones de cisaillement à amphibole dominante semblent ainsi être le résultat de la dissolution de la chlorite magnésienne qui laisse un résidu riche en trémolite.

VI- DISCUSSIONS ET CONCLUSIONS

VI-1- La mobilité de l'alumine

L'alumine est en général un élément immobile au cours des processus hydrothermaux (Carmichael, 1969). La dissolution de la chlorite magnésienne (clinochlore, $Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8$) au cours de la formation des zones de cisaillement de Kettara rend compte de la mobilité de cet élément. Cette mobilité apparue dans les calculs des transferts de matière associés à la formation des mylonites est également indiquée par la présence au sein des cumulats ultramafiques de veines où cristallise feldspath potassique, muscovite, prehnite et épidote. La composition chimique de ces veines montre des quantités importantes de Al_2O_3 (≈24%), de CaO (23%) et de SiO_2 (46%) ainsi que des éléments traces en quantités non négligeables relativement à leur concentration dans les roches isotropes. Ces éléments sont Ga (10ppm), Cu (10ppm), Zr (13 ppm), Sr (63 ppm) et Ba (50 ppm). Ces éléments qui cristallisent dans les veines ont tout été lessivés dans les zones de cisaillement et indiquent que l'aluminium provient également d'un lessivage.

La mobilité de l'alumine est également apparue dans les bilans géochimiques associés à la formation d'autres mylonites (O'Hara, 1988; Dipple et al., 1990) et dans les transferts de matière associés à l'altération hydrothermale de l'ophiolite de Trinity (Lécuyer et al., 1990). Sa

a

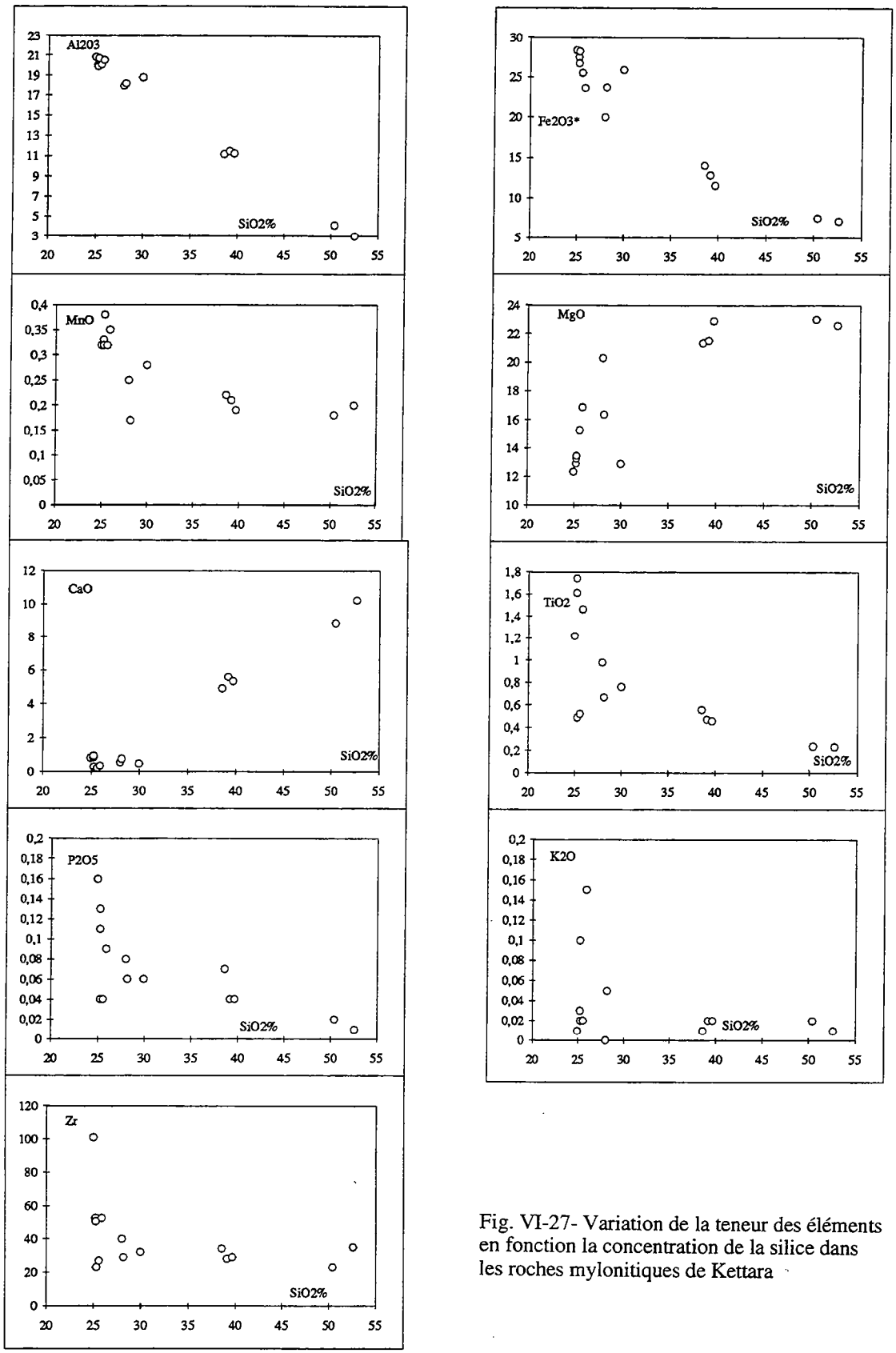
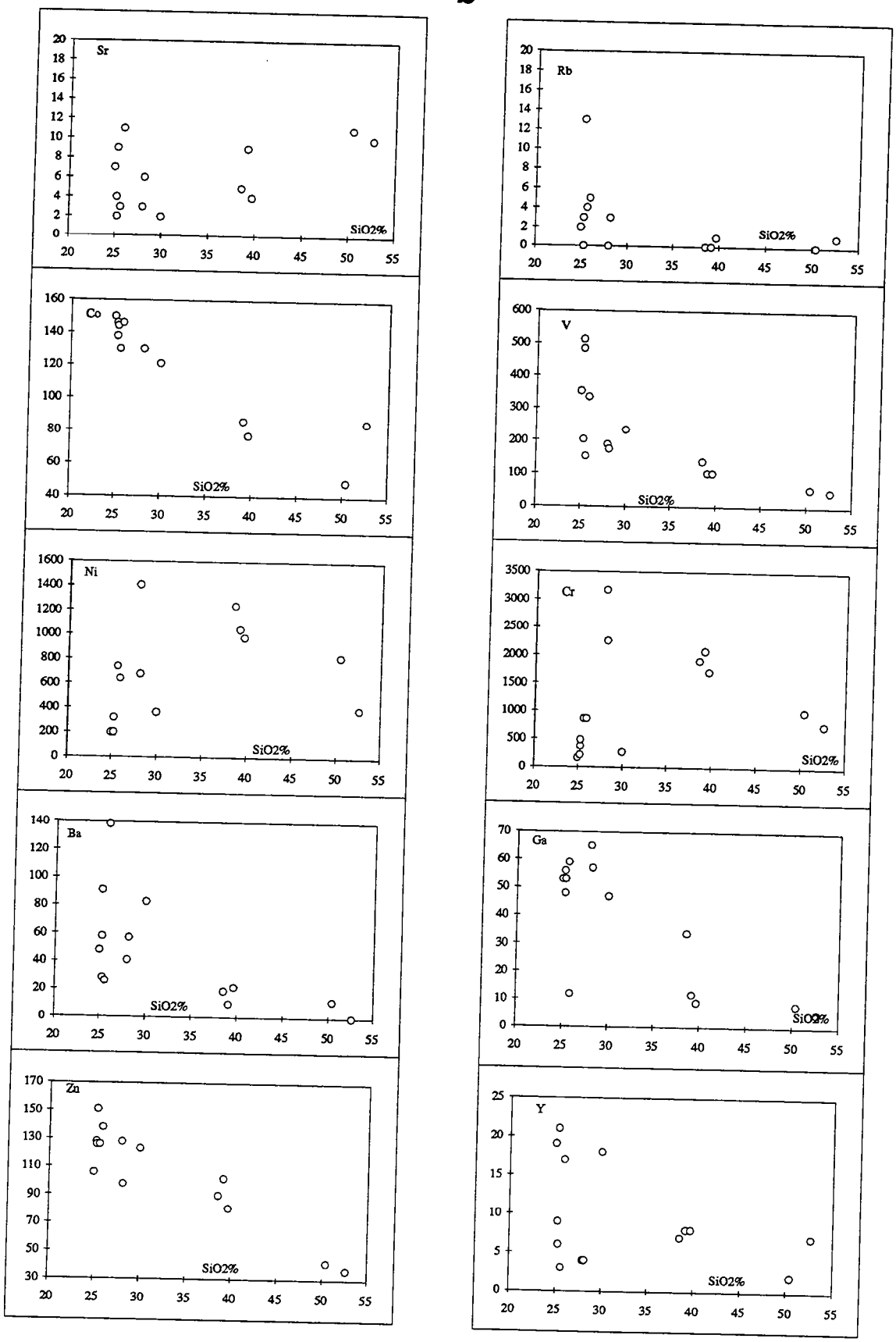


Fig. VI-27- Variation de la teneur des éléments en fonction la concentration de la silice dans les roches mylonitiques de Kettara

b



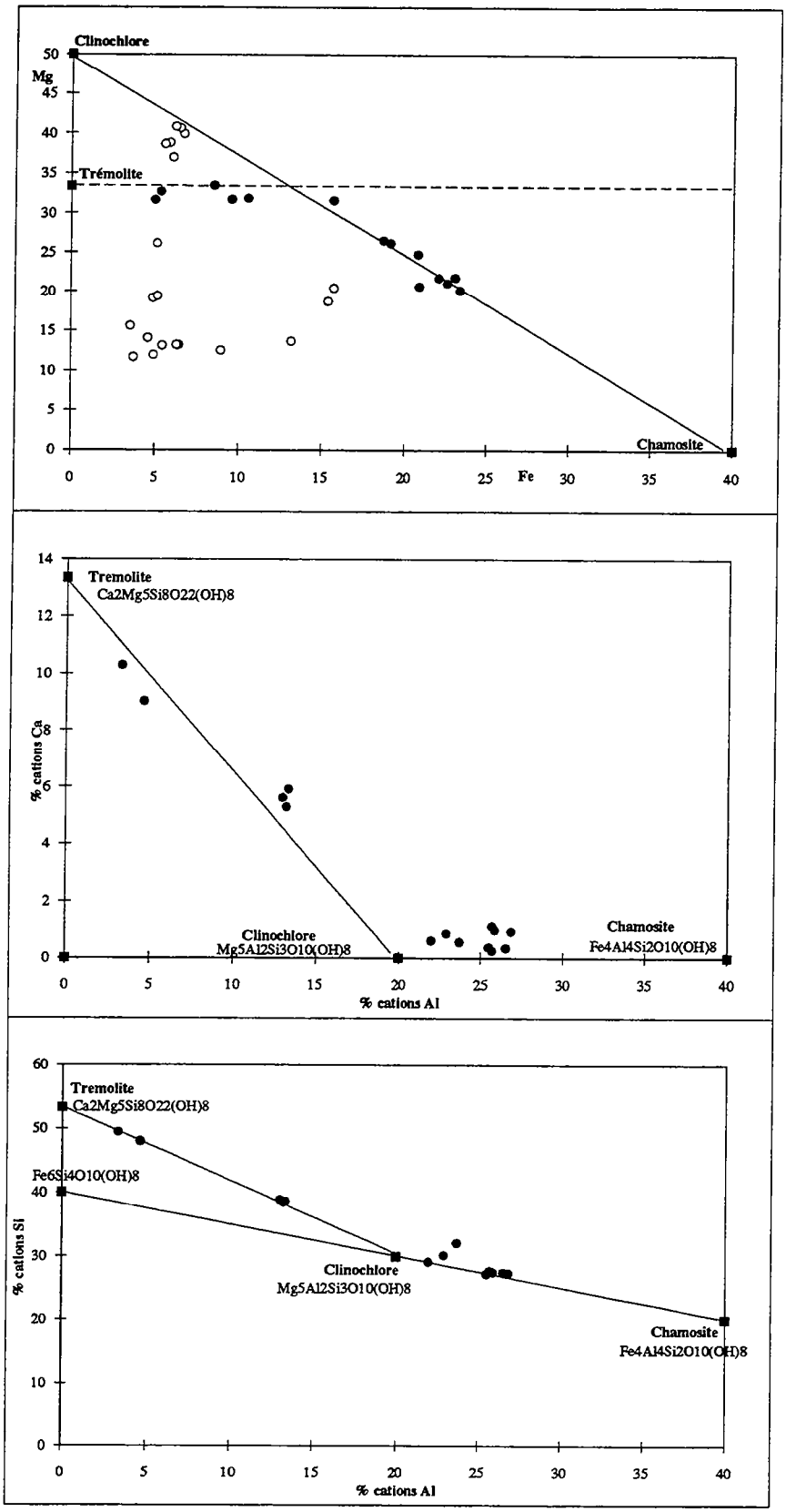


Fig. VI-28- Relations entre Mg et Fe, Si et Al, Ca et Al (en pourcentages cationiques) mettant en évidence les minéraux dont la cristallisation ou la dissolution sont susceptibles d'avoir contrôlé les transferts de matière au coeur des zones de cisaillement. Les cercles du diagramme Mg versus Fe représentent les protolites (cumulats isotropes).

mobilité est également suggérée par les expériences et les interprétations de Anderson et Burnham (1983). Les travaux de Baumgartner et Eugster (1988) sur la mobilité de Al dans les fluides aqueux ont montré que la solubilité de cet élément dépend beaucoup plus de la pression que de la température; il n'est donc pas surprenant que cet élément soit mobile dans les zones à forte déformation ductile (Dipple et al., 1990). Enfin, des concentrations importantes en Al ont été observées dans les solutions hydrothermales de la ride Est-pacifique. Ces solutions ont un pH compris entre 3,3 et 3,8 et leur teneur en Al augmente au-dessus de 250°C (Edmond et al., 1982; Bowers et Taylor, 1985; Von Damn et al., 1985).

L'altération hydrothermale aboutissant à la formation de roches riches en chlorites n'est souvent pas accompagnée de mobilité d'alumine. Dans certains cas, la mobilité de cet élément a cependant été démontrée (Roberts et Reardon, 1978; Richards et al., 1989) et un taux écoulement très élevé du fluide est évoqué pour pouvoir mobiliser cet élément (Roberts et Reardon, 1978). Dans les zones de cisaillement de Kettara, il semble que plusieurs conditions favorables à la mobilité de l'aluminium ont été réunies, la déformation, l'acidité du fluide et son taux d'écoulement. Au niveau de ces zones, il y a un enrichissement en alumine dans le résidu lors de la dissolution de la trémolite. Ensuite, elle a subi un lessivage au cours de la dissolution de la clinochlore. L'alumine dissoute au cours de ce dernier stade participe probablement à la formation de la séricite des leucogabbros en bordure des zones de cisaillement alors qu'elle va participer à la formation du feldspath potassique et à la séricite des veines dans les roches ultramafiques.

VI-2- Rôle de la déformation

L'augmentation de l'intensité d'altération quand on se rapproche des zones de cisaillement et la restriction des chlorites ferrifères à ces zones indique que celles-ci ont constitué des zones dans lesquelles l'écoulement du fluide évolué s'est focalisé. Le syntectonisme des minéraux d'altération qui cristallisent aussi bien dans les zones déformées que dans les fentes de tension qui leur sont associées indique qu'il existe une relation étroite entre la déformation et la circulation des fluides (Beach, 1976; Beach et Fyfe, 1972; Oliver et al., 1990).

La localisation de la circulation du fluide dans des zones bien définies nécessite une augmentation de la perméabilité au niveau de ces zones. C'est au niveau des zones hautement fracturées que la nucléation et la propagation des zones de cisaillement se sont probablement effectuées. Ces fractures de dilatation qui précèdent la création de la zone de cisaillement, diminuent la pression de fluide et provoquent l'aspiration du fluide externe vers la zone fracturée. L'origine de ce fluide peut être très profonde puisque l'intrusion se met en place entre des zones de cisaillement (cf. Chapitre V). Le mécanisme par lequel le fluide externe s'est infiltré dans les zones de cisaillement de Kettara est très semblable au mécanisme de "seismic pumping" proposé par Sibson et al. (1975). L'aspiration du fluide vers les zones hautement fracturées provoque une augmentation de la pression fluide et permet un avancement des réactions

d'altération. Les minéraux hydratés produits sont moins résistants à la déformation; celle-ci devient alors ductile. La déformation ductile maintient à son tour une grande perméabilité de la zone en cours de déformation (Etheridge et al., 1983; Reynolds et Lister, 1987) et le fluide est davantage aspiré vers la zone. L'apparition de fentes de tension contemporaines du fonctionnement des zones de cisaillement témoigne de cette augmentation de la pression fluide. Ces fentes aspirent le fluide dont la composition a été modifiée auparavant par les réactions dans la zone en cours de mylonitisation et permettent de diminuer la pression au coeur de ces zones. Ce mécanisme est actuellement considéré le moteur principal de la circulation des fluides dans les zones de cisaillement où une intense altération hydrothermale indique le passage de quantités importantes de fluide (Etheridge et al., 1983; Reynolds et Lister, 1987; McCaig, 1988; Oliver et al., 1990).

VI-3- La formation des zones de cisaillement et le lien éventuel avec la genèse des amas sulfurés

Les minéraux qui se forment au coeur des zones de cisaillement de Kettara sont principalement des chlorites dont la richesse en fer les différencie des chlorites associées à l'altération des gabbros isotropes. La formation de chlorites à partir de roches de compositions diverses caractérise les murs des amas sulfurés (Sangster, 1972). Elles se forment à partir de roches de compositions différentes allant depuis des roches de composition basaltique jusqu'à des roches de composition rhyolitique (Richards et al., 1989; Kranidiotis et MacLean, 1987; Larson, 1984). La chlorite est également l'un des produits de transformation des basaltes océaniques et sa concentration augmente dans les zones déformées (Gallinatti, 1984). En fonction de l'augmentation de l'intensité d'altération, les chlorites deviennent magnésiennes (Mottl, 1983; Larson, 1984) ou ferrifères (Gallinatti, 1984; Roberts et Reardon, 1978; Richardson et al., 1987; Zierenberg et al., 1988). En fonction de la diminution de la température, elles deviennent ferrifères (Moody et al., 1985-b).

Les chlorites des roches draguées ou forées dans la croûte océanique sont riches en Mg et sont interprétées comme le résultat de l'interaction avec l'eau de mer qui percole et descend dans la croûte océanique; l'augmentation de leur teneur en Mg traduit selon Mottl (1983) des rapports eau de mer/roche de plus en plus grands. Des expériences conduites sur l'interaction de l'eau de mer avec des roches de composition basique ou ultrabasique (Bishoff et Dickson, 1975; Mottl et Seyfried, 1980) montrent que l'eau de mer s'appauvrit en Mg qui participe à la formation des phyllosilicates. L'eau de mer ayant réagi avec la croûte océanique a été échantillonnée à partir des eaux chaudes (fumeurs noirs) qui déposent les amas sulfurés sur le plancher océanique (Von Damn et al., 1985). Ces fluides ont une température de 350°C et sont pauvres en Mg par rapport à l'eau de mer, ils sont en revanche riches en alcalins, alcalino-terreux et en métaux de transition.

L'augmentation de la teneur en fer des chlorites au niveau de certaines zones faillées de la croûte océanique ou au niveau de certains murs des amas sulfurées est reliée à l'interaction avec

une eau de mer qui a perdu auparavant une partie de son Mg lors de la formation de la chlorite magnésienne dans le système hydrothermal. Les fluides avec un grand rapport Fe/Mg sont ainsi considérés comme des fluides très évolués (Gallinatti, 1984; Zierenberg et al., 1988). En revanche les fluides à faible rapport Fe/Mg sont considérés comme des fluides peu évolués.

La structure des systèmes hydrothermaux associés à la formation des amas sulfurés aussi bien dans la croûte océanique actuelle (par ex. Mottl, 1983; Bowers et Taylor, 1985) que dans les ophiolites (Roberts et Reardon, 1978; Lydon et Galley; 1986; Richardson et al., 1987; Zierenberg et al., 1988) est organisée en une large zone dans laquelle le fluide (eau de mer) percole et descend dans la croûte. Au cours de sa trajectoire, l'eau de mer interagit avec les roches qu'elle traverse, notamment elle perd Mg et se charge en métaux de base: elle devient de plus en plus évoluée (Fe/Mg augmente), c'est la zone de recharge; (ii) une zone étroite et à rapport eau/roche élevé, dans laquelle l'eau de mer devenue un fluide hydrothermal est focalisée et remonte rapidement vers les niveaux supérieurs de la croûte ou vers la surface: c'est la zone de décharge. C'est un modèle où les mouvements verticaux, ascendants et descendants du fluide dominent, cependant au cours de sa remontée rapide, le fluide évolué peut aspirer et entraîner le fluide peu évolué dans sa trajectoire, notamment dans la partie supérieure du système hydrothermal (Zierenberg et al., 1988).

Les amas sulfurés sont présents dans la province bimodal des Jebilet centrales et s'organisent en linéaments parallèles aux intrusions acides et basiques qui font l'objet de ce travail (cf. Chapitre III). **Leur mur est caractérisé par la formation de chlorites** (Bernard et al., 1988; Souaré, 1988) **dont la composition et en particulier le rapport Fe/Mg est très proche de celui des chlorites observables au coeur des zones de cisaillement qui traversent les cumulats basiques et ultrabasiques**. L'amas sulfuré le plus important des Jebilet centrales est d'ailleurs celui de Kettara, localisé à 500m au Nord de l'intrusion. Le fluide responsable de la formation des amas sulfurés du massif des Jebilet et de son prolongement méridional, le massif de Guemassa est un fluide évolué riche en fer (Leblanc, 1993). Il est donc tout à fait probable que la genèse des amas sulfurés et la formation des zones de cisaillement de Kettara résultent de l'activité d'un même fluide hydrothermal (Essaïfi et al., 1995).

Chapitre VII;

L'ALTÉRATION HYDROTHERMALE DES INTRUSIONS ACIDES: L'EXEMPLE DES INTRUSIONS BHD

Contrairement à l'intrusion de Koudiat Kettara où le taux de fractionnement magmatique est important et où les processus hydrothermaux se superposent aux processus magmatiques. Les intrusions BHD sont formées de granitoïdes très homogènes dans lesquels le taux de fractionnement magmatique est très faible. Les variations texturales, pétrographiques, minéralogiques et chimiques observables au niveau de ces granitoïdes sont principalement dues à des phénomènes hydrothermaux postmagmatiques qui à leur tour sont une fonction de la température. La température est elle même une fonction de la proximité de l'interface intrusions-encaissant (cf. Chapitre IV).

I- LES TEXTURES

La caractéristique texturale la plus frappante des intrusions microgranitiques du linéament BHD (et de l'ensemble des roches felsiques des Jebilet centrales) est le développement important des intercroissances entre le quartz et le feldspath dans la matrice de ces roches. La forme de ces intercroissances est très variable. Selon les définitions de Barker (1970), Philips (1980) et Hibbard (1987), quatre types de textures peuvent être définis même si des textures intermédiaires entre ces quatre types sont observables.

I-1- La texture micrographique

Ce type de texture est observable dans les roches les moins déformées, les symplectites quartz-feldspath se caractérisent par la forme subautomorphe à automorphe des grains de quartz et de feldspath. Le feldspath est généralement du feldspath potassique, rarement du plagioclase sodique. Le quartz est en continuité optique et se présente avec des formes géométriques régulières et bien définies (triangulaire, rectangulaire ou losangique) à l'intérieur du feldspath (*planche* III-b).

I-2- La texture granophyrique

Les intercroissances entre le quartz et le feldspath sont moins régulières que dans la texture micrographique. Elles forment des rosettes qui se développent généralement mais pas obligatoirement autour d'un phénocristal subautomorphe à automorphe de plagioclase. Les rosettes ou sphérolites sont formées de quartz, de feldspath alcalin (potassique et/ou sodique) sans formes bien définies. Leur taille peut atteindre 2 à 3mm de diamètre. Ce type de texture est

moins abondant que la texture micrographique, il n'apparaît que localement dans les roches les moins affectées par la déformation compressive post-viséenne (*planche* III-b).

I-3- La texture myrmékitique

C'est une texture où les intercroissances entre le quartz et le plagioclase sodique (oligoclase) sont reconnaissables par la forme en tube des grains de quartz (quartz vermiculaire) et par l'absence du feldspath potassique (*planche* III-c). Les myrmékites soulignent les plans de déformation et leur abondance augmente avec l'intensité et la température de la déformation. Si dans les roches métamorphiques orientées, les myrmékites se développent généralement sur les faces des phénocristaux de feldspath potassique orientées perpendiculairement à la direction du raccourcissement (Simpson, 1989), la relation entre le développement des myrmékites et le feldspath potassique n'a pas été observée dans les granitoïdes des intrusions BHD. En effet, dans ces microgranites les phénocristaux de feldspath potassique sont absents, la cristallisation de ce minéral est restreinte à la mésostase où le feldspath se présente soit sous forme de petits cristaux, soit sous forme d'intercroissances granophyrique et micrographique avec le quartz.

I-4- La texture microaplitique

Cette texture correspond à un assemblage de grains très fins (<250microns) recristallisés et formés essentiellement de quartz et de plagioclase sodique, auxquels s'ajoutent parfois des phyllosilicates (biotite, muscovite, chlorite) ou des aluminosilicates (épidote) également recristallisés (*planche* III-d). Ces assemblages soulignent le plan de déformation ou cristallisent dans les fractures ou dans les zones abritées des phénocristaux de plagioclase. Les limites entre les grains de quartz et de feldspath peuvent être soit de forme sinueuse et lobée, soit sous forme de points triples et dans ce cas, elles évoluent en rubans polycristallins lorsque l'intensité de déformation augmente.

I-5- Interprétations

Les intercroissances quartz-feldspath peuvent être d'origine primaire, elles sont alors l'expression d'une cristallisation à l'eutectique (Barker, 1970) ou d'origine secondaire, elles sont alors l'expression de phénomènes métasomatiques (Philips, 1980). Les textures micrographiques et granophyriques sont considérées comme d'origine primaires (Barker, 1970) alors que les textures myrmékitiques sont attribuées à l'interaction avec un fluide riche en Na et Ca (Philips, 1980; Simpson, 1989). La restriction des textures granophyrique et micrographique aux microgranites sub-isotropes ou peu déformés des intrusions BHD permet de leur attribuer une origine primaire. En revanche, la corrélation positive entre la déformation et les textures myrmékitique et microaplitique permet de leur attribuer une origine secondaire. Enfin, les myrmékites qui se développent dans les fractures synmagmatiques ou dans les zones abritées des

phénocristaux, et qui sont interprétées comme le résultat de relocalisations du fluide tardimagmatique sous l'action de contraintes (Hibbard, 1987), n'ont pas été observées dans les granitoïdes BHD où **l'origine des myrmékites est à relier à l'histoire postmagmatique des intrusions.**

II- LA PÉTROGRAPHIE

Au cours de leur mise en place, les granitoïdes des intrusions BHD ont subi une déformation qui les a transformés en gneiss plus ou moins mylonitiques (Essaïfi, 1989). Bien que certains échantillons ne montrent pas de déformation pénétrative évidente à l'oeil nu, l'observation microscopique révèle toujours une déformation et un métamorphisme plus ou moins intenses.

II-1- Les microgranites sub-isotropes

Les roches les moins déformées sont observables en bordure des intrusions à quelques mètres de l'encaissant là où l'hétérogénéité de la déformation a préservé quelques roches subisotropes (cf. fig. IV-4). Ce sont des microgranites à textures micrographique ou granophyrique et à fabrique planaire discrète, matérialisée par l'orientation d'amas de minéraux colorés et de petits phénocristaux de plagioclase. Les constituants primaires sont: (1) phénocristaux millimétriques de plagioclases automorphes et de quartz arrondis; (2) petits cristaux subautomorphes, souvent groupés en agrégats, de biotite et d'amphibole vert bleutée; (3) mésostase constituée par des agrégats de quartz, de plagioclase et de microcline passant à des associations micrographiques, plus rarement à des associations granophyriques (sphérolites); (4) fluorine, zircon, apatite et ilménite accessoires. Ces microgranites sont affectés par une altération discrète qui se traduit par : (1) une légère albitisation en taches et une séricitisation des phénocristaux de plagioclase, (2) une altération partielle de la biotite en chlorite et en pumpellyite et (3) une transformation de l'ilménite en leucoxène.

II-2- Les granitoïdes déformés

Autour des microgranites préservés de la déformation à la périphérie des intrusions, on passe progressivement vers des orthogneiss. Aussi bien par l'évolution texturale que par l'évolution pétrographique, l'orthogneissification périphérique diffère nettement de l'orthogneissication au coeur des intrusions (cf. Chapitre IV). Deux types de granitoïdes déformés peuvent ainsi être définis selon la proximité de l'interface intrusions-encaissant même si des gneiss intermédiaires entre les deux types existent.

II-2-1- Les granitoïdes déformés en bordure des intrusions

Autour des microgranites sub-isotropes, on passe à des granitoïdes moyennement déformés; la déformation est de température relativement basse et les microgranites sont devenus des gneiss micro oeillés à foliation bien définie et à grain très fin. Les phénocristaux forment des yeux moulés par la schistosité, avec développement d'albite, de séricite et rarement d'épidote dans les plagioclases. La biotite est réorientée dans la foliation, ses produits d'altération (chlorite et pumpellyite) sont plus développés que dans le faciès sub-isotrope. Les amphiboles se transforment légèrement en chlorite. Les associations graphiques-granophyriques sont aplaties et étirées dans la foliation ou sont remplacées par une mosaïque, granoblastique à granuloblastique, à grain très fin, de quartz, d'oligoclase et plus rarement de microcline. De l'épidote et de la muscovite néoformées se développent dans la mésostase. La proportion de la fluorine tend à diminuer et l'altération de l'ilménite en sphène devient plus importante que dans les granitoïdes sub-isotropes. Des minéraux secondaires cristallisent dans des petites fractures; ce sont suivant les cas: quartz, albite, épidote, chlorite et sphène. Les granitoïdes fortement déformés présentent une fabrique planaire très bien marquée et se caractérisent par (i) une forte recristallisation une homogénéisation de la taille du grain dans la mésostase; (ii) la disparition des intercroissances quartzo-feldspathiques et (iii) l'augmentation de l'abondance des minéraux secondaires observables dans les roches moyennement déformées.

II-2-2- Les granitoïdes déformés au coeur des intrusions

Au coeur des intrusions, les microgranites sont des gneiss montrant des critères de déformation à haute température. Le fond de la roche est alors constitué par un assemblage en mosaïque de grains de quartz et de plagioclase à contours lobés, passant à des myrmékites, et dans lequel subsistent des clastes correspondant aux anciens phénocristaux de plagioclase et de quartz. La foliation est soulignée par des muscovites néoformées et par des chlorites résultant de la transformation des anciennes biotites et amphiboles magmatiques qui ne subsistent plus dans ces roches. La muscovite a une taille supérieure à celle du grain moyen de la mésostase mais elle participe à la définition de la fabrique planaire de la roche et son plan de clivage souligne le plan de foliation. Le microcline, la fluorine et l'ilménite ont également totalement disparu. Ces gneiss se caractérisent par un développement important d'épidotes souvent à coeur d'allanite qui sont les minéraux colorés les plus abondants, et par la présence de sphène provenant de la destruction totale aussi bien de l'ilménite que de la biotite. La pumpellyite est absente dans ces orthogneiss.

II-3- Conclusion

La variation texturale observée dans les granitoïdes déformés évolue depuis la bordure jusqu'au coeur des intrusions. Les mécanismes d'orthogneissification enregistrées traduisent le

passage depuis des mécanismes de déformation de basse température vers des mécanismes de déformation de haute température (Gapais, 1989) quand on s'éloigne du contact intrusions-encaissant (cf. Chap. IV). La déformation périphérique est assez hétérogène, elle a permis la préservation de quelques granitoïdes subisotropes. En revanche, à l'approche du centre des intrusions la déformation devient de plus en plus homogène et les roches préservées des effets de la déformation deviennent quasi-absentes. Cette évolution structurale et texturale caractérise la transition entre le faciès schiste vert et le faciès amphibolite (Voll, 1976; Choukroune et Gapais, 1983).

L'évolution pétrographique se traduit notamment par une diminution de l'abondance du feldspath potassique lorsqu'on se rapproche du coeur des intrusions. Parallèlement les textures secondaires et les myrmékites deviennent abondantes. L'épidote constitue le principal minéral coloré au coeur des intrusions, son abondance diminue puis elle disparaît à la périphérie des intrusions où cristallise la pumpellyite. Une telle évolution est également compatible avec des conditions thermiques du faciès amphibolite au centre des intrusions et du faciès schiste vert à proximité de l'encaissant.

Enfin, selon les critères de Gilluly (1933), l'évolution texturale et minéralogique observables en allant des roches sub-isotropes vers les roches déformées, et qui se traduit par une transition progressive depuis une texture et une minéralogie essentiellement primaires vers une texture et une minéralogie essentiellement secondaires, est significative d'une origine métasomatique des gneiss par interaction des microgranites avec un fluide hydrothermal.

III- LA MINÉRALOGIE

Parallèlement à l'évolution texturale et à l'évolution pétrographique observables depuis la bordure jusqu'au coeur des intrusions BHD, les différentes espèces minérales d'origine secondaire (chlorite, muscovite, épidote, sphène, pumpellyite) montrent des variations de leur composition chimique. Ces variations sont principalement contrôlées par la température qui augmente de la bordure vers le coeur des intrusions (cf. Chapitre IV).

III-1- L'amphibole

L'amphibole est présente dans certains granophyres du linéament BHD. Vue la taille inframillimétrique de cette phase qui rend sa distinction de la biotite assez délicate à l'oeil nu, la distribution cartographique de ce faciès n'a pas été précisée. Cependant les amphiboles sont présentes aussi bien au Nord qu'au Sud du linéament et les plus beaux affleurements existent dans la partie la plus septentrionale de Kt. Hamra, à 5 km au NW de Kt. Kettara.

Les amphiboles des granitoïdes BHD montrent des compositions chimiques homogènes. Elles se caractérisent par la présence de quantités importantes de chlore (2-3%) qui est largement

dominant sur le fluor (<0,05%). Elles sont calciques (Ca+Na)M_4>=1,34) et très ferrifères (X_{Fe} = Fe/(Fe+Mg) est supérieur à 0,9). Elles sont assez potassiques avec une teneur moyenne de 0,5 K (pfu) et assez sodiques avec 0,3-0,4 Na (pfu). Leur teneur assez faibles en titane (<1%) est probablement l'expression d'une cristallisation tardive par rapport à la biotite qui aurait consommé cet élément. Alors que la majorité des amphiboles riches en chlore reportées dans la littérature se classent parmi les hastingsites (voir par ex. Vanko 1986; Enami et al., 1992) dans la classification de Leake (1978), toutes les amphiboles analysées dans ce travail sont des ferropargasites ($Fe^{3+}>Al^{VI}$; fig. VII-1a) sauf une qui est une hastingsite ($Fe^{3+}<Al^{VI}$), il convient alors de vérifier si cette distinction n'est pas l'expression d'un phénomène particulier aux granitoïdes BHD. La classification de Leake cache en effet la solution solide qui peut exister entre ferropargasite et hastingsite et Gilbert (1966) avait suggéré de caractériser les hornblendes sodiques par quatre pôles qui définissent le quadrilatérale des hornblendes :

(1) la pargasite: $NaCa_2Mg_4AlSi_6Al_2O_{22}(OH)_2$,

(2) la ferropargasite : $NaCa_2Fe^{2+}{}_4AlSi_6Al_2O_{22}(OH)_2$,

(3) la magnésiohastingsite: $NaCa_2Mg_4Fe^{3+}Si_6Al_2O_{22}(OH)_2$

(4) la hastingsite $NaCa_2Fe^{2+}{}_4Fe^{3+}Si_6Al_2O_{22}(OH)_2$

En compilant les analyses disponibles à l'époque, Gilbert (1966) constate que la plus part des amphiboles sodiques se répartissent sur la diagonale pargasite-hastingsite. Dans des cas rares, comme dans les granitoïdes du linéament BHD (fig. VII-1b), les amphiboles se répartissent prêt du joint ferropargasite-hastingsite et témoignent de la cristallisation dans des conditions assez réductrices (Gilbert 1966) où la fugacité d'oxygène est proche de celle du tampon QFM ou plus faible (Thomas, 1982).

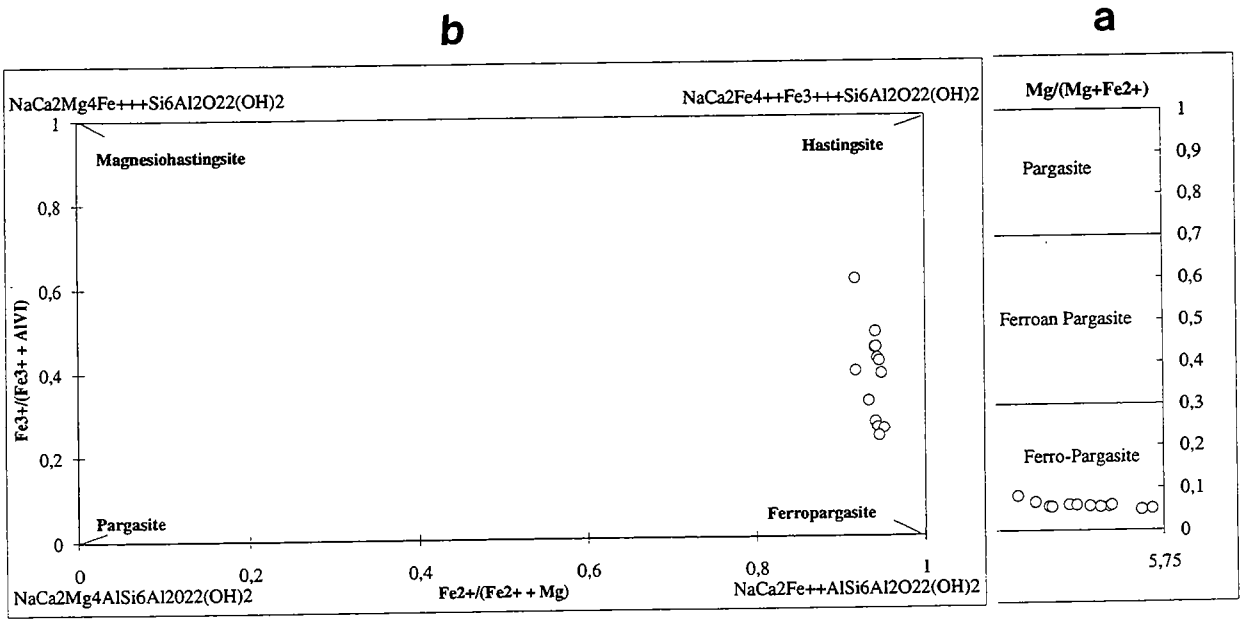


Fig. VII-1- Compositions chimiques des amphiboles des intrusions BHD dans le diagramme de classification de Leake (1978) (**a**) et dans le quadrilatérale des hornblendes (Gibert, 1966) (**b**).

Quelle est l'origine du chlore des amphiboles des granitoïdes BHD?

Si dans les gabbros de Kettara l'origine du chlore des amphiboles brunes est clairement secondaire (cf. Chapitre V), il n'en est pas de même pour les amphiboles vert bleutées des microgranites du linéament BHD. Dans ces amphiboles, la teneur en chlore est plus élevée (2 à 3%) que dans les hornblendes brunes de l'intrusion de Kettara (1-2%) et il n'est pas possible de mettre en évidence une relation entre la concentration en chlore et la concentration en K, Na ou Ti des amphiboles vert-bleuté des intrusions BHD. Tout laisse penser que le chlore de ces amphiboles est d'origine magmatique. Ceci d'autant plus que leur texture en agrégat dans les roches subisotropes milite en faveur d'une origine primaire et que leur température de cristallisation, selon le géothermomètre de Blundy et Holland (1990), est d'environ 850+/-75°C. De telles températures sont typiquement magmatiques (supérieures à la température du solidus) pour des roches de composition granitique.

L'origine primaire du chlore dans les amphiboles des granitoïdes BHD ne doit pas être surprenant car d'autres types de granites en contiennent, en particulier les amphiboles des granites alcalins des complexes annulaires (Giret et al., 1980).

III-2- Les feldspaths

Le feldspath potassique est présent dans la matrice sous forme de microcristaux et d'intercroissances avec le quartz. Il est reconnaissable par ses macles fines de type microcline et n'est présent que dans les roches sub-isotropes ou moyennement déformées. Son abondance décroît avec la température et l'intensité de la déformation. Il disparaît complètement dans les roches fortement déformées en bordure des intrusions et dans les roches déformées à haute température au coeur des intrusions. Dans les roches où il subsiste, le feldspath potassique a une composition chimique très homogène; ses teneurs en orthose sont comprises entre 90 et 98% (fig. VII-2).Le plagioclase est présent sous forme de deux générations, la première est formée de phénocristaux et la seconde est formée de microcristaux et d'intercroissances plagioclase-quartz. Les analyses chimiques à la microsonde ne permettent cependant pas de distinguer entre ces deux populations car les teneurs en anorthite sont variables dans les deux générations de plagioclase et sont comprises entre 0,5 et 33% (fig. VII-2). Au coeur des intrusions, le plagioclase est stable. Sa composition dans les associations myrmékitiques qui soulignent les plans de cisaillement au coeur des intrusions est de An30 alors qu'à proximité de l'encaissant, il se transforme en albite et montre une lacune de composition entre An15 et An33 (cf. Chapitre IV).

III-3- La biotite

Les biotites forment dans les roches les moins déformées et les moins altérées des agrégats à partir desquels s'individualisent des plans de schistosité ou de cisaillement. Dans les roches

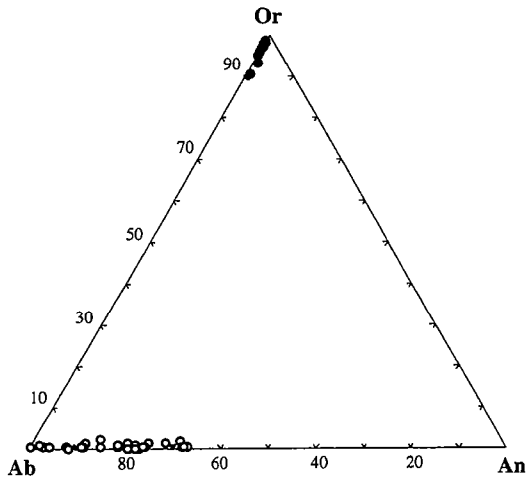


Fig. VII-2- Compositions chimiques des feldspaths dans le ternaire Ab-An-Or (plagioclase: cercles, microcline: points)

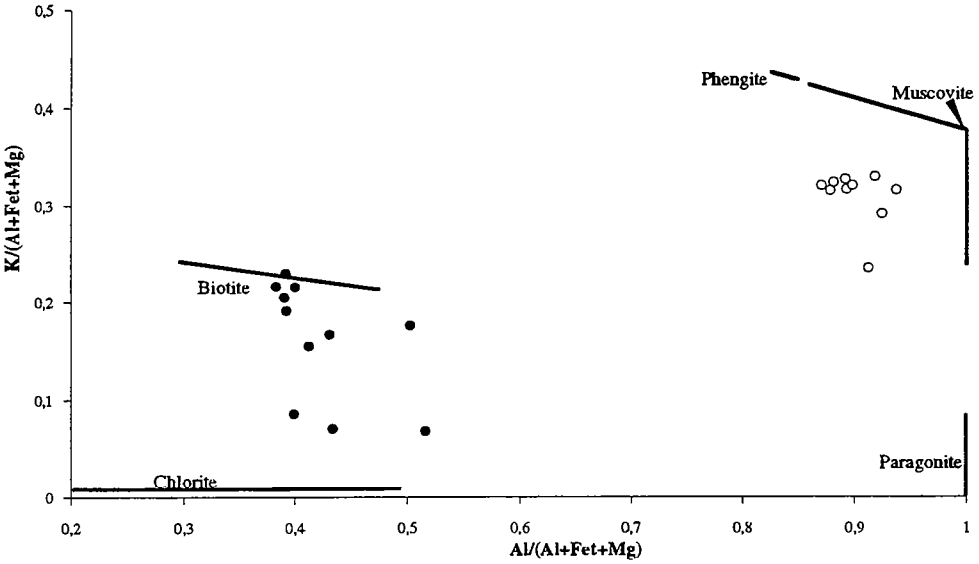


Fig. VII-3- Compositions chimiques des biotites (en noir) et des muscovites (en blanc) dans le diagramme de Gigout (1991). Noter l'évolution de la composition de la biotite vers celle d'une chlorite.

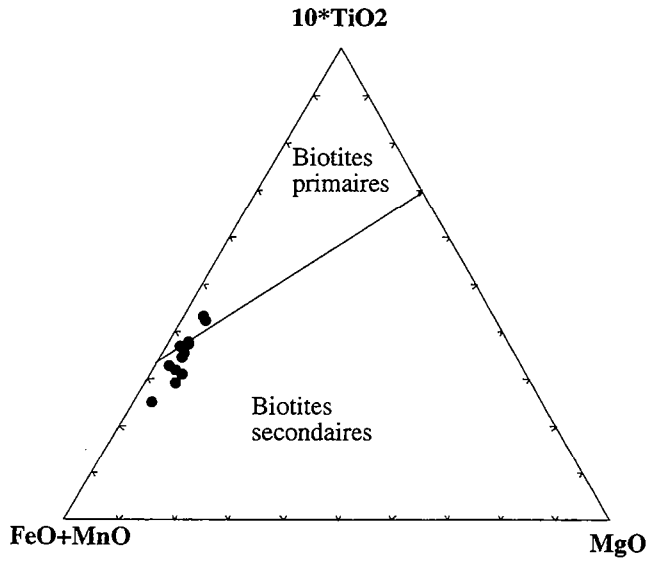


Fig. VII-4- Caractères primaires ou secondaires des biotites des granitoïdes BHD.

fortement déformées et altérées au coeur des intrusions, l'organisation en agrégats des biotites a disparu, elles ont recristallisé en petits grains alignés dans le plan de schistosité.

Les analyses à la microsonde électronique des cristaux reconnus optiquement comme des biotites (pléochroïsme intense dans le brun rouge) dans les roches subisotropes révèlent des compositions qui diffèrent d'une façon plus ou moins significative de celle des biotites s.s. En effet leurs compositions montrent une évolution vers des compositions de chlorites (fig. VII-3). Cette évolution est marquée par une augmentation de la concentration en alumine et en eau et d'une diminution de Si, K, Ti et Cl. Ces transformations se font à rapport XFe constant (≈0,9) et indiquent que les biotites des roches les moins altérées et déformées des intrusions BHD ont subi, à un degré plus ou moins avancé, un rééquilibrage par une phase deutérique (Le bel, 1979; Jacobs et Parry, 1979). Ce rééquilibrage a éloigné la composition chimique de ces biotites de celle des biotites primaires (fig. VII-4). Il est par conséquent difficile de s'assurer de la composition initiale des biotites des intrusions BHD, et donc de les utiliser pour la typologie de ces granites. En effet comme Nachit (1986) l'avait noté "les biotites rééquilibrées peuvent donner à la roche hôte une affinité qui n'est pas la sienne". Tel est le cas des biotites des microgranites subisotropes qui se répartissent aussi bien dans le champ des granites subalcalins, calcoalcalins qu'aluminopotassiques, en suivant un tendance métasomatique perpendiculaire aux tendances magmatiques (fig. VII-5). Il faudrait néanmoins noter que **les biotites les moins rééquilibrées sont proches du pôle annite et qu'elles indiquent une affinité subalcaline des granitoïdes BHD.**

En raison des faibles teneurs en fluor des biotites et en supposant quasi-nulles leurs teneurs en Lithium, on peut estimer leur température de formation grâce au diagramme triangulaire M^{2+}-Al-Si de Monier et Robert (1986). Certaines biotites se répartissent sur l'isotherme 800°C alors que d'autres se trouvent sur l'isotherme 700°C (fig. VII-6). **La plupart de ces biotites étant rééquilibrées à haute température par une phase hydrothermale deutérique, l'intervalle 100°C = 800-700 pourrait correspondre à l'intervalle de température séparant la cristallisation magmatique de l'altération deutérique en supposant que les biotites les moins rééquilibrées ont gardé des compositions magmatiques**. Malgré le fait que ces températures correspondent à des estimations maximales étant donné la non-distinction ente fer ferreux et fer ferrique, et donc une surestimation de la proportion de M^{2+}, elles sont comparables aux températures minimales (710 à 620°C) évoquées par Jacobs et Parry (1979) pour la cristallisation des biotites secondaires dans le gisement de cuivre de Santa Rita (New Mexico). **Ces températures sont également compatibles avec une origine primaire du chlore puisque les biotites, comme les amphiboles, en contiennent jusqu'à 1,6%.**

Dans les roches fortement déformées et altérées, tous les cristaux reconnus optiquement comme des biotites se sont révélées après analyse chimique être des chlorites.

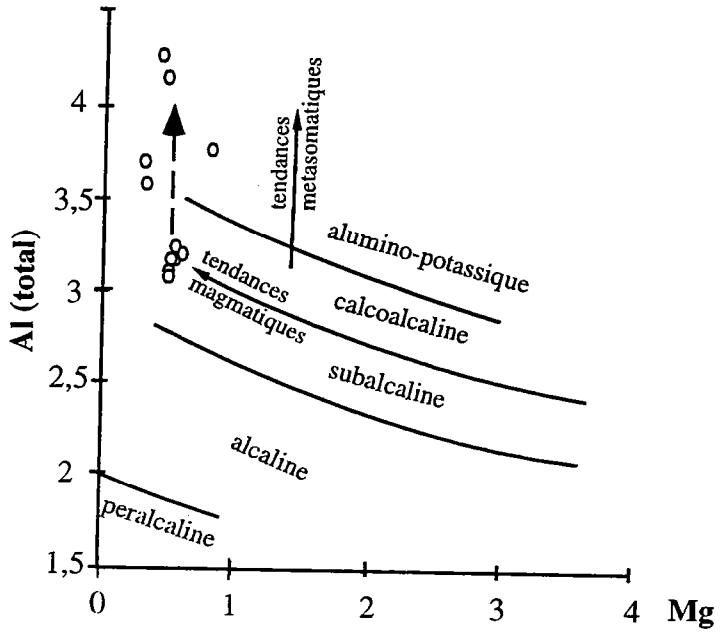


Fig. VII-5- Compositions chimiques des biotites des granitoïdes BHD dans le diagramme de Nachit (1986). Noter la tendance subverticale (flèche en tirets) parallèle aux tendances métasomatiques et perpendiculaire aux tendances magmatiques.

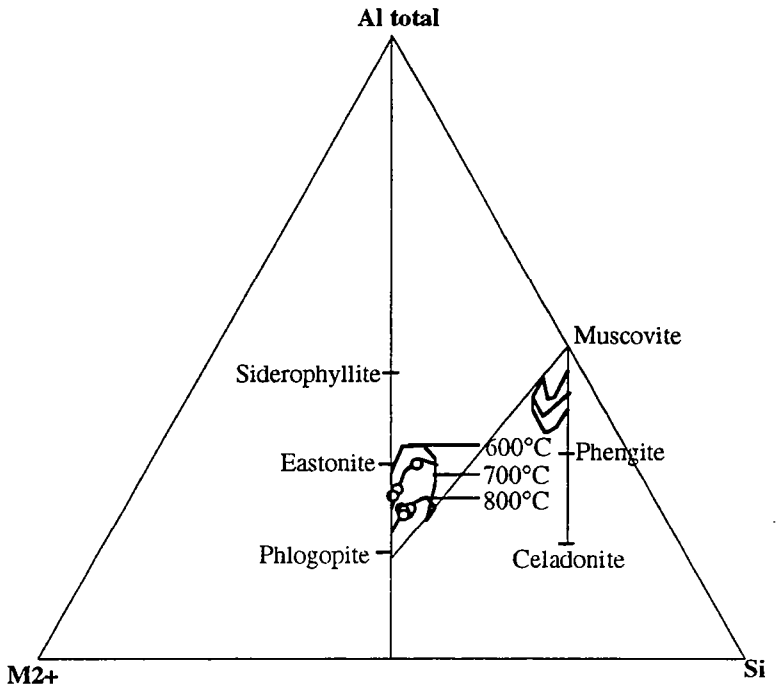


Fig. VII-6- Position des biotites des granitoïdes BHD dans le diagramme de Robert et Monier (1986) indiquant des températures de 800°C et de 700°C.

III-4- La chlorite

La chlorite existe aussi bien dans les roches isotropes ou peu déformées que dans les roches fortement déformées. Son abondance augmente avec le degré d'altération-déformation jusqu'à constituer le minéral ferromagnésien essentiel dans les roches très déformées. Elle provient de la déstabilisation de la biotite et quand elle existe, de l'amphibole.

Les compositions chimiques des chlorites montrent que certaines chlorites ont des teneurs importantes en titane (1-3% de TiO2), il s'agit de chlorites qui ont piégé cet élément au cours de leur développement aux dépens des biotites. D'ailleurs, la distinction entre biotite et chlorite des granitoïdes BHD n'est pas très aisée car la transformation est en effet continue et progressive. La limite a donc été choisie arbitrairement à un total de 90%. Les compositions chimiques des chlorites montrent une évolution depuis la bordure jusqu'au coeur des intrusions. Les chlorites des granophyres subisotropes et des gneiss périphériques sont ferrifères. Leur rapport X_{Fe}moyen est respectivement de 0,9 et 0,85. Elles se classent parmi les chamosites (fig. VII-7) dans la classification de Foster (1962). Les chlorites des roches déformées au coeur des intrusions sont magnésiennes, ont un rapport X_{Fe} de 0,65 et correspondent à des brunsvigites selon la même classification (fig. VII-7). Parallèlement à cette évolution de l'indice X_{Fe}, la teneur en aluminium en position tétraédrique augmente. Il est également important de noter (i) que l'indice X_{Fe} des chlorites des roches provenant de la périphérie des intrusions est le même que celui de leur roche hôte alors qu' il est supérieur dans les roches déformées au coeur des intrusions (fig. VII-8). (ii) que les teneurs en MnO des chlorites du linéament BHD sont élevées (entre 0,1 et 0,7%), en particulier dans les gneiss où elles sont 10 fois supérieures à celles des roches totales, ce qui indique que la chlorite constitue le principal minéral qui retient Mn lors de l'altération hydrothermale.

III-5- La muscovite

Tous les micas blancs analysés ont des compositions qui diffèrent d'une façon significative de la composition de la muscovite s.s (cf. fig. VII-3). Elles contiennent des quantités assez importantes en FeO* (2,4 à 5,3%) et en MgO (0,4 à 1,6%). En revanche, le fluor et en particulier le chlore qui est présent en quantité importante dans les biotites, montre des teneurs très faibles. Ces micas blancs présentent également des teneurs faibles en composant paragonite (100Na/(Na+K)) compris entre 1,8 et 2,5%. Leurs teneurs en titane sont également assez faibles voire nulles quand elles proviennent de l'altération des phénocristaux de plagioclase. Dans le diagramme Mg-Na-Ti de Miller et al. (1981), la majorité des muscovites se classe dans le champ des muscovites secondaires (fig. VII-9). Les substitutions qui contrôlent les compositions de ces micas sont par ordre décroissant d'importance, la substitution phengitique $(M^{2+})^{VI}\ Si^{IV} = Al^{VI}\ Al^{IV}$, la substitution diocta-trioctaédrique 2 $(R^{3+}) = 3\ (R^{2+})$ et la substitution à haute température du titane $(M^{2+})^{VI}\ Ti^{VI} = (2Al)^{VI}$. Comme pour les chlorites, les variations chimiques au sein des micas blancs des intrusions BHD évoluent depuis des compositions ferrifères dans les granophyres

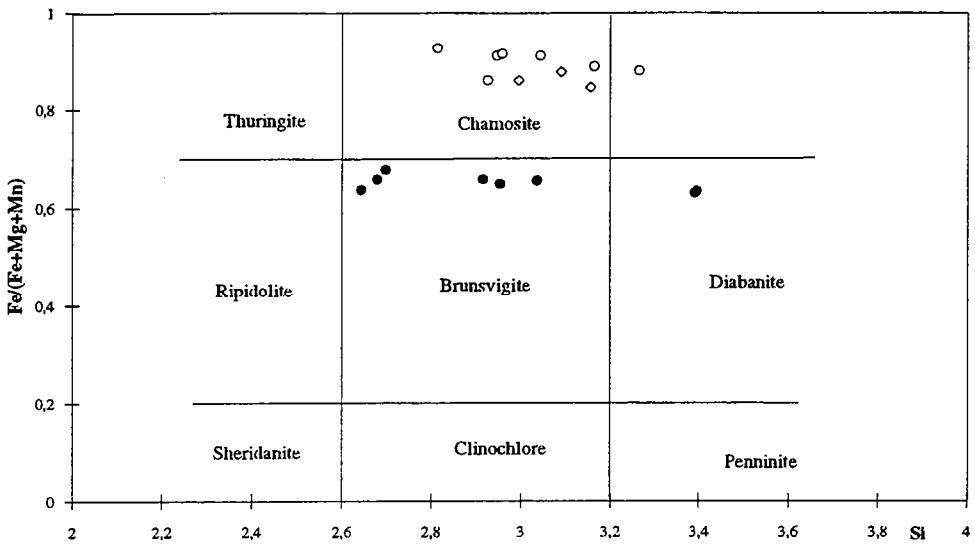


Fig. VII-7- Compositions chimiques des chlorites des intrusions BHD (cercles: granitoïdes subisotropes, losanges gneiss périphériques, points: gneiss du centre de l'intrusion).

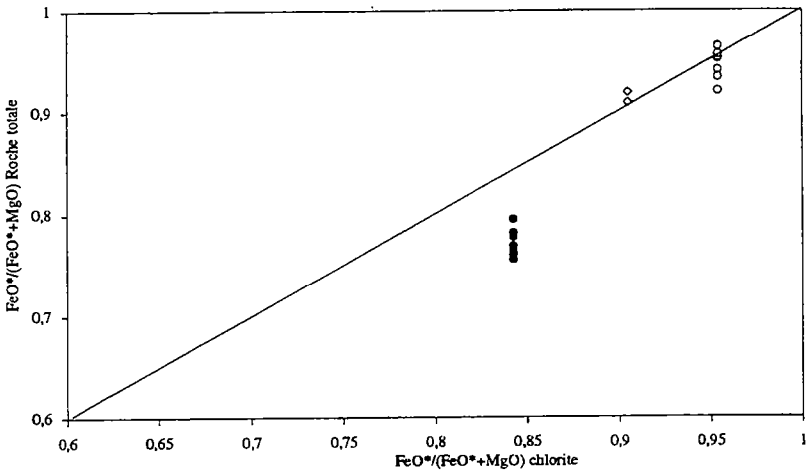


Fig. VII-8- Comparaison des rapports XFeO* des chlorites et celui de leurs roches hôtes.

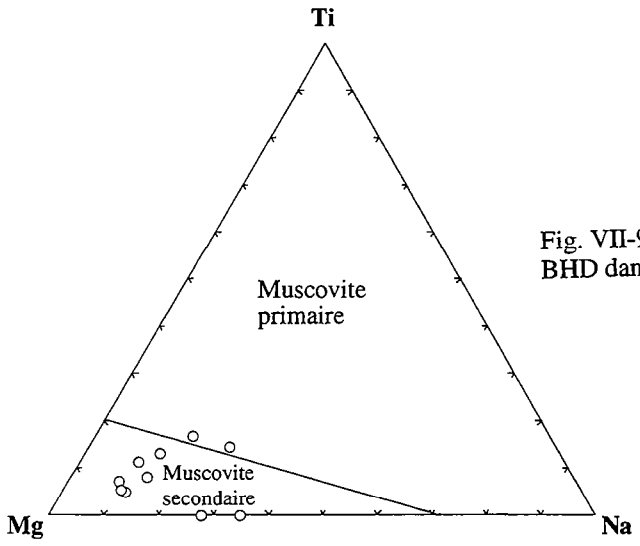


Fig. VII-9- Position des muscovites des granitoïdes BHD dans le triangle Ti-Mg-Na de Miller et al. (1981).

peu déformés jusqu'à des compositions magnésiennes dans les gneiss au coeur des intrusions. Parallèlement à cette évolution Fe-Mg, il y a une diminution du potassium (fig. VII-10).

III-6- Le sphène

Le sphène est présent dans toutes les roches des intrusions BHD quel que soit leur état d'altération ou de déformation. A la périphérie des intrusions, il provient de la décomposition de l'ilménite qu'il englobe; il est aussi associé à la chlorite et à la muscovite où il sert comme piège au titane provenant de la transformation de la biotite. Dans les roches très altérées et très déformées au coeur de l'intrusion, son abondance augmente; il est sous forme de grains xénomorphes ou de forme losangique éparpillés dans la matrice granoblastique orientée et sans relation apparente avec les autres minéraux primaires. Dans ces roches, il constitue la phase principale qui concentre le titane provenant de la destruction totale aussi bien de l'ilménite que de la biotite.

Les compositions chimiques du sphène montrent que les teneurs en fluor sont inférieures à la limite de détection et celles du chlore varient entre 0 et 0,097. La formule structurale du sphène a été calculée sur la base de 3 cations comme il a été suggéré par Franz et Spear (1985). Les teneurs en silice et en calcium sont aux environs de 1.00 (pfu). La proportion de OH a été calculée selon l'équation $OH = (Al + Fe^{3+}) - (F + Cl)$ (Enami et al., 1993). Tous les sphènes ont un X_{OH} élevé compris entre O,96 et 1 ($X_{OH} = OH/(OH + F + Cl)$). La teneur en OH diminue en allant de la bordure vers le coeur des intrusions et se traduit par une parfaite corrélation positive entre OH et $(Al+Fe^{3+})$ (fig. VII-11). Cette corrélation combinée à la bonne corrélation négative entre $(Al+Fe^{3+})$ et Ti (cf. Chap IV; fig.) indique que les teneurs en alumine des sphènes des intrusions BHD sont contrôlées par la substitution (Al, Fe^{3+}) OH Ti_{-1} O_{-1}.

III-7- L'épidote

L'épidote est un minéral secondaire dont l'abondance augmente avec l'intensité de la déformation et de l'altération. Quasi-absente dans les microgranites subisotropes, elle apparaît dans les roches déformées lorsqu'on se dirige vers le centre des intrusions où elle provient de la déstabilisation du plagioclase et de l'amphibole. Dans les roches fortement déformées au coeur des intrusions, elle constitue avec le plagioclase les silicates alumino-calciques les plus abondants. Elle englobe souvent de l'allanite.

Les compositions chimiques des épidotes des intrusions BHD montrent que leurs teneurs en fluor sont inférieures à la limite de détection; celles du chlore sont très faibles, inférieures à 0,03%. La formule structurale de l'épidote a été calculée sur la base de 8 cations et 25 charges négatives. L'estimation du rapport Fe^{3+}/Fe^{2+} a été faite en assumant la stoechiométrie et en ajustant l'état d'oxydation du fer pour achever l'équilibre de charge. Il en ressort que tout le fer est sous forme trivalente. Les épidotes montrent des variations à l'intérieur d'un même

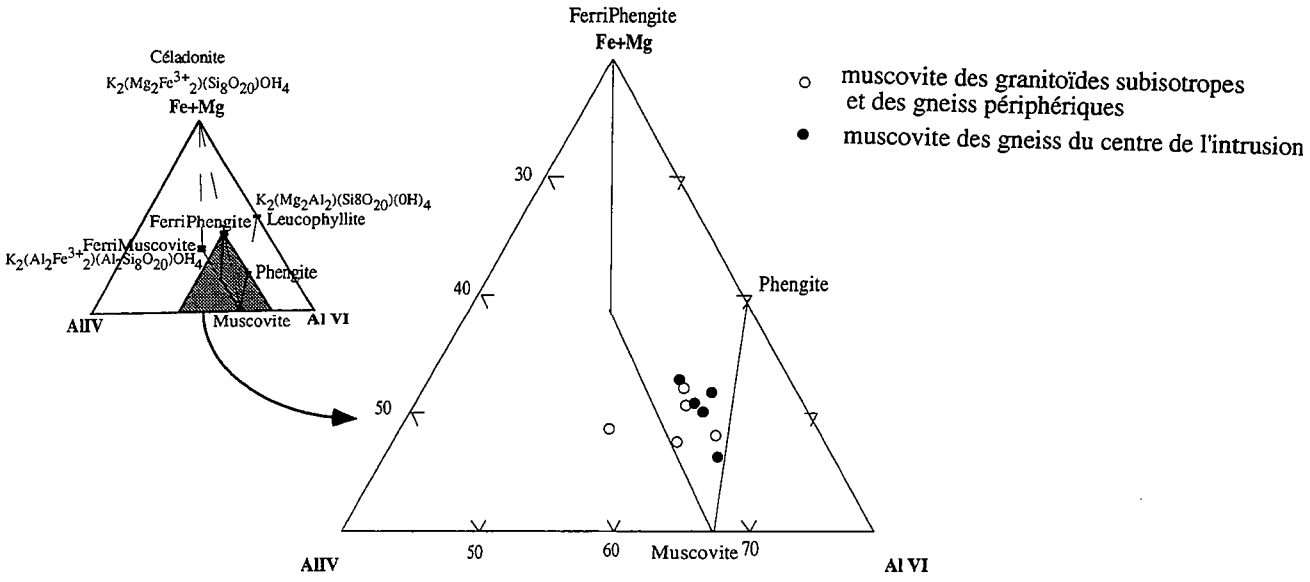


Fig. VII-10- Position des muscovites dans le diagramme (Fe+Mg)-AlIV-AlVI

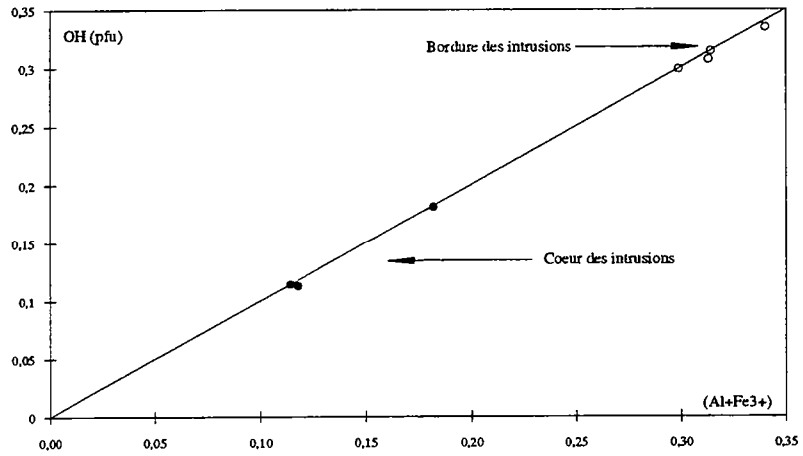


Fig. VII-11- Relation entre la teneur en OH (par formule unité: pfu) et la teneur en $Al+Fe^{3+}$ (en noir: les granitoïdes du centre des intrusions, en blanc: les granitoïdes de bordure).

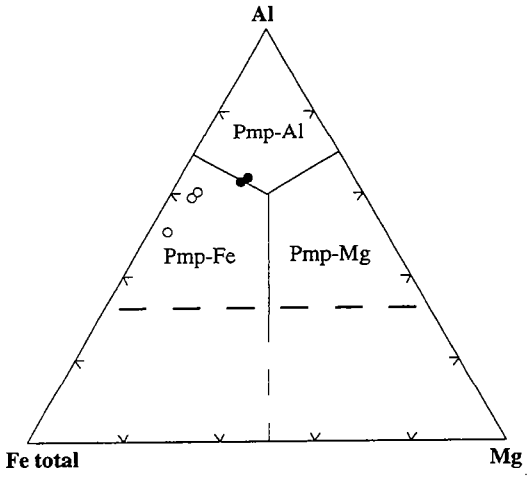


Fig. VII-12- Position des pumpellyites des granitoïdes subisotropes (points) et des gneiss périphériques (cercles) dans le diagramme Al-Fetotal-Mg de Passaglia et Gottardi (1973).
Pmp-Al, Pmp-Fe et Pmp-Mg correspondent respectivement aux pumpellyites alumineuses, ferrifères et magnésiennes.

échantillon et entre les différents échantillons. Les variations les plus importantes concernent la teneur en pistaschite (compris entre 10 et 17%), estimée par le rapport $X_{Fe}^{3+}= Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al)$ dans le site octaédrique (Holdaway, 1972). Cette variation est caractérisée par une évolution depuis des rapports X_{Fe}^{3+} élevées (X_{Fe}^{3+} moyen = 0,15) vers des rapports X_{Fe}^{3+} plus faibles (X_{Fe}^{3+} (moyen = 0,14) (i) en allant de la bordure vers le coeur des intrusions et (ii) en allant du coeur vers la périphérie d'un cristal donné au coeur des intrusions.

Concernant l'allanite, même si les éléments traces et les terres rares n'ont pas été dosés, les éléments analysés montrent des teneurs identiques à celles des allanites publiées dans la littérature (voir par ex. Deer et al., 1966). Les allanites du linéament BHD montrent cependant une évolution progressive vers des compositions d'épidotes. Une telle évolution a été observée dans les granites hydrothermalisés de l'île de Skye (Exley, 1980) et suggère une solution solide entre épidote et allanite. "Le développement d'allanites secondaires durant l'altération hydrothermale des granites de l'île de Skye n'implique cependant pas une grande mobilité des terres rares, les variations chimiques des allanites indiquent plutôt une redistribution isochimique des REE entre les minéraux primaires et les minéraux secondaires" (Exley, 1980, opt. citée).

III-8- La pumpellyite

La pumpellyite existe en bordure des intrusions où elle constitue le principal silicate alumino-calcique d'origine secondaire dans les roches subisotropes. Elle coexiste avec l'épidote dans les gneiss périphériques et disparaît dans les gneiss qui constituent le coeur des intrusions. Elle se présente exclusivement sous forme de lentilles incolores à légèrement jaunâtres au sein des cristaux de biotite.

La formule structurale de la pumpellyite a été calculée selon les recommandations de Coombs et al. (1975). Les pumpellyites des granitoïdes BHD (fig. VII-12) se divisent en pumpellyites ferrifères (Pmp-Fe. où FeO* est compris entre 7 et 9%) et pumpellyites alumineuses (Pmp-Al où FeO* est compris entre 5 et 5,5%). Cette diminution du fer est compensée par une augmentation du magnésium qui passe de 0,05 à 0,19 (pfu). Les Pump-Fe existent dans les roches subisotropes; elles deviennent des Pump-Al lorsqu'on s'éloigne de l'encaissant puis disparaissent au centre des intrusions.

III-9- L'ilménite, l'apatite et la fluorite

L'ilménite est absente dans les granitoïdes du centre des intrusions où les effets de la déformation et de l'altération hydrothermale semblent être extrêmes. Elle est présente sous forme de reliques entourés de sphène dans les gneiss périphériques et dans les roches subisotropes. La composition chimique de l'ilménite des granites BHD n'est pas stoechiométrique, elle est enrichie en Manganèse (4-5%) et appauvrie en fer. La rééquilibration de la composition chimique

de l'ilménite au cours de l'altération hydrothermale et du métamorphisme qui a été décrite dans les cumulats mafiques et ultramafiques de Kettara (cf. Chapitre VI) et dans différentes roches de composition ultrabasique à basique (Cassidy et Groves, 1988) est en effet un phénomène relativement banal puisqu'elle s'étend ici aux roches de composition granitique. Les fluides hydrothermaux peuvent donc modifier, via des processus de diffusion, la composition de l'ilménite d'origine magmatique qui ne persiste alors que sous forme de grains de composition cryptique.

L'apatite a une composition de fluoroapatite avec un $X_F = F/(F+Cl+OH)$ compris entre 0,9 et 1. La fluorite n'a pas été analysée.

IV- CONDITIONS PHYSIQUES DE L'ALTÉRATION HYDROTHERMALE

Les conditions thermiques de la déformation et de l'altération hydrothermale des microgranites BHD ont fait l'objet du chapitre II où, grâce à l'utilisation des géothermomètres et à la comparaison avec des travaux expérimentaux ou avec des cas naturels bien contraints, il a été déduit que, comme les mécanismes de déformation, les compositions des minéraux secondaires enregistrent une rééquilibration thermique plus rapide en bordure qu'au centre des intrusions. L'altération conduisant aux gneiss à Qtz + Pl + Czo + Chl + Ms + Spn (abbréviations selon Kretz, 1983), observables au coeur des intrusions, s'est effectuée dans les conditions du faciès amphibolite à transitionnel amphibolite-schiste vert, à des températures comprises entre 450 et 550°C; celle conduisant aux gneiss à Qtz + Pl + Bt + Amp + Ilm ± Mc ± Fl + Ab + Chl + Ms + Czo + Pmp + Spn, observables en bordure des intrusions, a eu lieu dans les conditions du faciès schistes verts, à des températures comprises entre 450 et 350°C; enfin l'altération des granophyres subisotropes à Qtz + Mc + Pl + Ab + Bt + Amp+ Ilm + Fl + Chl + Pmp, s'est terminée à des températures inférieures à 350°C. Dans ces corps syntectoniques, peu épais et rapidement refroidis, les paragenèses secondaires et les mécanismes de déformation enregistrent le refroidissement progressif des intrusions.

La modélisation thermodynamique des différents assemblages minéralogiques des intrusions BHD permet de préciser davantage l'histoire thermique de ces granitoïdes. La composition des biotites permet également d'estimer la fugacité d'oxygène.

IV-1- Modélisation thermodynamique

Le principe de base de cette analyse est que pour toute relation stoechiométrique qui peut être écrite parmi les composants d'un assemblage minéralogique en équilibre, il existe une relation correspondante parmi les énergies de Gibbs ou potentiels chimiques (voir par ex. Ferry 1976; Legoff, 1989). Pour une réaction minéralogique donnée, l'équation de Gibbs correspondante est :

$$\Delta H^* - T\Delta S^* + P\Delta Vs + RT \ln K_S + nRT \ln fH_2O = 0$$

où ΔH^* et ΔS^* sont respectivement l'enthalpie et l'entropie de la réaction à une pression "P" et une température "T" arbitraires (généralement les conditions standards, 1 bar et 298°K), "ΔVs" est la différence des volumes molaires des phases solides, "fH_2O" est la fugacité de l'eau aux conditions d'équilibre "P" et "T" (respectivement pression et température), "R" est la constante des gaz parfaits et "n" le coefficient stoechiométrique de l'eau dans la réaction. "Ks" est la constante d'équilibre, elle correspond au rapport du produit des activités des phases solides (voir par ex. Kern et Weisbord, 1967; Wood et Fraser, 1976).

***L'assemblage chlorite, épidote, quartz, plagioclase, amphibole**

La relation stoechiométrique qui implique cet assemblage et un fluide (H_20) est la suivante:

$$Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 \text{ \{chlorite\}} + 6\ Ca_2Al_3Si_3O_{12}(OH) \text{ \{épidote\}} + 7\ SiO_2 \text{ \{quartz\}} = Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2 \text{ \{amphibole\}} + 10\ CaAl_2Si_2O_8 \text{ \{plagioclase\}} + 6\ H_2O \quad (1)$$

La température à laquelle chlorite, épidote, quartz, plagioclase, amphibole et fluide (H_2O) étaient en équilibre a été calculée dans trois échantillons en utilisant l'équation de Gibbs ci-dessus et en supposant que P_t=2Kb=PH_20. Les coefficients des fugacités de l'eau proviennent des tables de Burnham (1969). Les valeurs de ΔH, ΔS et ΔVs sont d'après Ferry (1985-a). Les compositions de la chlorite, de l'épidote et de l'amphibole correspondent à la moyenne de chaque minéral dans chacune des roches étudiées. La composition du plagioclase dans chaque roche correspond à sa composition la plus calcique. Les activités des différents minéraux sont calculées selon les modèles de Ferry (1976, 1985-a). Le fluide hydrothermal est supposé être de l'eau pure, une telle supposition est confortée par l'absence presque totale de la calcite parmi les produits d'altération des granitoïdes BHD et par le développement de l'épidote qui implique une fraction molaire de CO_2 ≤0,03 dans le fluide hydrothermal (Ferry, 1985-a).

La chlorite, l'épidote, le quartz, le plagioclase, l'amphibole et le fluide peuvent n'avoir jamais été en équilibre au cours de l'altération hydrothermale des granitoïdes BHD, mais s'ils l'étaient, les températures d'équilibre enregistrent probablement les températures auxquelles la chlorite et l'épidote se sont développées à partir de l'amphibole. Les températures d'équilibres calculées sont comprises entre 513 et 538°C.

***L'assemblage muscovite, épidote, quartz, plagioclase, feldspath potassique:**

Un équilibre impliquant muscovite, épidote, quartz, plagioclase, feldspath potassique et fluide (H_2O) à une pression P et une température T peut être écrit :

$$KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 \text{ \{muscovite\}} + 2\ Ca_2Al_3Si_3O_{12}(OH) \text{ \{épidote\}} + 2\ SiO_2 \text{ \{quartz\}} = KAlSi_3O_8 \text{ \{feldspath potassique\}}: + 4\ CaAl_2Si_2O_8 \text{ \{plagioclase\}} + 2\ H_2O \quad (2)$$

La température à laquelle muscovite, épidote, quartz, plagioclase, feldspath potassique et fluide (H_2O) étaient en équilibre a été calculée dans trois échantillons en utilisant la même procédure que celle décrite ci-dessus. Les valeurs de ΔH, ΔS et ΔVs sont d'après Ferry (1976). Les compositions de la muscovite et du feldspath potassique correspondent à la moyenne de chaque minéral dans chacune des roches étudiées.

Les résultats de ces calculs indiquent un intervalle de température compris entre 427 et 400°C. Si le fluide, la muscovite, l'épidote, le quartz, le plagioclase et le feldspath potassique étaient en équilibre, les températures calculées correspondent aux températures auxquelles l'épidote et la muscovite se sont développées à partir des feldspaths.

***L'assemblage chlorite, amphibole, feldspath potassique, biotite, plagioclase, quartz**

Cet assemblage peut être en équilibre avec H_2O selon la relation stoechiométrique suivante:

$2\ Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8$ {chlorite} + $5\ KAlSi_3O_8$ {feldspath potassique} + $Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$ {amphibole} = $5\ KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$ {biotite} + $2\ CaAl_2Si_2O_8$ {plagioclase} + $10\ SiO_2$ {quartz} + $4\ H_2O$ (3)

Les températures d'équilibre entre cet assemblage et un fluide (H_2O) sont calculées comme dans les deux cas précédents à P= 2Kb. Les valeurs de ΔH, ΔS et ΔVs sont selon Ferry (1985-b). La chlorite, l'amphibole, le feldspath potassique, la biotite, le plagioclase, le quartz et le fluide peuvent n'avoir jamais été en équilibre mais s'ils l'étaient, les températures d'équilibre correspondent probablement à celles où la chlorite s'est développée à partir de la biotite et de l'amphibole. Ces températures sont d'environ 345°C. Par comparaison avec les températures obtenues avec la réaction (1), elles indiquent que la chlorite a continué à se produire au cours de la diminution de la température (refroidissement progressif de l'intrusion) alors que la production de l'épidote avait déjà cessé.

IV-2- Fugacité de l'oxygène

On peut estimer la fugacité d'oxygène en reportant les valeurs des rapports X_{Fe} des biotites dans l'espace T-f_{O2}-X_{Fe} de Wones et Eugster (1965). X_{Fe} est utilisé malgré la chloritisation plus ou moins avancée des biotites car elle se fait à XFe constant. Ce rapport est bien entendu surestimé puisque le rapport Fe^{3+}/Fe^{2+} n'est pas connu. On sait également que les granitoïdes BHD contiennent de l'ilménite et que la magnétite est absente, ce qui les classe parmi les granites des séries à ilménite où la fugacité d'oxygène est inférieure à celle du tampon Ni-NiO (Ishihara, 1977). D'ailleurs la stabilité de l'hastingsite indique une fugacité d'oxygène définie par le tampon QFM ou plus faible (Gibert 1966; Thomas, 1982). Ces données combinées aux températures de cristallisation des granitoïdes BHD, comprises entre 850 et 800°C selon la composition de la

biotite et de l'amphibole, indiquent selon le diagramme T-f_{O2}-X_{Fe} de Wones et Eugster (1965) une fugacité d'oxygène faible, d'environ 10^{-17} (fig. VII-13).

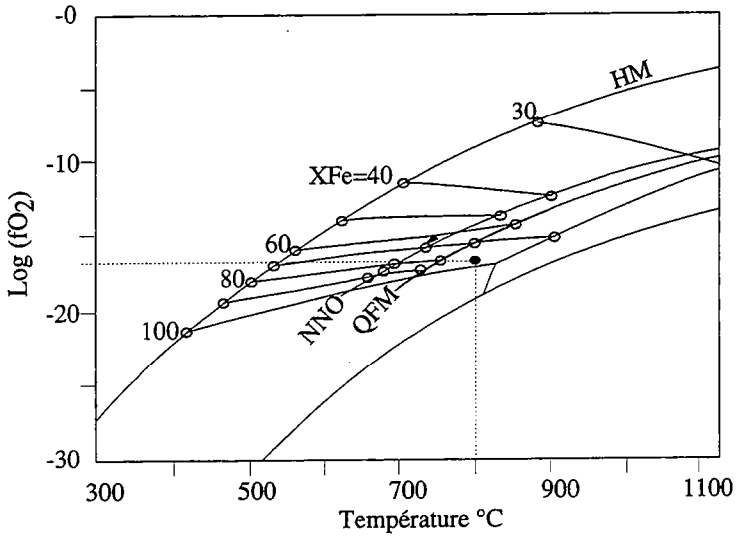


Fig. VII-13- Estimation de la fugacité d'oxygène des granitoïdes BHD dans l'espace T-f(O2)-XFe pour une pression totale de 2070 bars (Wones et Eugster, 1965).

IV-3- L'histoire thermique des intrusions BHD

Les températures 850 et 800°C enregistrées par les amphiboles et par les biotites les moins rééquilibrées indiquent vraisemblablement les températures de cristallisation du magma granitique à l'origine des granophyres du linéament BHD. Vers ≈700°C, ces granites ont interagi avec une phase deutérique qui a rééquilibré partiellement la composition chimique de certaines phases minéralogiques, en particulier les biotites. Les effets de cette interaction granite-phase deutérique restent cependant très limitées puisque exception faite de la biotite, ses effets sur la composition chimique des autres phases minéralogiques n'est pas détectable.

Au cours du refroidissement progressif des intrusions, les granites ont été l'objet des effets combinés de la déformation et de l'altération hydrothermale. C'est au cours de cette phase (550-350°C) que l'altération de la composition minéralogique des granites devient très intense. L'amphibole se transforme tout d'abord en épidote + chlorite vers ≈540°-510°C, puis le plagioclase en muscovite et épidote vers ≈440-430°C, la chlorite continue à se former à partir de l'amphibole et de la biotite jusqu'à des températures de ≈345°C. Le développement de la pumpellyite aux dépens de la biotite en bordure des intrusions suggère que les réactions minéraux-fluide se soient poursuivies jusqu'à des températures inférieures à 350°C (Tulloch 1979). Cette évolution dans le temps est également observable dans l'espace puisque l'assemblage à épidote + chlorite + muscovite, observable au coeur des intrusions évolue vers un assemblage à chlorite + muscovite + pumpellyite à la périphérie de celles-ci, ceci est en liaison avec la proximité de l'encaissant et par conséquent d'un refroidissement plus rapide à la périphérie des intrusions qu'en leur centre.

V- LES RÉACTIONS MINÉRALOGIQUES

Les granitoïdes subisotropes ou peu déformés constituent l'objet privilégié dans lequel (i) la conservation des textures magmatiques permet de déduire les textures d'altération et (ii) la conservation des compositions chimiques des minéraux primaires permet de déduire les réactions minéraux-fluide qui ont donné naissance aux minéraux secondaires (Ferry, 1979). Ces réactions seront ensuite projetées aux roches très déformées où les textures magmatiques ne sont plus reconnaissables, en supposant que les sites réactionnels sont restés les mêmes.

V-1- Introduction

Dans les roches subisotropes et peu déformées, les minéraux secondaires: muscovite, chlorite, pumpellyite, épidote et sphène se développent à partir des minéraux primaires: plagioclase, biotite, microcline, amphibole et ilménite. Les minéraux secondaires existent soit à l'intérieur des minéraux primaires, c'est le cas par exemple de la pumpellyite qui forme des lentilles parallèles au plan de clivage de la biotite ou d'une partie des épidotes et des muscovites qui se développent dans le plagioclase. Les minéraux secondaires cristallisent aussi dans les joints de grains à la limite entre les différents minéraux primaires. Ils forment également des cristaux isolés dans la mésostase et sans relation apparente avec les minéraux primaires, ce dernier type de texture devient de plus en plus exprimé au fur et à mesure que l'intensité de déformation augmente.

A la différence des gabbros de Kettara où les réactions d'altération ont été équilibrées par des éléments sous forme d'oxydes, les réactions d'altération dans les intrusions BHD seront équilibrées par des espèces chimiques sous forme desquelles les éléments sont supposés présents dans le fluide. Ce type de calcul des réactions minéraux-fluide (Ferry, 1979) s'est imposé lorsque les principales phases minérales ferromagnésiennes primaires (amphibole et biotite) des granitoïdes isotropes sont riches en chlore, élément supposé être présent sous forme de HCl dans le fluide. La plupart des autres éléments seront supposés sous forme ionique sauf la silice qui sera sous forme de H_4SiO_4 et qui provient de la réaction $2H_2O + SiO_2 = H_4SiO_4$. Dans ces réactions l'équilibre de charge est assuré par les protons H^+, ensuite l'équilibre de l'oxygène est assuré par H_2O, enfin l'équilibre de l'hydrogène est assuré par la molecule H_2 (cf. Chap. I; tableau I-2). La faible taille des grains et les effets de la déformation ne permettent pas d'avoir des estimations des variations de volume au cours de ces réactions. Toutes ces réactions seront écrites en supposant l'immobilité de quelques éléments réputés immobiles (en général Al, quelquefois Al et Ti). Les compositions chimiques sélectionnées et qui vont servir à l'écriture de ces réactions sont résumés dans le tableau VII-1.

	GI	GI	GI	GI	GI	GI	GP	GP	GP	GP	GP	GC	GC	GC	GC
minéral	Amp	Bt	Mus	Pmp	Sph	Chl	Ep	Mus	Chl	Pmp	Sph	Mus	Chl	Ep	Sph
Nombre d'oxygénes	23	11	11	14	5	14	2,5	11	14	14	5	11	14	12,5	5
Si	5,81	2,73	3,16	3,03	1,01	2,81	3,04	3,19	3,16	3,01	1,00	3,16	2,95	3,04	1,02
Al	3,04	1,58	2,55	2,25	0,30	2,59	2,46	2,60	2,39	2,45	0,29	2,68	2,77	2,58	0,10
Ti	0,05	0,11	0,01	0,00	0,70	0,00	0,01	0,00	0,08	0,01	0,72	0,00	0,01	0,00	0,92
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3+	0,29				0,01		0,50				0,01			0,40	0,01
Fe2+	3,55	2,19	0,31	0,68		4,10	0,00	0,19	3,18	0,36	0,00	0,14	2,41	0,00	
Mn	0,07	0,02	0,00	0,01	0,00	0,05	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Mg	0,18	0,27	0,04	0,06	0,00	0,27	0,00	0,05	0,57	0,20	0,98	0,04	1,29	0,00	0,00
Ca	2,00	0,00	0,00	1,96	0,97	0,02	1,97	0,00	0,01	1,97	0,00	0,00	0,02	1,96	0,94
Na	0,32	0,00	0,02	0,01	0,00	0,03	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00
K	0,63	0,93	0,92	0,00	0,00	0,03	0,00	0,94	0,31	0,00	0,00	0,90	0,33	0,00	0,00
Cl	0,61	0,16	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
OH	1,38	0,84	0,99	4,00	0,31	7,99	0,99	1,00	7,99	4,00	0,30	1,00	7,99	1,00	0,11

Tableau VII-1- Formules structurales sélectionnées des minéraux primaires et secondaires des granitoïdes BHD granitoïde isotrope (G.I.); gneiss de la périphérie des intrusions (G P), gneiss du centre de l'intrusion (G C) Amphibole=Amp, Biotite=Bt, Muscovite=Mus; Pumpellyite=Pmp, Sphène=Spn, Chlorite=Chl, Epidote=Ep

V-2- Les réactions d'altération des feldspaths

Le plagioclase se transforme en muscovite et en épidote. A l'approche de ces minéraux secondaires, la teneur en albite du plagioclase augmente. Il semble donc que, comme dans le cas des gabbros de Kettara, seul le composant anorthite du plagioclase participe à la réaction avec le fluide (Ferry, 1979). Les réactions décrivant la formation de l'épidote et de la muscovite à partir du plagioclase sont les suivantes:

(i) la transformation plagioclase-épidote:

$$1{,}29\ An + 0{,}44H_4SiO_4 + 0{,}37Fe^{3+} + 0{,}01Mn^{2+} + 0{,}89H_2O = 1\ Epid + 0{,}6Ca^{2+} + 1{,}28H_2 + 0{,}07H^+ \quad (4)$$

$\Delta V_S = 7{,}061\%$

(ii) la transformation plagioclase-muscovite:

$$1{,}3\ An + 0{,}59H_4SiO_4 + 0{,}19Fe^{++} + 0{,}05Mg^{++} + 0{,}02Na^+ + 0{,}94K^+ + 2{,}48H_2 = 1Mus + 2{,}6Ca^{++} + 0{,}78H_2O + 3{,}78H^+ \quad (5)$$

$\Delta V_S = 17{,}78\%$

Ces deux réactions où l'alumine est supposée immobile impliquent un gain de Fe sous ses deux formes (oxydée et réduite), de Mn, Mg, Na, K, Si. Seul Ca est libéré par ces deux réactions. Ces deux réactions s'accompagnent d'un gain de volume et sont toutes les deux réductrices (libération de protons). Dans les sites réactionnels où la transformation du plagioclase se fait simultanément en muscovite et épidote, la somme des réactions (1) et (2) décrit la transformation correspondante.

Le comportement du feldspath potassique vis à vis du fluide change selon la proximité de la roche par rapport à l'interface intrusion-encaissant et donc de la température de la déformation et de l'altération hydrothermale. A la périphérie des intrusions, il se transforme en muscovite et en albite selon les réactions suivantes :

(iii) transformation microcline-muscovite:

$$2{,}58\ \text{Microcline} + 0{,}31Fe^{2+} + 0{,}04\ Mg^{2+} + 9{,}73\ H_2O + 0{,}85\ H_2 = \text{Muscovite} + 4{,}59H_4SiO_4 + 0{,}1Na^{+} + 1{,}47K^{+} + 0{,}82H^{+} \quad (6)$$

ΔV_S=-49,9%

(iv) transformation feldspath-albite:

$$1\ \text{Microcline} + 1Na^{+} = 1\ \text{Albite} + K^{+} \quad (7)$$

ΔV_S=-8%

Ces deux réactions s'accompagnent de pertes de volume; elles consomment Fe, Ti, Mn et Mg et Ca et libèrent Si, K et Na. Les éléments Si, K et Na libérés par ces deux réactions peuvent être consommés par les réactions d'altération du plagioclase (4) et (5). L'ensemble des réactions (4), (5), (6) et (7) nécessite un apport de Fe, Mg, Mn, Ca et Ti par le fluide, ceux-ci peuvent provenir d'autres sites réactionnels comme ils peuvent être d'origine externe.

Les roches déformées au coeur de l'intrusion se caractérisent par la disparition totale du microcline et par le développement des myrmékites. La genèse des myrmékites nécessite un apport de Ca et Na. D'après certains modèles (Philips, 1964; Hubbard, 1966), cet apport peut être local (exsolution du feldspath alcalin de haute température). Pour d'autres (Becke, 1908; Barker, 1970), une origine externe est obligatoire. Des cas intermédiaires sont également proposés où la formation des myrmékites se développe en même temps par exsolution et par métasomatisme (Ashworth, 1972). Enfin les symplectites quartz-feldspath qui n'ont pas la forme des structures myrmékitiques typiques sont à rattacher selon Smith et Brown (1988) à la recristallisation et au métasomatisme impliquant des volatils et en particulier des espèces porteuses des ions H^+ et induits par la déformation de la roche hôte.

Dans les granitoïdes BHD, la formation des myrmékites et la disparition du feldspath potassique dans les roches déformées à haute température suggèrent des réactions de recristallisation dans lesquels les myrmékites ont complètement remplacé le feldspath potassique. Selon le modèle de Becke, ce remplacement s'effectuerait selon la réaction (7) et la réaction suivante qui transforme le feldspath potassique en anorthite et en quartz:

$$KAlSi_3O_8\ (\text{orthose}) + Ca^{++} = CaAl_2Si_2O_8\ (\text{anorthite}) + 4SiO_2\ (\text{quartz}) + 2K^{+} \quad (8)$$

ΔV_S= 76,18%

Cette réaction s'accompagne d'un gain de volume important. L'albite et l'anorthite issues des réactions (7) et (8) se mélangent pour donner un plagioclase sodique (ex. oligoclase), la silice quant à elle précipite sous forme de quartz vermiculaire. L'ensemble des produits des deux

réactions correspond aux myrmékites dans lesquels une molécule de plagioclase est alors associée à 4 molécules de quartz.

V-3- Les réactions d'altération de la biotite

La biotite se transforme en chlorite, en muscovite et en pumpellyite. D'après les températures de cristallisation de ces deux phases secondaires, il semble que la formation de la pumpellyite est plus tardive que la formation de la chlorite et de la muscovite

V-3-1- La transformation biotite-chlorite

La transformation de la biotite en chlorite a été souvent et depuis longtemps décrite dans la littérature. Dans un système fermé, elle correspond à la réaction:

$$\text{biotite} + \text{quartz} + H_2O = \text{chlorite} + \text{feldspath potassique} \qquad (9)$$

Dans le cas d'un système ouvert tel un granite altéré hydrothermalement, cette réaction devient plus complexe car elle fait intervenir des espèces chimiques présentes dans le fluide. Quelques auteurs (Ferry 1979, Parry et Downey 1982, Parneix et Meunier, 1982) ont étudié la chloritisation des biotites dans des granites altérés hydrothermalement. Ces études ont un point commun qui est un apport de Mg et Fe par le fluide. Les différences concernent les éléments immobiles au cours de cette transformation ainsi que le caractère isovolumique ou non de la réaction. Ferry (1979) considère que la transformation de la biotite en chlorite + sphène se fait à Al et Ti constants et s'accompagne d'une diminution de volume de 13%. L'observation pétrographique permet à Parry et Downey (1982) de considérer la réaction comme isovolumique mais les calculs qui leur expliquent mieux les compositions des chlorites lorsque l'intensité de l'altération augmente sont ceux basés sur l'immobilité de l'aluminium. Enfin pour Parneix et Meunier (1982), la transformation de la biotite en chlorite qui peut aboutir à différentes paragenèses, s'accompagne d'un gain de volume et que l'aluminium est mobile à l'échelle du microsystème biotite-cristaux environnants.

Dans le cas des intrusions BHD, l'altération hydrothermale est syntectonique. Dès les premiers stades de la déformation, les biotites et les chlorites sont réorientées dans les plans de schistosité, il est alors difficile de s'assurer si la transformation biotite-chlorite est isovolumique ou non. Dans les roches subisotropes, la chlorite ne s'est pas développée sur les plans de clivage des biotites, la transformation biotite-chlorite est plutôt progressive comme le montrent les analyses chimiques des chlorites et des biotites qui leur sont associées. Cette évolution progressive est également observable optiquement car on passe d'une façon continue de la biotite rouge brunâtre , à la biotite verdâtre puis à la chlorite de teinte bleutée. Dans les roches déformées au coeur de l'intrusion, la biotite a complètement recristallisé en chlorite.

Le sphène est souvent associée à la chlorite où il sert comme piège au titane, on peut donc proposer des réactions où l'alumine et le titane sont immobiles, les bilans géochimiques associés à ces réactions seront différentes selon la composition des chlorites qui évolue en fonction de la position de l'échantillon par rapport à l'encaissant.

(i) dans les granitoïdes subisotropes, la réaction biotite-chlorite est la suivante:

$$1{,}69Bt + 0{,}4Fe^{++} + 0{,}01Mn^{++} + 0{,}09Mg^{++} + 0{,}02Ca^{++} + 0{,}03Na^{+} + 5{,}52H_2O + 1{,}01H_2 = 1Chl + 0{,}27Spn + 1{,}52H_4SiO_4 + 1{,}54K^{+} + 0{,}27HCl + 0{,}07H^{+} \quad (10)$$

ΔV_S=-14,8%

(ii) dans les gneiss déformés à la périphérie des intrusions, la réaction (10) devient:

$$1{,}53Bt + 0{,}28Mg^{++} + 0{,}01Ca^{++} + 0{,}01Na^{+} + 4{,}12H_2O + 1{,}68H2 = 1Chl + 0{,}13Spn + 0{,}89H_4SiO_4 + 0{,}17Fe^{++} + 0{,}02Mn^{++} + 1{,}12K^{+} + 0{,}25HCl + 1{,}05H^{+} \quad (11)$$

ΔV_S=-9,22%

(iii) dans les gneiss très déformés au coeur de l'intrusion, la biotite disparaît au profit d'une chlorite magnésienne selon la réaction suivante:

$$1{,}76Biot + 0{,}82Mg^{2+} + 0{,}21Ca^{2+} + 0{,}01Na^{+} + 4{,}75H_2O + 3{,}05H_2 = 1Chl + 0{,}21\ Spn + 1{,}65H_4SiO_4 + 1{,}46Fe^{2+} + 0{,}03Mn^{2+} + 1{,}3K^{+} + 0{,}23HCl + 2{,}19\ H^{+} \quad (12)$$

ΔV_S=-19,5%

On constate que ce n'est que dans les microgranites subisotropes que la chloritisation est accompagnée d'un gain de Fe et de Mg compatible avec les réactions de Ferry (1979), Parry et Downey (1982) et Parneix et Meunier (1982). En revanche, la chloritisation de la biotite dans les roches déformées est accompagnée de gains de Mg et de pertes de Fe qui sont d'autant plus importants que la distance par rapport à l'encaissant est grande. La chloritisation de la biotite est accompagnée de pertes de volume, de potassium de silice et de chlore. Un gain de Ca et Na est en revanche nécessaire. Enfin toutes ces réactions sont réductrices, elles libèrent des protons H^{+}.

V-3-2- La transformation biotite-muscovite

La muscovite est associée à la biotite, à la chlorite et au sphène dans les agrégats micacés des granitoïdes subisotropes et peu déformés. Elle existe également sous forme de cristaux dans la matrice et sans relation apparente avec les autres minéraux ferromagnésiens, en particulier dans les gneiss du centre de l'intrusion où elle forme des grains de taille plus importante que le grain moyen de la matrice. Dans les roches subisotropes, sa formation se fait aux dépens de la biotite et cette transformation est accompagnée de la cristallisation de sphène puisque celui-ci est souvent présent sous forme de petits grains dans les agrégats à biotite-muscovite. On peut alors proposer des réactions où la transformation de la biotite en muscovite conserve l'alumine et le titane. Aussi bien la composition de la muscovite que du sphène changent en fonction de la température de la

déformation, il convient donc de distinguer les réactions suivant la position des granitoïdes par rapport à l'interface intrusion-encaissant:

(i) dans les granitoïdes subisotropes à la périphérie des intrusions, la formation de la muscovite aux dépens de la biotite correspond à la réaction suivante:

$$1{,}66Bt + 0{,}02Na^{+} + 0{,}84H_2 = 1Mus + 0{,}25Spn + 1{,}1H_4SiO_4 + 3{,}3Fe^{++} + 0{,}04Mn^{++} + 0{,}2Mg^{++} + 0{,}62K^{+} + 1{,}88H_2O + 7{,}64H^{+} + 0{,}27HCl \quad (13)$$

ΔV_S=-39,6%

(ii) dans les gneiss périphériques déformés à basse température, la réaction précédente devient:

$$1{,}69Bt + 0{,}02Na^{+} + 8{,}76H_2 = 1Mus + 0{,}27Spn + 1{,}15H_4SiO_4 + 3{,}5Fe^{++} + 0{,}04Mn^{++} + 0{,}14Mg^{++} + 0{,}63\ K^{+} + 2H_2O + 8H^{+} + 0{,}28HCl \quad (14)$$

ΔV_S=-40,4%

(iii) au centre des intrusions, la transformation biotite-muscovite correspond probablement à la réaction suivante:

$$1{,}71Bt + 0{,}02Na^{+} + 0{,}2Ca^{++} + 9{,}18H_2 = 1Mus + 0{,}21Spn + 1{,}27H_4SiO_4 + 3{,}6\ Fe^{++} + 0{,}04Mn^{++} + 0{,}4Mg^{++} + 0{,}68K^{+} + 2{,}02H_2O + 8{,}35H^{+} + 0{,}28HCl \quad (15)$$

ΔV_S=-42,2%

On constate que la transformation de la biotite en muscovite et sphène s'accompagne d'une perte significative de volume, de Fe, Mg, K et Mn. Ces pertes sont plus importantes au coeur des intrusions qu'à leur périphérie. La formation de la muscovite nécessite en revanche un apport de Na en bordure des intrusions et de Na+Ca à leur centre. Enfin toutes ces réactions sont réductrices et libèrent H_4SiO_4, H2O et HCl.

V-3-3- La transformation biotite-pumpellyite

La pumpellyite est un minéral d'altération assez répandu dans les granitoïdes à biotite où elle se développe généralement sous forme lenticulaire au sein de la biotite (Tulloch, 1979; Al Dahan, 1989). Dans les granitoïdes BHD, elle n'existe qu'à la périphérie de l'intrusion, aussi bien dans les roches subisotropes que dans les roches déformées. Le changement de sa composition en s'éloignant de l'interface intrusion-encaissant implique que les réactions qui décrivent sa formation ont également évolué.

(i) la transformation biotite-pumpellyite dans les roches subisotropes à la périphérie des intrusions correspond à la réaction suivante:

$$1{,}42Bt + 1{,}96Ca^{2+} + 0{,}01Na^{+} + 2{,}57H_2O + 2{,}46H_2 = 1Pmp\text{-}Fe + 0{,}85H_4SiO_4 + 0{,}16Ti^{4+} + 2{,}44Fe^{2+} + 0{,}03Mn^{2+} + 0{,}33Mg^{2+} + 1{,}32K^{+} + 0{,}23HCl + 3{,}61H^{+} \quad (16)$$

ΔV_S=34,62%

(ii) en s'éloignant de l'interface intrusion-encaissant, la réaction précédente devient:

$$1{,}54Bt + 1{,}97Ca^{2+} + 2{,}53H_2O + 3{,}7H_2 = 1Pmp\text{-}Al + 1{,}2H_4SiO_4 + 0{,}16Ti^{4+} + 3{,}03Fe^{2+} + 0{,}03Mn^{2+} + 0{,}21Mg^{2+} + 1{,}43K^{+} + 0{,}25HCl + 4{,}69H^{+} \quad (17)$$

$\Delta V=24{,}13\%$

La formation de la pumpellyite aux dépens de la biotite est aussi une réaction réductrice. Elle s'accompagne d'un gain de volume plus important dans les roches subisotropes que dans les roches déformées et nécessite un apport de Ca par le fluide. Les autres éléments K, Mn, Mg, Fe^{2+}, Ti et Cl sont libérés dans le fluide.

V-4- Les réactions d'altération de l'amphibole

L'amphibole vert bleutée de type ferropargasite-hastingsite des intrusions BHD s'altère en chlorite et en épidote. La chlorite qui se forme aux dépens de l'amphibole est indistinguible aussi bien optiquement que chimiquement de celle qui se forme à partir de la biotite.

V-4-1- La transformation amphibole-chlorite

Étant donné le changement de la composition de la chlorite en fonction de la situation des échantillons dans l'intrusion, il convient de suivre ces réactions en fonction de la position par rapport à l'encaissant. Ces réactions sont calculées à Al constant.

(i) dans les roches subisotrpes à quelques mètres du contact intrusion-encaissant, l'interaction amphibole-fluide correspond à la réaction:

$$0{,}85Amp + 1{,}08Fe^{2+} + 0{,}12Mg^{2+} + 6{,}61H_2O + 2{,}65H_2 = 1Chl + 2{,}13H_4SiO_4 + 0{,}04Ti^{4+} + 0{,}25Fe^{3+} + 0{,}01Mn^{2+} + 1{,}69Ca^{2+} + 0{,}25Na^{+} + 0{,}5K^{+} + 0{,}52HCl + 2{,}66H^{+} \quad (18)$$

$\Delta V_S=-10{,}9\%$

(ii) dans les roches moyennement déformées, en se dirigeant vers le centre des intrusions, la réaction devient:

$$0{,}78Amp + 0{,}04Ti^{4+} + 0{,}4Fe^{2+} + 0{,}42Mg^{2+} + 5{,}25H_2O + 2{,}49H_2 = 1Chl + 1{,}4H_4SiO_4 + 0{,}23Fe^{3+} + 0{,}04\ Mn^{2+} + 1{,}56Ca^{2+} + 0{,}24Na^{+} + 0{,}18K^{+} + 0{,}48HCl + 2{,}49H^{+} \quad (19)$$

$\Delta V_S=-2{,}92\%$

(iii) au coeur de l'intrusion, l'amphibole disparaît aux dépens d'une chlorite magnésienne probablement selon la réaction amphibole-fluide suivante:

$$0{,}91Amp + 1{,}13Mg^{2+} + 6{,}04\ H_2O + 4{,}57H_2 = 1Chl3 + 2{,}34H_4SiO_4 + 0{,}04Ti^{4+} + 0{,}82Fe^{2+} + 0{,}27Fe^{3+} + 0{,}05\ Mn^{2+} + 1{,}81Ca^{2+} + 0{,}28Na^{+} + 0{,}24K^{+} + 0{,}56\ HCl + 4{,}56H^{+} \quad (20)$$

$\Delta V_S=-16{,}8\%$

La chloritisation de l'amphibole ne s'accompagne de gain de Fe et de Mg que dans les roches subisotropes et peu déformées. Dans les roches très déformées au coeur de l'intrusion, il y a

perte de Fe et gain de Mg. La chloritisation de l'amphibole s'accompagne de pertes de Na, K, Fe^{3+}, Ca et du chlore. Les réactions (18) à (20) sont toutes réductrices et s'accompagnent de perte de volume.

V-4-2- La transformation amphibole-épidote

L'épidote est rare dans les roches subisotropes, elle ne se forme que dans les roches déformées et son abondance augmente en allant de la périphérie vers le coeur des intrusions:

(i) à la périphérie des intrusions, cette transformation correspond à la réaction suivante:

$$0{,}81\text{Amp} + 0{,}26Fe^{3+} + 0{,}36Ca^{2+} + 0{,}71H_2O + 5{,}53H_2 = 1{,}65H_4SiO_4 + 0{,}04Ti^{4+} + 2{,}87Fe^{2+} + 0{,}04Mn^{2+} + 0{,}14Mg^{++} + 0{,}25Na^{+} + 0{,}5K^{+} + 0{,}49HCl + 5{,}5H^{+} \quad (21)$$

ΔV_S=-37,2%

(ii) au coeur des intrusions, la transformation correspond à la réaction amphibole-fluide suivante:

$$0{,}85\text{Amp} + 0{,}15Fe^{3+} + 0{,}27Ca^{2+} + 0{,}7H_2O + 6{,}44H_2 = 1\text{Epid-Al} + 1{,}89H_4SiO_4 + 0{,}04Ti^{4+} + 3{,}01Fe^{2+} + 0{,}05Mn^{2+} + 0{,}15Mg^{2+} + 0{,}27Na^{+} + 0{,}53K^{+} + 6{,}4H^{+} + 0{,}52HCl \quad (22)$$

ΔV_S=-40,1%

Ces réactions s'accompagnent de pertes de volume et comme la plupart des autres réactions, elles sont réductrices. Les quantités de Ca et de Fe^{3+} présentes dans l'amphibole ne sont pas suffisantes pour la formation de l'épidote puisqu'il y a un gain en ces deux éléments; Ceux-ci peuvent provenir de la chloritisation de l'amphibole selon les réactions (19) et (20). En effet selon la réaction (1), les transformations amphibole-chlorite et amphibole-épidote sont contemporaines. En revanche Mg nécessaire aux réactions (19) et (20) peut provenir des réactions (21) et (22). Les éléments Mn, Mg, Na, K, Cl et probablement aussi Fe^{++} (consommé en faible quantité dans la réaction (19) sont transportés par le fluide hors de l'amphibole.

V-5- Conclusion

Les réactions de transformation des minéraux primaires varient selon la température de la déformation représentée par la distance par rapport à l'interface intrusion-encaissant. En l'absence des volumes respectifs des différents minéraux primaires et secondaires (la taille fine des grains de la mésostase ne permet pas d'effectuer des comptages de points significatifs), il n'est pas possible de conclure sur les variations de volume ou sur l'échelle de mobilité de la plupart des éléments impliquées dans les réactions (4) à (22). Pour Cl, l'échelle de mobilité est déjà assez claire: il a été lessivé dans toutes les réactions où il intervient. La libération de cet élément au cours de l'altération hydrothermale des granitoïdes BHD est un point très important car cet élément a la capacité de se combiner aux métaux et de permettre leur transport par le fluide. Ceci est démontré aussi bien expérimentalement (Kilinic et Burhnam, 1972; Holland,

1972) que par l'étude des inclusions fluides (Sawkins et Scherkenbach, 1981). L'ion Cl^- forme en effet avec les métaux (Fe, Pb, Mn, Zn, Cu) des complexes stables et facilite leur transport dans les fluides (Burnham, 1979). Parmi ces complexes $FeCl_2$ a une grande stabilité qui se traduit par une grande concentration de ce complexe dans les phases fluides (Chou et Eugster, 1977). Ces caractéristiques font de Cl^- un véritable balayeur des métaux (Collins et al., 1982).

Les réactions (4) à (22) ne sont pas isochimiques pour l'hydrogène et indiquent que cet élément a également joué un rôle significatif dans le processus hydrothermal. Toutes les réactions consomment H_2 et libèrent des protons H^+, **cette libération des protons contribue à l'augmentation du pH du fluide qui devient ainsi plus acide après interaction avec les intrusions BHD.** Le métasomatisme de l'hydrogène, combinée aux effets de la déformation, pourrait également être à l'origine des symplectites quartz-feldspath qui n'ont pas la forme des structures myrmékitiques typiques (Smith et Brown, 1988) et qui sont observables dans les granitoïdes BHD.

L'intégration des principales réactions qui ont eu lieu dans les microgranites isotropes montre que dans ces roches peu déformées, exception faite du chlore qui est nécessairement lessivé, l'ensemble des réactions peut correspondre à une redistribution locale des éléments entre les différents sites réactionnels (fig. VII-14) . Parmi ces réactions, la transformation de la biotite en muscovite occupe un rôle primordial car elle constitue le donneur principal des ions Fe^{++} et Mg^{++} nécessaires à la formation de la muscovite et de la chlorite.

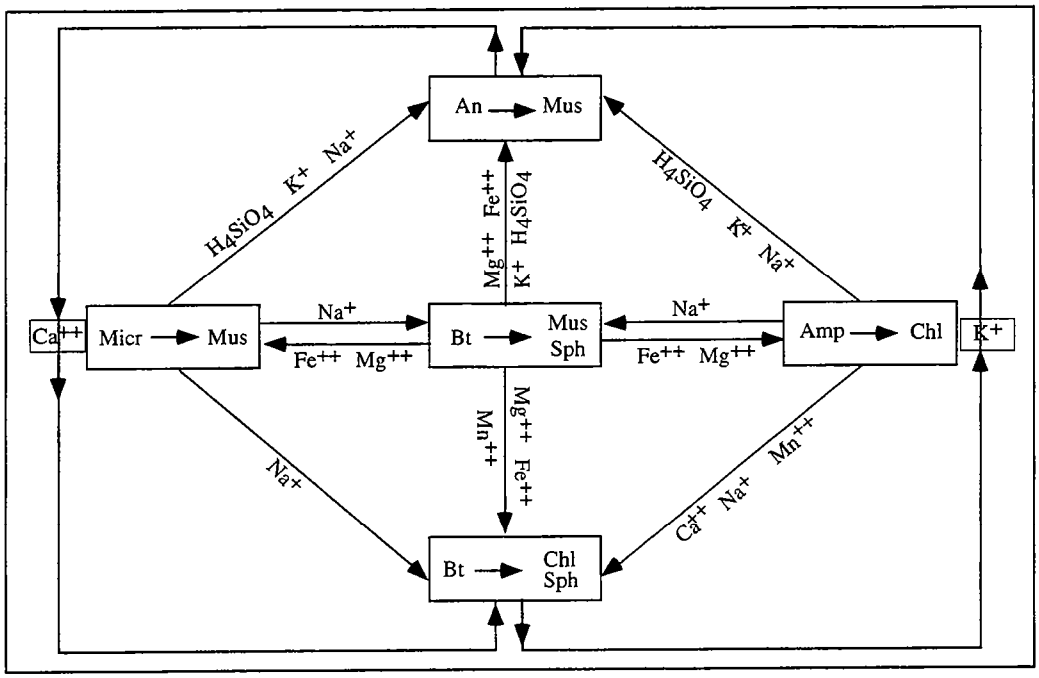


Fig. VII-14- Principaux sites réactionnels dans les granitoïdes subisotropes et échanges de cations entre entre les différents sites réactionnels.

Enfin, même si l'ensemble des réactions minéraux-fluide décrites ne permet pas d'établir des bilans géochimiques globaux de la transformation des différentes roches, elles vont permettre de contrôler les calculs des transferts de matière associés à l'altération hydrothermale et à la déformation des granitoïdes BHD.

VI- LA GÉOCHIMIE

Une vingtaine d'échantillons appartenant aux intrusions BHD ont été prélevés le long de profils perpendiculaires à l'allongement des corps intrusifs. Ils ont été analysés par fluorescence X en éléments majeurs et en quelques éléments traces.

VI-1- Compositions chimiques globales

Les granitoïdes des intrusions BHD ont des teneurs assez homogènes en TiO_2 (O,2-0,27%), Al_2O_3 (11,6-13,2%), SiO_2 (74-80%), P2O5 (0,03-0,06) et très variables en K_2O (0,35-5%), Na_2O (2,5-3,5%), CaO (1-3,34%), MgO (0,02-0,4%) et $Fe_2O_3^*$ (0,6 à 4,2%). La perte au feu est généralement faible (0,5 à 1,7%) et traduit la faible proportion des minéraux hydratés; elle atteint 2,6% dans un filon métrique intrusif dans l'encaissant immédiat des intrusions.

De la même manière que les éléments majeurs, Les éléments traces peuvent se diviser en deux grands groupes, ceux dont les concentrations sont peu variables, c'est le cas de Nb (18-23ppm), Ga (15-21ppm), Th (29-39ppm), Zr (256-343ppm), Y (57-106ppm), Ni (1-5ppm) et ceux dont les concentrations sont très hétérogènes, c'est le cas de Rb (145-20ppm), Sr (290-126ppm), Ba (1900-85ppm), Zn (11-95ppm) et Cr (6-38ppm).

Les analyses chimiques des granitoïdes BHD font ainsi apparaître deux groupes d'éléments à comportement contrasté, un groupe dont les concentrations sont homogènes et un groupe dont les concentrations sont en revanche très variables. Ces variations sont-elles dues à des processus magmatiques ou métasomatiques ou à la superposition des deux processus ?

VI-2- Éléments mobiles et immobiles

Contrairement aux gabbros de Kettara où les processus hydrothermaux se sont concentrés le long des zones de cisaillement où l'écoulement du fluide s'est localisé, dans les granitoïdes BHD la déformation et l'altération hydrothermale sont pervasives; seules quelques rares zones à la périphérie des intrusions en ont moins souffert. Il n'est alors pas possible de définir des roches peu altérées et des roches très altérées et d'en comparer les coefficients de corrélation afin de déduire les éléments susceptibles d'être mobiles au cours des processus postmagmatiques (Cox et Clifford, 1982). Néanmoins la matrice des coefficients de corrélation inter-éléments (tableau VII-2) montre très peu de valeurs significatives et suggère la superposition de processus magmatiques et métasomatiques. Les couples d'éléments qui montrent des coefficients de corrélation assez

	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	Nb	Zr	Y	Sr	Rb	Co	V	Ni	Cr	Ba	Ga	Cu	Zn	Th	Pb
SiO2	1,00																								
Al2O3	-0,14	1,00																							
Fe2O3	**-0,77**	-0,33	1,00																						
MnO	-0,51	-0,17	0,52	1,00																					
MgO	0,08	-0,58	0,34	0,08	1,00																				
CaO	0,59	0,29	-0,51	-0,03	0,14	1,00																			
Na2O	0,54	0,09	-0,34	0,04	0,02	**0,71**	1,00																		
K2O	**-0,72**	-0,02	0,40	0,14	-0,30	**-0,85**	**-0,86**	1,00																	
TiO2	-0,29	0,33	0,23	0,22	-0,02	0,12	0,23	-0,13	1,00																
P2O5	0,06	0,05	0,00	-0,06	0,14	0,22	0,17	-0,20	0,44	1,00															
Nb	-0,42	0,09	0,38	0,24	-0,07	-0,15	-0,09	0,22	0,34	-0,28	1,00														
Zr	-0,44	0,08	0,30	0,47	-0,23	-0,33	0,04	0,25	0,67	0,06	0,41	1,00													
Y	-0,48	-0,07	0,54	0,36	0,21	-0,21	-0,06	0,15	0,41	-0,14	**0,85**	0,55	1,00												
Sr	0,61	0,36	-0,58	-0,08	0,03	**0,92**	**0,67**	**-0,81**	0,17	0,22	-0,32	-0,25	-0,29	1,00											
Rb	**-0,82**	-0,17	0,62	0,26	-0,07	**-0,87**	**-0,80**	**0,93**	0,00	-0,27	0,34	0,35	0,34	**-0,87**	1,00										
Co	-0,42	-0,41	**0,74**	0,42	0,64	-0,08	-0,05	0,00	0,31	0,23	0,28	0,11	0,44	-0,23	0,23	1,00									
V	0,09	-0,22	-0,10	-0,21	0,10	-0,37	-0,20	0,14	0,12	0,31	-0,33	0,24	-0,13	-0,19	0,11	-0,04	1,00								
Ni	-0,25	-0,41	0,47	0,04	0,44	-0,14	-0,18	0,16	0,01	0,13	0,08	-0,23	0,04	-0,29	0,27	0,65	-0,19	1,00							
Cr	0,21	-0,25	0,17	0,05	0,66	0,49	0,17	-0,49	0,29	0,43	-0,11	-0,26	-0,04	0,39	-0,32	0,49	-0,19	0,36	1,00						
Ba	-0,53	0,03	0,15	-0,04	-0,27	**-0,70**	**-0,72**	**0,87**	-0,19	-0,11	-0,06	0,08	-0,14	-0,60	**0,72**	-0,12	0,27	0,22	-0,52	1,00					
Ga	**-0,77**	-0,19	**0,86**	0,57	0,25	-0,43	-0,46	0,43	0,13	0,14	0,21	0,21	0,38	-0,52	0,57	0,64	-0,05	0,33	0,16	0,16	1,00				
Cu	-0,20	-0,05	0,31	-0,29	-0,05	-0,49	-0,69	0,43	-0,32	-0,23	0,10	-0,27	0,06	-0,46	0,42	-0,07	0,05	0,02	-0,07	0,19	0,36	1,00			
Zn	-0,39	-0,19	0,56	0,03	0,08	-0,51	-0,63	0,43	-0,25	-0,41	0,36	-0,09	0,36	-0,53	0,52	0,17	-0,11	0,12	-0,06	0,12	0,55	**0,89**	1,00		
Th	0,04	0,53	-0,32	-0,39	-0,18	0,29	-0,11	0,01	-0,22	-0,30	0,13	-0,53	-0,17	0,16	-0,09	-0,11	-0,48	0,14	-0,06	0,08	-0,24	0,11	0,02	1,00	
Pb	-0,13	-0,19	0,23	0,31	-0,01	-0,16	-0,43	0,20	-0,21	-0,38	0,15	-0,07	0,16	-0,12	0,21	0,05	-0,09	0,01	0,00	-0,02	0,37	0,54	0,69	-0,04	1,00

Tableau VI-1- coefficients de corrélation inter-éléments dans les granitoïdes BHD.

significatifs sont formés par K, Rb, Ba, Ca, Sr et Na auxquels s'ajoutent les couples Si-Fe, Si-Rb, Si-K, Fe-K, Fe-Ga et Nb-Y. Ces coefficients sont-ils le résultat de processus magmatiques ou métasomatiques.

Le diagramme multi-éléments de normalisation par rapport aux MORB (Pearce, 1983) a été construit pour montrer la différence de comportement des éléments vis-à-vis des fluides aqueux. Brewer et Atkin (1989) ont constaté que dans les roches impliquées dans un métamorphisme de bas grade, ce diagramme différencie d'une manière satisfaisante les éléments mobiles tels que Sr, Rb, K et Ba des éléments immobiles (Nb, Ce, P, Zr, Ti, Y). La construction de ce diagramme est basée sur deux paramètres (fig. VII-15):

-(i) Le potentiel ionique (charge ionique de l'élément dans son état normal d'oxydation divisé par son rayon ionique) est un indicateur de la mobilité des éléments dans les fluides aqueux. Les éléments à potentiels ioniques faibles (<3) et élevés (>12) sont mobiles et ceux à potentiels ioniques intermédiaires sont généralement immobiles.

-(ii) Le coefficient de distribution de l'élément dans un faible degré de fusion partielle d'une lherzolite à grenat est utilisé pour mesurer l'incompatibilité de l'élément. Les éléments sont organisés de telle façon que les plus mobiles d'entre eux (Sr, K, Rb, Ba) soient à gauche du diagramme et placés dans l'ordre d'incompatibilité croissante vers le centre du diagramme. Les éléments immobiles sont classés de la droite vers la gauche du diagramme, également dans un ordre d'incompatibilité croissante vers le centre du diagramme.

Normalisés par rapport aux MORB de Pearce (1983); les granitoïdes BHD montrent que (fig. VII-16):

(i) les éléments situés à droite du diagramme (Th, Nb, P, Zr, Ti, Y), à potentiels ioniques moyens et stables dans les fluides aqueux, se caractérisent par des concentrations très peu variables qui se traduisent par une superposition des points dans le diagramme.

(ii) les éléments situés à gauche du diagramme (Sr, K, Rb et Ba), à faibles potentiels ioniques, mobiles dans les fluides aqueux, montrent des variations importantes de leurs concentrations qui se traduisent par une dispersion des points dans le diagramme.

Le comportement contrasté des deux groupes d'éléments indique que les éléments à potentiel ionique faible (Sr, K, Rb, Ba) dont les coefficients de corrélation inter-éléments sont élevés ont des concentrations largement affectées par les processus postmagmatiques. En revanche les éléments à potentiel ionique moyen (Th à Y) sont des éléments dont les concentrations n'ont au contraire pas été largement affectés par de tels processus et peuvent être considérés comme peu mobiles. Parmi ces éléments, le couple Nb-Y paraît le moins mobile puisqu'il conserve un coefficient de corrélation assez élevé, traduisant probablement des processus magmatiques. Même si la totalité des éléments analysés n'est pas prise en compte dans le diagramme de normalisation de Pearce (1983), la détermination de certains éléments peu mobiles a deux conséquences importantes:

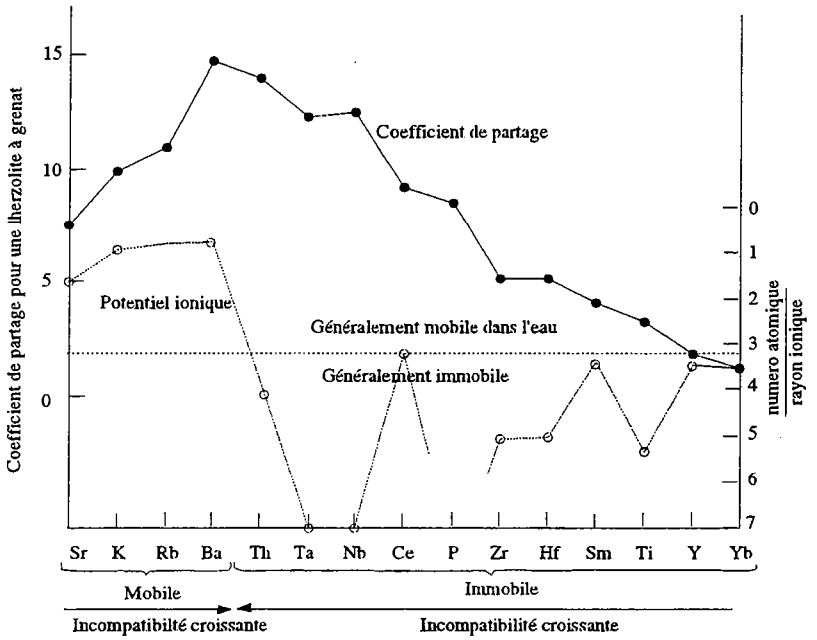


Fig. VII-15- Les variables pétrogénétiques qui déterminent l'ordre des éléments dans le diagramme de normalisation multi-éléments de Pearce (1983). L'échelle du potentiel ionique est représentée à droite du diagramme. La ligne horizontale en pointillés sépare les éléments à faible potentiel ionique (<≈3) et mobiles dans les fluides aqueux de ceux à potentiel ionique élevé (>≈3) généralement immobiles dans de tels fluides. L'échelle à gauche du diagramme représente le degré d'incompatibilité des éléments. Les éléments mobiles (à gauche) et immobiles (à droite) du diagramme sont organisés de telle manière que le degré d'incompatibilité de chacun des deux groupes d'éléments augmente vers le centre du diagramme.

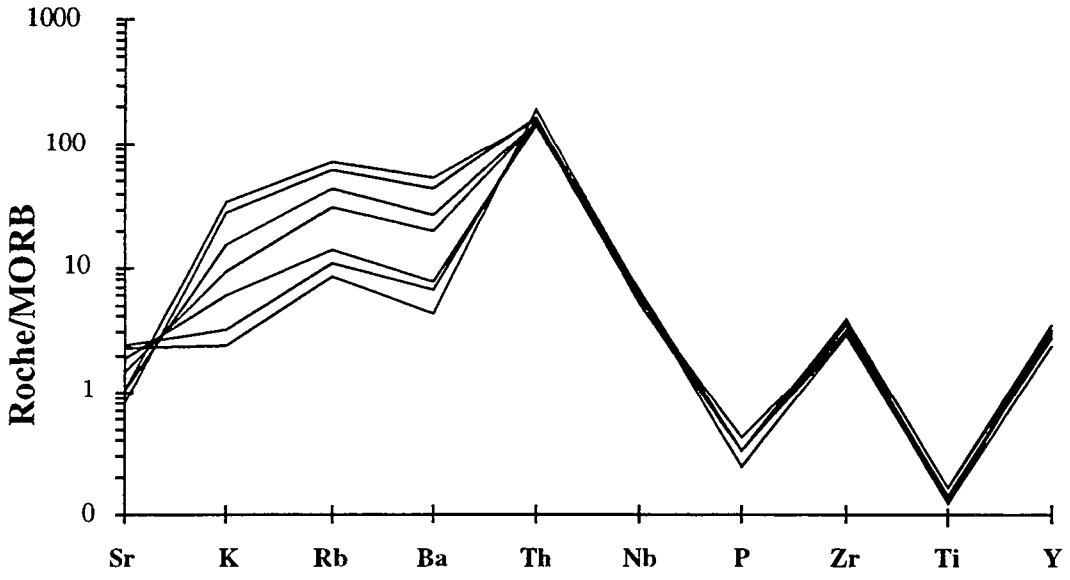


Fig. VII-16- Normalisation par rapport aux MORB (Pearce, 1983) d'une sélection de granitoïdes BHD.

(i) Nb et Y montrent des concentrations très peu variables indiquant que le fractionnement magmatique est très faible au sein des intrusions BHD. L'homogénéité de ces granitoïdes est probablement aussi à l'origine de l'absence de corrélations significatives entre les autres éléments à potentiel ionique moyen et qui paraissent peu mobiles dans le diagramme de normalisation de Pearce (1983).

(ii) La teneur quasi-constante des éléments les moins mobiles indique que l'altération hydrothermale des granitoïdes s'est accompagnée de variations de masse négligeables.

VI-3- Les processus métasomatiques

La détermination des éléments dont les concentrations ne sont pas affectées par les processus postmagmatiques permet de déduire le sens de mobilité des éléments mobiles (Gresens, 1967; MacLean et Kranidiotis, 1987). Lorsque les processus métasomatiques s'accompagnent de variations de masse négligeables, les compositions chimiques de roches initialement homogènes et à intensité d'altération différentes peuvent être directement comparées (Fonteilles, 1978; Potdevin et al., 1989).

VI-3-1- Distribution spatiale des éléments

Contrairement aux zones de cisaillement de Kettara où les variations de masse sont très importantes, dans les granitoïdes BHD ces variations sont très faibles et n'affectent pas de manière significative la composition des roches (fig. VII-17a). Les variations de masse et de volume calculées par rapport au granitoïde le moins déformé sont en général assez faibles. A alumine constante, la majorité des granitoïdes déformés montrent une variation de masse et de volume inférieure à 10%. Ce faible gain de masse est corrélable avec la silice (fig. VII-17b) qui est le constituant majeur des granitoïdes. Les mesures de densités n'ont donc été faites que sur des échantillons sélectionnés en fonction de leur intensité d'altération.

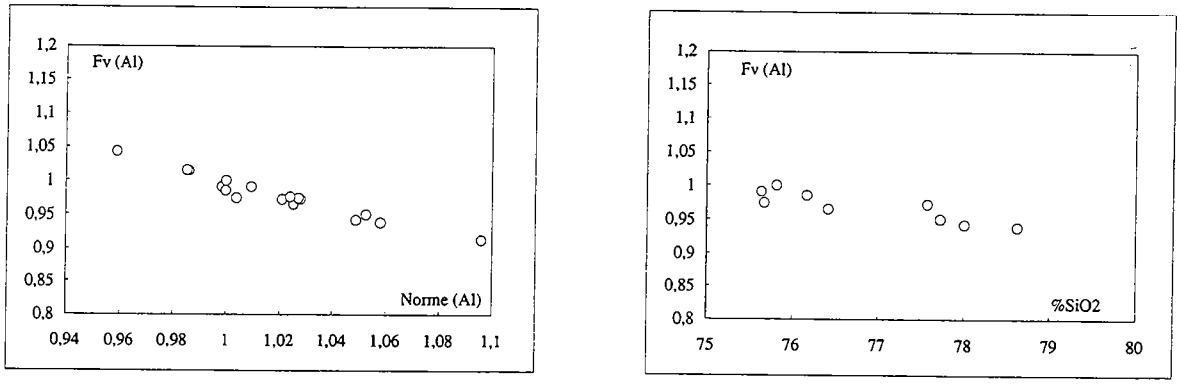


Fig. VII-17- Variations de masse (Norme (Al)) et de volume (Fv (Al)) calculés à alumine constante (**a**) et variation de Fv (Al) en fonction de la concentration de silice (**b**).
Norme Al = $C^{A}Al2O3/C^{O}Al2O3$; $Fv(Al) = (g^{O}*C^{O}Al2O3)/(g^{A}*C^{A}Al2O3)$ où $C^{A}Al2O3$ et $C^{O}Al2O3$ représentent la concentration de Al2O3 respectivement dans la roche altérée A et dans le protolite O de densités g^{A} et g^{O}.

Étant donné l'homogénéité des granitoïdes BHD et les faibles variations de masse qui accompagnent l'altération hydrothermale de ces intrusions, la concentration de l'élément montrant la plus grande variation peut être utilisée comme un indice d'altération. Parmi les éléments majeurs, c'est le potassium qui présente l'intervalle de concentration le plus vaste (0,35-5%). La concentration de cet élément utilisée comme indice d'altération représente également la distance depuis la bordure jusqu'au coeur des intrusions car la teneur en cet élément diminue globalement en s'éloignant du contact encaissant-intrusion, et reflète en même temps, la diminution de la température de la déformation et de l'altération hydrothermale. Ainsi les roches subisotropes ont des teneurs en K2O d'environ 5%. Les granitoïdes déformés à haute température au coeur des intrusions ont des teneurs en K_2O inférieures à 1,15%. Les granitoïdes déformés à basse température en bordure des intrusions ont des teneurs en K_2O comprises entre 1,15% et 4,5%. La représentation de la concentration de la plupart des autres éléments en fonction de la concentration de K_2O montre différents points que l'on peut résumer comme suit (fig. VII-18).

-Les éléments immobiles Nb et Y ont des concentrations qui restent quasi-constantes alors que la teneur de K2O varie de 5 à 0,35% en allant de la bordure vers le coeur des intrusions. Les autres éléments à potentiel ionique moyen (Th, Zr, Ti, et P) montrent le même comportement, ce qui indique leur faible mobilité et confirme le très faible taux de fractionnement des intrusions BHD. Le fractionnement de K_2O se fait également sans que l'alumine montre une évolution significative. L'aluminium peut également être considéré comme un élément peu mobile.

-La concentration de Rb diminue légèrement dans les granitoïdes déformées à basse température (1,3<K2O%<4,5). Elle chute fortement dans les roches déformées à haute température (0,35%<K2O<1,15%). L'inverse est vrai pour Ba qui dont la concentration diminue fortement dans les roches déformées à basse température, sa concentration reste ensuite quasi-constante dans les roches déformées au centre des intrusions.

-La concentration de CaO et Sr augmente légèrement dans les roches déformées à basse température puis fortement dans les roches déformées au coeur des intrusions. L'inverse est vrai pour Na dont la concentration augmente dans les roches déformées à basse température puis reste quasi-constante dans les roches déformées au coeur des intrusions.

-Exception faite de deux échantillons, Mg augmente régulièrement de la périphérie vers le centre des intrusions. Quant au fer, sa concentration semble augmenter légèrement dans les granitoïdes déformées à basse température, elle diminue ensuite dans les roches déformées à haute température. Zn et Ga montrent le même comportement que le fer avec lequel ils sont corrélés positivement.

-la concentration de la silice est constante dans les granitoïdes déformés à basse température, elle montre une augmentation dans les roches déformées à haute température.

Le changement de la pente des éléments en fonction de la température de la déformation n'est pas surprenant car de telles variations ont été observées dans les expériences

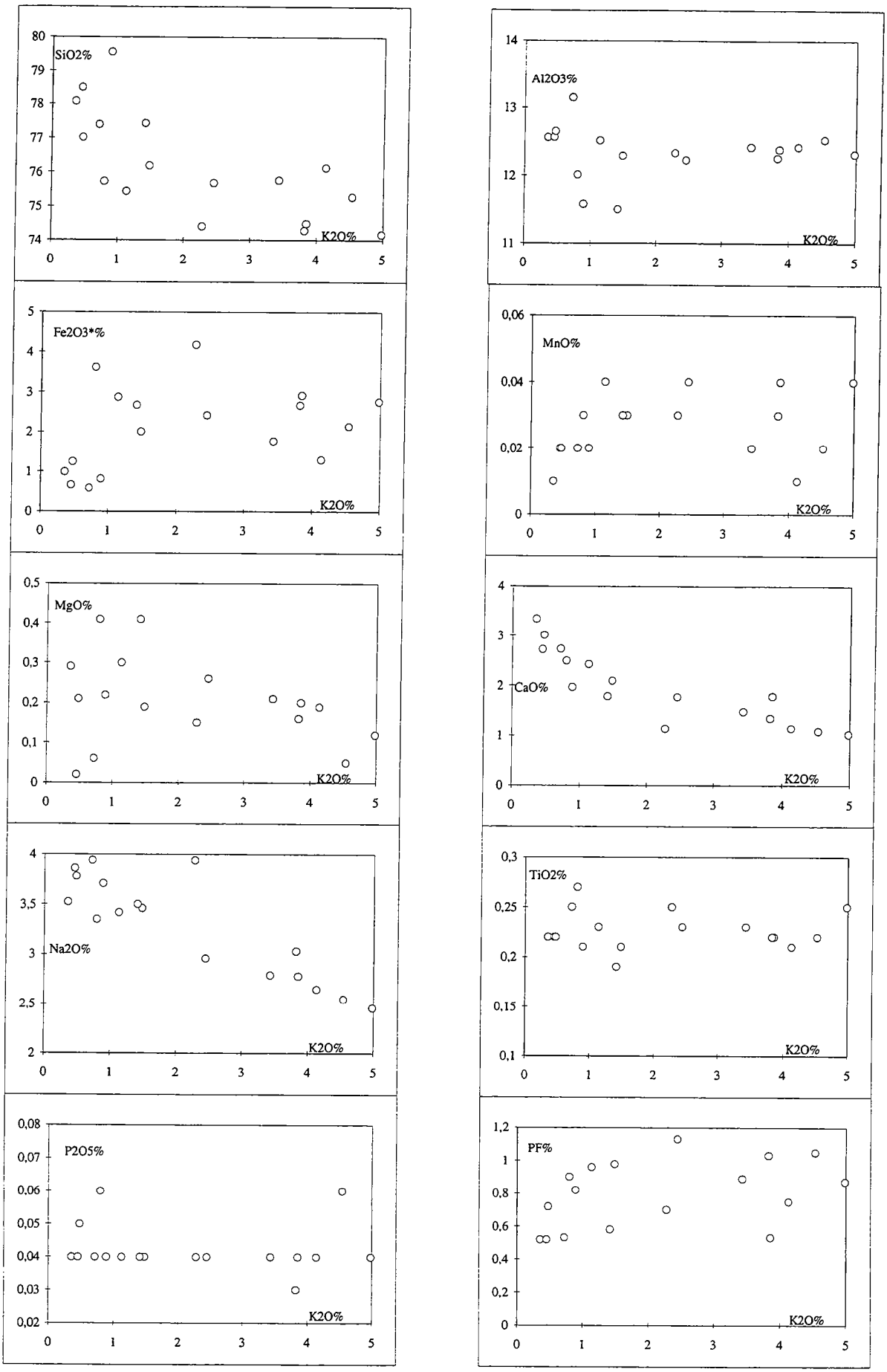


Fig. VII-18 **a**- Variation de la concentration des éléments majeurs en fonction de la concentration de K2O.

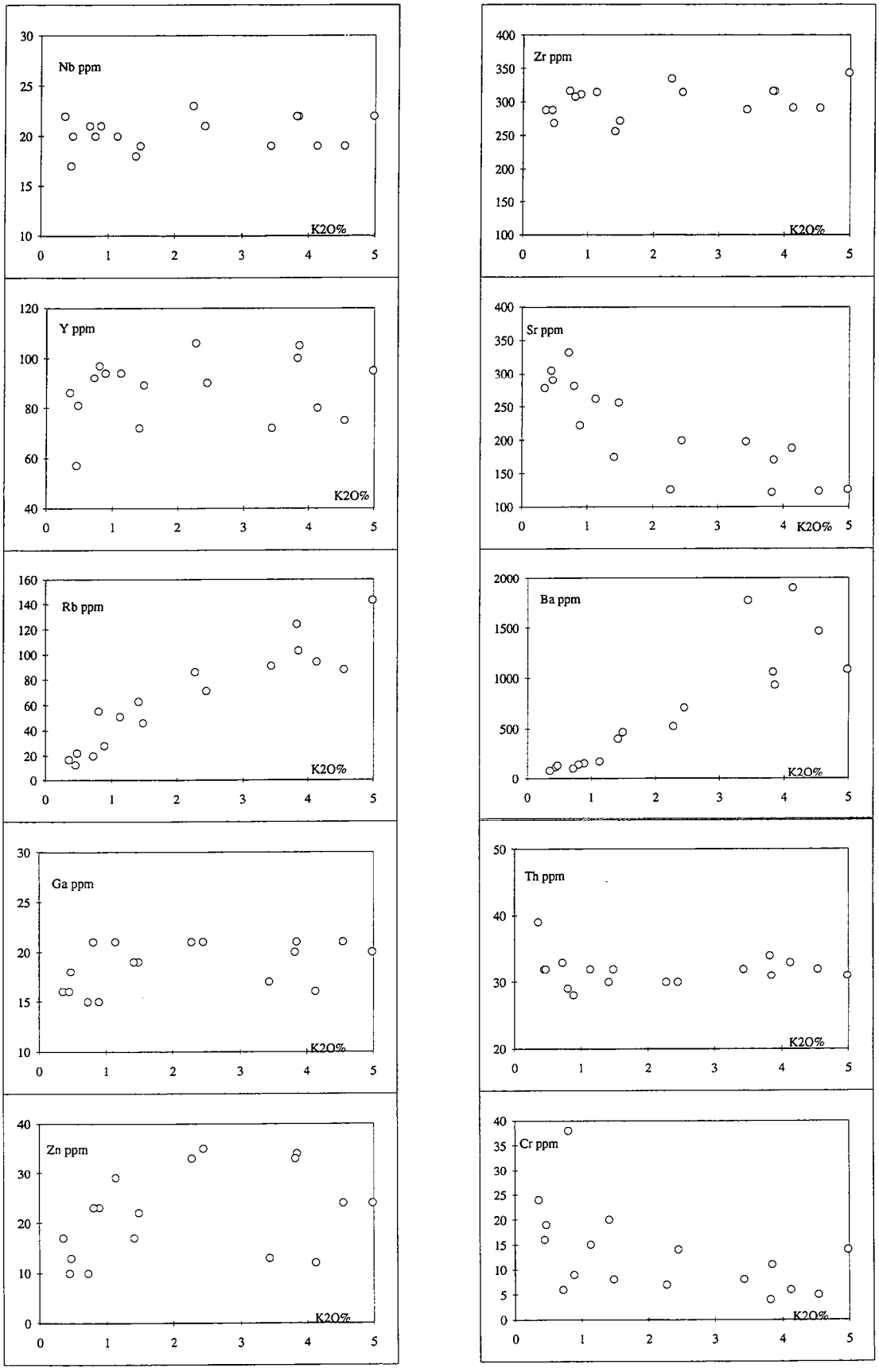


Fig. VII-18 **b**- Variation de la concentration des éléments traces en fonction de la concentration de K2O.

hydrothermales de Seyfried et Janecky (1985) où le changement de la pente s'opère vers ≈400-420°C. Aussi bien les travaux expérimentaux que théoriques montrent que le piégeage de Mg^{++} par la roche croit avec la température (Seyfried, 1987; Seyfried et al., 1988) alors que K^{+} est uniformément lessivé pour des températures supérieures à 150°C (Mottl, 1983).

VI-3-2- Quantification des transferts de matière

Les bilans géochimiques sont calculés par rapport au granitoïde sub-isotrope le moins altéré et qui correspond à la roche la plus riche en K_2O. La formule utilisée est celle de Gresens (1967) dans laquelle les gains et les pertes sont ramenés à 100% de la teneur dans la roche initiale. Elle correspond à l'équation ‹‹Xn = [100*fv*(g^A/g^O*Cn^A-Cn^O]/Cn^O›› où ‹‹Xn›› représente le gain ou la perte d'un élément ‹‹n›› de concentrations ‹‹Cn^A›› et ‹‹Cn^B››, respectivement dans la roche d'origine ‹‹O›› et altérée ‹‹A››, ‹‹fv›› est le facteur volumique associé à la transformation de ‹‹O›› en ‹‹A›› dont les densités sont respectivement ‹‹g^O›› et ‹‹g^A››. Les facteurs volumiques ‹‹fv›› sont calculés en considérant que l'alumine est immobile. Les bilans géochimiques calculés sont représentés en fonction de la concentration de K2O (fig. VII-19). Ils confirment le comportement peu mobile d'un certain nombre d'éléments (Nb, Th, Zr, Ti, P). Ce comportement est marqué par des gains et des pertes faibles, généralement inférieurs à 25% et non corrélables à la concentration de K2O. Les transferts des éléments mobiles sont en revanche corrélables avec la teneur en K2O et sont globalement plus faibles à la périphérie des intrusions qu'en leur centre.

(i) Les granitoïdes déformés à basse température en bordure des intrusions ont subi un gain en Sr, Mg, Na et Ca compris entre 50 et 100%. Au coeur des intrusions, l'enrichissement en Sr, Ca et Mg devient très important et peut atteindre 300%. Un léger enrichissement en Si02 (≈15%) accompagne également cette altération de haute température.

(ii) A part quelques échantillons prélevés prêt du contact intrusion-encaissant dans lesquels un enrichissement en Ba est important (60-80%) et pose le problème de l'interaction des intrusions avec leur encaissant, **les granitoïdes BHD ont subi des pertes en Ba, Rb et K. Ces pertes sont d'autant plus importantes que l'on s'éloigne de l'encaissant et leur lessivage devient presque complet au coeur des intrusions.**

(iii) Fe, Mn et Cu sont lessivés de la plupart des granitoïdes, aussi bien à la périphérie qu'au centre des intrusions. La perte de Cu est importante quelle que soit la température de la déformation alors que la perte de Fe et Mn augmente vers la périphérie et vers le coeur des intrusions, en liaison avec le développement de la pumpellyite vers les basses températures et de la chlorite vers les hautes températures.

(iv) Zn et Ga ne montrent pas de corrélation avec K2O et apparaissent comme des éléments stables. Les pertes en ces deux éléments peuvent cependant être assez importantes avec un lessivage de 20 à 60% de Zn et de 20 à 40% de Ga, en particulier au coeur des intrusions.

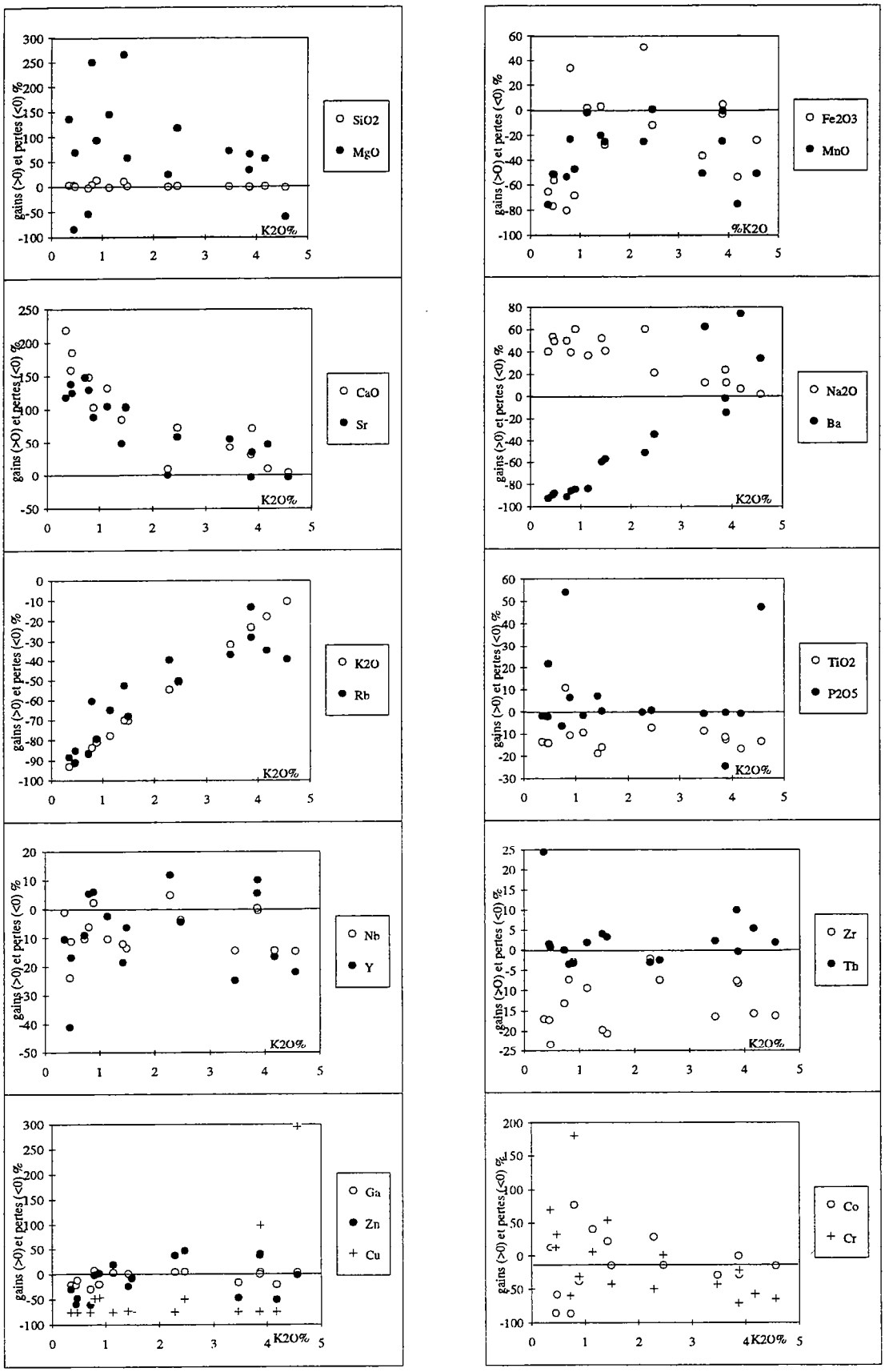


Fig. VII-19- Bilans géochimiques (en % de la concentration dans le protolite) calculés à Al2O3 constant.

(ii) Cr, Ni et Co sont des éléments présents en très faibles quantités dans les granitoïdes et leurs mobilité ne peut être suivie d'une manière satisfaisante même si le gain en Cr peut atteindre 200% et la perte en Co 80%.

VI-3-3- Processus métasomatiques dans les filons

Les roches acides intrusives dans l'encaissant immédiat des intrusions acides du linéament BHD ont subi une déformation intense marquée par leur texture microaplitique orientée, par une très petite taille de grain et par le développement important (25-30%) des minéraux hydratées (muscovite principalement à laquelle est associée de la chlorite) et parfois de la calcite qui soulignent les plans de schistosité et de cisaillement. Chimiquement, alors que les granitoïdes BHD ont un rapport molaire A/CNK (Shand, 1949) voisin de 1,1 leur conférant un caractère faiblement peralumineux, ce rapport est très élevé (supérieur à 1,4) dans les roches filoniennes et leur confère un caractère fortement peralumineux.

L'étude de la mobilité des éléments qui accompagnent la déformation et l'altération hydrothermale de cette roche filonienne est approchée par la méthode de Grant où sa composition chimique est comparée à celle du protolite (la roche la moins déformée et la moins altérée des intrusions BHD). On peut noter (fig. VII-20) que l'altération hydrothermale de ce filon se caractérise par:

-une augmentation de PF traduisant l'enrichissement du filon en minéraux hydratés.

-une faible mobilité de Al_2O_3, TiO_2, P_2O_5, SiO_2, Th, Ga, Ni, Zr, Co, Y et Nb qui sont près de l'isocone.

-un apport de Na_2O, CaO, MgO, Sr et V qui sont situés au-dessus de l'isocone.

-L'isocone définie est significative puisque les éléments qui la définissent ont des propriétés chimiques très différentes. Elle a une pente de ≈ 1 qui traduit une variation de masse très faible.

Finalement les éléments se comportent ici de la même manière que dans les roches déformées au sein des corps granitiques BHD, en particulier à leur bordure. Le filon a en effet subi un enrichissement plus grand en Na2O qu'en CaO. Il est marqué par un éloignement de l'isocone beaucoup plus important pour le premier que pour le second (fig. VII-20). Les concentrations en éléments traces peu mobiles (Zr, Nb, Ga, Y, Th) dans les roches filoniennes sont identiques à celles du protolite et témoignent de leur appartenance à la même source magmatique.

L'identité des processus métasomatiques entre intrusions et filons témoigne de la généralisation de l'altération hydrothermale au bâti intrusions-encaissant.

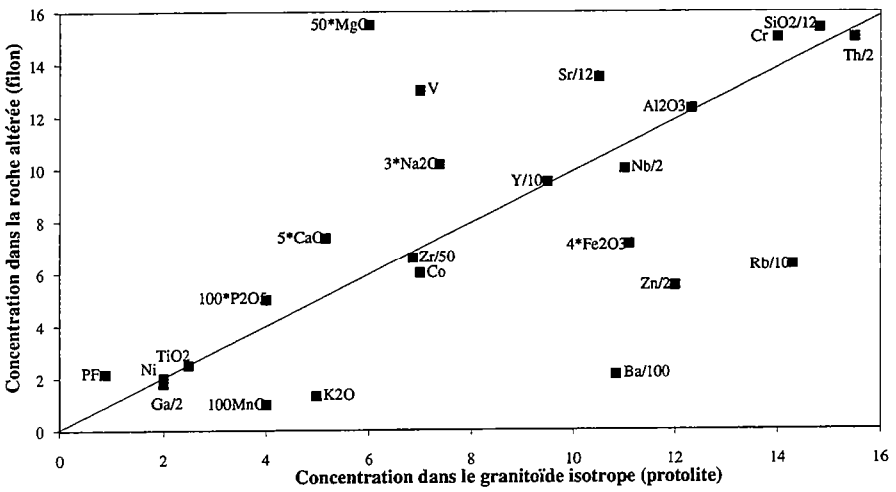


Fig. VII-20- Diagramme isocone (Grant, 1986) comparant la composition d'une roche filonienne au protolite des intrusions BHD. Les éléments majeurs sont en % d'oxydes et les éléments traces sont en ppm.

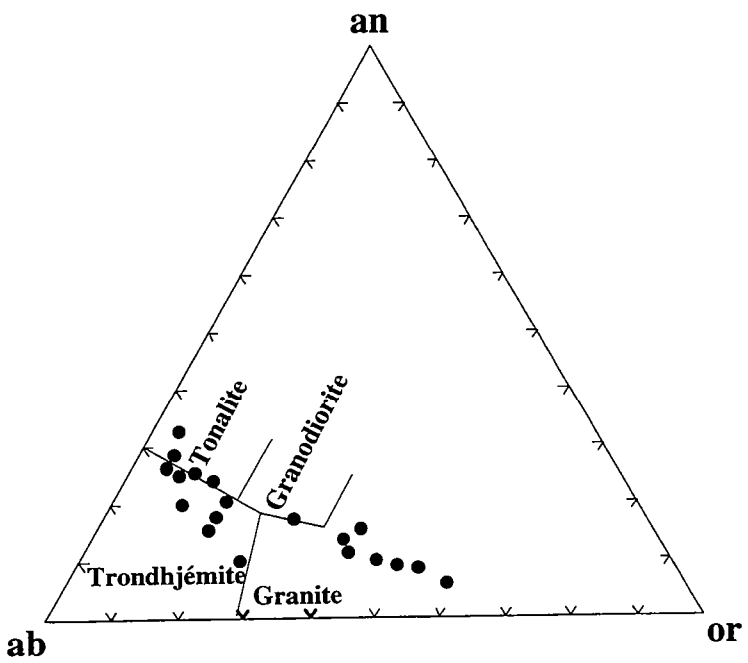


Fig. VII-21- Classification des granitoïdes BHD dans le diagramme An-Ab-Or de Barker et al. (1981).

VII- IMPLICATIONS

Deux implications importantes ressortent de l'étude des transferts de matière associés à la mise en place et à l'altération hydrothermale des intrusions BHD. La première concerne le type de roches produites par le processus hydrothermale et donc de l'altération de la signature géochimique des granitoïdes BHD. La seconde concerne la composition du fluide ayant réagi avec ces roches

VII-1- L'altération de la signature géochimique des granitoïdes BHD

L'évolution texturale, minéralogique et chimique observables en fonction de la température de déformation et de l'éloignement de l'interface intrusion-encaissant se traduisent dans le diagramme normatif de classification Ab-An-Or (O'Connor, 1965; Barker, 1979-a) par une évolution depuis des roches de composition granitique jusqu'à des roches de composition tonalitique et trondhjémitique (fig. VII-21). Cette évolution est corrélable avec l'état d'altération et de déformation des granitoïdes: les roches subisotropes sont de composition granitique; les granitoïdes déformés à haute température au coeur des intrusions ont des compositions de tonalites-trondhjémites et les granitoïdes déformés à basse température en bordure des intrusions occupent des champs intermédiaires dans le diagramme normatif An-Ab-Or (fig. VII-21).

Outre l'évolution texturale et minéralogique traduisant l'interaction avec un fluide hydrothermal (Gilluly, 1933), l'origine métasomatique des trondhjémites-tonalites des intrusions BHD est indiquée par l'incompatibilité des variations chimiques que montrent les granitoïdes BHD avec des processus magmatiques. Ainsi le fractionnement des alcalins et des alcalino-terreux se fait à Nb, Y, Ti, P, Zr, Al ... quasi-constants, ce qui est incompatible avec des processus magmatiques. Dans le diagramme ternaire K-Na-Ca, les points correspondant aux granitoïdes BHD (fig. VII-22) dessinent en effet une tendance opposée à celle des lignées magmatiques classiques, calco-alcaline granitique et trondhjémitique (Barker, 1981). Une telle tendance traduit, selon Drummond et al. (1986), des échanges entre K et Na+ Ca.

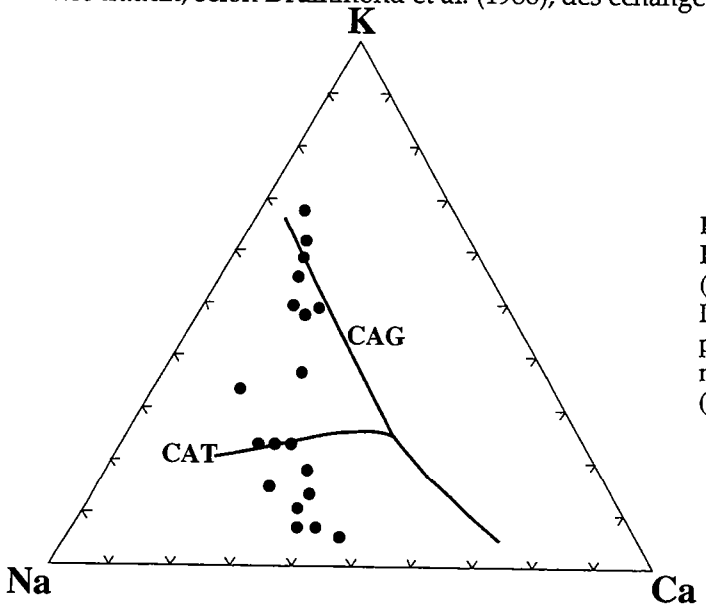


Fig. VII-22- Position des granitoïdes BHD dans le diagramme ternaire K-Na-Ca (% cationiques) de Barker et al. (1981). Les points dessinent une tendance perpendiculaire aux tendances magmatiques: calcoalcaline granitique (CAG) et trondhjémitique (CAT).

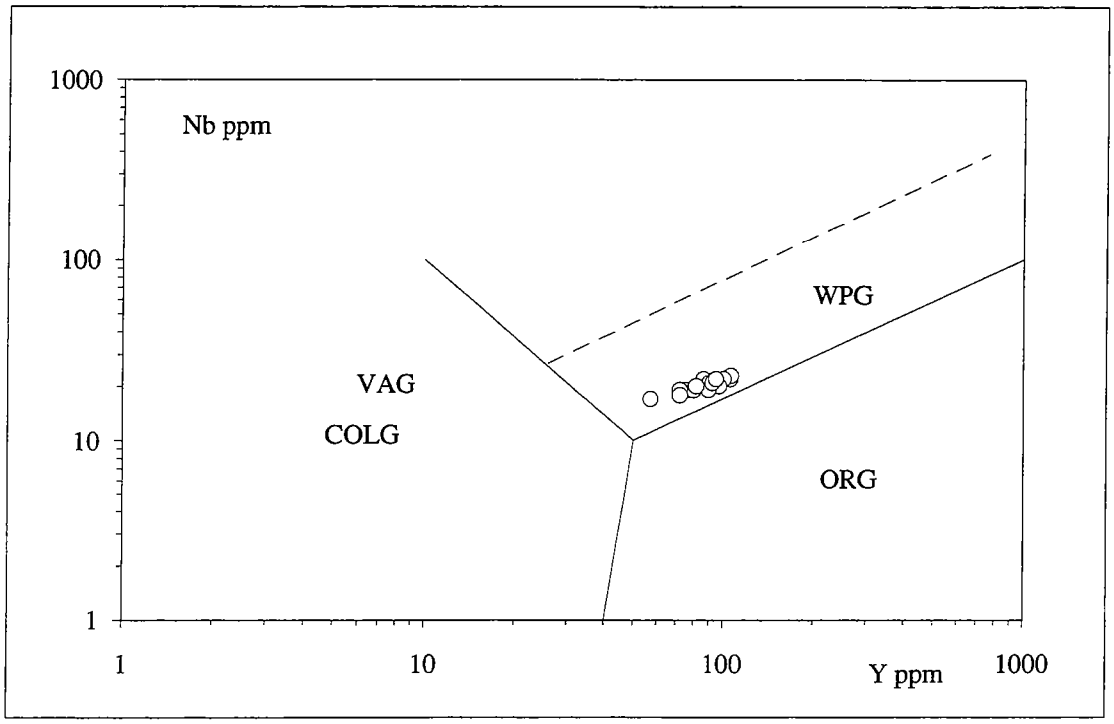


Fig. VII-23- Position des granitoïdes BHD dans le diagramme de discrimination tectonomagmatique Y-Nb de Pearce et al. (1984).

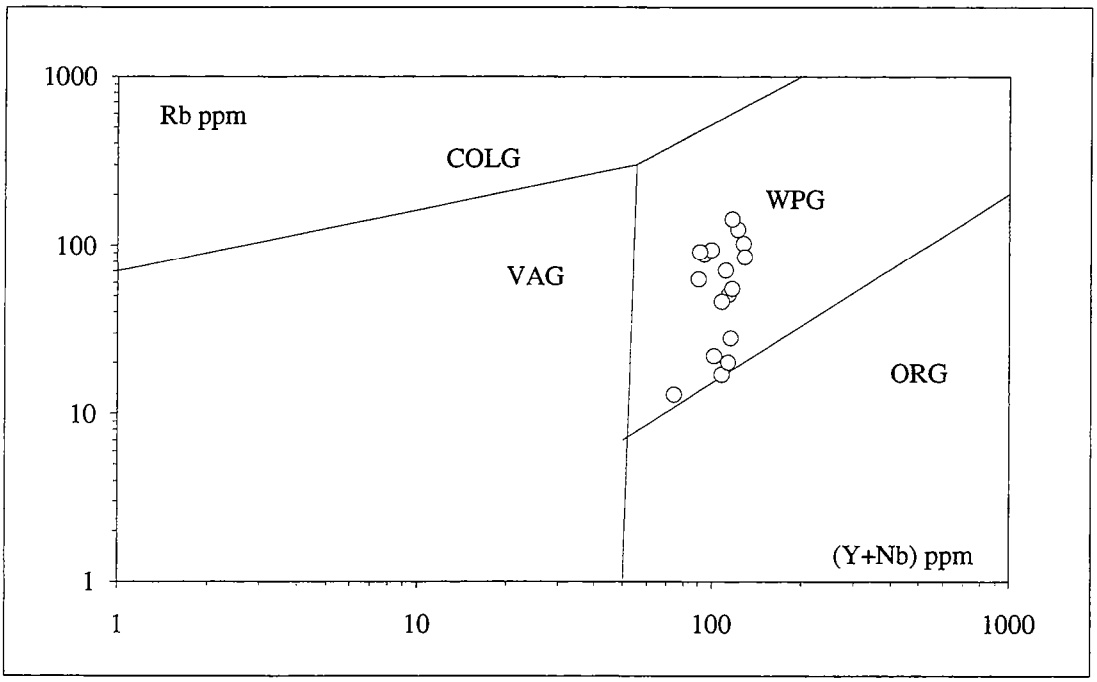


Fig. VII-24- Composition en Rb et Y+Nb des granitoïdes BHD dans le diagramme de discrimination de Pearce et al. (1984). Le lessivage de Rb tend à placer ces granitoïdes parmi les granites des dorsales océaniques.

L'altération de la signature géochimique des granitoïdes BHD devient plus évidente quand on essaie de caractériser le contexte géodynamique de leur mise en place. Les diagrammes ne faisant intervenir que les éléments peu mobiles Nb/Y (Pearce et al., 1984) (fig. VII-23) classe ces granites parmi les granites intraplaques ou les granites des dorsales océaniques anormales (type E ou T c'est à dire les dorsales enrichies en éléments traces incompatibles). Dans le diagramme Rb/(Y+Nb), utilisé ici malgré le caractère mobile du Rb car il permet de séparer les granites des dorsales océaniques des granites intraplaques, les granites des intrusions BHD (fig. VII-24) correspondent à des granites intraplaques. On peut noter sur ce diagramme que les points sont alignés selon un tracé parallèle à l'axe Rb. Un tel tracé est incompatible avec les processus magmatiques modélisés par Pearce et al. (1984) et ne peut être compatible qu'avec des processus métasomatiques qui, en lessivant Rb des protolites, rapprochent la composition des granitoïdes BHD de celle des granites des dorsales océaniques.

Les diagrammes de Whalen et al. (1987-b) font intervenir les éléments Nb, Zr, Y, Zn, Ga et Al et permettent de distinguer les granites de type M (d'origine mantellique), les granites de type I et S (granites formés respectivement par fusion partielle d'un encaissant igné et sédimentaire, Chappel et White, 1974) d'une part et les granites de type A (alcalins ou anorogéniques, Collins et al., 1982) de l'autre. Ces diagrammes (fig. VII-25) montrent que les granitoïdes BHD sont des granites de type A. On notera cependant dans ces diagrammes (i) une large variation dans les teneurs de Zn dont les teneurs les plus faibles tendent à ramener ces granites dans le champ des granites de type I et S. Ce comportement témoigne de la mobilité de cet élément et de son lessivage au cours de l'altération hydrothermale comme l'ont suggéré les calculs des bilans géochimiques; (ii) dans la plupart de ces diagrammes les valeurs les plus faibles du rapport Ga/Al tendent également à ramener ces granites dans le champ des granites de type I et S. Cette tendance indique une perte limitée en Ga dans les granitoïdes BHD. Ce lessivage de Ga, marqué par la corrélation positive entre Ga et Fe (cf. tableau VII-2) et qui apparaît dans les bilans géochimiques calculés (cf. fig. VII-19) est également marqué par une diminution du rapport Ga/Al, en particulier dans les roches déformées à haute température (fig. VII-26).

Enfin, Eby (1992) subdivise les granites de type A en deux groupes chimiques A_1 et A_2. Le groupe A_1 est caractérisé par des rapports d'éléments similaires à ceux observés dans les îles océaniques. Le groupe A_2 est caractérisé par des rapports qui varient depuis ceux observés dans la croûte continentale jusqu'à ceux observés dans les arcs volcaniques. Le groupe A_1 représente des produits de différenciation de magmas dérivés de sources comme celle des basaltes océaniques (point chaud) mis en place dans des rifts continentaux ou durant le magmatisme «intraplaque». Le groupe A_2 représente des magmas dérivés de la croûte continentale ou de la croûte inférieure qui a subi auparavant soit un cycle de collision continent-continent soit un magmatisme d'arc. Dans le diagramme Nb-Y-Ga (fig. VII-27), malgré le très faible taux de lessivage de Ga, l'ensemble des granitoïdes du linéament BHD, quel que soit leur état de déformation et

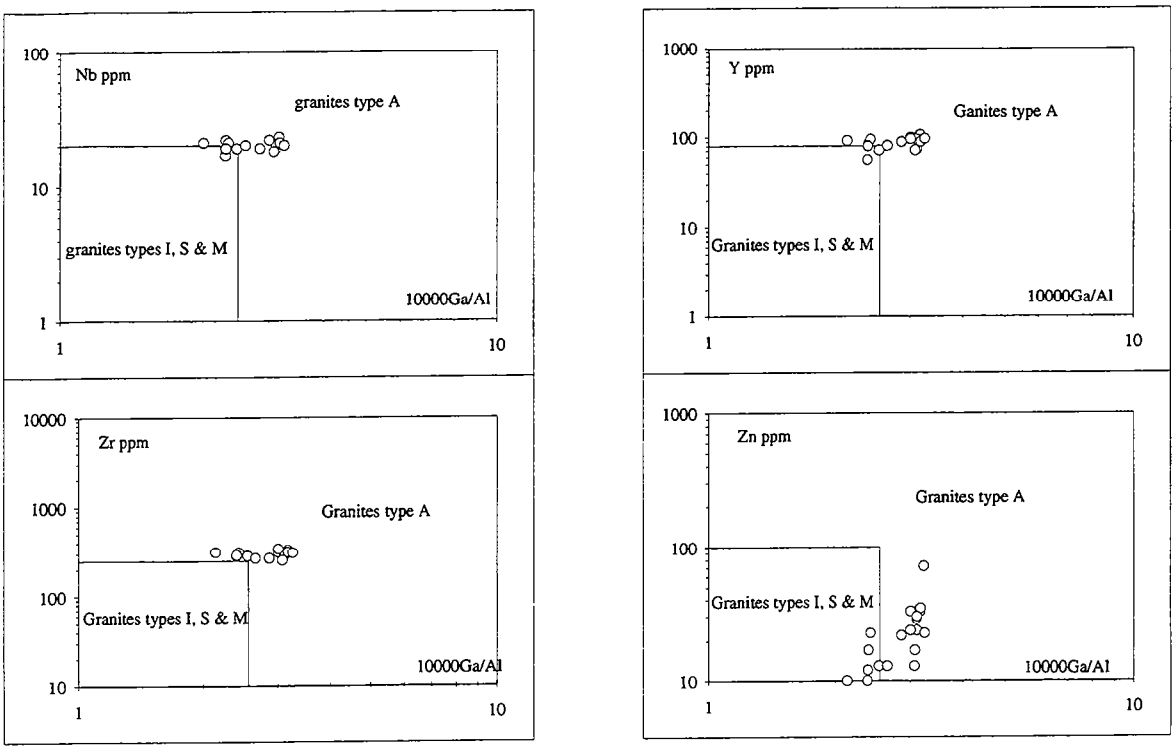


Fig. VII-25- Discrimination des granitoïdes BHD dans les diagrammes Nb, Y, Zr et Zn en fonction du rapport 10000* Ga/Al de Whalen et al. (1987b). Ces diagrammes classent ces granitoïdes parmi les granites de type A2.

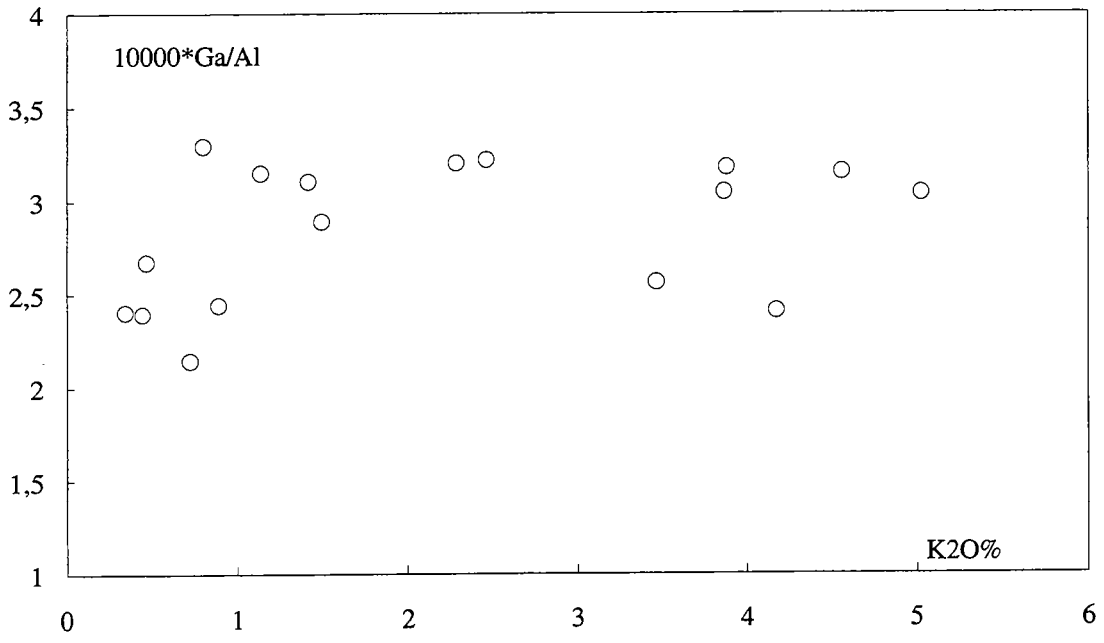


Fig. VII-26- Evolution du rapport 10000*Ga/Al en fonction de la concentration en K2O. Noter une diminution de ce rapport, en particulier vers les teneurs les plus faibles en K2O.

d'altération, correspondent à des granites de type A_2. La perte de Ga est marquée par l'allongement du nuage de points qui a tendance à s'éloigner du le pôle 3 Ga du diagramme.

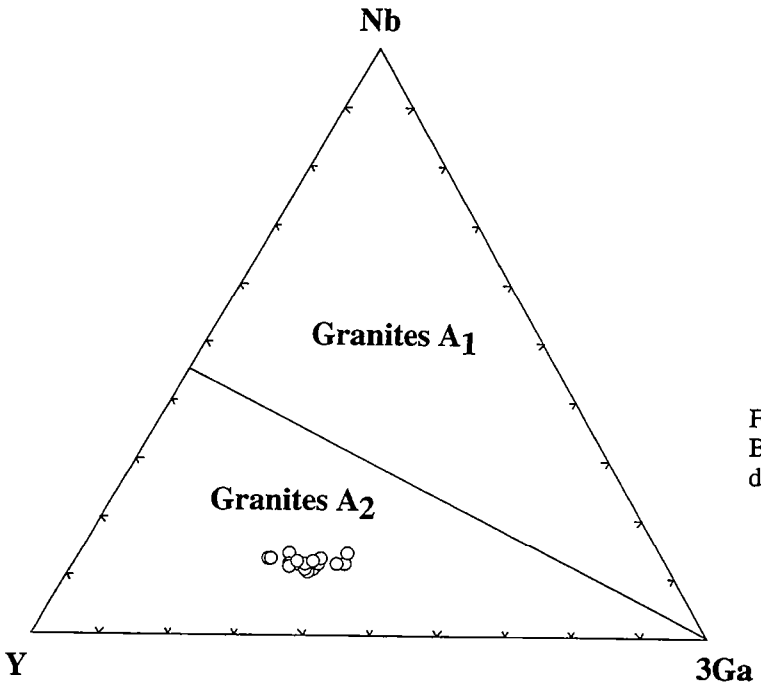


Fig. VII-27- Position des granitoïdes BHD dans le diagramme Nb-Y-3*Ga de Eby (1992).

VII-2- La composition du fluide

L'analyse de l'altération hydrothermale liée à la mise en place des intrusions BHD, en particulier les réactions minérales et les transferts de matière indiquent que ces granitoïdes ont interagi avec un même fluide. Les différences observables depuis la bordure jusqu'au centre des intrusions sont dues aux effets de la température sur l'interaction fluide-roche et qui se traduisent par un rééquilibrage thermique plus rapide à la périphérie des intrusions qu'en leur centre. Cette interaction fluide-roche s'est matérialisée par un apport de Ca, Sr, Na, Mg par le fluide et par un lessivage de K, Rb, Ba, Fe, Cl, Cu , Ga et Zn hors des intrusions. Les autres éléments n'ont pas été affectés d'une façon significative par le processus hydrothermal et peuvent être considérés comme peu mobiles. L'apport le plus important concerne Ca et Sr et de ce fait, on peut qualifier le métasomatisme des granitoïdes BHD de **métasomatisme calcique**. Ce métasomatisme est d'autant plus exprimé que la température est élevée et se caractérise par le développement important d'épidotes. Une telle relation entre métasomatisme calcique et température a également été constatée dans des filons doléritiques de la province magmatique tertiaire de GroenLand où l'enrichissement en calcium est plus important au coeur des filons qu'en leur bordure (Rose et Bird, 1994). Les expériences faisant réagir un fluide (Ca, Na, K, Cl) avec des roches de composition basaltique ont également conduit vers les hautes températures (400°C) à la

production de phases calciques tels que la clinozoïsite (Seyfried et Janeckey, 1985; Seyfried, 1987; Seyfried et al., 1988). Dans les systèmes hydrothermaux ophiolitiques, le métasomatisme calcique s'opère également à haute température, dans la partie la plus profonde et la plus chaude des cellules de circulation hydrothermale, à la base du complexe filonien ou au toit des chambres magmatiques, et aboutit à la formation de roches à ≈50% quartz et 50% d'épidote appelées épidosites (Richardson et al., 1987; Schiffman et al., 1987; Schiffman et Smith, 1988; Harper et al., 1988; Nehlig, 1989; Regba, 1991). Cette zone de métasomatisme calcique appelée zone de réaction par Valsami et Cann (1994) est le résultat d'une altération pénétrative de roches de composition basaltique avec un fluide qui était initialement de l'eau de mer mais qui, durant sa trajectoire de descente, a traversé la pile volcanique où il s'est progressivement appauvri en Mg et enrichie en Ca (zone de recharge).

Malgré l'importance du métasomatisme calcique dans les intrusions BHD, les gneiss trondhjémitiques et tonalitiques au coeur des intrusions sont loin d'être des épidosites (% de l'épidote ne dépasse 10% du volume total de la roche, présence de Chl-Mg, d'oligoclase). Cette différence peut cependant être liée à l'hétérogénéité des protolites (felsique à BHD et basique dans les ophiolites). Les phénomènes métasomatiques sont globalement les mêmes et se localisent dans les zones les plus chaudes du système hydrothermal. La particularité des intrusions BHD est que cette zonation se développe en réponse à un gradient thermique horizontal et non pas vertical comme dans les ophiolites. Le fluide ayant réagi avec ces intrusions peut être considéré comme un fluide assez évolué car il aurait réagi avec les schistes durant sa trajectoire vers les intrusions. L'enrichissement en fer du fluide après son interaction avec les granitoïdes BHD laisse penser que les fluides très évolués responsables de la formation des zones de cisaillement de Kettara sont en liaison directe avec l'altération du magmatisme acide de la province bimodale des Jebilet centrales. De la même manière que les zones de cisaillement de Kettara sont en liaison avec les chloritites métasomatiques présentes au mur des amas sulfurés (Essaïfi et al., 1995), l'enrichissement du fluide ayant réagi avec les intrusions BHD en Fe, Cu, Zn et Cl laisse penser que la décharge des fluides minéralisants, responsables de la formation des amas sulfurés du district à pyrrothite des Jebilet centrales, est entièrement liée à l'altération hydrothermale des granitoïdes.

Chapitre VIII;

L'ALTÉRATION HYDROTHERMALE DES INTRUSIONS COMPOSITES: L'EXEMPLE DES INTRUSIONS D'OULED HAR, D'EL-MNA ET DE JEBEL BOUZLAF

Les corps qualifiés de composites (Huvelin, 1977) se caractérisent par la juxtaposition dans une même intrusion de roches mafiques et felsiques. La relation entre ces deux types de roches est complexe et se matérialise par l'intrusion mutuelle de chacun des deux termes dans l'autre et par la présence de roches de composition intermédiaire (diorites quartziques).

I- LES PRINCIPAUX FACIÈS PÉTROGRAPHIQUES

Même si les trois massifs composites sont intrusifs dans une même aire géographique (Jebilet centrales) qui a été le siège des mêmes processus tectoniques et métamorphiques, les faciès pétrographiques et leurs produits d'altération varient selon chaque intrusion et indiquent l'influence étroite de l'histoire magmatique et postmagmatique propre à chaque intrusion.

I-1- Les gabbros

Deux grands groupes de gabbros peuvent être distingués dans ces intrusions. Des gabbros à caractéristiques texturales, minéralogiques et chimiques compatibles avec celles des cumulats gabbroïques. Des gabbros dont la texture, la minéralogie et la composition chimique sont plutôt compatibles avec celles des gabbros non cumulatifs.

I-1-1- Les gabbros cumulatifs

Les roches cumulatives mafiques et ultramafiques sont observables dans le massif d'El-Mna où elles forment la majeure partie de la moitié occidentale de l'intrusion (fig. VIII-1). Les cumulats ultramafiques apparaissent à quelques mètres du contact avec l'encaissant et forment une barre allongée dans la direction subméridienne parallèlement à l'allongement du corps intrusif. Leur degré d'altération est très avancé (au moins 75% de minéraux secondaires) et leur texture primaire n'est pas non plus bien conservée que dans les cumulats ultramafiques de Kettara, ce qui indique que des variations non négligeables de volume ont probablement accompagné l'altération de ces roches. Ils sont constitués principalement d'amphiboles dont l'abondance atteint 70% du volume total de la roche alors que le volume de la chlorite est inférieur à 10%.

Dans les cumulats mafiques, la forme tabulaire de certains cristaux de plagioclase encore conservés avec des contours automorphes; l'organisation en taches de certaines amphiboles rappelant les fantômes d'olivine de l'intrusion de Kettara et les espaces interstitiels remplis d'une variété d'amphiboles (brune, verte et vert pale), de chlorite et d'opaques, indiquent que ces roches étaient à l'origine de mésocumulats à plagioclase et olivine en phase cumulus et à

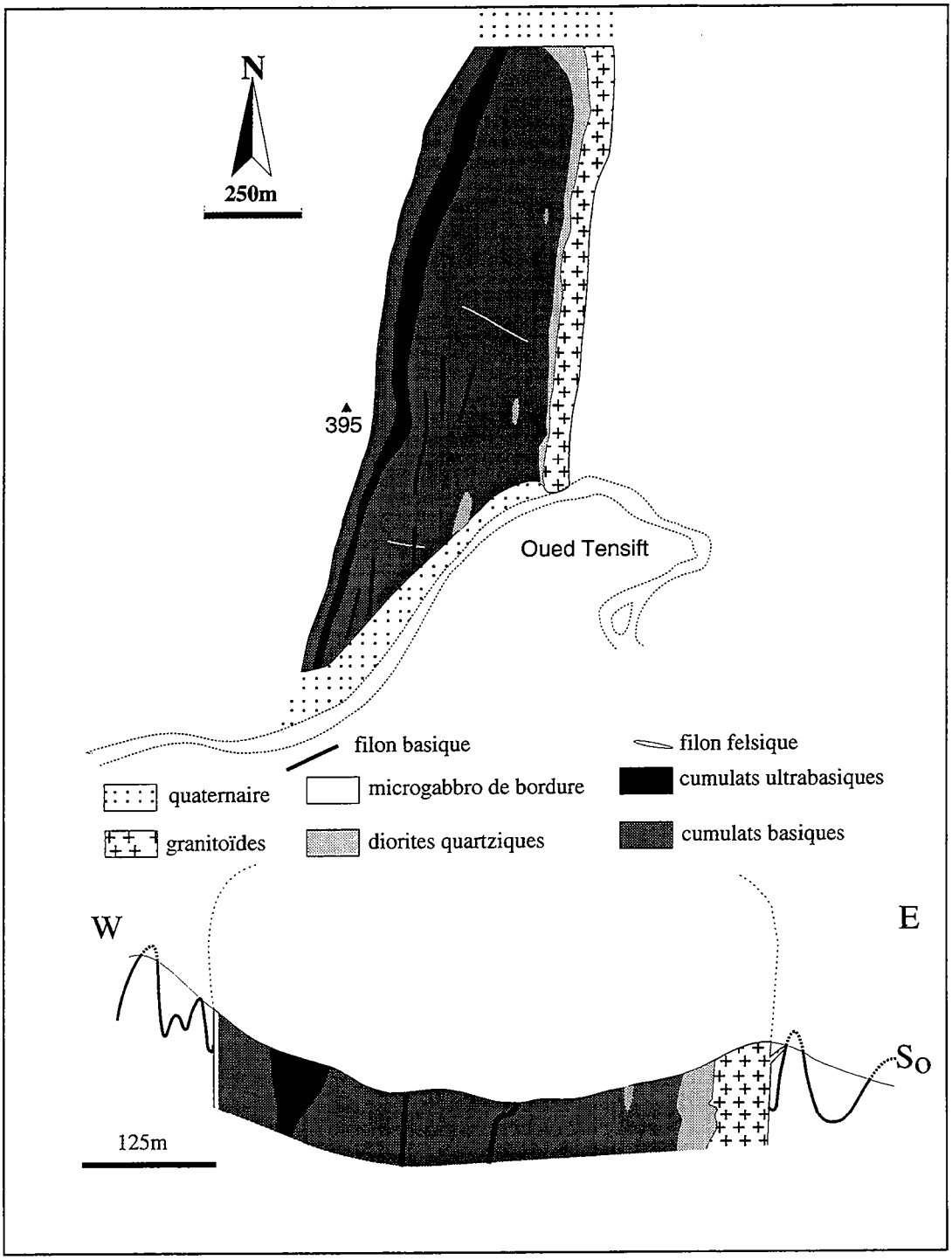


Fig. VIII-1- Carte des faciès de l'intrusion d'El-Mna et coupe perpendiculaire à l'allongement du corps intrusif

clinopyroxène et ilménite intercumulus. Outre l'olivine, le clinopyroxène est complètement altéré en amphiboles brunes qui à leur tour sont transformées en amphiboles vertes puis en actinote et en chlorite. Le plagioclase est généralement altéré en séricite et envahi par les amphiboles et la chlorite qui ne laissent généralement que quelques reliques de petites taille. L'ilménite est interstitielle et xénomorphe. Le spinelle est absent, il est complètement transformé en hématite chromifère. Quelques biotites secondaires apparaissent dans la mésostase parmi les produits secondaires; elles sont associées à une chlorite magnésienne de teinte grisâtre.

Les autres roches à texture de cumulats de l'intrusion d'El-Mna se caractérisent par l'augmentation de l'abondance du plagioclase qui peut atteindre 68% du volume total de la roche, par la disparition des fantômes d'olivine et par l'apparition de quartz interstitiel qui peut participer à des associations granophyriques avec le plagioclase. Parmi les minéraux ferromagnésiens, l'amphibole reste le composant majeur; son abondante est comprise entre 30 et 40% alors que la chlorite est peu abondante (moins 2% du volume total de la roche). La biotite est en traces (<1%) mais son abondance augmente à l'approche des granitoïdes qui constituent la partie Est de l'intrusion.

I-1-2- Les gabbros non cumulatifs

Les gabbros non cumulatifs sont des roches à grain moyen dans lesquelles on peut reconnaître, lorsque le degré d'altération n'est pas très avancé, une texture initiale subophitique et une minéralogie primaire à plagioclase, clinopyroxène et ilménite auxquelles s'ajoutent selon les faciès, le quartz, l'olivine, l'apatite ou le zircon. Ils sont observables au contact de l'encaissant dans l'intrusion d'El-Mna et constituent les principaux faciès basiques des deux autres intrusions.

L'olivine est présente dans certains gabbros où elle est reconnaissable par la forme en taches arrondies ou légèrement allongées que forment les amphiboles qui l'ont complètement remplacée. Son abondance est faible; elle ne dépasse pas 10% du volume total des roches où elle est présente.

Le plagioclase est souvent maclé albite ou légèrement zoné, avec souvent des produits secondaires qui, lorsqu'ils ne remplacent pas la totalité des cristaux, se développent préférentiellement à leur centre. L'altération du plagioclase se fait préférentiellement en séricite à laquelle s'ajoute principalement l'épidote dans l'intrusion de Jebel Bouzlaf et parfois la calcite dans l'intrusion d'El-Mna.

Le clinopyroxène est généralement envahi par des amphiboles, il n'existe en reliques que dans certains gabbros où il cristallise simultanément avec le plagioclase en formant des symplectites clinopyroxène-plagioclase. A part ces symplectites où il est préférentiellement conservé, le clinopyroxène est en général rétromorphosé en une variété de phases minéralogiques secondaires dont les amphiboles constituent les phases les plus abondantes. Celles-ci sont très

hétérogènes, les plus anciennes sont les amphiboles brunes qui persistent au coeur des amphiboles vertes et des actinotes, ce qui indique que ces transformations se sont effectuées dans un régime de températures décroissantes. Les hornblendes brunes sont plus abondantes dans l'intrusion d'El-Mna par rapport aux deux autres intrusions. Aux actinotes est souvent associée la chlorite à laquelle s'ajoute la biotite et l'épidote. La biotite est particulièrement abondante dans l'intrusion d'El-Mna et en moindre mesure dans l'intrusion d'Ouled Har alors que le développement de l'épidote caractérise les roches mafiques de l'intrusion de Jebel Bouzlaf.

L'ilménite est interstitielle et xénomorphe ou de forme squelettique. Selon le degré d'altération, elle montre une transformation plus ou moins avancée en sphène. Quand ils existent, l'apatite forme des aiguilles en inclusion dans toutes les autres phases minérales; le quartz est interstitiel et xénomorphe ou participe à des associations granophyriques avec le plagioclase; le zircon est en cristaux isolés en inclusion dans les amphiboles secondaires.

Des veines traversent ces roches, elles sont remplies principalement d'amphibole verte dans l'intrusion d'El-Mna, d'albite dans l'intrusion d'Ouled Har et d'épidote dans l'intrusion de Jebel Bouzlaf.

I-2- Les termes intermédiaires

La texture et la minéralogie des roches de composition intermédiaire varient selon l'intrusion où elles se développent. Les caractères secondaires qui commencent à distinguer les roches gabbroïques de chaque intrusion deviennent plus exprimées dans les roches de composition intermédiaires où des produits d'altération bien définis caractérisent chaque intrusion.

I-2-1- La diorite quartzique de l'intrusion d'Ouled Har

C'est une roche leucocrate à grain moyen. Elle est formée de plagioclase, amphibole, quartz, feldspath potassique, biotite, chlorite, séricite, épidote, apatite, ilménite et zircon. Elle est localisée à l'interface entre la partie orientale mafique et la partie occidentale felsique de l'intrusion.

Les plagioclases sont automorphes, maclés albite, Carlsbad et généralement zonés avec un zoning oscillatoire normal (An 48 au coeur à An 28 en bordure selon Aarab, 1984). Certains cristaux ont un coeur remplacé par un amas de grains fins d'épidote et de séricite. Le quartz primaire et le feldspath potassique de type microcline sont interstitiels et xénomorphes. L'amphibole est une actinote sous forme de plages légèrement verdâtres; elle est associée à la biotite et la chlorite. Quelques cristaux d'allanite sont également présents. L'ilménite est sous forme d'aiguilles allongées et montre sur ses bordures des transformations en leucoxène. L'apatite est abondante; elle est sous forme de baguettes très allongées ou de forme losangique souvent entourées d'épidote. Le zircon se présente en groupe de trois à quatre individus. Les textures d'altération qui caractérisent ces roches sont les processus d'albitisation et de silicification qui affectent les

feldspaths. L'albite se développe dans des couronnes autour du plagioclase et du feldspath potassique mais aussi dans des veines qui les traversent. Le quartz secondaire (de remplacement) se développe avec une face convexe par rapport aux minéraux qu'il envahit, ce qui aboutit à des fausses associations granophyriques dans lesquelles des plages de quartz contiennent des fragments reliques de feldspath (*planche* IV-a).

I-2-2- La diorite quartzique de l'intrusion de Jebel Bouzlaf

La diorite de Jebel Bouzlaf est une roche leucocrate à grain moyen et où les transformations sont très particulières. De texture grenue à grain moyen, elle est formée de plagioclase, feldspath potassique, quartz, ilménite, sphène, amphibole, chlorite et épidote. L'abondance de l'épidote peut atteindre 30% du volume total de certaines diorites fortement altérées. Quand il est en relique, le plagioclase présente une macle de l'albite; il est souvent altéré en épidote, albite et quartz. L'épidote est localisée au centre des cristaux et dans les roches fortement altérées, elle occupe complètement et uniformément la majeure partie du cristal et elle est entourée d'une couronne fine de quartz ou d'albite(*planche* IV-b). Le fond de la roche est constitué d'un mélange d'amphibole verdâtre, d'épidote et de chlorite ferrifère de teinte bleutée à nombreuses petites inclusions de sphène. Le feldspath potassique est interstitiel et de type microcline. Le quartz primaire est xénomorphe et occupe les espaces entre les lattes de plagioclase. Le quartz secondaire envahit les feldspaths et aboutit à la formation d'associations quartzo-feldspathiques secondaires qui sont le résultat d'un remplacement incomplet des feldspaths par le quartz. L'ilménite est sous forme de grains trapus ou d'aiguilles allongées et montre une transformation très avancée en sphène qui, dans le stades les plus altérés, forme des grains éparpillés dans la matrice. Le zircon et l'apatite apparaissent sous forme d'individus isolés en inclusion dans le quartz.

I-2-3- La diorite quartzique de l'intrusion d'El-Mna

La diorite d'El-Mna est une roche également leucocrate à grain moyen (2-1mm). Elle se localise à la limite entre les parties orientale felsique et occidentale mafique de l'intrusion (fig. VIII-1). Elle existe également sous forme de poches métriques au sein des gabbros cumulatifs et aussi sur les épontes des filons felsiques intrusifs dans les cumulats gabbroïques. La diorite d'El-Mna se caractérise par l'abondance d'une amphibole trapue, de teinte verdâtre et de type ferrohornblende. Sa forme devient aciculaire dans certaines roches et sa taille devient centimétrique; elle est alors presque complètement transformée en biotite.

La diorite d'El-Mna est formée en plus de l'amphibole qui devait constituer à l'origine entre 30 et 40% du volume total de la roche, de quartz, plagioclase, feldspath potassique, biotite, calcite, sphène, apatite et zircon. Le plagioclase est sous forme de lattes allongées montrant une transformation en calcite et en séricite. L'amphibole a un pléochroisme intense dans les tons

verdâtres, elle se transforme en biotite et en chlorite. Le quartz a de deux habitus: un quartz primaire interstitiel et xénomorphe et un quartz secondaire sous forme de plages envahissant le feldspath. Si une partie des biotites semble être d'origine primaire et renferme des zircons, la majeure partie est d'origine secondaire et se développe aux dépens de l'amphibole. Elle est à son tour transformée en chlorite et en sphène; son abondance peut atteindre 25% du volume total de la roche. Le feldspath potassique est de type microcline; il occupe une position interstitielle et forme des taches dans le plagioclase. La calcite se présente sous forme de plages qui se forment aux dépens du feldspath ou s'infiltrent dans les joints entre les autres minéraux. L'ilménite est sous forme d'aiguilles squelettiques ou de petits grains en inclusion dans l'amphibole et la biotite. L'apatite forme des aiguilles allongées qui recoupent les autres phases minérales.

I-3- Les granitoïdes

Comme les granitoïdes des intrusions BHD, les roches felsiques des trois intrusions étudiées se caractérisent, d'un point de vue textural, par le développement des intercroissances quartzo-feldspathiques. La plupart de ces intercroissances semblent être d'origine secondaire; elles sont principalement de type myrmékitique à Jebel Bouzlaf où elles soulignent les plans de cisaillement. Dans les deux autres intrusions, les intercroissances secondaires de morphologie intermédiaire entre texture granophyrique et texture myrmékitique sont les plus abondantes; elles soulignent également les plans de déformation à l'approche desquels leur abondance augmente.

I-3-1- Les granitoïdes de l'intrusion d'Ouled Har

La totalité des roches acides du massif d'Ouled Har a subi une déformation et une altération qu'on ne peut distinguer aisément sur le terrain car les roches ont l'aspect de roches isotropes et fraîches. La forme systématiquement elliptique des enclaves microgrenues sombres ou des enclaves surmicacées permet cependant de reconnaître l'existence d'une fabrique planaire. L'observation microscopique permet à la suite de se rendre compte de l'implication des processus postmagmatiques dans la pétrogénèse de ces roches et de leurs effets sur les textures et sur la minéralogie.

Les roches acides du massif d'Ouled Har se caractérisent par la présence de phénocristaux millimétriques de plagioclase emballés dans un fond quartzofeldspathique renfermant quelques minéraux ferromagnésiens et minéraux accessoires.

-Les phénocristaux de plagioclase sont sous forme de cristaux subautomorphes souvent craquelés. Ils sont maclés albite et zonés avec un zoning oscillatoire normal (An48 au coeur et An 28 en bordure selon Aarab, 1984); leur centre est affecté par des séricites et des épidotes. Ils montrent différentes textures d'envahissement par de l'albite limpide qui évoluent depuis des textures classiques où les cristaux de plagioclase sont entourés de couronnes d'albite jusqu'à des

textures plus complexes qui aboutissent à la formation de perthites "catastrophiques" (Smith et Brown, 1988). Celles-ci peuvent avoir (i) soit la forme de "Vein perthite" où l'albite se développe dans des veines ou feuillets qui ont tendance à emprunter les plans de clivage du plagioclase hôte; elles se détachent souvent de l'albite en couronne pour envahir le coeur des plagioclases (*planche* IV-c), (ii) soit la forme de "chesboard albite", ici l'albite se développe sous forme de taches plus ou moins discontinues donnant un aspect d'échiquier au plagioclase hôte (*planche* IV-d).

-Le feldspath potassique est rarement observable dans ces granites car il n'existe que sous forme de reliques. Il s'agit de petits grains à macles fines de microcline au coeur de l'albite qui l'envahit de la même manière que le plagioclase.

-Le quartz se présente sous forme de cristaux xénomorphes de taille millimétrique montrant une recristallisation dynamique sur leurs bordures. Il est également associé au feldspath pour former le fond microgrenu et recristallisé qui constitue la matrice de la roche.

-La matrice montre une variété de textures. Dans beaucoup d'échantillons elle est de type granophyrique et consiste en une intercroissance entre le plagioclase sodique xénomorphe et le quartz vermiculaire, cunéiforme, aciculaire ou graphique. Ces symplectites sont généralement localisées dans la matrice mais elles peuvent également remplir des fractures synmagmatiques dans le plagioclase. Certaines intercroissances quartzofeldspathiques montrent une organisation radiaire (sphérolites) où les intercroissances se développent d'une façon centrifuge; le coeur de ces "sphérolites est parfois occupé par un cristal automorphe de plagioclase. Toutes ces textures peuvent parfois coexister dans le même échantillon. Enfin la matrice peut dans certains cas être formée exclusivement de texture microaplitique (Hibbard 1987). Celle-ci est formée de plagioclase et de quartz recristallisés et à contours lobés, sans déformation interne notable ni grande ellipticité traduisant une déformation de haute température dans un stade proche du solidus (Gapais et Barbarin, 1985; Gapais 1989). Le quartz montre également des relations de points triples indiquant une recristallisation dans des conditions du faciès schiste vert (Voll, 1976).

-Les minéraux ferromagnésiens essentiels des granites du massif d'Ouled Har sont l'amphibole et la biotite. L'amphibole est faiblement pléochroïque dans les verts, il s'agit de ferroactinote (Aarab 1984) qui se développe sous forme de lamelles aciculaires ou de plages millimétriques xénomorphes à inclusions de grains d'opaques et de granules de sphène. La biotite est subautomorophe à xénomorphe, elle est parfois groupée en amas donnant lieu à des enclaves surmicacés étirées dans le plan de déformation. L'amphibole et la biotite montrent des transformations en chlorite et en sphène.

-Les minéraux accessoires sont l'ilménite, l'apatite, le zircon et l'allanite. L'ilménite est prismatique et entourée de leucoxène. Lorsque l'intensité de déformation augmente, son habitus prismatique disparaît et sa transformation en sphène devient complète, celui-ci est alors sous

forme de grains éparpillés de façon homogène dans la roche. L'apatite est un minéral relativement abondant dans les granites d'Ouled Har par rapport aux autres granitoïdes de la province bimodale des Jebilet centrales. Elle est sous forme de prismes allongés ou des petits cristaux arrondis, elle est souvent accompagnée d'épidotes qui se développent sur ses faces et dont l'abondance s'accentue lorsque l'intensité de déformation augmente. Le zircon est toujours présent; il est sous forme de cristaux mono ou bipyramidés, en inclusion dans les amphiboles, dans la biotite ou libre dans la matrice. Enfin on peut rencontrer un ou deux cristaux d'allanite dans les lames; elle est de couleur marron et souvent entourée d'épidote.

I-3-2- Les granitoïdes de Jebel Bouzlaf

Les roches felsiques de Jebel Bouzlaf montrent un gradient de déformation interne marqué par une évolution depuis le centre de l'intrusion où la fabrique planaire est homogène mais peu marquée jusqu'à la périphérie fortement schistosée mais où la déformation est hétérogène et où des granitoïdes peu déformés persistent. Ces roches où les effets de la déformation sont moins ressentis montrent des microphénocristaux de feldspath (2mm) dans un fond microgrenu à grain moyen (1mm) formé de plagioclase de deuxième génération, de quartz, de biotite, de muscovite, de quelques minéraux accessoires (fluorine, allanite, ilménite et zircon), d'un fond microaplitique à quartz et feldspath recristallisés et d'intercroissances quartzo-feldspathiques qui soulignent des plans de cisaillement naissants. Les roches déformées montrent une texture granoporphyroblastique plus ou moins orientée; l'orientation est d'autant plus évidente que la déformation est de basse température; elle est dans ce cas marquée par l'abondance des micas blancs orientés dans le plan de schistosité.

-Le plagioclase en microphénocristaux est maclé albite et montre des transformations en biotite et en séricite mais pas en épidote. L'absence de l'épidote parmi les produits d'altération des roches felsiques est une caractéristique des granitoïdes de Jebel Bouzlaf. Les phénomènes d'albitisation sont très poussés dans ces granites, ils se traduisent par la formation d'abondantes perthites comparables à celles décrites dans les granites d'Ouled Har.

-Le feldspath potassique est rare. Quand il est observable, il est sous forme de reliques au coeur de l'albite. Il est reconnaissable par ses macles fines de type microcline.

-Le quartz est présent sous forme de cristaux primaires dans les roches les moins déformées où il montre un début de recristallisation sur ses bordures. Il est également présent sous forme de plages contenant des fragments reliques de feldspath et correspond probablement à du quartz d'origine secondaire. Dans les roches déformées le quartz est totalement recristallisé. A haute température cette recristallisation se fait par migration de joints aboutissant à la formation d'agrégats polycristallins sans déformation interne notable ni forte ellipticité et présentant des joints de grains de forme lobée et irrégulière. A basse température, le quartz présente des sous joints qui évoluent lorsque l'intensité de déformation augmente en joints de grains à points triples

formant parfois des rubans polycristallins (Boulier et Bouchez, 1978). Aussi bien au centre qu'à la périphérie de l'intrusion, le quartz montre toujours une déformation plastique marquée par une extinction roulante qui indique que la déformation s'est poursuivie après sa recristallisation.

- L'amphibole est rare dans ces granites. Quand elle est présente; elle est interstitielle et présente un pléochroïsme dans des teintes vertes à vert-bleuté.

-La biotite est fortement pléochroïque dans les teintes rouge-brunâtre; elle devait être très ferrifère et proche du pôle Annite. Automorphe à subautomorphe, elle est sous forme de cristaux isolés dans la matrice ou groupés en agrégats. Dans les roches fortement déformées, elle montre des formes en poisson et des structures de glissement parallèlement aux plans de clivage (001) ou sur des plans de microcisaillement. Elle change de couleur lorsque la température de déformation diminue et elle finit par être remplacée par la chlorite. L'évolution de la transformation des biotites se fait selon la séquence biotite brune— biotite verte — chlorite.

-La muscovite est toujours présente sous forme de cristaux isolés dans la matrice ou associée dans les agrégats micacés à la biotite aux dépens de laquelle elle se développe. Son abondance augmente avec l'intensité de déformation à basse température où elle marque le plan de foliation.

-La matrice est caractérisée par une recristallisation dynamique du quartz et du feldspath qui donnent naissance à une structure microaplitique et, au centre de l'intrusion, à des structures myrmékitiques qui soulignent les plans de cisaillement.

Les minéraux accessoires sont représentés par (i) de l'ilménite interstitielle et xénomorphe; elle montre une légère transformation en sphène; (ii) de l'allanite bien développée; elle est sous forme de cristaux automorphes à fort pléochroïsme dans les tons brunâtres, (iii) le zircon toujours présent sous forme de petits cristaux libres dans la matrice et (iv) quelques cristaux de fluorine observables dans les roches les moins déformées.

Par leur texture et leur minéralogie primaire, les granitoïdes de Jebel Bouzlaf sont très comparables à ceux du massif d'Ouled Har et des intrusions BHD. Ils se caractérisent cependant par l'absence complète de l'épidote parmi les minéraux secondaires.

I-3-3- Les granitoïdes de l'intrusion d'El-Mna

Ce sont des roches hololeucocrates à grain moyen, de couleur rousse sur patine et gris clair sur cassure fraîche. Elles forment la partie orientale de l'intrusion (fig. VIII-1) et sont formées de quartz, feldspath, amphibole, biotite, chlorite, calcite, ilménite, allanite, sphène et zircon. Le plagioclase est sous forme de microphénocristaux contenant des grains de séricite et de calcite, et de plagioclase formant des symplectites avec le quartz. Le feldspath potassique est rare, il n'existe que sous forme de reliques au sein de plages limpides d'albite secondaire. La phase mafique est peu abondante, elle est représentée par des amphiboles vertes de type ferropargasite et par des biotites très ferrifères proches du pôle Annite. Ces deux phases minéralogiques

montrent des transformations en chlorite. L'apatite est présente sous forme d'aiguilles allongées. La calcite est assez abondante et forme des plages qui cristallisent dans les joints entre les cristaux. L'ilménite est totalement transformée en sphène. Le zircon est en groupes de deux ou trois individus en inclusion dans le plagioclase ou libres dans la matrice.

Les granitoïdes d'El-Mna se distinguent ainsi des autres granitoïdes par le développement de la calcite.

II- LA MINÉRALOGIE

Afin de suivre les variations de la composition chimique des différents minéraux en fonction des différents faciès pétrographiques, les principales phases minéralogiques primaires et secondaires de l'intrusion d'El-Mna ont été analysées à la microsonde électronique.

II-1- Les amphiboles

Les compositions chimiques des amphiboles d'El-Mna sont très variables, elles sont toutes calciques sauf trois amphiboles appartenant aux roches de composition gabbroïque qui sont ferromagnésiennes et correspondent à des cummingtonites dans la classification de Leake (1978). Les amphiboles calciques se divisent en deux grands groupes dont les caractères chimiques sont en liaison avec la nature pétrographique des roches dans lesquelles elles se développent.

II-1-1- Les amphiboles des gabbros

Dans les roches de composition gabbroïque, les amphiboles sont très hétérogènes. Elles montrent une évolution allant depuis des hornblendes pargasitiques jusqu'à des actinotes en passant par des hornblendes magnésiennes et des hornblendes actinolitiques. Cette évolution correspond, aussi bien dans une roche donnée que dans l'ensemble des roches de composition gabbroïque, à une variation importante de la teneur en silice ($6,3<Si\ (pfu)<7,8$), en alumine ($1<Al2O3\%<15$), en titane ($0<TiO2<4\%$) alors que le rapport XMg est peu variable ($0,6<XMg<0,8$). Sur le diagramme AlIV en fonction de (Na+K)A, ces amphiboles s'alignent selon une droite subparallèle à la lignée pargasitique (fig. VIII-2), semblable à celle observée dans les gabbros de Kettara, et caractéristique des transformations hydrothermales allant depuis une altération de haute température (faciès amphibolite) jusqu'à une altération de basse température (faciès schiste vert) (Mevel, 1984). Comme dans l'intrusion de Kettara, il est possible qu'une partie des hornblendes pargasitiques soit d'origine primaire. Celles-ci se distinguent nettement des autres hornblendes par leur richesse en titane (fig. VIII-3) et par les températures élevées qu'elles enregistrent (950 à 1000°C selon le géothermomètre empirique de Otten, (1984)). Les autres amphiboles ont des compositions qui évoluent parallèlement à la ligne

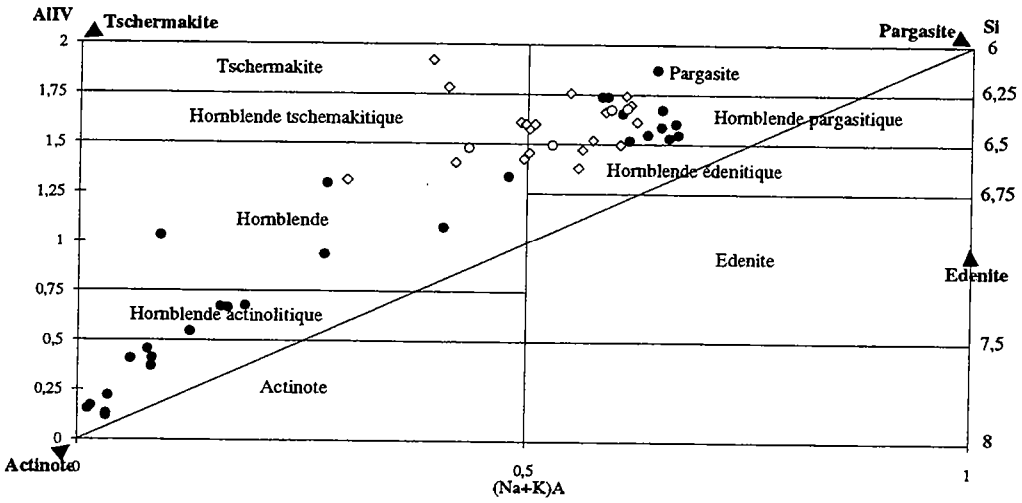


Fig. VIII-2- Compositions chimiques des amphiboles de l'intrusion d'El-Mna dans le diagramme AlIV en fonction de (Na+K)A. points (gabbros), losanges (diorites quartziques), cercles (granitoïdes).

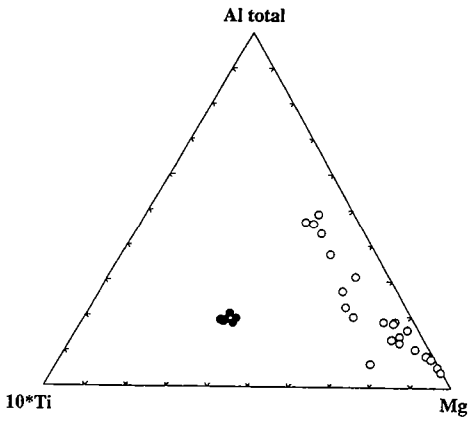


Fig. VIII-3- Compositions chimiques des amphiboles des gabbros dans le diagramme Al-Ti-Mg (en noir: les amphiboles brunes, en blanc: les amphiboles vertes et vert pale.

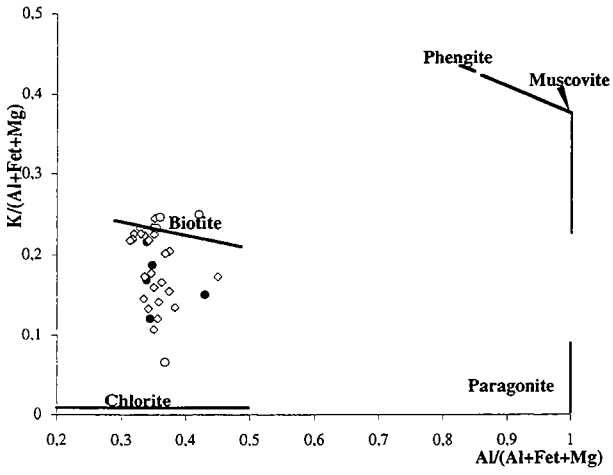


Fig. VIII-4- Compositions chimiques des biotites dans le diagramme de Gigout (1991). Noter l'évolution de la composition de la biotite vers celle d'une chlorite.

Mg-Alt (fig. VIII-3) et enregistrent, selon le même géothermomètre, des températures inférieures à 615°C.

II-1-2- Les amphiboles des diorites quartziques et des granitoïdes

Les amphiboles des diorites quartziques et des granitoïdes d'El-Mna se distinguent nettement des amphiboles des roches gabbroïques (i) par leur rapport XMg faible (≈0,2) et (ii) par leur homogénéité. Ce sont selon la classification de Leake (1978), principalement des ferrohornblendes dans les diorites quartziques et des ferropargasites dans les granitoïdes. Elles se caractérisent par une teneur en silice peu variable (6<Si (pfu)<6,75) et une concentration en alumine assez élevée (9<Al2O3%<15). Leur teneur en titane est assez faible (0,3<TiO2%<0,6); elle est probablement le résultat d'une cristallisation tardive par rapport à la biotite (Euzen, 1993) ou par rapport à l'ilménite (Faouzi, 1993) qui auraient consommé cet élément. Par ces caractères, les amphiboles des roches acides à intermédiaires de l'intrusion d'El-Mna se rapprochent des hornblendes de type ferropargasite-hastingsite des granitoïdes des intrusions BHD desquelles elles ne diffèrent que par leur rapport X_{Mg} légèrement plus faible. Les concentrations en chlore n'ont malheureusement pas été dosées dans les amphiboles d'El-Mna. L'application du géothermomètre de Blundy et Holland (1990), en utilisant la composition du plagioclase le plus calcique afin d'éliminer les effets éventuels d'une albitisation postmagmatique, donne des températures de cristallisation d'environ 725 +/- 75°C. Ces températures sont inférieures à celles estimées selon le même géothermomètre à partir des amphiboles vert bleutées des granitoïdes BHD (850+/- 75°, cf. Chapitre VII). Même si la température de cristallisation des amphiboles des roches acides et intermédiaires est proche de celle du solidus granitique, la différence de température enregistrée par rapport aux granitoïdes des intrusions BHD est probablement l'expression d'un rééquilibrage de leur composition chimique par une phase hydrothermale deutérique (Hammarston et Zen, 1986, 1992).

II-2- La biotite

Le développement important des biotites caractérise le massif d'El-Mna des autres intrusions composites des Jebilet centrales. La biotite est présente dans toutes les roches qu'elles soient mafiques ou felsiques. Son abondance augmente à l'approche des roches felsiques avec un maximum au niveau des diorites quartziques à amphibole aciculaires, à la limite entre les gabbros et les granitoïdes. De la même manière que les amphiboles, les biotites des granitoïdes d'El-Mna et des diorites quartziques qui leur sont associées sont très similaires. Leur rapport XFe d'environ 0,8 les rapproche du pôle annite et donc des biotites des granitoïdes BHD à rapport XFe≈0,9. A la biotite est souvent associée la chlorite qui l'altère, sa composition chimique montre ainsi un rééquilibrage plus ou moins prononcé vers la composition de la chlorite (fig. VIII-4). Ce rééquilibrage est marqué par une diminution de la concentration de K2O et de TiO2 et par un enrichissement en alumine et en H_2O pour un rapport XFe quasi-constant (fig. VIII-5). Un tel

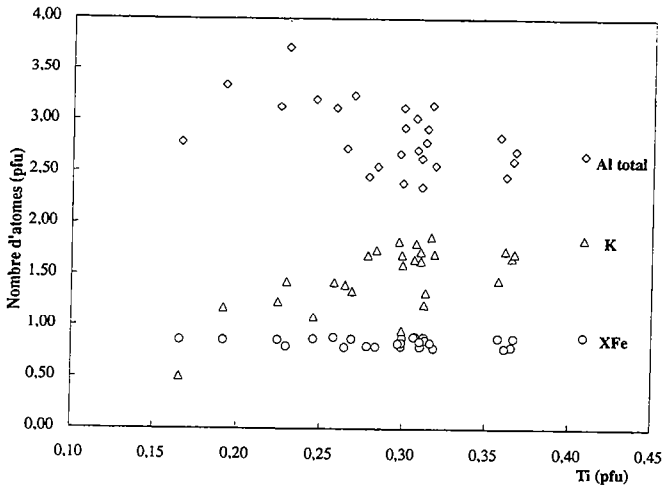


Fig. VIII-5- Variations de la concentration de Al, K, Ti et du rapport XFe au cours de l'altération deutérique des biotites.

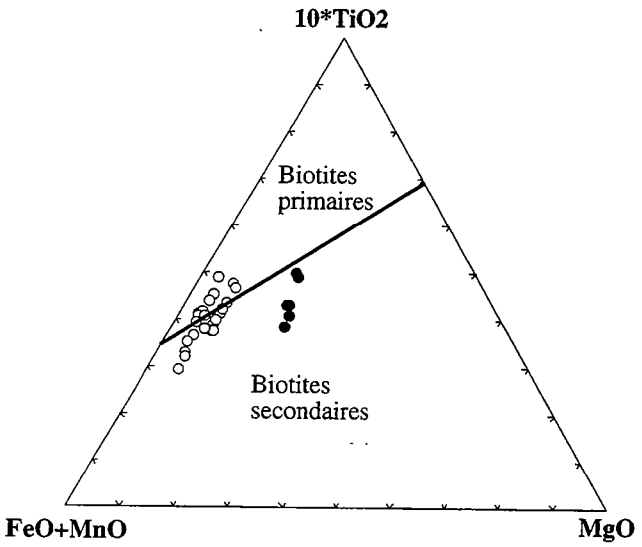


Fig. VIII-6- Caractères primaire et secondaire des biotites d'El-Mna
points: gabbros,
cercles: granitoïdes et diorites quartziques.

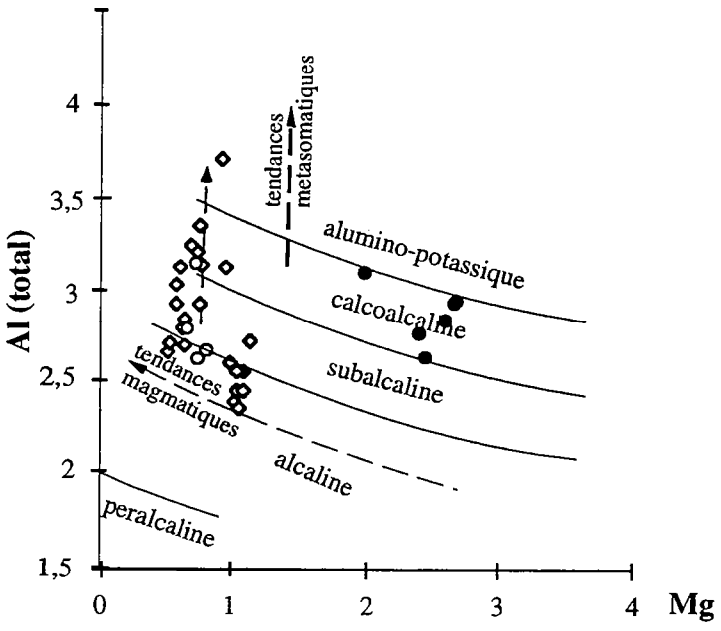


Fig. VIII-7- Compositions des biotites d'El-Mna dans le diagramme de Nachit (1986).
Noter la tendance subverticale, parallèle aux tendances métasomatiques et perpendiculaire aux tendances magmatiques.

gabbros (points),
diorites quartziques (losanges),
granitoïdes (cercles).

rééquilibrage caractérise une altération hydrothermale de haute température (stade deutérique) (Le bel, 1976; Jacobs et Parry, 1979; Nachit, 1986). Cette phase deutérique est probablement responsable de la biotitisation des amphiboles observables dans les diorites quartziques et l'éloignement de la composition des biotites rééquilibrées de celle des biotites primaires (fig. VIII-6) qui suivent alors une tendance perpendiculaire aux tendances magmatiques (fig. VIII-7). Les biotites les moins rééquilibrées (primaires) indiquent une affinité alcaline de ces granitoïdes. Les biotites des roches gabbroïques sont secondaires et ont un rapport XFe d'environ 0,5 comparable à celui des amphiboles les plus magnésiennes des roches mafiques (cf. fig. VIII-6).

II-3- La chlorite

Les chlorites de l'intrusion d'El-Mna sont ferrifères dans les granitoïdes et dans les diorites quartziques. Leur rapport XFe d'environ 0,85 est similaire à celui des biotites et des amphiboles à partir desquelles elles se développent. Ce sont des chamosites selon la classification de Foster (1962) (fig. VIII-8). Dans les gabbros, les chlorites sont magnésiennes avec un rapport XFe≈0,25 et correspondent, selon la même classification, à des brunsvigites. Que ce soit dans les gabbros ou dans les granitoïdes, le rapport XFe des chlorites reflète celui de la roche totale. Contrairement aux roches gabbroïques où la majorité des chlorites est en association avec l'actinote et se développe aux dépens des hornblendes, dans les granitoïdes et les roches intermédiaires la plupart des chlorites contiennent encore des quantités importantes de titane et de potassium qu'elles ont piégés au cours de leur développement aux dépens des biotites. Certaines chlorites des granitoïdes montrent également des teneurs importantes et TiO2 et en CaO, elles correspondent à des mélanges chlorite-sphène et indiquent que ce dernier minéral consommait le titane libéré au cours de la transformation biotite-chlorite.

II-4- Le plagioclase

Dans l'intrusion d'El-Mna, le plagioclase est le minéral cardinal qui résiste le mieux à la dissolution par les fluides hydrothermaux. Il constitue en effet le seul minéral primaire dont les reliques sont encore observables dans les gabbros cumulatifs, ce qui indique que son abondance n'était pas négligeable et par comparaison avec les cumulats de Kettara (cf. Chapitre V), les gabbros cumulatifs d'El-Mna devraient avoir à l'origine une composition minéralogique allant depuis des troctolites jusqu'à des leucogabbros. Ses produits d'altération sont dominés par la séricite à laquelle s'ajoute la calcite. Quant à l'épidote, elle est rare voire absente et constitue un caractère qui distingue l'altération hydrothermale dans cette intrusion. Malgré son état d'altération et les rééquilibrages chimiques qui s'en suivent (diminution de la teneur en anorthite à l'approche de la séricite et de la calcite), la composition du plagioclase reflète encore le degré de fractionnement de sa roche hôte. Dans les roches de composition gabbroïque, les cristaux de grande taille et de forme tabulaire ont une composition comprise entre An54 et An62% (Aït Isha, 1992), les teneurs les plus élevées en Anorthite sont de l'ordre de An 60-72% (Faouzi, 1993) et

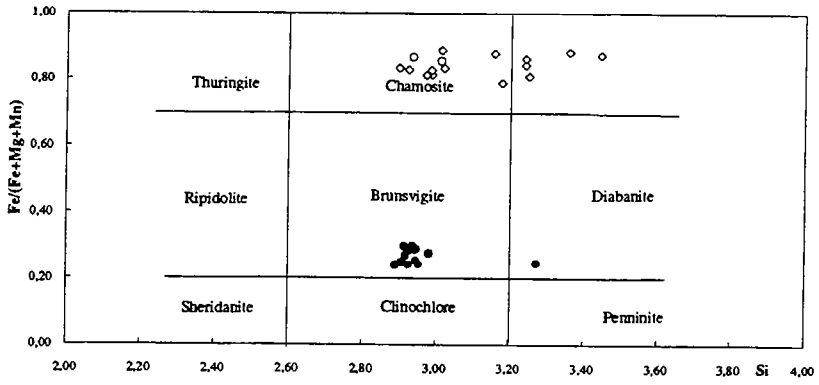


Fig. VIII-8- Compositions chimiques des chlorites des intrusions BHD dans le diagramme de Foster (1962) (cercles: granitoïdes, losanges: diorites quartziques, points: gabbros).

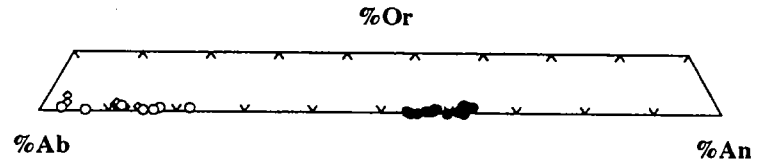


Fig. VIII-9- Compositions du plagioclase de l'intrusion d'El-Mna dans le diagramme Ab-An-Or.
gabbros (points), diorites quartziques (losanges), granitoïdes (cercles).

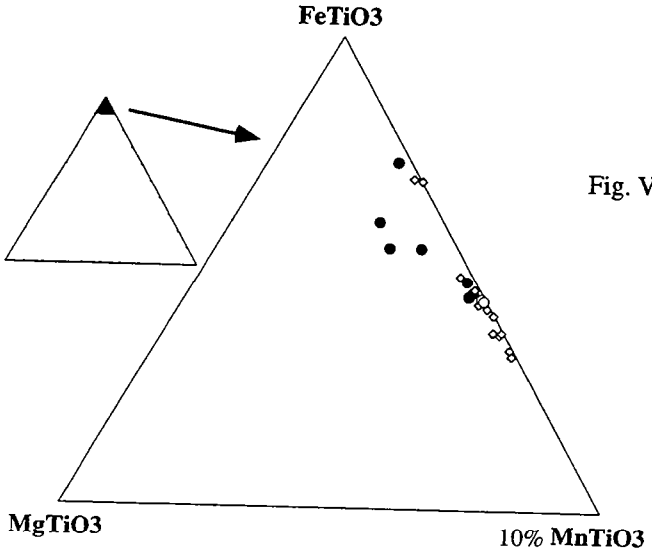


Fig. VIII-10- Compositions de l'ilménite d'El-Mna
dans le diagramme FeTiO3-MgTiO3-MnTiO3.
gabbros (points),
diorites quartziques (losanges),
granitoïdes (cercles).

caractérisent les microcristaux dépourvus de produits d'altération, résultat de leur blindage par les minéraux qui les abritent. Dans les granitoïdes et les diorites quartziques, bien que le plagioclase soit plus acide que dans les gabbros, sa teneur en Anorthite est très hétérogène et varie entre An3% et An22% sans que l'on puisse mettre en évidence une certaine évolution en fonction du degré de fractionnement de sa roche hôte. Au contraire, les granitoïdes semblent posséder des plagioclases plus calciques et montrent une évolution continue de An3- 22% alors que les diorites quartziques possèdent les plagioclases les moins calciques (An3-An11%) (fig. VIII-9).

II-5- Les oxydes ferrotitanés

L'ilménite est le minéral qui concentre le plus de titane dans les différentes roches de l'intrusion d'El-Mna; son altération se fait principalement en sphène et accessoirement en anatase (Faouzi, 1993). Comme dans l'intrusion de Kettara ou dans les granitoïdes des intrusions BHD, l'ilménite de l'intrusion d'El-Mna n'est pas stoechiométrique, elle contient des quantités importantes de MnO (1-3%). Dans certains cas, cette forte teneur en Mn est attribuée au fractionnement magmatique, la teneur en Mn de l'ilménite augmente alors avec le degré de fractionnement (Haggerty, 1976). Dans d'autres, en particulier dans les roches qui ont subi un métamorphisme de type faciès schiste vert, la forte teneur en Mn de l'ilménite est attribuée à une perte de Mg et un enrichissement en Mn par diffusion à partir des roches encaissantes (Cassidy et Groves, 1988). Étant donné que cet enrichissement en Mn caractérise aussi bien les roches acides que les roches basiques des Jebilet centrales, il convient de vérifier le mécanisme responsable d'un tel enrichissement. Le diagramme ternaire FeTiO3-MgTiO3-MnTiO3 (fig. VIII-10) montre que la composition de l'ilménite dans des roches à degré de fractionnement différents se superposent, la teneur en Mn de l'ilménite de l'intrusion d'El-Mna ne peut donc être reliée à un fractionnement magmatique mais plutôt à des processus postmagmatiques.

III- GÉOCHIMIE

L'étude des corps composites où les roches felsiques et mafiques sont juxtaposées permet d'aborder en plus de l'altération hydrothermale, les mécanismes de genèse des roches de compositions intermédiaires (diorites quartziques) confinées à ces intrusions et situées en général à l'interface entre les roches felsiques et les roches mafiques. La compréhension des mécanismes de genèse des roches intermédiaires (diorites quartziques) des Jebilet centrales revêt un caractère important car l'interprétation de ce magmatisme oscille entre deux pôles: (i) pour Aarab (1984) et Aarab et al. (1993), les diorites quartziques sont considérées comme la preuve d'un lien génétique entre les magmas acide et basique des Jebilet centrales; (ii) pour Bordonaro (1983) et Kharbouch (1994), les deux magmas ne sont pas cogénétiques sans que les mécanismes de genèse de ces roches intermédiaires soient discutés.

III-1- Compositions chimiques globales

Les variations pétrographiques observées au sein des intrusions composites se traduisent chimiquement par des teneurs en silice allant de 44,5% dans les gabbros cumulatifs à 74% dans les granitoïdes les plus acides, en passant par des teneurs de ≈60% dans les roches de composition intermédiaire. La représentation de la concentration des autres éléments en fonction de la silice (fig. VIII-11) montre que chaque intrusion se comporte d'une manière particulière:

(i) Au niveau des roches basiques, les teneurs les plus faibles en silice et en MgO et la variation la plus importante en Al_2O_3 sont présentes dans l'intrusion d'El-Mna. L'évolution que montrent les roches les plus basiques (SiO2<50%) de cette intrusion est très comparable à celle observée dans l'intrusion de Kettara et traduit l'importance des processus d'accumulation des cristaux d'olivine et de plagioclase. Les roches basiques des deux autres intrusions ne montrent pas de compositions compatibles avec la sédimentation de cristaux et peuvent être considérés comme des représentants de liquides à divers degrés d'évolution.

(ii) Au niveau des granitoïdes, exception faite de K2O, Na2O, CaO, P205, Rb, Sr et Ba dont les concentrations sont assez hétérogènes, la plupart des autres éléments montrent des concentrations similaires dans les trois intrusions et leurs concentrations tendent à se superposer.

(iii) Au niveau des termes intermédiaires, les concentrations des éléments sont très variables d'une intrusion à l'autre. Un enrichissement en Fe2O3, MnO et P2O5 apparaît dans l'intrusion d'El-Mna pour les échantillons à ≈60% de SiO2. La supposition d'un cogénitisme entre les différents termes de cette intrusion lui attribue une affinité tholeiitique (Aarab, 1984; Faouzi, 1993). Cet enrichissement en fer au niveau des termes intermédiaires est en revanche absent dans les deux autres intrusions qui, en supposant le cogénitisme entre les différents termes qui les constituent, montrent une évolution calco-alcaline. En effet, même si au niveau de l'intrusion d'Ouled Har, les compositions intermédiaires à ≈ 60% de silice sont absentes, probablement par manque d'échantillonnage, la prise en compte d'une roche de cette composition échantillonnée par Aarab (1984) ne modifie pas les tendances dessinés par les roches de cette intrusion.

(iv) L'intrusion d'El-Mna se caractérise également par une chute brutale de la concentration de Vanadium qui devient inférieure à la limite de détection dans les roches intermédiaires et acides. Cette chute brutale de la concentration de V n'est pas à relier à des problèmes analytiques car elle est observée aussi bien dans les roches analysées par Faouzi (1993) que par Kharbouch (1994). Elle devrait traduire des conditions physico-chimiques particulières à cette intrusion que l'on discutera ci-après.

Les tendances observées dans ces intrusions et la présence de quelques roches intermédiaires suggèrent une évolution continue depuis les roches basiques jusqu'aux roches acides. Quel est alors le mécanisme responsable de la genèse de ces roches intermédiaires?

La coexistence de roches basiques et acides n'est pas confinée à ces intrusions; elle est observable dans la plupart des intrusions qui constituent le magmatisme bimodal des Jebilet

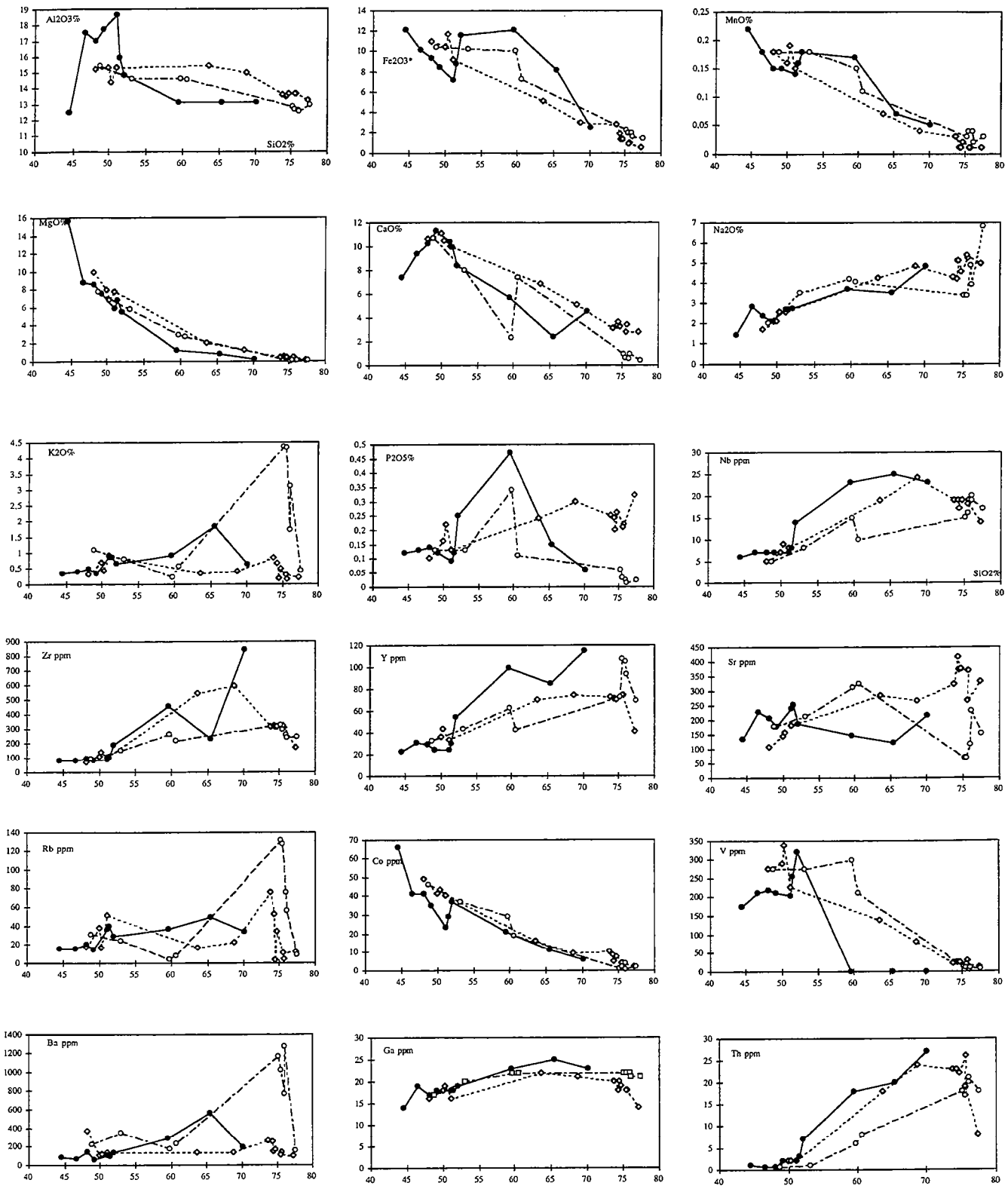


Fig. VIII-11- Variation de la concentration des éléments majeurs et traces en fonction de la teneur en silice dans les intrusions composites d'El-Mna (points), de Jebel Bouzlaf (cercles) et d'Ouled Har (losanges).

centrales où la relation entre les deux termes est nette, le contact entre les deux faciès est franc sans aucun passage intermédiaire des roches mafiques vers les roches felsiques. Dans l'intrusion basique-ultrabasique de Kettara, les filons felsiques recoupent aussi bien les cumulats basiques qu'ultrabasiques et se poursuivent dans l'encaissant. Dans l'intrusion composite d'El-Mna elle même, des filons felsiques recoupent les roches mafiques. Les granitoïdes des intrusions BHD contiennent également des filons doléritiques synplutoniques et le contact entre les deux termes est net, il n'y a pas de passage progressif d'un terme à l'autre. Ceci est également le cas de la plupart des autres intrusions et traduit le caractère bimodal de ce magmatisme (Huvelin, 1977; Bordonaro, 1983). La présence des roches intermédiaires traduit-elle alors des processus locaux et particuliers pour la genèse de ces roches au niveau de ces intrusions?

III-2- Processus de genèse des roches intermédiaires

Le problème de la genèse des roches intermédiaires n'est pas particulier à la province bimodale des Jebilet centrales, il existe chaque fois que la mise en place de magmas acides et basiques est subcontemporaine, comme dans la province bimodale des calédonides britaniques (Leat et al., 1986) ou dans l'île de Jersey (Bishop et Key, 1983; Key, 1987). Dans ce type d'associations, les relations de terrain sont souvent complexes et contradictoires et se traduisent par l'intrusion mutuelle de chacun des faciès dans l'autre. Les données géochimiques sont alors utilisées dans le but de définir les mécanismes de genèse des roches intermédiaires. Plusieurs processus pétrogénétiques ont alors été proposés, parmi lesquels, (i) l'intrusion d'un magma dioritique primaire (Busrewil et al., 1975), (ii) la cristallisation fractionnée du magma basique (Coleman et Peterman, 1975; Snoke et al., 1981; Whalen, 1985), (iii) le mélange entre le magma acide et basique (Vogel, 1982; Vogel et al., 1984; Whalen et Currie, 1985), (iv) l'immiscibilité (Vogel et Wilband, 1977; Bender et al., 1982) et (v) le métasomatisme (Key, 1977; 1987).

-L'hypothèse de l'intrusion d'un magma dioritique primaire dans les Jebilet centrales est très peu probable. Malgré leur complexité, les relations de terrain s'y opposent. Dans une telle hypothèse, on ne comprendrait pas pourquoi la mise en place des diorites quartziques se confinerait aux intrusions composites, généralement à la limite entre les gabbros et les granitoïdes.

III-2-1- L'hypothèse du mélange entre le magma acide et basique

Le mélange entre le magma basique et acide peut rendre compte des tendances géochimiques observables dans certaines intrusions des Jebilet centrales. Dans les associations acides-basiques où le mélange entre deux magmas est bien établi, les différents éléments montrent avec la silice une simple relation linéaire (voir par ex. Vogel et al., 1984). De telles relations sont observables dans les intrusions d'Ouled Har et de Jebel Bouzlaf. Dans ces deux intrusions, les diorites quartziques ont des concentrations en éléments généralement immobiles dans les fluides aqueux,

intermédiaires entre celle des roches acides et celle des roches basiques. En effet, les relations de terrain suggèrent des processus de mélange entre le magma acide et basique dans l'intrusion de Jebel Bouzlaf (voir Essaifi, 1989). Dans l'intrusion d'El-Mna, les concentrations maximales en Fe2O3*, P2O5 et TiO2, observables dans les roches intermédiaires, semblent s'opposer à l'hypothèse de mélange entre un magma basique et un magma acide. En effet dans une telle hypothèse, on ne comprendrait pas pourquoi les concentrations de certains éléments seraient plus élevées dans le produit de mélange que dans les magmas parents. Cependant Marshall et Sparks (1984) indiquent que la concentration élevée de certains éléments dans les roches de composition intermédiaire peut être produite si un mélange limité se développe entre un magma acide et un magma basique différencié provenant de la cristallisation fractionnée dans une chambre magmatique zonée. Étant donné le caractère cumulatif des gabbros de l'intrusion d'El-Mna, l'hypothèse d'un mélange entre le magma granitique et un magma basique différencié est également envisageable, d'autant plus que la mise en place des deux magmas se fait dans un environnement "orogénique" où la tectonique est active.

III-2-2- L'hypothèse de l'immiscibilité

L'immiscibilité est le processus proposé par Jadid (1989) pour la genèse des ferrogabbros et des filons acides intrusifs dans l'intrusion basique-ultrabasique de Kettara. L'immiscibilité serait alors responsable de l'absence de roches de composition intermédiaire dans cette intrusion. Ce processus est étendu par Aarab et al. (1993) à la genèse des diorites quartziques et des ferrogabbros qui seraient alors les deux produits de l'immiscibilité. Par fractionnement de l'amphibole, les diorites quartziques aboutiraient ensuite aux granitoïdes.

L'hypothèse de l'immiscibilité comme processus pétrogénétique des roches intermédiaires et acides des Jebilet centrales est très peu probable car elle se heurte aux points suivants:

(i) les granitoïdes (trondhjémites) obtenus expérimentalement par ce processus (Dixon et Rutherford, 1979) présentent des caractéristiques chimiques très différentes des trondhjémites des Jebilet centrales. En particulier ils sont métaalumineux, relativement plus riches en potassium (K20 =1,2% pour SiO2=68,5%) et ont des indices mg bas (0,15). Ces trondhjémites obtenues dans des conditions anhydres et de faible pression, ne sont plus produites par immiscibilité dans des conditions hydratées et de pression élevée (1-3Kb) (Spulber-Dixon et Rutherford, 1983). Par ailleurs, au cours du processus d'immiscibilité il y a production d'un magma conjugué de type basalte riche en fer dont l'équivalent n'a jamais été observé dans les Jebilet. Les ferrogabbros observables dans l'intrusion de Kettara (Jadid, 1989) ou d'El-Mna (Faouzi, 1993) ont en effet des textures de cumulats et des compositions chimiques très différentes de celles des liquides riches en fer obtenus expérimentalement par Dixon et Rutherford (1979).

(ii) les phases minéralogiques communes aux produits de l'immiscibilité ont des caractéristiques chimiques qui se superposent (Bender et al., 1982). Or, si l'on considère que les

ferrogabbros et les diorites quartziques sont les deux produits immiscibles issus de la différenciation du magma basique (Aarab et al., 1993), les compositions chimiques des phases minéralogiques communes aux deux types de roches dans l'intrusion d'El-Mna sont très différentes: XMg des amphiboles est de l'ordre de 0,5 dans les ferrogabbros contre 0,8-0,9 dans les diorites quartziques et les plagioclases sont plus calciques dans les premiers que dans les seconds (voir Faouzi, 1993). Les compositions chimiques des ferrogabbros et des diorites quartziques ne se placent également pas dans le champ d'immiscibilité de deux liquides dans le diagramme de Greig (1927) (voir Aarab et al., 1993).

(iii) l'étude expérimentale de Watson (1976) sur la distribution des éléments traces, tels que Zr et Y entre deux liquides immiscibles a montré que le partage ces éléments se fait en faveur de la phase mafique. Or dans les Jebilet centrales, la concentration de ces éléments est plus élevée dans les granitoïdes que dans les roches mafiques qui leur sont associées.

III-2-3- L'hypothèse de la cristallisation fractionnée

La cristallisation fractionnée est le modèle proposé par Aarab (1984) pour expliquer la présence des roches intermédiaires dans certains corps composites des Jebilet centrales et de là même la genèse des granitoïdes qui seraient alors cogénétiques des roches basiques. C'est au fractionnement de l'amphibole que cet auteur attribue la genèse des diorites quartziques et des granitoïdes. Quelques tests minéralogiques et chimiques s'opposent à l'hypothèse de cristallisation fractionnée comme processus de genèse des diorites quartziques et des granitoïdes des Jebilet centrales.

(i) Si le fractionnement de l'amphibole est responsable de la genèse des diorites quartziques et des granitoïdes, la concentration des éléments généralement immobiles Ti, P, Y, Nb, Zr... devrait montrer une diminution progressive dans ces roches car les coefficients de partage amphibole-liquide pour ces éléments est largement supérieur à 1 dans les roches intermédiaires et augmente ensuite avec le degré de différenciation (voir par ex. Rollinson, 1993). Les suites où le fractionnement magmatique est contrôlé par l'amphibole montrent en effet une diminution progressive de la teneur en ces éléments (voir par ex. Brown et al., 1980; Knutson et Flood, 1988). Or dans les trois intrusions composites, exception faite de P2O5 et TiO2 dont la concentration diminue en allant des roches intermédiaires vers les granitoïdes, la concentration des autres éléments augmente ou reste constante.

(ii) la composition de l'amphibole devrait présenter des caractéristiques chimiques indiquant des températures de cristallisation de plus en plus faibles lorsque le degré de différenciation augmente (diminution de Na, K, Ti, AlIV). Or les compositions des amphiboles ne montrent pas de corrélation nette en fonction du degré de fractionnement de ses roches hôtes et les données de Faouzi (1993) montrent plutôt que les amphiboles des granitoïdes d'El-Mna ont cristallisé à des températures plus élevées que celles des diorites quartziques.

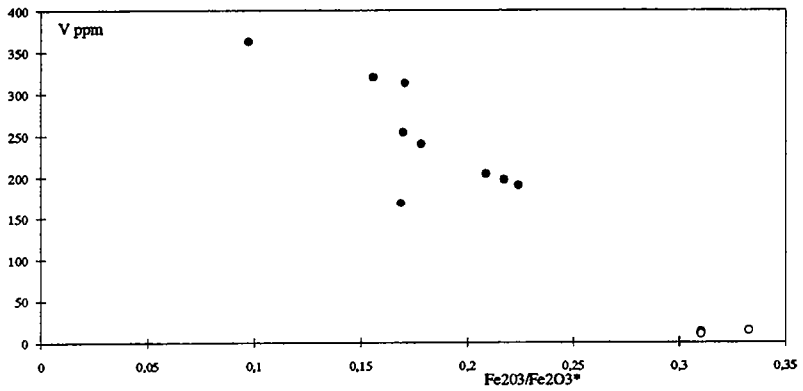


Fig. VIII-12- Variation de la teneur en V en fonction du rapport Fe2O3/Fe2O3* (d'après les analyses de Faouzi, 1993).

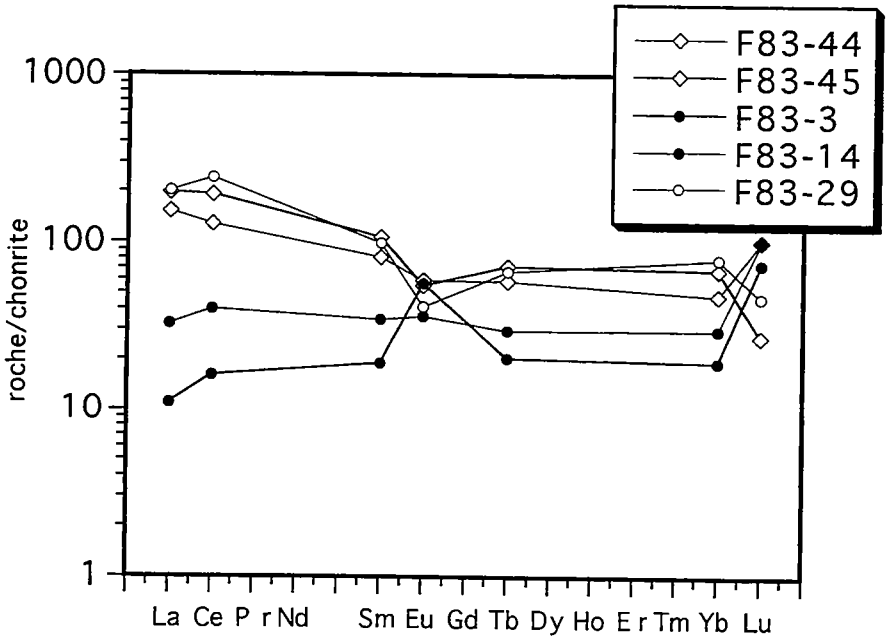


Fig. VIII-13- Spectres des terres rares de diorites quartziques (losanges), de gabbros (points) de l'intrusion d'El-Mna et d'un granitoïde de la province bimodale des Jebilet centrales (cercle).

(iii) V est un élément adjacent au Ti dans les table périodique et dans les systèmes silicatés, ces deux éléments se comportent de manière différente. Contrairement au titane qui n'existe que sous la forme Ti^{4+}, V peut exister sous forme réduite (V^{3+}) ou oxydée (V^{4+}, V^{5+}) et ses coefficients de partage sont alors très variables et varient de plusieurs ordres de grandeur en fonction de l'activité de l'oxygène; sa concentration diminue lorsque la fugacité d'oxygène augmente. Les variations de concentration de V relativement à Ti peuvent ainsi renseigner sur l'activité de l'oxygène du magma et sur les processus de cristallisation fractionnée (Shervais, 1982). La chute brutale de la concentration de V au niveau des roches intermédiaires indique une augmentation brutale de la fugacité d'oxygène. Cette augmentation de fO2 est également indiquée par le rapport Fe2O3/Fe2O3* qui augmente de 0,15 dans les roches basiques à 0,3 dans les roches intermédiaires et acides (fig. VII-12). Une telle augmentation brutale de fO2 est incompatible avec des processus progressifs de cristallisation fractionnée.

L'hypothèse de la cristallisation fractionnée selon le modèle proposé par Aarab et al. (1993) se heurte également au fait que les roches acides et basiques des Jebilet centrales ne sont pas cogénétiques, en témoignent les spectres des terres rares tirés de la thèse de Kharbouch (1994) et qui montrent que :

- le spectre des terres rares des granitoïdes n'est pas parallèle à celui des roches basiques. Les granitoïdes montrent un enrichissement important en terres rares légères, il est alors difficile de les rattacher aux roches basiques par un processus de cristallisation fractionnée.

- le spectre des terres rares des roches intermédiaires est subparallèle à celui des granitoïdes, ce qui évoque un lien génétique avec les roches acides plutôt qu'avec les roches basiques.

- le spectre des terres rares des roches basiques de l'intrusion d'El-Mna sont subparallèles et indiquent que ces roches sont reliées entre elles par un processus de fractionnement magmatique. Certaines roches gabbroïques montrent des anomalies positives en Eu et confirment l'accumulation des cristaux de plagioclase dans cette intrusion.

III-2-4- L'hypothèse du métasomatisme

Les roches intermédiaires (diorites) de l'île de Jersey (Key, 1977; 1987) montrent une ressemblance particulière avec les diorites quartziques de l'intrusion d'El-Mna. Dans les deux cas, les roches intermédiaires sont situées essentiellement à l'interface entre des gabbros et des granitoïdes et se caractérisent par l'apparition de diorites à amphiboles aciculaires de grande taille. Dans les deux cas les gabbros sont essentiellement des cumulats dont la minéralogie a été convertie en un assemblage riche en amphiboles (essentiellement calciques mais comprenant dans les deux cas quelques cummingtonites). D'un point de vue chimique, TiO2 et P2O5 montrent une concentration maximale au niveau des diorites et la fugacité d'oxygène, indiquée par le rapport

Fe2O3/FeO, est également élevée au niveau des diorites de Jersey. Selon le modèle métasomatique proposé par Key (1987) pour la genèse des diorites de Jersey, la variation chimique observée dans l'intrusion d'El-Mna se serait développée en grande partie durant la cristallisation fractionnée du magma basique pour former une séquence de cumulats gabbroïques avec une minéralogie essentiellement à clinopyroxène + olivine + plagioclase + ilménite, semblable à celle de l'intrusion de Kettara. Le magma granitique se mettrait en place juste avant ou juste après la cristallisation complète du gabbro et des échanges chimiques auraient eu lieu entre le magma granitique en cours de cristallisation et les roches basiques différenciées. La zone de contact entre les roches de lithologies différentes constitue également un lieu privilégié pour la circulation de fluides (Ferry, 1994), ceci est probablement le cas à la limite entre les gabbros et les granitoïdes de l'intrusion d'El-Mna, d'où une fugacité d'oxygène élevée et une cristallisation massive d'amphibole, de biotite et d'apatite. Ces transferts de matière expliqueraient pourquoi l'amphibole et la biotite des granitoïdes d'El-Mna sont légèrement plus magnésiennes que celles des granitoïdes des intrusions BHD mais également pourquoi les granitoïdes d'El-Mna sont moins riches en silice que la plupart des autres granitoïdes de la province bimodale des Jebilet centrales. Enfin, ces échanges métasomatiques expliqueraient pourquoi l'évolution chimique est continue dans cette intrusion et pourquoi, contrairement aux autres intrusions composites, une affinité tholeiitique est superposée à l'ensemble des termes de cette intrusion. Contrairement aux diorites de Jersey où l'affinité calco-alcaline des granitoïdes est superposée à l'ensemble des roches basiques et intermédiaires de l'intrusion et traduit le métasomatisme induit par la mise en place des granitoïdes (Key, 1987). Dans l'intrusion d'El-Mna, c'est l'affinité tholeiitique des roches basiques qui est superposée à l'ensemble de l'intrusion et traduit plutôt une contamination et un métasomatisme des granitoïdes par les roches basiques, probablement en liaison avec le volume important des gabbros par rapport aux granitoïdes dans cette intrusion (cf. fig. VIII-1).

III-2-5- Conclusion

Les roches de composition intermédiaires (diorites quartziques à ≈ 60% SiO2), confinées à certaines intrusions composites des Jebilet centrales, ont des compositions chimiques qui diffèrent d'une intrusion à l'autre et traduisent des processus magmatiques et/ou métasomatiques propres à chaque intrusion. Ces différences entre des intrusions de même âge et mises en place dans un même domaine géographique ont également été décrites dans les intrusions gabbroïques litées d'âge tertiaire de l'Est de Groenland (Bird et al., 1988). Dans l'intrusion de Jebel Bouzlaf, aussi bien les observations de terrain que les compositions chimiques des différents faciès pétrographiques de l'intrusion sont compatibles avec un mélange entre les magmas acide et basique. Ce processus peut également rendre compte de la présence de roches intermédiaires dans l'intrusion d'Ouled Har où des structures de mélanges n'ont pas été observées mais où des enclaves de roches basiques à texture microlitique, représentant le magma basique arraché dans le conduit ont été décrits par Bordonaro (1983). Dans l'intrusion d'El-Mna, il n'est pas possible de trancher entre l'hypothèse

du mélange magmatique et l'hypothèse du métasomatisme et de contamination entre les magmas acide basique. La cristallisation fractionnée est le processus pétrogénétique majeur responsable des variations pétrographiques observables au sein des termes basiques dont l'évolution va depuis des cumulats ultrabasiques jusqu'à des termes évolués, représentés probablement par les ferrogabbros. Les hypothèses de cristallisation fractionnée ou d'immiscibilité sont en revanche peu probables comme processus pétrogénétiques à l'origine des rares roches intermédiaires et par là même, des granitoïdes auxquels la plupart de ces roches se rattachent.

III-3- Processus métasomatiques

Les compositions chimiques des différents termes des intrusions composites, représentées dans les diagrammes de type Harker (cf. fig. VIII-11), montrent que certains éléments suivent des tendances incompatibles avec des processus magmatiques, en particulier dans les roches acides où pour la même teneur en silice, on observe des variations importantes en certains éléments. Malgré le nombre limité d'échantillons analysés, la composition assez homogène des granitoïdes permet d'aborder les processus d'altération qui les ont affectés. Les roches basiques ont en revanche des compositions très variables qui proviennent probablement de la superposition des processus magmatiques et métasomatiques, ce qui limite fortement l'étude des processus d'altération à partir d'un nombre limité d'échantillons. Le cogénétisme entre les différents termes du magmatisme basique des Jebilet centrales (Huvelin, 1977; Bordonaro, 1983, Aarab, 1984) permet cependant la comparaison avec les tendances définies dans l'intrusion de Kettara (cf. Chapitre VI), et d'aborder au moins qualitativement les processus postmagmatiques ayant affecté les roches basiques de ces intrusions.

III-3-1- Les granitoïdes de l'intrusion d'Ouled Har

Le caractère pétrographique le plus remarquable des gneiss trondhjémitiques de l'intrusion d'Ouled Har est l'absence presque totale du feldspath potassique, une déformation et une recristallisation intenses et un développement important des intercroissances quartzo-feldspathiques d'origine secondaire. Ces caractères se matérialisent dans la composition chimique de ces granitoïdes par des teneurs très faibles en K2O (0,1-0,8%), élevées en CaO (3-3,5%) et en Na2O (4,2-5,5%). Dans le diagramme Ab-An-Or de Barker (1979-a) (fig. VIII-14), ils se placent dans le champ des trondhjémites ou à la limite tonalites/trondhjémites.

- Éléments mobiles et immobiles

Malgré l'état très avancé de la déformation et de l'altération de granitoïdes de l'intrusion d'Ouled Har, les éléments susceptibles d'avoir été peu mobiles au cours de l'altération hydrothermale apparaissent dans le diagramme de normalisation de Pearce (1983) (fig. VIII-15). Ce sont les éléments à potentiel ionique moyen, stables dans les fluides aqueux: Th, Zr, Ti, Y

et en moindre mesure P. En revanche les éléments à faible potentiel ionique (K, Sr, Rb et Ba), généralement mobiles dans les fluides aqueux, ont des concentrations assez variables qui sont probablement le résultat d'une mobilité postmagmatique. La superposition de la concentration des éléments peu mobiles dans le diagramme de normalisation de Pearce (1983) indique également que le processus d'altération ne s'est pas accompagné de variations de masse et de volume significatives. Il est alors possible de comparer directement la composition des différents échantillons analysés (Fonteilles, 1978) et d'en déduire le transfert de matière concernant les autres éléments.

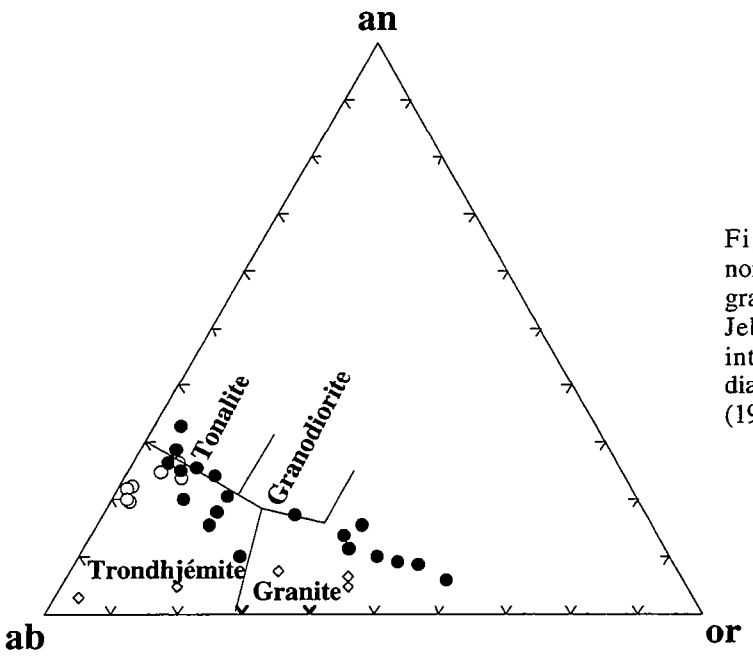


Fig. VIII-14- Compositions normatives (normes cationiques) des granitoïdes d'Ouled Har (cercles), de Jebel Bouzlaf (losanges) et des intrusions BHD (points) dans le diagrammes Ab-An-Or de Barker et al. (1981).

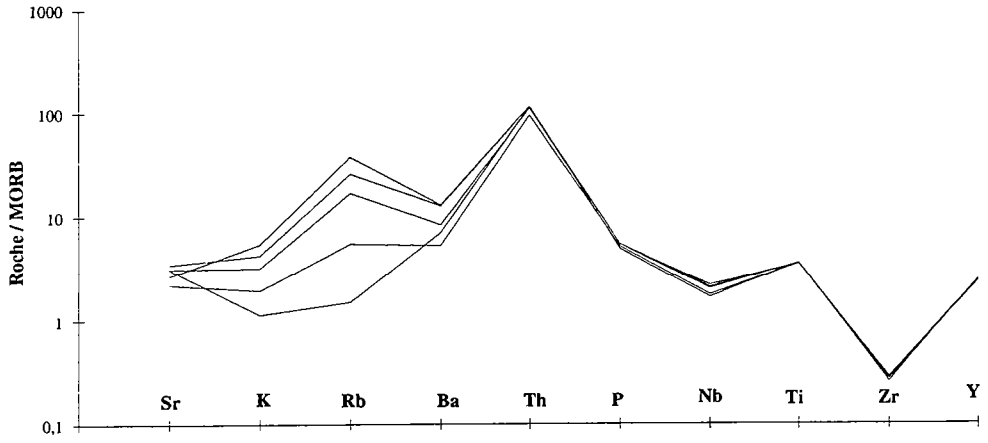


Fig. VIII-15- Diagramme de normalisation (Pearce, 1983) des granitoïdes de l'intrusion d'Ouled Har par rapport aux MORB.

Malgré la faible gamme de variation de la concentration de K2O dans ces granitoïdes, la diminution de la concentration de cet élément est accompagnée d'une chute des teneurs en Rb, Ba, Fe, Mn et Ni (fig. VIII-16) et d'une augmentation de Na. Si montre une légère augmentation indiquant la présence probable de quartz secondaire alors que P subit un faible lessivage traduisant l'envahissement de l'apatite par l'épidote. La plupart des autres éléments (Al, Th, Ga, Nb, Y, Co, et Ti) gardent une concentration quasi-constante. A part Ca, Sr et Mg qui ne montrent pas de corrélation significative avec K2O, **les éléments mobilisés dans les granitoïdes d'Ouled Har sont donc identiques à ceux mobilisés dans les granitoïdes BHD et indiquent que les processus postmagmatiques ayant affecté les deux intrusions sont globalement les mêmes.** L'altération et la déformation sont cependant très avancés dans cette intrusion à tel point que le protolite n' a pas été retrouvé.

- Comparaison avec les granitoïdes BHD

Malgré la similitude des processus métasomatiques ayant affecté les granitoïdes de l'intrusion d'Ouled Har et ceux des intrusions BHD, les concentrations en éléments peu mobiles montrent de légères différences entre les deux intrusions. Les granitoïdes d'Ouled Har ont des teneurs légèrement plus élevées en P2O5, TiO2, Al2O3, Ga, Cr, Ni et V (fig. VIII-17), reflétant des compositions modales plus élevées en apatite, ilménite et en plagioclase. Ils sont en revanche légèrement moins riches en SiO2, Nb, Y et Th que les granitoïdes BHD. Ces différences peuvent avoir diverses origines (i) les granitoïdes de l'intrusion d'Ouled Har sont à un degré d'évolution magmatique légèrement moins avancé que les granitoïdes BHD, (ii) les granitoïdes des deux intrusions proviennent de la fusion de sources de compositions différentes ou de la fusion d'une même source soumise à des taux de fusion partielle différents et (iii) les granitoïdes de l'intrusion d'Ouled Har sont contaminés par le magma basique puisque cette intrusion est composite, les granitoïdes contiennent des enclaves de roches basiques, et des roches de composition intermédiaire apparaissent à l'interface gabbros-granitoïdes.

Les concentrations des éléments mobiles (Rb, K, Sr, Na, Ba, Fe, Mg) dans les granitoïdes d'Ouled Har sont identiques aux concentrations dans les plus altérés des intrusions BHD; elles indiquent que la composition du fluide aqueux responsable de l'altération hydrothermale n'était pas très différente dans les deux intrusions. Les roches les moins altérées sont cependant absentes dans l'intrusion d'Ouled Har et les processus métasomatiques sont également différents. Dans les granitoïdes les plus altérés des intrusions BHD, l'épidote est abondante alors que dans les gneiss de l'intrusion d'Ouled Har, ce sont les granophyres secondaires qui dominent. Cette différence peut être reliée à la proximité des roches basiques dans l'intrusion composite d'Ouled Har. Les effets de la proximité des roches basiques sur l'altération hydrothermale des granitoïdes peuvent être de deux ordres:

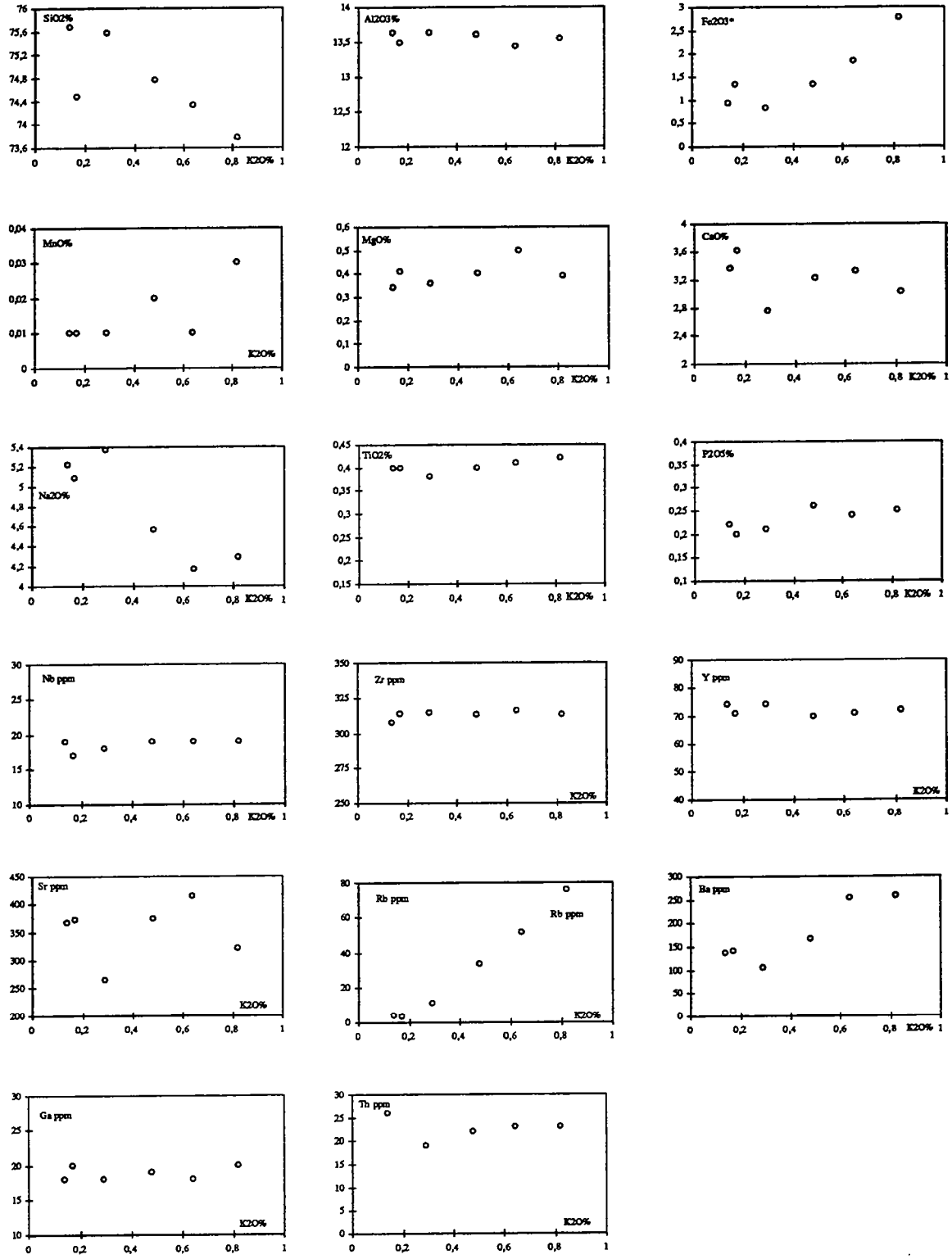


Fig. VIII-16- Variation de la concentration des éléments majeurs et traces en fonction de la concentration de K2O dans les granitoïdes d'Ouled Har.

(i) un apport de chaleur par le magma basique qui selon les modèles de Norton et Knight (1978) entraîne une durée de l'activité hydrothermale relativement plus longue dans l'intrusion d'Ouled Har que dans les intrusions BHD.

(ii) un tamponnage du fluide métasomatique par les roches basiques. Garcia et Pascal (1993) ont étudié des enclaves basiques où la myrmékitisation est complète; ces enclaves sont contenues dans un granite où les phénocristaux de feldspath potassique ne sont pas affectés. Ils ont proposé un modèle d'interaction roche-fluide dans lequel un fluide postmagmatique (500 °C, 1kb), initialement tamponné par une paragenèse acide, s'équilibre progressivement avec un milieu basique. Ils ont déterminé une salinité critique en dessous de laquelle la réaction consomme du feldspath potassique et produit des myrmékites. Leurs résultats indiquent également que la myrmékitisation ne dépend pas uniquement de la température mais aussi de la composition du fluide. L'altération complète des roches acides d'Ouled Har peut ainsi être due, en plus d'une durée relativement plus longue de l'activité hydrothermale, à un tamponnage du fluide par les roches basiques. Nous verrons en effet à la fin de ce travail que les granitoïdes sont d'autant plus altérés que le volume des roches basiques qui leur sont associés est important.

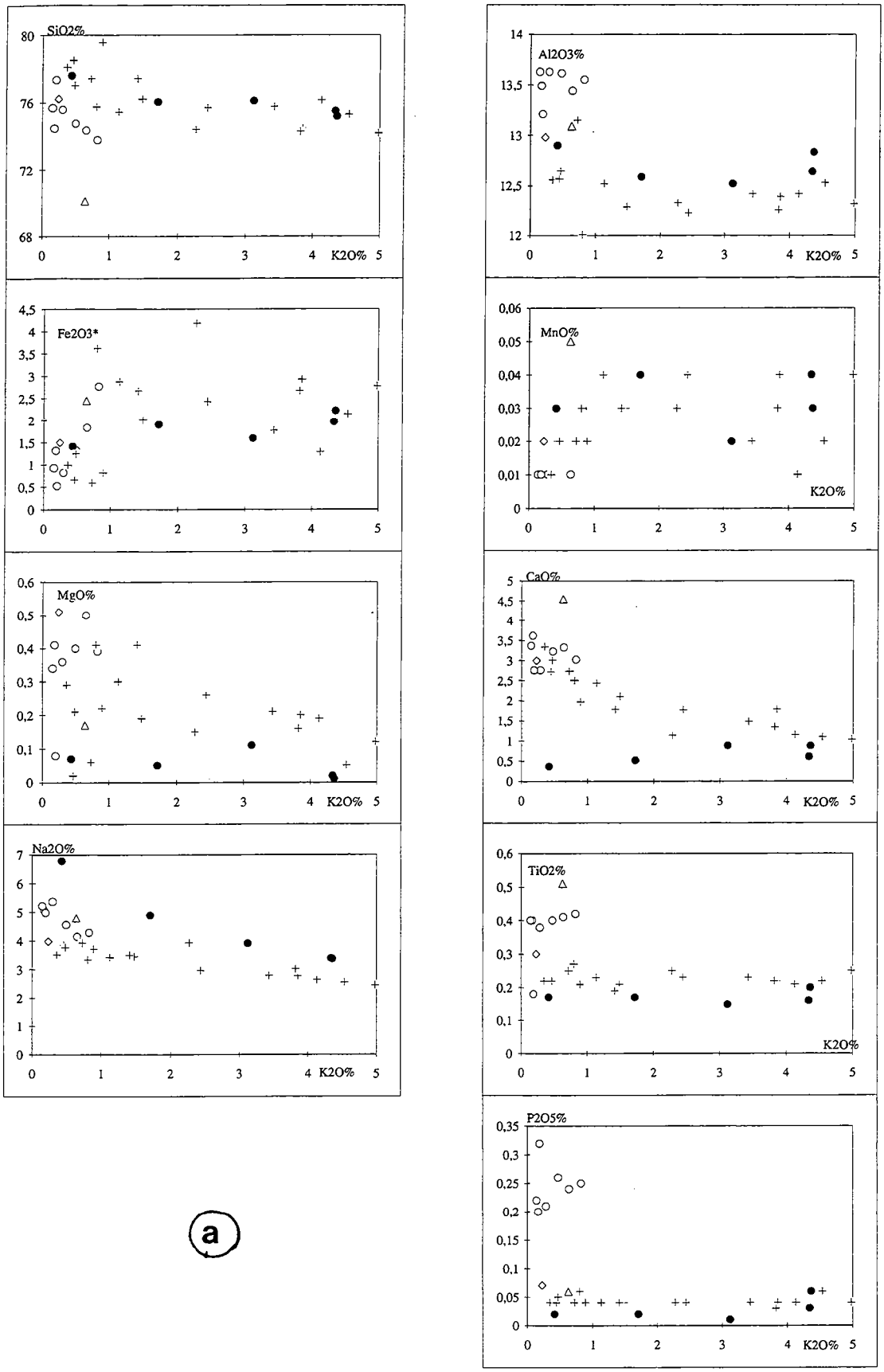
III-3-2- Les granitoïdes de l'intrusion de Jebel Bouzlaf

L'intrusion composite de Jebel Bouzlaf diffère de celle d'Ouled Har par l'organisation spatiale des termes acides et basiques. Au Sud de l'intrusion le matériel basique est abondant, son abondance diminue progressivement vers le Nord avant de disparaître complètement.

- Les processus métasomatiques et les transferts de matière

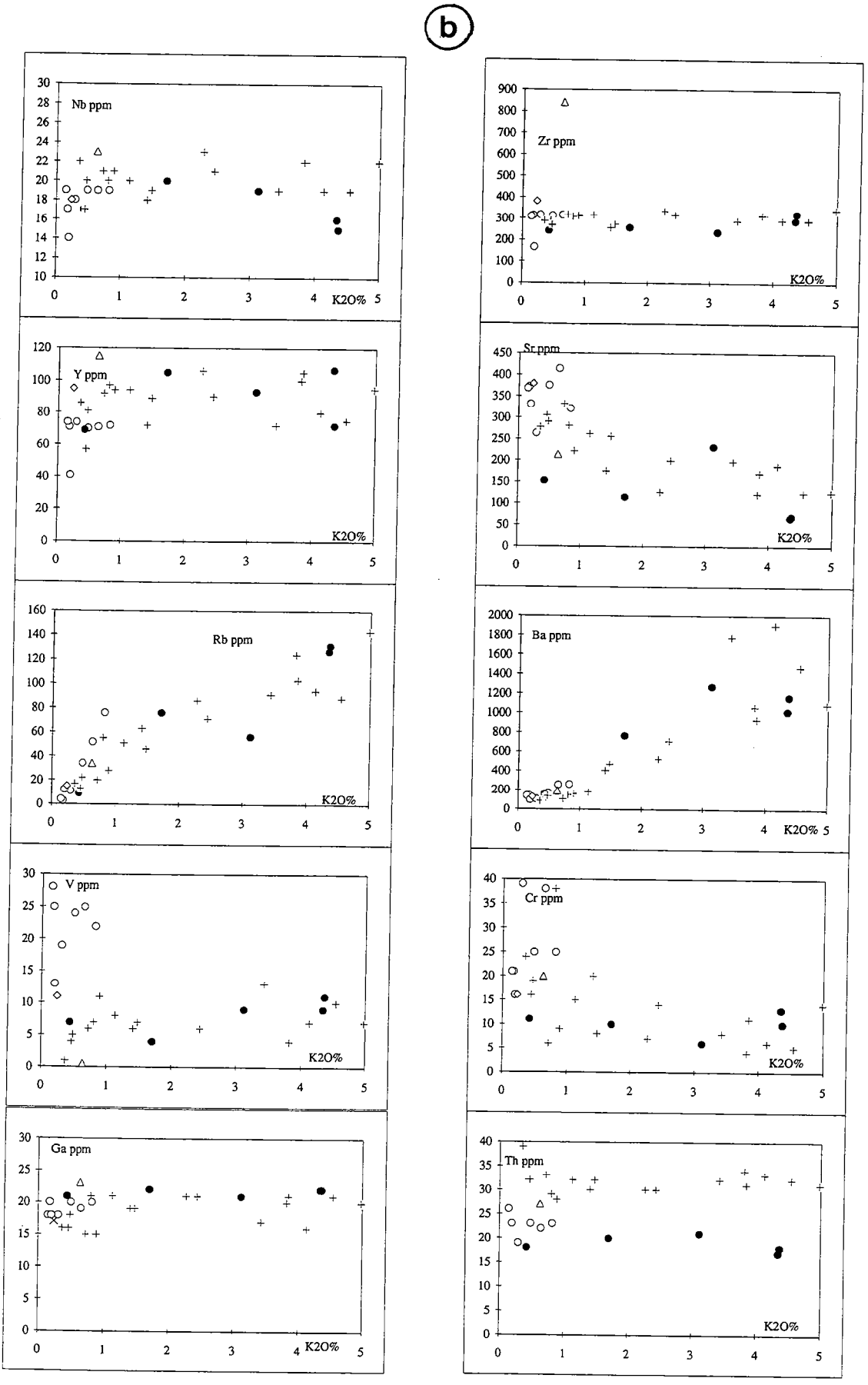
Les cinq échantillons analysés dans les granites de Jebel Bouzlaf montrent deux groupes d'éléments (i) des éléments dont les concentrations sont peu variables (Si, Al, Ti, Nb, Y, Ga, Th) et (ii) des éléments dont les concentrations montrent au contraire des gammes de variation très larges (K, Rb, Na, Ca, P, Mg, Fe, Sr, Ba). Ces variations se traduisent dans le diagramme normatif de Barker (1979) (cf. fig. VIII-14) par une évolution depuis des granites vers des trondhjémites. Les roches les plus potassiques correspondent aux granites, ce sont les roches les moins déformées et les moins altérées, les trondhjémites correspondent aux roches les plus déformées et les plus altérées.

La normalisation par rapport aux MORB de Pearce (1983) (fig. VIII-18) met en évidence deux comportements différents des éléments au niveau des granitoïdes de Jebel Bouzlaf et indique que parmi les éléments à fort potentiel ionique (Th à Y), le phosphore, élément réputé immobile (Winchester et Floyd, 1976) montre une variation assez large et ne peut par conséquent être considéré comme un élément immobile. Les éléments à faible potentiel ionique (Sr à Ba) montrent également des variations importantes compatibles avec leur comportement mobile dans les



(a)

Fig. VIII-17- Variation de la concentration des éléments majeurs (a) et traces (b) en fonction de la concentration de K2O dans les granitoïdes de Jebel Bouzlaf (points), d'Ouled Har [illegible] et des intrusions BHD (croix). Un granitoïde de l'intrusion d'El-Mna (losange) et un filon de l'intrusion de Kettara (triangle) sont également représentés.


b
Nb ppm
Zr ppm
Y ppm
Sr ppm
Rb ppm
Ba ppm
V ppm
Cr ppm
Ga ppm
Th ppm
K2O%

fluides aqueux. Parmi les éléments représentés dans la figure VIII-18, seuls Nb, Ti, Zr, Y et Th peuvent être considérés comme des éléments peu mobiles.

La concentration quasi-constante des éléments immobiles dans les granitoïdes de Jebel Bouzlaf indique que l'altération hydrothermale de ces granitoïdes ne s'est pas accompagnée de variations de masse et de volume significatives; il est alors possible de comparer directement la composition des différents échantillons (Fonteilles, 1978) et d'en déduire le comportement des autres éléments. Parmi les éléments à comportement mobile dans la figure VIII-18, K2O montre la variation la plus large (1,7-4,5%). La diminution de la concentration de cet oxyde se fait, en plus des concentrations de Nb, Zr, Ti, Th et Y constantes, à concentrations en Al2O3 et Ga également constantes (fig. VIII-17). Ces deux éléments peuvent également être considérés comme des éléments peu mobiles. SiO2 montre une légère augmentation en passant de 75 à 77%; il peut être classé comme un élément légèrement mobile. La diminution de K2O s'accompagne au contraire d'une diminution de Rb, Ba, CaO, Fe2O3*, P2O5 et d'une augmentation de Na2O, MgO et Sr.

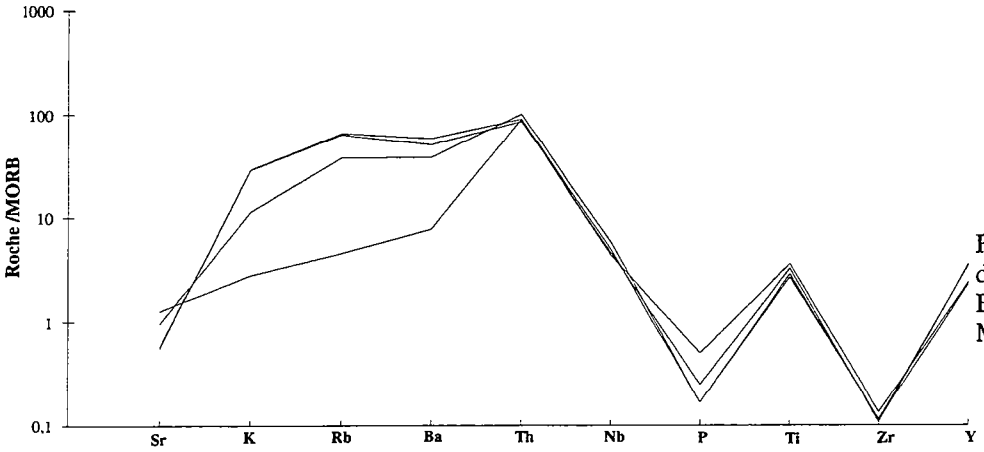


Fig. VIII-18- Normalisation des granitoïdes de Jebel Bouzlaf par rappor aux MORB (Pearce, 1983).

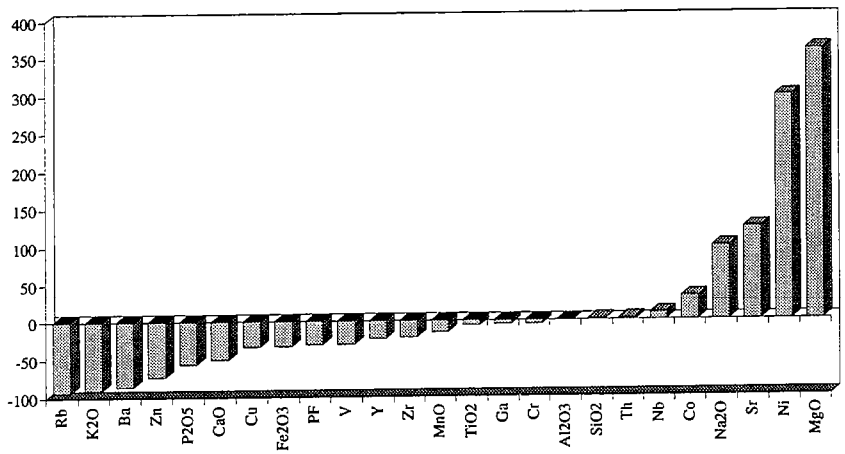


Fig. VIII- 19- Bilan géochimique global de la transformation d'un microgranite en une trondhjémite dans l'intrusion de Jebel Bouzlaf. Les gains (>0) et les pertes (<0) de chaque élément sont ramenés en pourcentage de la concentration de l'élément dans le protolite.

Même si la plupart des éléments mobilisés dans les granitoïdes de Jebel Bouzlaf sont les mêmes que ceux mobilisés dans les granitoïdes de l'intrusion d'Ouled Har ou des intrusions BHD, les granitoïdes de Jebel Bouzlaf se caractérisent par la mobilité très accentuée de P2O5 et par le comportement particulier de CaO dont les concentrations très faibles (0,37-0,88%) montrent une diminution parallèle à celle de K2O et donc, contrairement aux granitoïdes des autres intrusions, un sens de mobilité opposé à celui de Sr. Les expériences de Hemley et al. (1971) dans le système Na2O, CaO, Al203, SiO2, H2O et HCl montrent que la diminution de température à une concentration fixée de chlorures favorise la libération de Ca et la fixation de Na, ce qui est compatible avec l'albitisation des feldspaths durant l'altération hydrothermale des systèmes porphyres cuprifères. Dans son étude sur les granites albitiques d'origine primaire et secondaire, Shwartz (1992) constate que le métasomatisme sodique s'accompagne de gain de Ca et de Sr, en revanche dans les granites sodiques d'origine magmatique, le fractionnement de plagioclase conduit à une diminution de la concentration en ces deux éléments. Selon ces résultats, la diminution de Ca alors que Sr augmente est incompatible avec un fractionnement du plagioclase et une origine magmatique des trondhjémites de Jebel Bouzlaf. Shwartz (1992) montre également que l'augmentation de Sr est due à son incorporation dans l'albite alors que l'augmentation de Ca est due à son incorporation dans la fluorine. Dans les granitoïdes de Jebel Bouzlaf, l'augmentation de Na alors que Ca diminue peut être due à l'incorporation de Na dans l'albite et dans la muscovite alors que la perte de Ca est accentuée par la destruction conjointe de la fluorine et de l'apatite.

Le calcul des bilans géochimiques liés à l'altération et à la déformation des granitoïdes de l'intrusion de Jebel Bouzlaf montre que les quantités mobilisés par le fluide hydrothermal peuvent être très importantes (fig. VIII-19). L'enrichissement en MgO au niveau des trondhjémites atteint des valeurs comprises entre 300 et 700%, Sr (80-250%); Na2O (10-100%) alors que K2O, Rb et Ba ont subi un lessivage presque complet (80-100%), la perte de Pb et Zn est également importante, comprise entre 60 à 80%; Fe203*, P2O5 et CaO ont subi des pertes allant de 30 à 50%.

Le fluide ayant réagi avec les granitoïdes de Jebel Bouzlaf est donc significativement différent de celui qui a réagi avec les granitoïdes BHD car ici le fluide n'est pas chargé en Ca. Le gain le plus important enregistré dans les granitoïdes de Jebel Bouzlaf concerne Mg, suivi de Sr et de Na. Par comparaison avec les travaux expérimentaux (Seyfried et Janecky, 1985; Seyfried, 1987) et l'altération hydrothermale dans les systèmes hydrothermaux océaniques et ophiolitiques (Mottl, 1983; Zierenberg et al., 1988), ce fluide a un caractère moins évolué que les fluides qui ont réagi avec les granitoïdes BHD ou avec l'intrusion d'Ouled Har. **Par sa richesse en Mg, Sr et Na, sa composition est très proche de celle de l'eau de mer.**

- Comparaison avec les granitoïdes des autres intrusions

Les granitoïdes de Jebel Bouzlaf ont des concentrations en éléments peu mobiles (Al, Ti, Si, Zr, Y, Nb, ...) très comparables à celles des granitoïdes BHD. Les roches les moins transformées

des deux intrusions ont également des concentrations en éléments mobiles (Rb, Ba, Sr, K2O, Na2O, CaO, MgO, Fe2O3*...) comparables (fig. VIII-17). La concentration en P2O5 est très faible dans les roches fortement altérées de Jebel Bouzlaf et confirme le lessivage de cet élément dans ces granitoïdes. Un tel lessivage du phosphore, élément réputé immobile (Winschester et Floyd, 1976), a déjà été détecté dans les granitoïdes de l'intrusion d'Ouled Har; il s'opère également dans les trondhjémites métasomatiques étudiées par Drummond et al. (1986). Les roches les plus transformées de l'intrusion de Jebel Bouzlaf ont des concentrations plus élevées en Na2O et plus faibles en CaO que les granitoïdes BHD (fig. VIII-17), ce qui traduit des processus métasomatiques différents, essentiellement une ‹‹trondhjémitisation›› à Jebel Bouzlaf et une ‹‹tonalitisation›› dans les granitoïdes BHD. Les autres granitoïdes associées aux intrusions gabbroïques (granitoïdes de l'intrusion d'El-Mna, filons felsiques recoupant les cumulats basiques et ultrabasiques de Kettara) ont des concentrations en éléments peu mobiles très comparables à celles des granitoïdes des intrusions BHD, de Jebel Bouzlaf, et d'Ouled Har (fig. VIII-17). Les compositions en éléments traces peu mobiles classent en effet l'ensemble de ces granitoïdes parmi les granites intraplaques (Pearce et al., 1984) (fig. VIII-20), de type A (Whalen et al., 1987-b) (fig. VIII-21) et du sous type A_2 (Eby, 1992) (fig. VIII-22). **Dès que Rb, élément ayant subi un lessivage au cours de l'altération hydrothermale de tous les granitoïdes étudiés, est utilisé dans ces diagrammes, les roches métasomatiques se classent parmi les granites des dorsales océaniques** (fig. VIII-20b). La concentration identique des éléments immobiles dans l'ensemble des granitoïdes de la province bimodale des Jebilet centrales permet ainsi de proposer une origine plus potassique aux trondhjémites associées aux intrusions basiques et dans lesquelles le protolite n'a pas été retrouvé (Essaifi et al., soumis).

La composition minéralogique des granitoïdes de la province bimodale des Jebilet centrales est caractérisée par la présence de biotite très ferrifère de type annite et d'amphibole de type hastingsite, par l'abondance des intercroissances quartzo-feldspathiques. Leur richesse en fluor est matérialisée par la présence de fluorine; la richesse en chlore est matérialisée par la présence de cet élément en quantités importantes dans la biotite et l'amphibole. Leur viscosité très faible est matérialisée par leur mise en place dans les niveaux supérieurs de la croûte (P<2Kb) et leur association avec des magmas basiques avec un développement local de mélanges entre les deux magmas, sont d'autres caractères qui les rapprochent granites alcalins (Collins et al., 1982; Clemens , 1986; Whalen et al., 1987-b; Eby, 1990; 1992).

Lorsque la composition normative CIPW de ces granitoïdes est projetée dans le diagramme ternaire Quartz-Albite-Orthose (fig. VIII-23) et comparée à la composition expérimentale des liquides granitiques des minimums thermiques de James et Hamilton (1969), le protolite des granitoïdes BHD a une composition très proche de celle du liquide granitique à An5% (745°C, 1Kb); celui de Jebel Bouzlaf est très proche du liquide à 3% An (730°C, 1Kb). La tendance métasomatique dans les intrusions BHD évolue depuis le protolite jusqu'au côté Quartz-Albite du triangle. Les granitoïdes de Jebel Bouzlaf montrent la même évolution métasomatique mais la

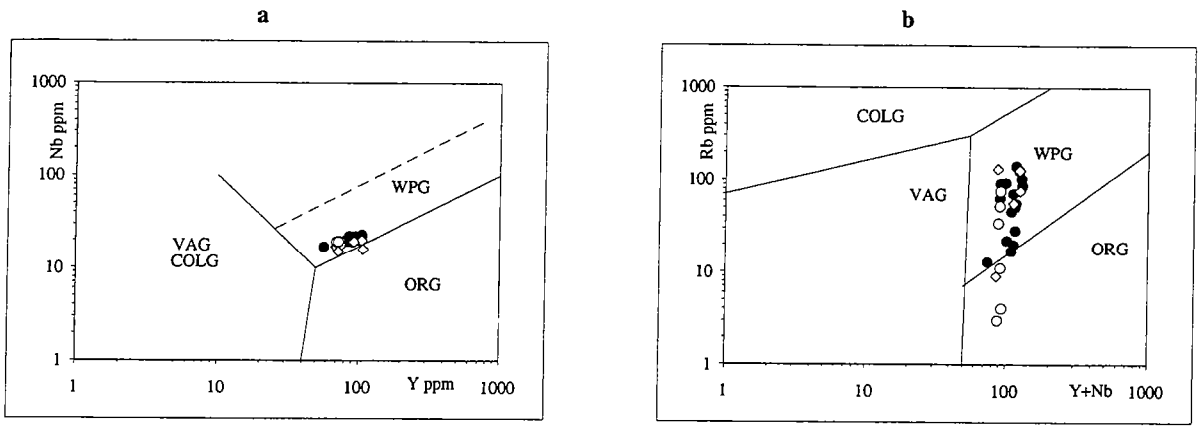


Fig. VIII-20- Position des granitoïdes de Jebel Bouzlaf (losange), d'Ouled Har (cercles) et des intrusions BHD (points) dans les diagrammes de discrimination teconomagmatique de Pearce et al. (1984).

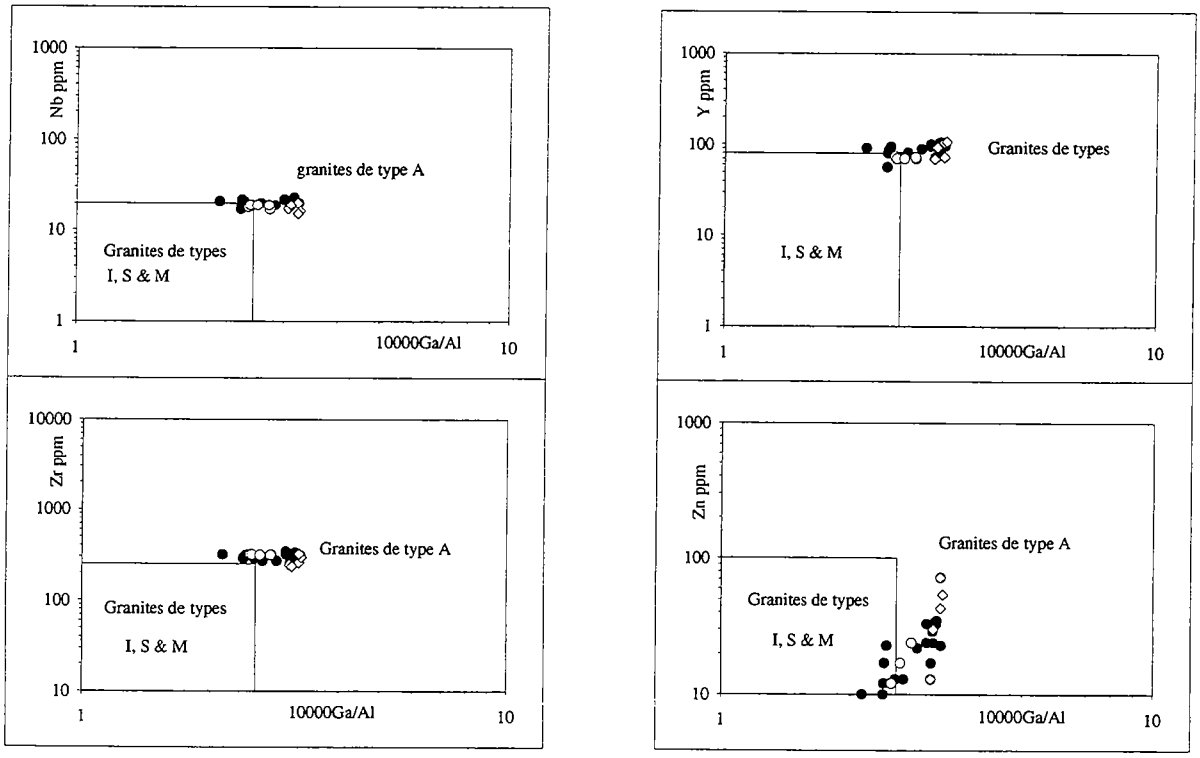


Fig. VIII-21 - Positions des granitoïdes de Jebel Bouzlaf (losange), d'Ouled Har (cercles) et des intrusions BHD (points) dans les diagrammes de Whalen et al. (1987).

tendance de la trondhjémitisation est différente; elle évolue vers des compositions plus albitiques. Enfin, malgré leur état d'altération très avancé, les granitoïdes d'Ouled Har montrent l'ébauche d'une tendance métasomatique intermédiaire entre celle de Jebel Bouzlaf et celle des intrusions BHD. Les mêmes processus distingués dans ce diagramme apparaissent dans le diagramme Quartz-Anorthite-Orthose (fig. VIII-23) où l'évolution depuis les protolites se fait selon des tendances métasomatiques en direction du côté Quartz-Anorthite.

La comparaison avec des granites alcalins ayant subi un métasomatisme potassique (Agron et Bentor, 1981) montre des tendances métasomatiques opposées à celles observées dans les granitoïdes de la province bimodale des Jebilet centrales. Contrairement à la tonalitisation ou à la trondhjémitisation, le métasomatisme potassique se caractérise par une évolution depuis des compositions du minimum granitique vers des compositions à quartz-orthose.

Finalement les tendances métasomatiques, aussi différentes qu'elles soient dans les granitoïdes des Jebilet centrales, sont marquées dans la composition normative, par une destruction progressive du feldspath potassique au profit du quartz, de l'anorthite et de l'albite. Ces trois phases métasomatiques se mélangent pour donner les textures myrmékitiques et les granophyres secondaires dont le développement est une caractéristique pétrographique majeure des granitoïdes de la province bimodale des Jebilet Centrales.

- Comparaison avec les granites de type A2

Les éléments traces immobiles dans les granitoïdes de la province bimodale des Jebilet centrales les classent parmi les granites alcalins de type A2 (Eby, 1992). Les granitoïdes les moins transformées de ce magmatisme sont des microgranites faiblement peralumineux (à corindon normatif) et à rapport molaire A/CNK (Shand, 1949) voisin de 1,1. Certains granitoïdes de l'intrusion composite d'Ouled Har sont métaalumineux et ont un rapport molaire A/CNK compris entre 0,9 et 1; ils contiennent du diopside normatif. Le granitoïde le plus metaalumineux est celui de l'intrusion d'El-Mna avec un rapport A/CNK de ≈0,78 et avec du diopside et la wollastonite normatifs. Afin de comparer la composition de ces granitoïdes aux granites de type A_2, les granites meta à peralumineux de ce type ont été sélectionnés de plusieurs provinces magmatiques et leurs compositions chimiques sont comparées à celles des granitoïdes acides des Jebilet centrales, et ce dans des diagrammes de type de Harker (fig. VIII-24). Les granites de type A2 sélectionnés proviennent des provinces magmatiques suivantes:

-La suite de Malani (Tosham, au Nord de l'Inde; Eby et Kochhar, 1990).

-Les suites Gabo et Mumbella de chaîne australienne Lachland (Collins et al., 1982).

-La suite subalkaline-peralcaline des caledonides britaniques (Leat et al., 1986).

-Topsails (Terre neuve, Canada; Whalen et al., 1987-a).

-Le complexe Suomenniemi de la suite Rapakivi (Ramo, 1991).

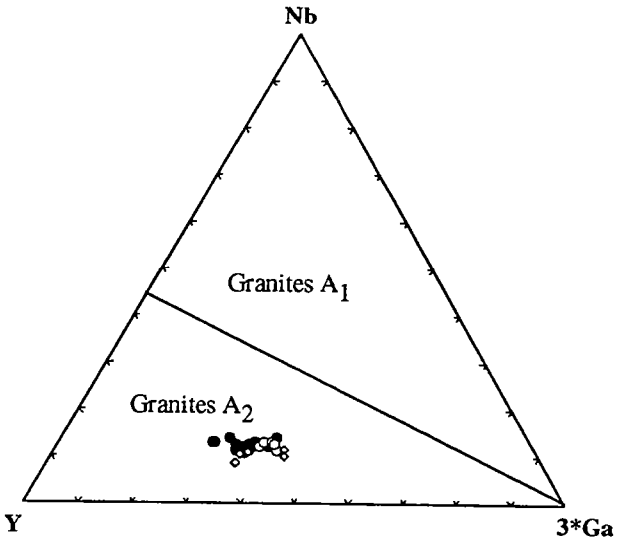


Fig. VIII-22- Positions des granitoïdes de Jebel Bouzlaf (losanges), d'Ouled Har (cercles) et des intrusions BHD (points) dans le diagramme Eby (1992).

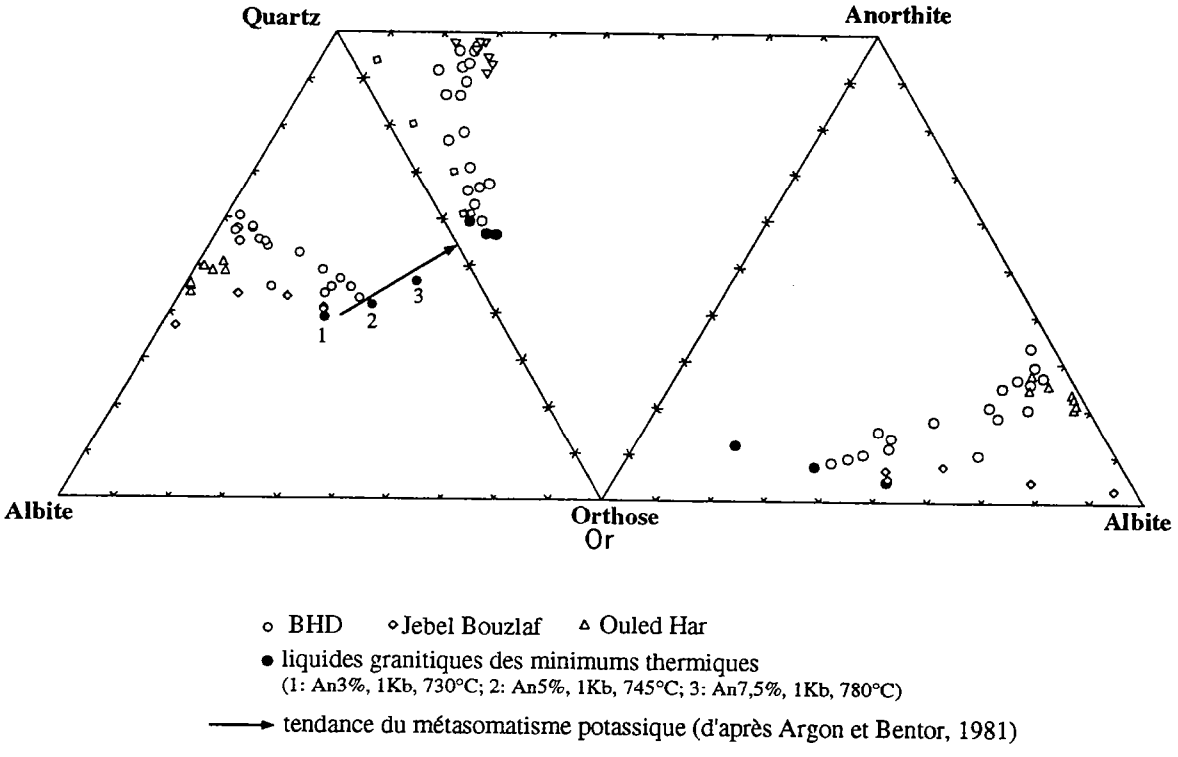


Fig. VIII-23- Compositions normatives en Quartz, Anorthite, Albite et Orthose (normes CIPW) des granitoïdes des intrusions d'Ouled Har, de Jebel Bouzlaf et des intrusions BHD et comparaison avec les liquides granitiques des minimum thermiques (1, 2, 3) et par rapport aux tendances du métasomatisme potassique (flèche) de Argon et Bentor (1981).

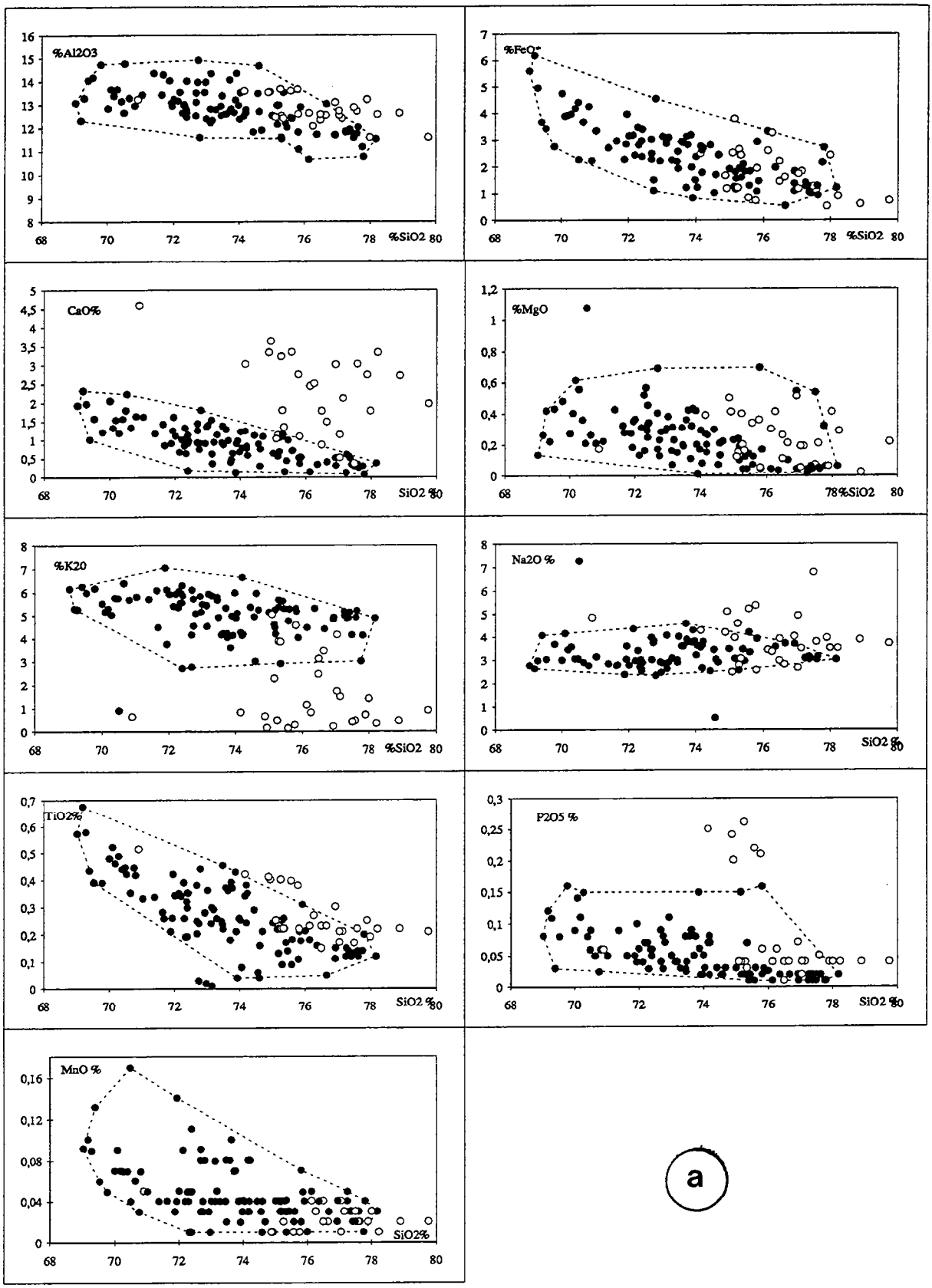
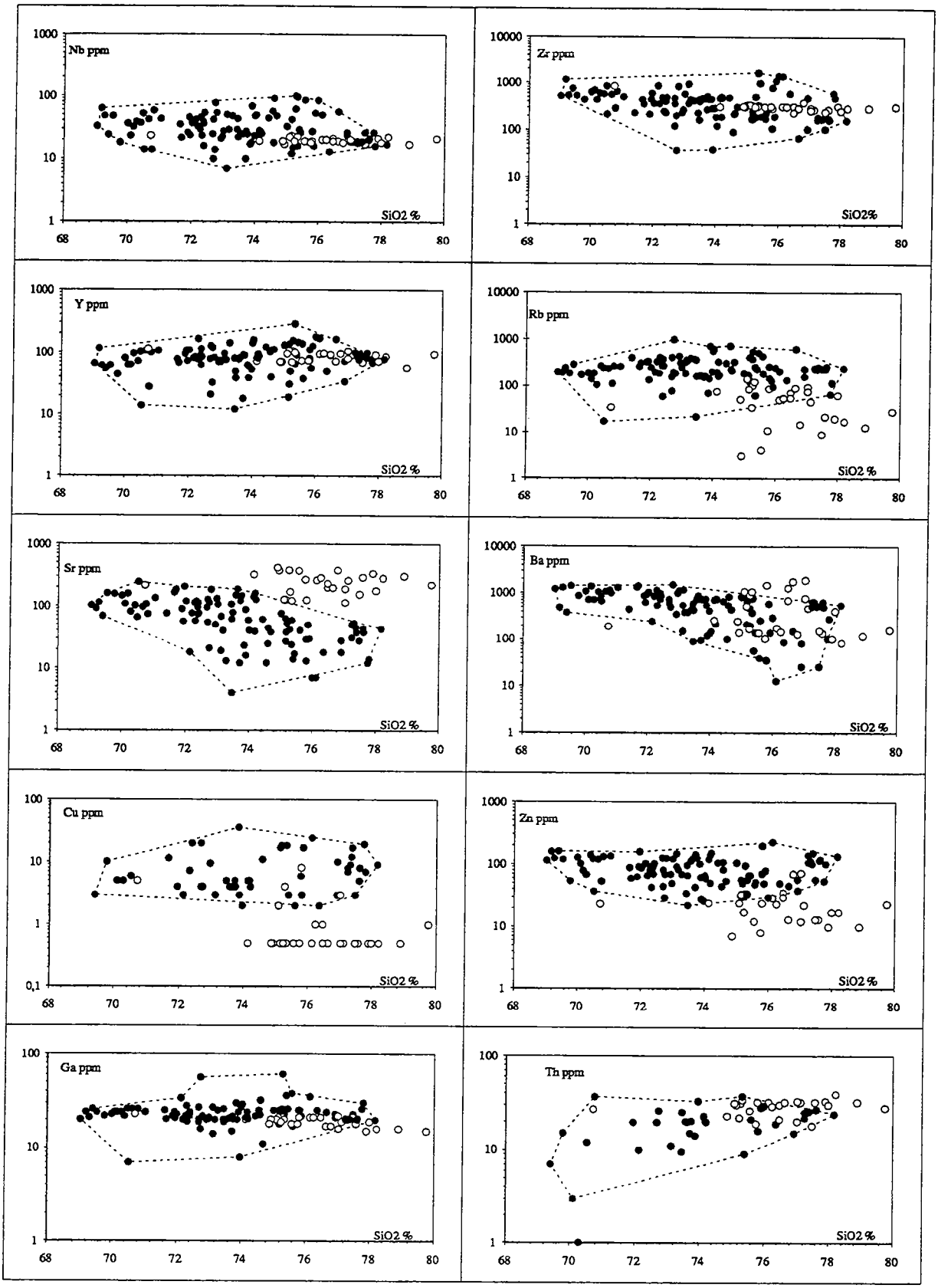


Fig. VIII-24- Comparaison de la composition chimique des granitoïdes de la province bimodale des Jebilet centrales par rapport aux granites alcalins peralumineux et metaalumineux de type A2 dans des diagrammes de type Harker; éléments majeurs (a) et traces (b).


Nb ppm
SiO2 %
Zr ppm
SiO2%
Y ppm
SiO2 %
Rb ppm
SiO2 %
Sr ppm
SiO2 %
Ba ppm
SiO2 %
Cu ppm
SiO2 %
Zn ppm
SiO2 %
Ga ppm
SiO2 %
Th ppm
SiO2 %

b

-Labrador (Kerr et Fryer, 1993).

Les granitoïdes de la province bimodale des Jebilet centrales sont légèrement plus siliceux que les granites de type A_2, un tel enrichissement en silice a été constaté lors de l'étude de l'altération hydrothermale associée à la mise en place et à la déformation des granitoïdes des Jebilet centrales. Tous les éléments (Nb, Y, Th, Ga, Al, Ti,...) dont l'immobilité au cours des processus hydrothermaux a été mise en évidence, montrent des teneurs comparables à celles des granites de type A2, ce qui confirme leur caractère immobile. Parmi les éléments qui ont subi un lessivage au cours de l'altération hydrothermale des granitoïdes des Jebilet centrales (K, Rb, Ba, Fe), Ket Rb montrent des teneurs inférieures à celles des granitoïdes de type A2, ce qui confirme le sens de leur mobilité; Fe et Ba ont des teneurs qui restent dans la gamme des concentrations de ces éléments dans les granites A2 en liaison avec le faible taux de lessivage de ces éléments. D'autres éléments pour lesquels le lessivage a été moins net dans les calculs des bilans géochimiques montrent clairement des teneurs plus faibles que celles des granitoïdes de type A2; il s'agit en l'occurrence des métaux de base, Zn, Cu, Pb. Enfin, les éléments enrichis dans ces granitoïdes (Na, Ca, Sr, Mg) et qui indiquent que probablement dans les granitoïdes des Jebilet l'altération hydrothermale correspond à une interaction avec une eau de mer plus ou moins évoluée, apparaissent clairement dans ces diagrammes où les granitoïdes des Jebilet centrales ont des concentrations plus importantes en ces éléments que les granites de type A2.

III-3-3- L'altération hydrothermale des roches basiques

Étant donné le degré du fractionnement magmatique et le nombre très limité d'échantillons analysés dans les intrusions composites, et en l'absence d'un échantillonnage systématique à l'approche des zones fortement altérées, l'altération hydrothermale des roches basiques observables dans ces intrusions ne peut être abordée d'une manière satisfaisante. Le cogénétisme entre l'ensemble des roches basiques des Jebilet centrales (Huvelin, 1977; Bordonaro, 1983; Aarab, 1984) permet cependant de comparer les tendances observables dans ces intrusions à celles observées dans l'intrusion de Kettara et d'en déduire les conséquences, au moins qualitativement, sur la mobilité des éléments dans les roches mafiques de ces intrusions.

- Comparaison avec les trends primaires et secondaires de l'intrusion de Kettara

Les roches analysées dans les trois intrusions sont comparées aux tendances magmatiques et métasomatiques déterminées dans l'intrusion basique-ultrabasique de Kettara. L'ensemble de ces échantillons sont subisotropes sauf un échantillon provenant de l'intrusion de Jebel Bouzlaf qui est légèrement déformé et montre une foliation marquée par l'allongement des chlorites et de l'amphibole et contient des clastes de feldspath albitisés. Les différents éléments sont représentés en fonction du titane (fig. VIII-25 a & b), élément dont l'immobilité au cours des

processus postmagmatiques a été mise en évidence lors de l'analyse de l'altération hydrothermale de l'intrusion de Kettara (cf. Chapitre VI). Ces diagrammes montrent qu'un certain nombre d'éléments majeurs et traces ont des concentrations qui n'ont pas été affectées d'une manière significative par les processus postmagmatiques. Ce sont :

(i) les éléments dont les tendances se superposent aux tendances primaires observées dans l'intrusion de Kettara. Cette superposition confirme ainsi le cogénétisme entre les différents termes de ce magmatisme. Parmi ces éléments, certains sont des éléments incompatibles, ils se comportent comme le titane, avec lequel ils gardent un rapport constant au cours de la différenciation magmatique. La conservation de ce rapport est une preuve de l'immobilité du titane au niveau des trois intrusions composites. Les éléments avec lesquels le titane montre une tendance linéaire et donc un rapport constant sont également des éléments immobiles (Gresens, 1967; MacLean et Kranidiotis, 1987; Gates et Speer, 1991). Ces éléments sont Y et V auxquels s'ajoutent P et Zr dans toutes les intrusions sauf dans l'intrusion de Jebel Bouzlaf dans laquelle il y a un apport de Zr et probablement de P2O5 dans les roches fortement altérées.

(ii) les éléments dont le taux de compatibilité ou d'incompatibilité change au cours de la différenciation magmatique mais dont le comportement peu mobile est indiqué par la superposition de leurs concentrations aux tendances primaires établies dans l'intrusion de Kettara. Ces éléments sont Al, Ga, Co, Cr et en moindre mesure Ni, Mn et Fe.

Les autres éléments montrent une mobilité significative au moins dans certaines intrusions: Jebel Bouzlaf est enrichi Na2O et SiO2 et appauvri en CaO. Les roches basiques des intrusions d'El-Mna et d'Ouled Har montrent également un enrichissement en Na2O mais plus faible qu'à celui observé à Jebel Bouzlaf. Sr est enrichi dans les trois intrusions et également dans les dolérites des intrusions BHD. Le comportement de Ba, Rb et Cu n'est pas clair car la différence entre les tendances magmatiques et métasomatiques n'est pas nette. Par contre Zn semble être enrichi dans l'intrusion d'El-Mna, probablement en liaison avec des variations de volume indiquées par l'oblitération des textures primaires au niveau de certains gabbros de cette intrusion.

Les roches basiques enrichies en Na et Si et appauvries en Ca dans l'intrusion de Jebel Bouzlaf sont riches en épidote et contiennent du quartz, de l'albite, de la chlorite et de l'actinote. **Aussi bien par la mobilité des éléments que par leur composition minéralogique; ces roches se rapprochent des roches métasomatiques de la croûte océanique qualifiées de "pauvres en chlorite-quartz" et qui sont altérées à des rapports eau de mer/roche de l'ordre de 10** (Mottl, 1983). L'existence de ces roches au niveau de cette intrusion est compatible avec l'enrichissement des granitoïdes de la même intrusion en Na, Si et Mg et leur appauvrissement en Ca. Elle est également compatible avec une interaction de cette intrusion avec un fluide peu évolué dont la composition est très proche de celle de l'eau de mer, comparable aux interactions fluide/roche dans les zones de recharge des systèmes hydrothermaux fossiles et actuels (Mottl, 1983; Seyfried, 1987; Regba, 1991).

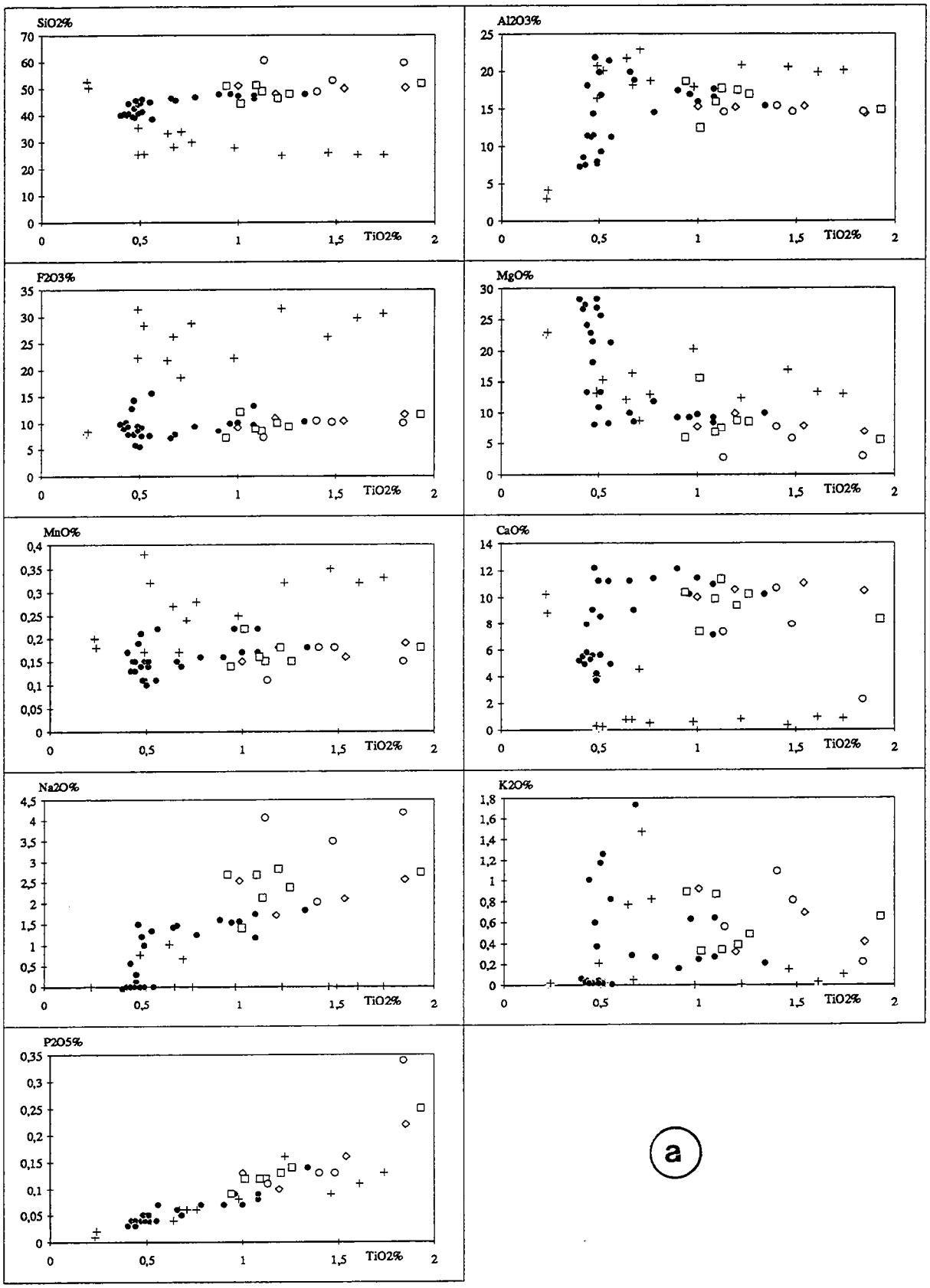
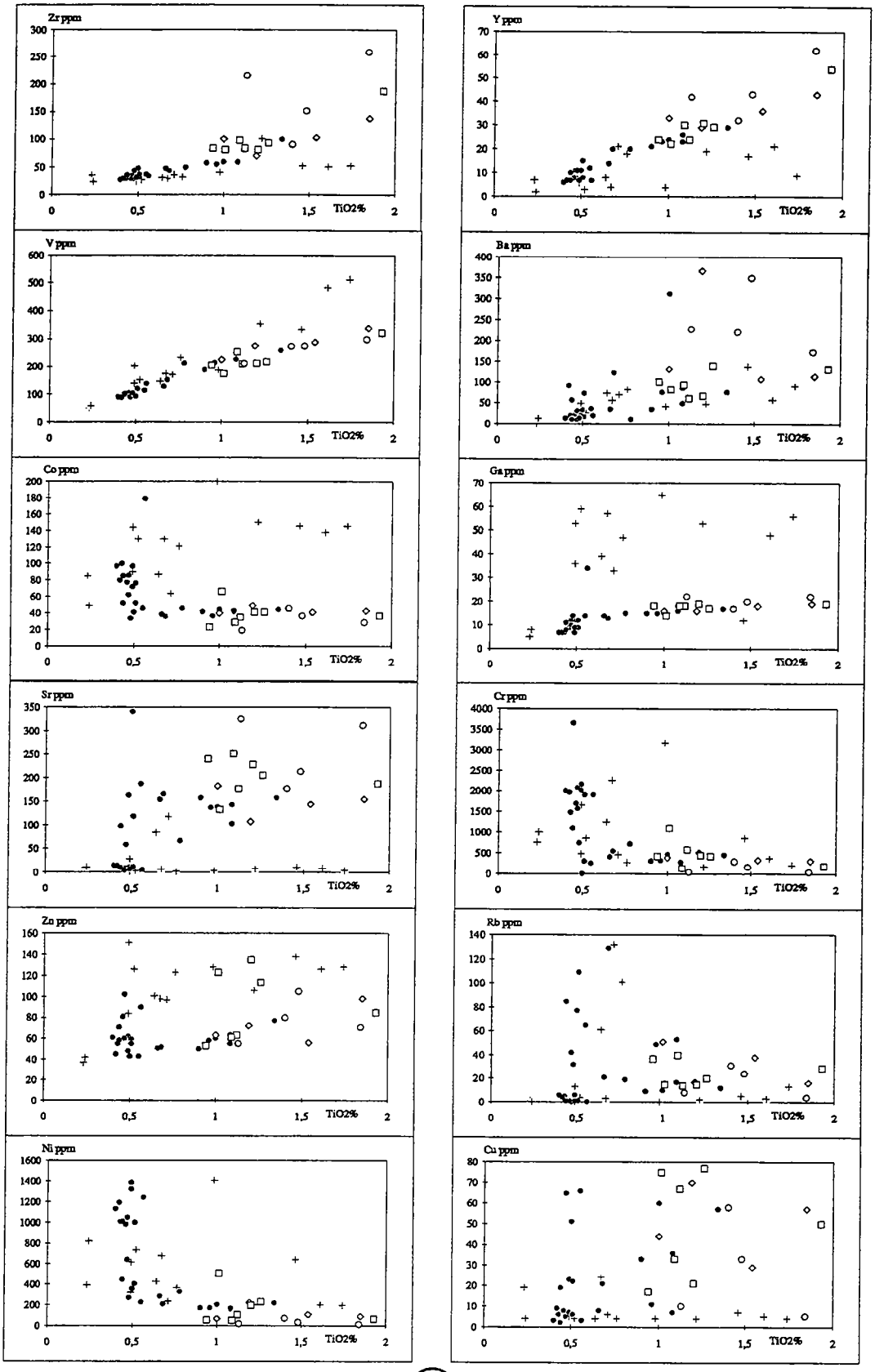


Fig. VIII-25- Comparaison de la composition chimique des roches basiques des intrusions composites (El-Mna: carrés; Ouled Har: losanges, Jebel Bouzlaf: cercles) par rapport aux tendances primaires (les points représentant les roches isotropes) et secondaires (les croix représentent les mylonites) de l'intrusion de Kettara.


Zr ppm
Y ppm
V ppm
Ba ppm
Co ppm
Ga ppm
Sr ppm
Cr ppm
Zn ppm
Rb ppm
Ni ppm
Cu ppm
TiO2%

b

-Discrimination tectono-magmatique

L'utilisation de la composition chimique des roches basiques des Jebilet centrales dans des diagrammes de discrimination tectono-magmatiques se heurte en plus de la mobilité des éléments, au fait que la majorité de ces roches sont des cumulats; l'abondance des éléments est alors affectée par les processus de fractionnement magmatique. Ces diagrammes sont en général établis à partir des basaltes actuels dont les sites de mise en place sont bien connus, et dont les compositions chimiques peuvent être assimilés à celles de liquides. L'utilisation de ces diagrammes doit donc prendre en compte plusieurs paramètres. En particulier il faut contrôler la gamme de compositions des roches pour lesquelles le diagramme proposé est applicable; les roches ne doivent en général pas correspondre à des cumulats car la plupart de ces diagrammes est établi à partir de basaltes. Il ne faut utiliser que des éléments immobiles ou dont le sens de mobilité a été auparavant déterminé.

Parmi les roches basiques qui constituent les corps intrusifs des Jebilet centrales, seuls quelques gabbros des bordures des intrusions et les filons doléritiques ne correspondent pas à des cumulats, leur composition chimique peut a priori être comparée avec celle des basaltes actuels. L'analyse de l'altération hydrothermale a montré que la plupart des éléments analysés par fluorescence X sont mobiles, seuls Ti, V, et en moindre mesure P, Y et Zr gardent encore des concentrations compatibles avec des processus magmatiques. Nb et Th sont présents en très faible quantité et leur mobilité n'a pu alors être vérifiée.

En se basant sur la concentration des éléments les moins mobiles dans les roches basiques non cumulatives des Jebilet centrales, les diagrammes P2O5 en fonction de Zr ou TiO2 en fonction du rapport Zr/10000*P2O5 de Winschester et Floyd (1976) indiquent sans ambiguïté une affinité tholeiitique des roches basiques des Jebilet centrales (fig. VIII-26) et éloignent une affinité alcaline pour ces roches. Par contre lorsqu'elles sont reportées dans des diagrammes conçus pour discriminer plusieurs environnements géodynamiques, elles se répartissent de façon équivoque dans plusieurs domaines selon le diagramme utilisé. Ainsi dans le diagramme triangulaire de Ti/100-Zr-Y*3 de Pearce et Cann (1973) (fig. VIII-27), elles correspondent soit à des MORB, soit à des basaltes orogéniques (tholeiites d'arcs ou basaltes calco-alcalins). Le diagramme V en fonction de Ti de Shervais (1982) indique qu'avec leur rapport Ti/V d'environ 30, les dolérites des Jebilet centrales correspondent à des environnements anorogéniques (tholeiites continentales, basaltes d'arrière arc ou des MORB) ou orogéniques (tholeiites d'arcs) (fig. VIII-28). Ce rapport est cependant constant dans les roches basiques des Jebilet et éloigne ainsi la possibilité d'un environnement de type bassin arrière arc où ce rapport varie dans une petite aire géographique de 1 à 50 (Shervais, 1982). Le diagramme Th-Hf-Ta de Wood (1980), établi à partir des analyses par fluorescence X en calculant Ta et Hf (Zr/Ta=16; Zr/Hf=39) et à partir des analyses par activation neutronique tirées du mémoire de Kharbouch (1994), les classe parmi les basaltes orogéniques (fig. VIII-29). En effet selon les résultats de ce même auteur, les roches basiques des Jebilet centrales se caractérisent par des rapports Th/Ta allant de 1 à 7,5 (la valeurs de 1

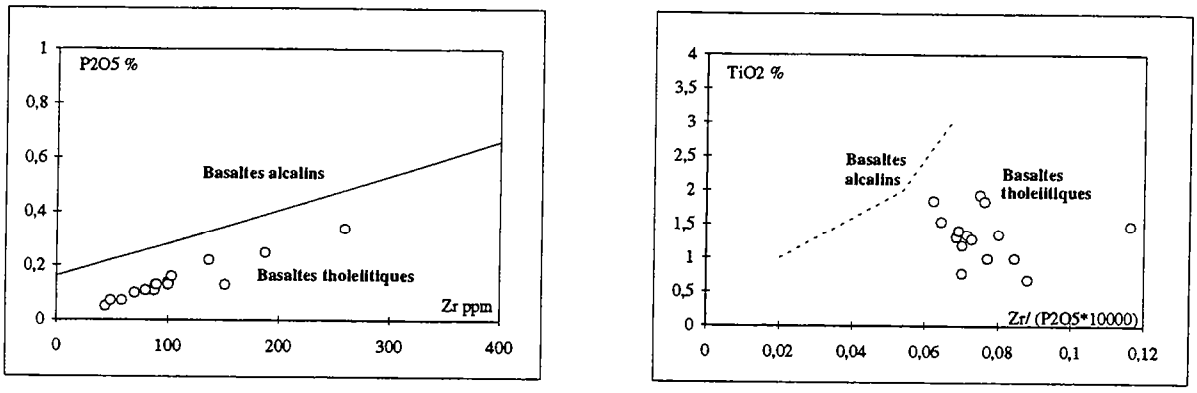
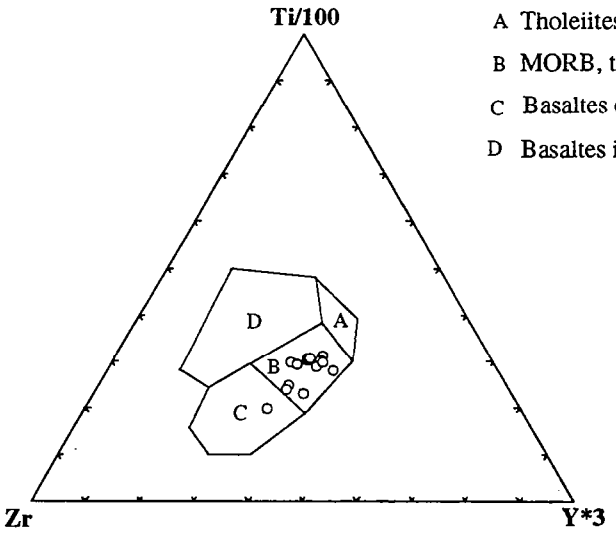


Fig. VIII-26- Compositions chimiques de quelques microgabbros de bordure et dolérites des Jebilet centrales dans les diagrammes de Winschester et Floyd (1976); (a) P2O5 versus Zr, (b) TiO2 versus Zr/1000*P2O5.



A Tholeiites d'arcs
B MORB, tholeiites d'arcs et basaltes calcoalcalins
C Basaltes calcoalalins
D Basaltes intraplaques

Fig. VIII-27- Positions de quelques roches basiques (dolérites et microgabbros de bordure) des Jebilet centrales dans le diagramm de discrimination tectonomagmatique Ti-Zr-Y de Pearce et Cann (1973).

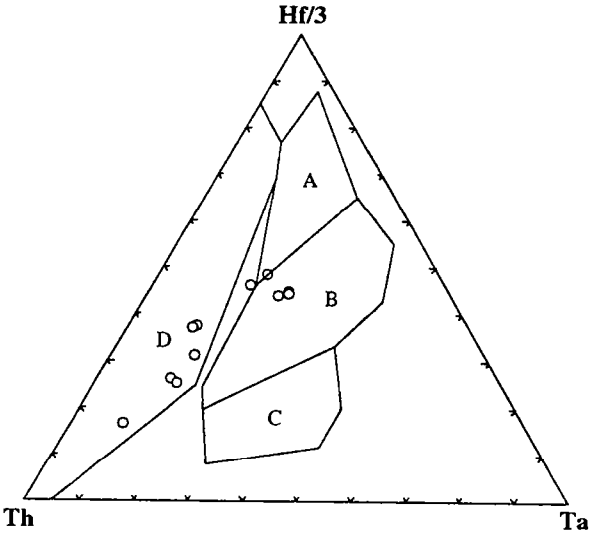


Fig. VIII-29- Positions de quelques dolérites et microgabbros dans le diagramme Hf-Ta-Th de Wood et al. (1980).

A MORB-N
B MORB-E & tholeiites intraplaques
C Basaltes alcalins intraplaques
D Basales d'arcs

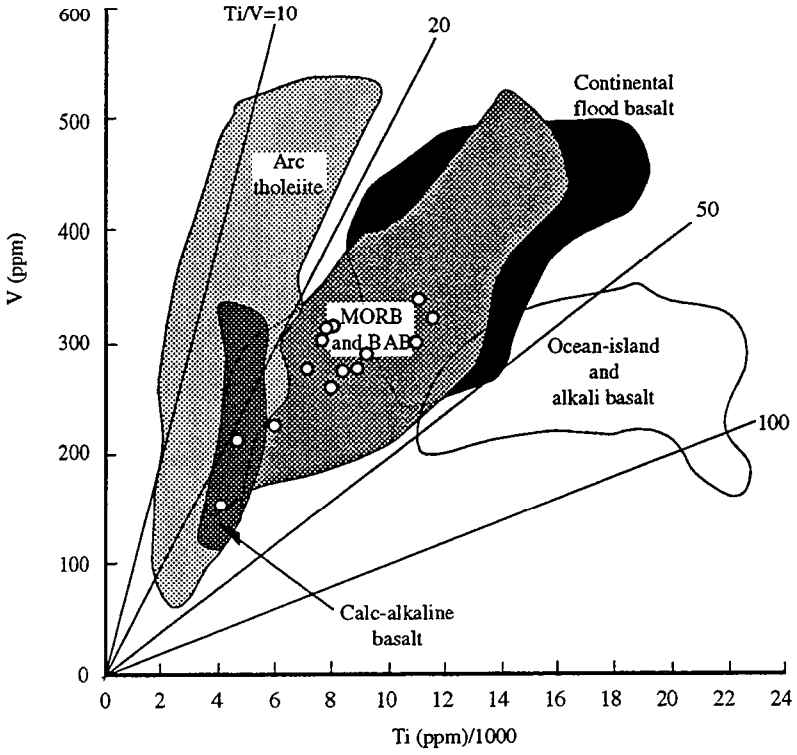


Fig. VIII-28- Compositions de quelques roches filoniennes et de bordure des intrusions basioques dans le diagramme Ti-V de Shervais (1982).

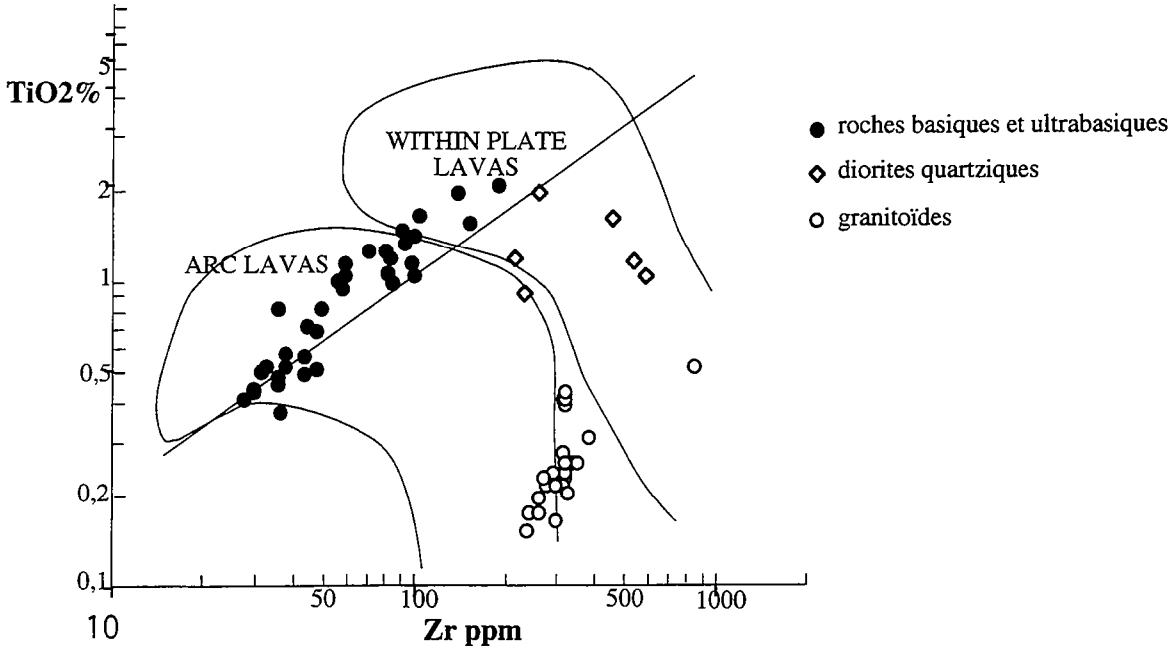


Fig. VIII-30- Compositions des roches acides et basiques de la province bimodale des Jebilet centrales dans le diagramme TiO2 versus Zr de Pearce (1980) (in Leat et al., 1986).

caractérise les MORB alors que les valeurs supérieures à 5 caractérisent les magmas basiques orogéniques) et par des faibles anomalies négatives en Nb-Ta comparables à celles observées dans les tholeiites intracontinentales (Bertrand et al., 1982).

L'incapacité des diagrammes discriminants de reconstituer le site géodynamique des formations magmatiques n'est pas nouvelle, elle a été auparavant notée par plusieurs auteurs (par ex. Fourcade, 1981; Holm, 1982; Bertrand, 1988), en particulier pour les tholeiites continentales. Les roches basiques du massif de Quérigut par exemple ont des compositions de basaltes océaniques ou de basaltes alcalins (Fourcade, 1981). Cette incapacité des diagrammes tectono-magmatiques à discriminer certaines roches basiques n'est pas à relier à une mobilité postmagmatique puisque seuls les éléments qui paraissent immobiles, en gardant des concentrations compatibles avec des processus magmatiques, ont été utilisés. Elle est plutôt à relier, selon Bertrand (1988), à la prépondérance des processus pétrogénétiques sur la signature géodynamique qui caractérise les tholeiites continentales.

- Conclusion

L'analyse de l'altération hydrothermale des roches basiques des intrusions composites a pu être étudiée grâce au cogénétisme de l'ensemble des roches basiques des Jebilet centrales. Elle a permis de noter que l'altération hydrothermale diffère d'une intrusion à l'autre. L'intrusion de Jebel Bouzlaf se caractérise par l'interaction avec un fluide peu évolué, pauvre en calcium mais riche en Na et en Mg par rapport à toutes les autres intrusions.

La signature géochimique des roches basiques des Jebilet centrales n'est pas claire, ce sont des tholeiites à caractères anorogéniques et orogéniques, ce qui semble caractériser plusieurs tholeiites continentales (Bertrand et al., 1982).

En ce qui concerne le lien entre les roches basiques et les roches acides, le diagramme TiO2 en fonction de Zr est utilisé pour séparer les roches de composition basique des roches de composition acides et intermédiaires qui se placent de part et d'autre de la ligne de coordonnées (TiO2=0,2%; Zr=10ppm) et (TiO2=1%; Zr=100ppm) (Pearce et Norry, 1979; Pearce, 1980) (fig. VIII-30). La majorité des roches basiques des Jebilet centrales se placent au-dessus de cette ligne alors que les roches acides se placent bien en dessous avec des teneurs en TiO2 inférieures à 0,5%. Le caractère bimodal du magmatisme acide-basique des Jebilet centrales est donc mis en évidence dans ce diagramme et même si quelques roches intermédiaires existent, la plupart est reliable aux granitoïdes. Ce diagramme met également en évidence la signature géochimique "ambiguë" du magmatisme basique des Jebilet centrales qui présente des caractères de tholeiites intracontinentales et des tholeiites d'arc.

Chapitre IX; Synthèse:

RELATIONS MAGMATISME-DÉFORMATION-ALTÉRATION HYDROTHERMALE

L'activité hydrothermale est systématiquement associée à la mise en place des intrusions magmatiques dans les niveaux supérieurs et saturés en eau de la croûte continentale (Norton, 1984). L'activité magmatique est à son tour une conséquence des événements tectoniques et thermiques qui s'opèrent à l'échelle lithosphérique (England et Thompson, 1984; 1986; Davy, 1986). L'analyse de la déformation et de l'altération hydrothermale des corps magmatiques de la province bimodale des Jebilet centrales montre le type de relations étroites qui peuvent exister entre la déformation crustale, la mise en place de corps magmatiques et l'altération hydrothermale dans une portion de la croûte continentale. Avant d'aborder ces relations, il convient de rappeler les objectifs fixés au début de ce travail et la méthodologie employée pour répondre aux questions posées.

I- LES BUTS ET LES MÉTHODES

Les corps magmatiques constituent des marqueurs privilégiés des déformations régionales qui impliquent l'ensemble d'un domaine intrudé (Brun, 1981; Lagarde, 1989). Leur analyse structurale permet de préciser le contexte tectonique et les caractéristiques du champ de déformation finie régional à l'époque de leur mise en place. L'analyse de l'activité hydrothermale associée à la redistribution de chaleur apportée par les intrusions permet (i) de s'assurer de leur signature géochimique et (ii) de vérifier leur liaison éventuelle avec des concentrations métallifères. Cette analyse pluridisciplinaire, combinant l'étude des mécanismes de mise en place et de l'altération hydrothermale d'un ensemble magmatique, a été entreprise sur le magmatisme bimodal des Jebilet centrales.

Concernant l'analyse structurale, la méthodologie employée s'inspire de celle utilisée pour l'étude de la mise en place des granitoïdes de la méseta marocaine, décrite par J. L. Lagarde (1989).

Concernant la méthodologie adoptée pour l'analyse de l'altération hydrothermale, elle s'inspire principalement des méthodes de Ferry (1976, 1985) et de Gresens (1967). Les principales étapes de cette analyse peuvent être résumés comme suit.

(i) Une analyse pétrographique et texturale nous permet de définir les roches les moins altérées, parmi lesquelles nous avons choisi le protolite. Il s'agit d'une étape nécessaire dans l'analyse de l'altération hydrothermale, en particulier lorsque l'altération est assez homogène et qu'il est difficile de localiser, à l'échelle de l'affleurement, les zones où la circulation du fluide s'est concentrée. Cette analyse nous renseigne également sur les variations de volume qui peuvent accompagner l'altération hydrothermale. Lorsque les roches n'ont pas subi de

déformation notable et que les textures primaires sont conservées, les variations de volume sont en général négligeables. En revanche, lorsque les textures initiales ne sont pas conservées, il est possible que l'altération soit accompagnée de variations de volumes significatives.

(ii) Une analyse minéralogique où les compositions chimiques des différentes phases minérales primaires et secondaires nous permettent de vérifier le choix du protolite. Celui-ci doit être constitué de minéraux dont la composition se rapproche le plus possible de compositions magmatiques. Les réactions de formation des différents minéraux secondaires (Ferry, 1976; 1985) sont écrites et permettent de déduire, dans des cas favorables, l'échelle de mobilité des éléments et/ou les variations de volume accompagnant l'altération du protolite (Gratier, 1984; Potdevin et Caron, 1986). Les différents assemblages minéralogiques secondaires et les compositions chimiques des différentes phases minérales permettent également d'approcher l'histoire thermique des intrusions.

(iii) Une analyse géochimique où les concentrations en éléments majeurs et traces nous permettent de vérifier si les compositions chimiques des roches analysées sont compatibles ou non avec des processus magmatiques et d'identifier les éléments ayant un comportement mobile de ceux qui sont stables dans les fluides. Deux cas de figures se sont présentés au cours de cette étude:

-Dans les intrusions initialement homogènes (intrusions felsiques) où les variations de volume ne sont pas significatives, le diagramme de normalisation par rapport aux MORB de Pearce (1983) s'est avéré très efficace pour identifier une partie des éléments immobiles et une partie des éléments mobiles.

-Dans les intrusions hétérogènes (intrusions ultrabasiques et basiques), où les processus métasomatiques se superposent à des processus magmatiques, les couples d'éléments immobiles sont ceux qui gardent des tendances compatibles avec des processus magmatiques. Les variations de volume qui accompagnent l'altération peuvent parfois être considérables.

L'identification des éléments immobiles est une condition nécessaire pour la quantification des transferts de matière associés à la transformation des protolites. Sans éléments immobiles, les roches ne sont pas comparables entre elles sauf si l'altération est isovolumique (Fonteilles, 1978). Or les preuves d'une transformation à volume constant sont difficiles à établir à l'échelle de la roche totale, en particulier lorsque l'altération est contemporaine de la déformation. L'identification des éléments immobiles permet aussi de déduire les variations de volume et de masse qui peuvent accompagner l'altération hydrothermale (Gresens, 1967; Grant, 1986; Gates et Speer, 1991). Dans le cas où ces variations sont significatives, seuls les rapports entre les éléments immobiles ne sont pas affectées par les processus métasomatiques et peuvent être utilisés à des fins pétrogénétiques.

II- RELATIONS DÉFORMATION-ALTÉRATION HYDROTHERMALE

L'étude de la déformation et de l'altération hydrothermale montre que dans les corps magmatiques des Jebilet centrales, ces deux processus sont étroitement liés. Les zones les plus déformées sont en règle générale les plus altérées hydrothermalement. De plus, la déformation et l'altération hydrothermale sont synchrones. Ce synchronisme est indiqué à l'échelle de l'affleurement par le développement, dans certaines intrusions gabbroïques, de zones de cisaillement ductiles dans lesquelles la circulation du fluide s'est concentrée et auxquelles sont associées des fentes de tension sigmoïdales, remplies de minéraux d'altération. A l'échelle microscopique, il est indiqué par l'orientation des minéraux secondaires dans les plans de déformation ou dans les zones abritées des minéraux résistants à l'altération. La déformation et l'altération hydrothermale sont également contemporains de la mise en place des corps intrusifs car elles enregistrent des conditions thermiques correspondant à la redistribution de la totalité de la chaleur apportée par les intrusions.

II-1- Déformation et transferts de matière

La corrélation positive entre l'intensité de déformation et les transferts de matière a déjà été montrée par plusieurs auteurs (White, 1976; Beach, 1976; Kerrich et al., 1977; White et Knipe, 1978; Marquer et al., 1985...). Elle est reliée à l'augmentation de la perméabilité (et donc à des rapports eau/roche plus élevées) dans les zones déformées que dans les zones préservées de la déformation (Etheridge et al., 1983; Dipple et Ferry, 1992). La fracturation et la recristallisation des minéraux au cours de la déformation s'accompagnent en effet d'une diminution de la taille des grains, ce qui augmente la surface des minéraux en contact avec le fluide et en même temps la surface entre les joints de grains; elle facilite ainsi la circulation du fluide (Mitra, 1978; Gratier, 1984; Stünitz et Gerald, 1993). La relation entre la déformation et l'altération hydrothermale dans les corps magmatiques des Jebilet centrales se particularise des autres études concernant la relation entre la déformation et le métamorphisme par le fait que ces deux processus se déroulent pendant la mise en place, le refroidissement progressif et la déformation des intrusions. Les transferts de matière associés à la circulation des fluides dépendent aussi de plusieurs autres paramètres:

(i) le premier paramètre est la stabilité et la composition des minéraux dans les protolites. En effet pour des conditions thermiques données, la localisation de la déformation (et de l'altération hydrothermale) dépend de la nature du matériel impliqué. Dans les roches de composition basique, la déformation est localisée dans des zones étroites alors qu'elle est plus homogène dans les roches de composition granitique. C'est dans les zones où la déformation est très localisée que l'altération hydrothermale et les transferts de matière peuvent devenir extrêmes. Le protolite n'est plus reconnaissable et les variations de masse et de volume peuvent être considérables; c'est l'exemple des zones de cisaillement métriques de l'intrusion basique-ultrabasique de Kettara. Dans ces zones à forte déformation, le rapport eau/roche augmente au

cours du refroidissement de l'intrusion et le coeur de la zone déformée tend à devenir monominéral. **La composition des minéraux au coeur de ces zones ne reflète plus que la composition du fluide et n'enregistre que les conditions thermiques des derniers stades de la déformation.**

(ii) le deuxième paramètre correspond aux conditions thermiques et la durée de l'activité hydrothermale. Le rééquilibrage thermique plus rapide de la périphérie des intrusions aboutit à des transferts de matière faibles. Ce rééquilibrage est plus lent au coeur des intrusions où les transferts de matière sont alors plus importants qu'à la périphérie. Ceci est illustré par les intrusions BHD où les protolites et les roches les moins transformées n'existent qu' en bordure des intrusions.

(iii) le troisième paramètre est la composition du fluide. Pour les mêmes conditions thermiques, lorsque des roches de composition initiales très similaires montrent des transferts de matière différents, les fluides ont alors des compositions différentes. Ceci est illustré par la différence entre les granitoïdes de l'intrusion de Jebel Bouzlaf où l'altération hydrothermale correspond à une trondhjémitisation (essentiellement un apport de Na) alors que dans les granitoïdes des intrusions BHD, elle correspond à une tonalitisation (essentiellement un apport de Ca).

L'altération hydrothermale cesse dès que la perturbation thermique induite par la mise en place de l'intrusion est totalement redistribuée. Ceci est indiqué par le fait que la plus basse température enregistrée au niveau des intrusions (350-300°C) correspond à la température de l'encaissant loin des intrusions.

II-2- Relations Altération hydrothermale - tectonique régionale

Les évidences les plus remarquables de l'activité hydrothermale sont les gisements métallifères fossiles et actuels. La présence de tels gisements (amas sulfurés) dans les Jebilet centrales ou district à pyrrothine de Kettara (Huvelin, 1977) atteste de l'importance de l'activité hydrothermale dans ce segment de la chaîne hercynienne marocaine (Bernard et al., 1988). La restriction des amas sulfurés à la partie centrale du massif des Jebilet suggère une relation entre la formation de ces gisements et le magmatisme bimodal qui caractérise cette unité.

Les amas sulfurés des Jebilet centrales s'organisent en alignements subméridiens à NE-SW, subparallèles aux alignements que forment les corps magmatiques acides et basiques. Cette organisation structurale suggère que comme les corps magmatiques, ces amas se soient déposés entre des zones de cisaillement subméridiennes sénestres, interconnectées par des zones de cisaillement subéquatoriales dextres (fig. IX-1). Ce modèle ne constitue qu'une base de travail qui doit être vérifiée par une étude structurale de ces dépôts métallifères, et en particulier par la cartographie du champ de déformation finie dans le bâti amas sulfurés-encaissant.

La relation structurale entre le magmatisme bimodal et les amas sulfurés des Jebilet centrales suggère une liaison génétique entre l'altération hydrothermale des corps magmatiques

acides et basiques et la formation des amas sulfurés. **Cette liaison est confortée par le fait que les amas sulfurés se développent à une distance quasi-constante des corps magmatiques (≈1-2km).**

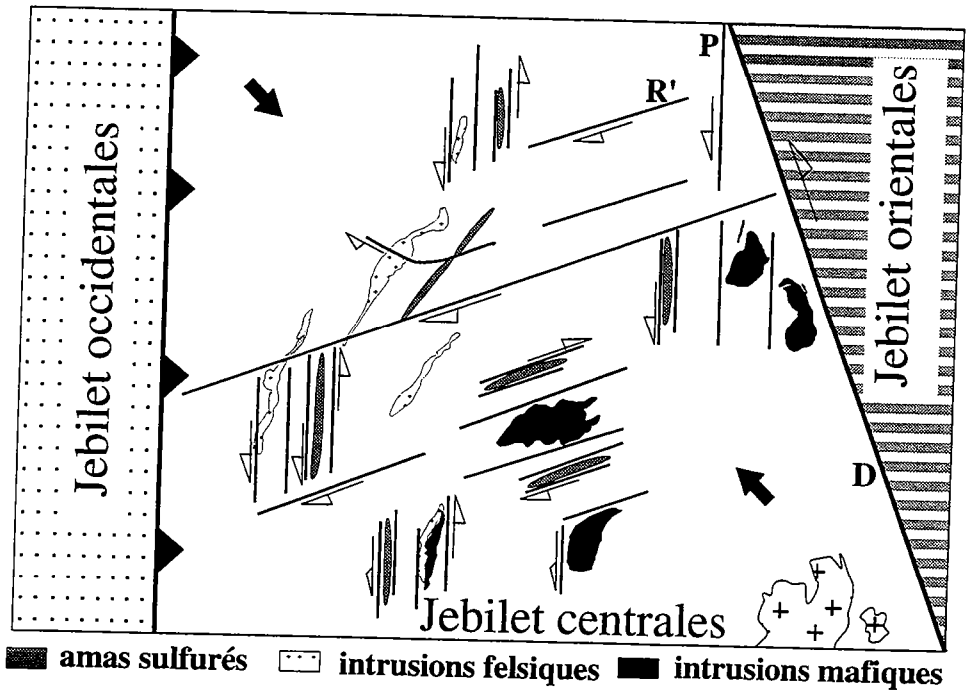


Fig. IX-1: Modèle cinématique pour la genèse des amas sulfurés des Jebilet. Comme les corps magmatiques acides et basiques, les amas sulfurés se seraient déposés entre des zones de cisaillement N-S sénestres (fractures P) interconnectées par des zones de cisaillement dextres (fractures R') qui se branchent sur la zone de cisaillement majeur (fracture D).

III- RELATION MAGMATISME - ALTÉRATION HYDROTHERMALE

Le rôle des magmas dans la formation des gisements métallifères hydrothermaux est bien documenté lorsque les minéralisations sont étroitement liées aux intrusions magmatiques (Hedenquist et Lowenstern, 1994). L'activité hydrothermale peut à son tour altérer profondément la composition chimique des roches magmatiques.

III-1- Relation magmatisme bimodal - amas sulfurés

Dans les Jebilet centrales, l'analyse de l'altération hydrothermale qui accompagne la mise en place, la déformation et le refroidissement progressif des intrusions acides et basiques montre que cette activité s'intègre dans un système hydrothermal global où les amas sulfurés peuvent correspondre aux zones de décharge des fluides hydrothermaux minéralisants. Les différents points qui corroborent une cette liaison génétique sont les suivants.

-Les chloritoschistes qui se forment au coeur des zones de cisaillement de l'intrusion basique-ultrabasique de Kettara ont une composition très semblable à celles des chloritites métasomatiques qui se forment au mur des amas sulfurés. Les fentes à quartz et/ou calcite associées aux chloritoschistes sont également associées aux chloritites. Les transferts de matière associés à la formation des zones de cisaillement de Kettara reflètent la composition d'un fluide très riche en fer, comparable au fluide responsable de la formation des amas sulfurés de la région de Marrakech (Leblanc, 1993).

-L'altération hydrothermale des intrusions BHD et de la plupart des autres granitoïdes s'accompagne de perte de métaux de base, en particulier de Fe, Cu, Zn et également de Chlore, élément dont les capacités de transport des métaux sont bien connus (Holland, 1972; Burnham, 1979).

-Les fluides ayant réagi avec les différentes intrusions avaient des compositions différentes. Ce changement de la composition du fluide dans une même aire géographique et pendant la même période est caractéristique des systèmes hydrothermaux fossiles et actuels où se déposent les sulfures (Mottl, 1983; Spooner et al., 1977-b; Nehlig, 1989; Von Damn et al., 1985; Bowers et Taylor, 1985; Schiffman et Smith, 1988; Richards et al., 1987).

III-2- Bilans géochimiques globaux de l'altération

Afin d'analyser plus avant la liaison génétique entre l'altération hydrothermale du magmatisme bimodal des Jebilet centrales et les amas sulfurés, il convient de vérifier si les quantités de métaux mobilisés au cours de l'altération hydrothermale de ces roches peuvent rendre compte de la formation de gisements exploitables.

Pour effectuer ces calculs, l'exemple des granitoïdes des intrusions BHD et de l'intrusion d'Ouled Har est considéré. Réunies et ramenées dans la direction N-S, ces intrusions forment un linéament de 14 Km de longueur. La forme cartographique des intrusions est très proche d'une ellipse dont le grand axe (axe X) est alors de 7Km; l'épaisseur des intrusions varie de 700m à 200m, le petit axe de l'ellipse est alors estimé à 250m (axe Z). Ces intrusions ont une forme extravasée, leur épaisseur diminue lorsque le niveau d'érosion augmente, la valeur de l'axe Y est estimé en supposant que ces intrusions se mettent en place au coeur d'une zone de cisaillement simple et donc que la déformation est plane. Cette supposition permet de calculer la valeur de l'axe Y de l'ellipse grâce au paramètre de forme K= (X/Y- 1/Y/Z-1), ce qui donne une valeur de ≈1,32Km pour la valeur de l'axe Y. Le volume V occupé par les granitoïdes correspond au volume de l'ellipsoïde: V = 4/3*π*X*Y*Z = 4/3*3,14*7*0,25*1,3, ce qui donne une valeur de 9,7Km^3. La densité mesurée des granitoïdes les moins altérés des intrusions BHD est de 2,65g/cm3. Le poids de ces roches correspond alors à 9,7*2,65*10^{15} = 25,7 10^{15} g.

L'estimation de la perte en fer est déduite à partir du calcul des bilans géochimiques selon la méthode de Gresens (1967) en considérant la transformation d'un granophyre en un gneiss tonalitique. Le bilan géochimique de cette transformation est :

100g granophyre + 2,43g SiO_2 + 0,17g MgO + 2,27g CaO + 1g Na_2O = 98,4g gneiss tonalitique + 0,03g TiO_2 + 1,82g Fe_2O_3 + 0,03g MnO + 4,68g K_2O + 0,36g H_2O + 0,008g Zn + 0,001g Cu

En considérant que la transformation des microgranites en gneiss tonalitiques est complète, la quantité de métaux libérée par ces granitoïdes est d'environ 32,9 10^7 tonnes fer (sous forme de Fe_2O_3), de 25,7 $1O^6$ tonnes pour le Cu et 205,6 $1O^6$ tonnes pour le Zn. Si elles sont concentrées, ces quantités sont donc suffisantes pour la formation de gisements exploitables.

III-3- Organisation du système hydrothermal

Par analogie avec les systèmes hydrothermaux où se déposent les amas sulfurés, le changement de la composition des fluides dans les Jebilet centrales peut s'expliquer en termes de zones de recharge et de décharge des fluides. La zone de recharge est caractérisée par un rapport fluide/roche faible et par un gain de Na et Mg et un lessivage de Ca (Mottl, 1983). Le gain de Na, Mg et le lessivage de Ca sont enregistrées dans l'intrusion de Jebel Bouzlaf. Des roches riches en épidote et contenant du quartz, de l'albite et de l'actinote ont été retrouvées dans cette intrusion. Ces roches sont semblables aux roches qualifiées de "pauvres en chlorite-quartz" par Mottl (1983) et altérées à des rapports eau de mer/roche inférieurs à 10.

Les systèmes hydrothermaux fossiles des ophiolites se caractérisent par la présence d'une zone d'altération où des roches à environ 50% d'épidote et 50% de quartz (épidosites) se forment (Nehlig, 1989; Harper et al., 1988; Schiffman et Smith, 1988); elles se caractérisent par un enrichissement important en calcium (métasomatisme calcique) (Richards et al., 1987; Schiffman et al., 1987; Regba, 1991). Cette zone, appelée "zone de réaction" par Valsami et Cann (1994) est souvent localisée à la base du complexe filonien ou au sommet des chambres magmatiques dans les ophiolites. Elle est caractérisée par une altération pénétrative, la texture originelle des roches n'est pas conservée et le rapport eau/roche est élevé. Les épidosites n'ont pas été observées dans les Jebilet mais l'équivalent de la zone de réaction peut correspondre au métasomatisme calcique observé dans les intrusions BHD. Les intrusions BHD se caractérisent en effet par un développement important des épidotes, en particulier au coeur des intrusions.

La zone de décharge des systèmes hydrothermaux se caractérise par la localisation de la circulation des fluides hydrothermaux dans des zones étroites à travers lesquelles le fluide remonte rapidement vers la surface (Cann et Strens, 1989; Alt et al., 1986). Dans les systèmes hydrothermaux fossiles, ces zones se situent au mur des amas sulfurés et sont formées de chloritites (MacLean et Kranidiotis, 1987; Riverin et Hodgson, 1988; Haymon et al., 1989; Zierenberg et al, 1988). Dans la croûte océanique actuelle, ces zones correspondent aux chemins empruntés par les fluides qui émergent dans le plancher océanique en formant des fumées noires et

déposent des sulfures (Janecky et Seyfried, 1984; Alt et al., 1986; Cann et Strens, 1989). C'est une zone où le rapport eau/roche est très élevé et où la roche tend à devenir monominérale et sa composition reflète surtout la composition du fluide. Parmi les intrusions étudiées, ces zones sont observables dans l'intrusion de Kettara et au mur des amas sulfurés des Jebilet centrales (Souaré, 1988; Bernard et al., 1988).

III-4- Origine des fluides

L'origine des fluides ayant interagi avec les corps magmatiques des Jebilet centrales n'a pu être précisée; elle fait l'objet d'une étude des isotopes en collaboration avec S. Fourcade et G. Gruau (Univ. Rennes I). Néanmoins, la présente étude a montré que la composition du fluide n'est pas constante et diffère d'une intrusion à l'autre. Cette différence est comparable à l'évolution de la composition du fluide dans les systèmes hydrothermaux ophiolitiques ou océaniques où se déposent les amas sulfurés (Bowers et Taylor, 1985; Richardson et al., 1987; Nehlig, 1989; Cann et Strens, 1989; ; Regba, 1991; Alt et al., 1986). Ceci suggère que le fluide ait une composition initiale très proche de celle de l'eau de mer et que cette composition a évolué selon les interactions avec les roches et selon la position dans le système hydrothermal. Le fluide le plus évolué est très riche en fer; il est comparable aux fluides d'origine profonde et générateurs des amas sulfurés des Jebilet (Bernard et al., 1988; Leblanc, 1993). Une partie du fer et des métaux de base de ce fluide évolué a été lessivé au cours de l'interaction avec les granitoïdes. Par analogie avec les minéralisations associées aux intrusions magmatiques, il est également probable que des fluides d'origine magmatique, aient fait partie intégrante du fluide hydrothermal (Taylor, 1979) et qu'ils aient enrichi le fluide en métaux de base et contribué à la formation des amas sulfurés (Hedenquist et Lowenstern, 1994).

III-5- Transferts de matière et altération de la signature géochimique des roches magmatiques

L'analyse de l'activité hydrothermale montre que les transferts de matière peuvent altérer profondément la signature géochimique d'un magmatisme. C'est le cas en particulier des granitoïdes de cette province où l'altération est pénétrative et où les protolites sont rares.

Les granitoïdes acides les moins transformés des Jebilet centrales présentent des concentrations en éléments majeurs qui les situent parmi les granites alcalins (Sylvester, 1989) et les granites postorogéniques (Maniar et Piccoli, 1989). Les concentrations en éléments traces peu mobiles les classent parmi les granites intraplaques (Pearce et al., 1984) (cf. fig. VIII-20) et les granites de type A (Whalen et al., 1987-b), précisément de type A2 (Eby, 1992) (cf. fig. VIII-22). Ces observations indiquent que les granitoïdes des Jebilet centrales étaient initialement associés à la fin d'une orogenèse d'après leurs teneurs relativement élevés en Ba (Bonin, 1990).

L'interaction granitoïdes-fluides s'est traduite par un enrichissement des protolites en Na et/ou Ca, Sr et Mg et un lessivage de K, Rb, Ba, Fe ... Cette interaction a transformé des roches

initialement de composition granitique en roches de composition trondhjémitique à tonalitique. Elle met en évidence un nouvel exemple de "trondhjémitisation/tonalitisation" métasomatique (Capdevila et al., 1991) analogue à d'autres cas bien connus (Drummond et al., 1986). Dans l'exemple des granitoïdes des Jebilet centrales deux points sont remarquables.

- Les trondhjémites métasomatiques présentent des teneurs en K2O d'environ 1,5% (Gilluly, 1933; Drummond et al., 1986), plus rarement entre 0,14% et 0,6% (Breaks et Show, 1973; réinterprété par Drummond et al., 1986). Dans les Jebilet centrales, l'appauvrissement en K2O atteint des valeurs extrêmes, avec plus de 90% de perte dans les roches les plus transformées dont la teneur en K2O atteint des valeurs de 0,3%. Les facteurs qui semblent accentuer les échanges métasomatiques dans les granitoïdes des Jebilet centrales par rapport aux autres cas de trondhjémitisation/tonalitisation semblent être la taille fine des grains et probablement la taille modeste des corps granitiques.

- La trondhjémitisation/tonalitisation métasomatique se développe à partir de roches magmatiques de nature variable : les roches initiales peuvent être des granitoïdes fortement peralumineux (Drummond et al., 1986), des diorites quartziques (Gilluly, 1933) et même des roches ultrabasiques (Angus et Kanaris-Sotiriou, 1982). Dans les Jebilet centrales, les roches initiales sont des granites alcalins, ce qui a pour conséquence de rapprocher la composition des produits métasomatiques de celles des plagiogranites océaniques. En effet, les gammes de concentrations de beaucoup d'éléments peu mobiles des granites alcalins et des plagiogranites se recouvrent (Si, Al, Ti, P, Nb, Zr, Y, ...). Les enrichissements métasomatiques en Na, Ca, Sr, ... et les appauvrissements en K, Rb, Ba, Fe, Mn... subis par les granites alcalins ramènent les concentrations initiales de ces éléments mobiles dans la gamme des teneurs des plagiogranites océaniques. Les similitudes avec ces derniers sont accentuées par des convergences minéralogiques et texturales à l'état déformé et métamorphisé et par l'existence d'un important magmatisme tholeiitique associé aux granitoïdes alcalins.

Les processus métasomatiques mis en évidence dans les Jebilet centrales ne sont pas restreints à ce seul segment de la chaîne hercynienne marocaine. Un autre exemple d'infiltration hydrothermale a été décrit dans l'auréole de granites et microtonalites du district de Djebel Aouam (Maroc central); il s'accompagne dans ce cas de minéralisations en W et en Pb-Zn-Ag (Giuliani et al., 1987).

Lorsque la déformation est hétérogène et que la circulation des fluides est localisée dans des zones étroites, l'altération hydrothermale au niveau des zones fortement déformées peut également affecter les protolites. C'est le cas des zones de cisaillement de Kettara où une partie des éléments lessivés dans les roches déformées, en particulier le potassium et le Rubidium, sont redistribués dans les zones préservées des effets de la déformation.

Sur un plan plus général, l'étude de l'altération hydrothermale des granitoïdes des Jebilet centrales rappelle une fois de plus que les diagrammes de discrimination tectono-magmatiques

(Coleman et Donato, 1979; Pearce et al., 1984; Harris et al., 1986; Whalen et al., 1987-b; Maniar et Piccoli, 1989; Sylvester, 1989; Thiéblemont et Cabanis, 1990...) ne doivent pas être utilisés sans s'assurer de l'immobilité ou du sens de mobilité des éléments considérés.

IV- RELATIONS MAGMATISME - DÉFORMATION

La relation entre le magmatisme et la déformation peut être établie dans le cadre de la chaîne hercynienne marocaine et dans le cadre plus général des relations entre type de magmatisme et contexte géodynamique.

IV-1- Principales caractéristiques structurales du segment hercynien marocain

La chaîne hercynienne du Maroc est établie sur la marge Nord du craton Ouest africain. Cette marge a subi au cours du temps une accrétion continentale marquée par la superposition de plusieurs orogenèses précambriennes (Leblanc, 1975). Elle a une direction subméridienne et elle est limitée par trois blocs (fig. IX-2).

-au Nord, le bloc des Sehoul est un fragment supposé de la chaîne calédonienne et accolé à la méseta probablement dès le Dévonien supérieur (Piqué, 1979). Cette limite correspond à un accident de direction subéquatoriale dont l'histoire post-viséenne correspond à un chevauchement à vergence Sud, suivi d'un décrochement dextre le long de la zone de Rabat-Tiflet (Piqué, 1979).

-au Sud, le bloc de l'Anti-Atlas dont la couverture paléozoïque est très peu déformée, est séparé de la méseta par un accident de direction N70. Il se poursuit jusqu'aux Appalaches et même au-delà (Mattauer et al., 1972; Cornée, 1989). Son histoire post-viséenne correspond à une combinaison de jeux décrochants dextres et chevauchants à vergence Sud (Lagarde et Roddaz, 1983).

-à l'Ouest, le môle côtier est un bloc également peu déformé à l'époque post-viséenne. Il est séparé du reste de la méseta par un accident de direction subméridienne qui apparaît à l'Ouest du massif de Tichka et se poursuit jusqu'à Rabat et même plus au Nord. Son histoire post-viséenne correspond à la combinaison de jeux transcurrents et chevauchants à vergence Ouest (Lagarde et Michard, 1986).

Entre ces trois blocs, la chaîne hercynienne marocaine montre une déformation compressive dont l'âge devient de plus en plus récent de l'Est vers l'Ouest (Huon et al., 1987). A l'Est, dans le Maroc oriental, la déformation est anté-Viséen supérieur (phase bretonne); elle est contemporaine d'un métamorphisme daté à 367Ma (Clauer et al., 1980) et s'accompagne de la mise en place de plutons granitiques datés à 347+/-17Ma (Tisserant, 1977). Cette déformation compressive gagne progressivement le Maroc occidental et à l'époque post-Viséen supérieur, entre 320-280 MA (Giuliani et Sonet, 1982; Mrini, 1985), se met en place en contexte compressif (raccourcissement régional NW-SE) la majorité des plutons granitiques du Maroc occidental

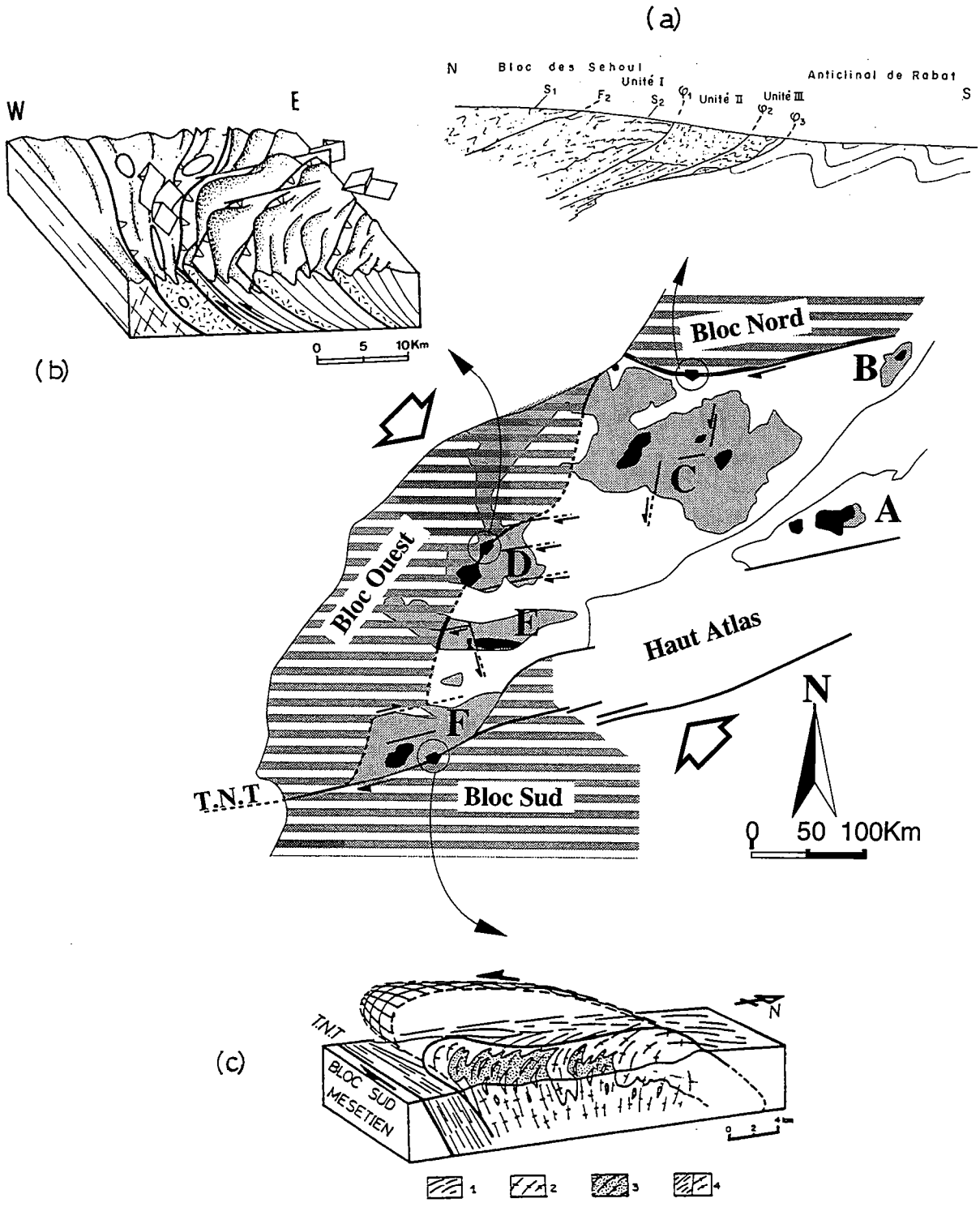


Fig. IX-2: Comportement vis à vis du raccourcissement crustal post-Viséen des limites entre les blocs stables et la méseta .
A (haute Moulouya) et B (Tazekka): massifs hercyniens à déformation synschisteuse anté-Viséen supérieur. C (plateau central), D (Rehamna), E (Jebilet) et F (massif ancien du haut Atlas : massifs à déformation synschisteuse post-Viséen supérieur.
a) chevauchement du bloc Nord sur la méseta (d'après Piqué, 1979).
b) décrochevauchements à la limite méseta-môle côtier (d'après Lagarde et Michard, 1986).
(c) forme en dôme du massif de Tichka et chevauchement de la méseta sur le bloc Sud (d'après Lagarde et Roddaz, 1983). 1: encaissant micaschisteux; 2: granites et gneiss; 3: roches plutoniques basiques; 4: trajectoires de schistosité. T.N.T. : faille de Tizi n'Test.

(Lagarde, 1985). Les corps magmatiques acides et basiques des Jebilet centrales se sont mis en place et déformés à cette époque; leur âge pourrait être compris entre 320 et 280MA.

IV-2- Le magmatisme bimodal des Jebilet centrales : marqueur de la déformation crustale

Les corps magmatiques acides et basiques des Jebilet centrales se mettent en place entre des décrochements N-S sénestres interconnectés par des décrochements ENE dextres. Ces décrochements se branchent sur le cisaillement ductile N160 sénestre (Lagarde et Choukroune, 1982). Selon le modèle de Tchalenko (1970), la zone de cisaillement N160 correspond à la fracture de type D, les cisaillement N-S sénestres correspondent aux fractures de type P et les cisaillement N70 dextres correspondent aux fractures de type R' (cf. fig. V-21). Elles accommodent des déplacements vers le Sud et vers l'Ouest des Jebilet centrales. Les déplacements le long de ces décrochements sont corrélables avec les déplacements reconnus à l'échelle de la méseta marocaine.

- Les déplacements vers l'Ouest, accommodés par les décrochements subéquatoriaux dextres, sont corrélables avec les nombreux accidents subéquatoriaux dextres observables dans la méseta (Lagarde, 1985) (cf. fig. V-23). Cette cinématique à vergence Ouest apparaît très tôt dans l'histoire du Maroc hercynien. Au cours de la structuration bretonne du Maroc oriental, elle est marquée par la vergence Ouest des chevauchements et des plis synschisteux (Hoepffner, 1987). Elle gagne ensuite progressivement le Maroc occidental où elle accompagne la structuration sudète du bassin d'Azrou-Khénifra (Bouabdelli, 1989). Après le Viséen supérieur, le Maroc occidental est en compression et ces déplacements sont accommodés par des décrochements subéquatoriaux dextres. Ces déplacements ne s'accompagnent de tectonique tangentielle qu'au niveau de la zone de décrochevauchements de la méseta centrale sur le mole côtier (Huvelin, 1977; Lagarde et Michard, 1986; Bouloton et Le Corre, 1985).

- Les déplacements vers le Sud le long des accidents subméridiens sont corrélables avec le chevauchement de la méseta sur la marge Sud de la chaîne où ils sont enregistrés dans l'encaissant du massif de Tichka (Lagarde et Roddaz, 1983). Des mouvements N-S sénestres sont également enregistrés dans le Maroc central, aussi bien dans l'encaissant des granites de Zaer (Lagarde, 1989; Diot, 1989) que dans l'encaissant du granite d'Oulmès (Lagarde, 1985; Diot et al., 1987). Ils sont corrélables avec le poinçonnement du bloc des Sehoul (Diot, 1989) et son chevauchement sur le reste de la méseta (Piqué, 1979).

La cinématique de la déformation enregistrée par le magmatisme bimodal des Jebilet centrales et par son encaissant, s'intègre ainsi dans la cinématique de la déformation enregistrée à l'échelle du Maroc occidental qui se caractérise par la combinaison de mouvements décrochants et décrochevauchants; ces derniers sont localisés préférentiellement au contact des marges stables de la chaîne. Le développement contemporain de décrochements et décrochevauchements

caractérisent une déformation transpressive dans un contexte de convergence ou de collision oblique de plaques (Hutton, 1988; Tikoff et Teyssier, 1992).

IV-3- Relation type de magmatisme - contexte géodynamique

Les magmas dits anorogéniques, alcalins ou tholeiitiques d'affinité océanique (Bonin, 1982; Brousse, 1984) se mettent en place dans les zones de distension intraplaques ou dans les zones d'accrétion océanique. Les magmas dits orogéniques, calco-alcalins, tholeiitiques d'arcs et anatectiques (Lameyre, 1980; Maury, 1984) se mettent en place dans des zones de convergence de plaques. Il existe cependant des contextes géodynamiques complexes où l'influence de mouvements distension et de raccourcissement crustal se traduit par la mise en place de magmas à signature géochimique "ambiguë" (anorogénique et orogénique) (Christiansen et Lipman, 1972; Leat et al., 1986; Thorpe et al., 1993).

IV-3-1- Le magmatisme bimodal des Jebilet

Les corps magmatiques acides et basiques de la province bimodale des Jebilet centrales sont respectivement des tholeiites proches des tholeiites continentales et des granitoïdes alcalins. Les corps basiques, d'origine mantellique, ont une signature géochimique "ambigue", anorogénique et orogénique. Les granitoïdes sont des granitoïdes alcalins de type A2. Ce type de granitoïdes provient de la fusion d'une croûte continentale de laquelle des magmas ont déjà été extraits (source résiduelle; Collins et al., 1982; Clemens, 1986) ou de roches crustales ignées de composition granodioritique ou tonalitique de la croûte inférieure (Creaser et al., 1991). Ce type de granitoïdes se met en place selon Eby (1992) dans des environnements tectoniques variés, généralement dans un contexte de postcollision.

Telle qu'elle apparaît, l'association bimodale des Jebilet centrales correspond à l'équivalent plutonique de l'association bimodale des Calédonides britaniques, formée de rhyolites de type A2 et de basaltes tholeiitiques à signature géochimique également ambigue, anorogénique (tholeiites intraplaques) et orogénique (tholeiites d'arcs) et associée à des amas sulfurés (Leat et al., 1986; Thorpe et al., 1993). Cette association correspond à un caldeira qui s'est formée dans un environnement marin à faible tranche d'eau, dans un contexte de collision continentale après la fermeture de l'Iapetus, l'arrêt de la subduction océanique (Thorpe et al., 1993) et le développement de mouvements transcurrents (Hutton, 1988; Woodcock et al., 1988).

L'association magmatique bimodale des Jebilet centrales n'est probablement que l'expression superficielle de chambres magmatiques zonées qui seraient à l'origine de la faible anomalie gravimétrique positive qui caractérise l'unité centrale de ce massif (Bernardin, 1988; cf. fig. V-22). La largeur de cette zone est d'environ 12km; ses limites N-S suggèrent un contrôle par des fractures de même direction, analogues à celles qui contrôlent la mise en place des corps acides et basiques de cette province. Dans ces chambres magmatiques se seraient développés des

phénomènes de cristallisation fractionnée et probablement d'assimilation. Les cumulats basiques et ultrabasiques qui forment certaines intrusions (Kettara) se seraient alors formées en profondeur et remontées à travers les fractures.

IV-3-2- Les autres magmas de la méseta marocaine

Dans la méseta orientale des massifs granitiques calcoalcalins syn à tadi-tectoniques se mettent en place vers ≈347 MA dans un contexte de cisaillement plat à vergence Ouest (Diot et Bouchez, 1989). Plus tard, vers 320MA, un volcanisme bimodal calcoalcalin s.l se met en place dans un environnement marin en discordance sur le socle hercynien (Chalot Pratt et Cabanis, 1989; Kharbouch, 1994).

Dans les massifs des Rehamna et du Maroc central, un magmatisme basique représenté par des dolérites et des laves en coussins d'âge Tournaisien, de nature tholeiitique à transitionnelle (Hoepffner, 1982; Kharbouch, 1982; 1994) accompagne l'ouverture de bassins de type pull apart (Piqué, 1979).

Dans le massif de Guemassa au Sud des Jebilet, un magmatisme bimodal associé à des amas sulfurés, est intrusif dans des terrains d'âge Viséen supérieur (Haimeur, 1988). Il pourrait être un équivalent du magmatisme bimodal des Jebilet. En effet une légère anomalie gravimétrique positive est concentrée sur ce massif (Bernardin, 1988).

Les autres corps magmatiques forment des plutons principalement calco-alcalins avec présence de magmas basiques à affinité de tholeiites continentales dans le massif de Tichka (Gasquet, 1991) et des granitoïdes à affinité alcaline dans les massifs d'Azegour et des Rehamna (El Amrani, 1984; Mabkhout et al., 1988). L'origine de ces corps magmatiques a été estimée à partir des rapports isotopiques initiaux 87Sr/86Sr et 143Nd/144Nd (Mrini, 1985). Les pourcentages en matériel mantellique et crustal intervenant dans la genèse de ces massifs vont depuis une origine mantellique (Tichka) jusqu'à une origine crustale (granite d'Oulmès). Notons que la signature crustale de certains de ces massifs, en particulier la granodiorite des Oulad Ouaslam dans les Jebilet, est en partie faussée par le fait que cette intrusion a assimilé des xénolites pélitiques au cours de son ascension (Bouloton, 1992). Hormis les granites alcalins dont la mise en place est tarditectonique (Lagarde et Michard, 1986; Aït Ayad, 1987), la mise en place de la majorité des corps magmatiques est synchrone de la déformation synschisteuse (Lagarde et al., 1990-b).

IV-3-3- La géodynamique hercynienne au Maroc

Le développement du magmatisme calco-alcalin, la structuration fini-dévonienne et la présence de chevauchements dans le Maroc oriental suggèrent un rapprochement avec les zones internes de la chaîne hercynienne Ouest Européenne (Hoepffner, 1987), bien qu'aucune trace de métamorphisme de haute pression n'ait été reconnue à ce jour. En revanche, le Maroc occidental,

par sa structuration plus récente d'âge post-Viséen supérieur, correspondrait aux zones externes de l'orogène (Michard, 1976; Piqué, 1979; Lagarde, 1989; Piqué et Michard, 1989).

Plusieurs hypothèses géotectoniques ont été proposées pour replacer le magmatisme hercynien marocain dans le cadre d'une dynamique de plaques. Certaines placent une subduction océanique sous un continent à l'Est (Kharbouch et al., 1985) ou au SE du Maroc oriental (Boulin et al., 1988). Étant donné l'absence d'une suture océanique ou de métamorphisme de haute pression, les derniers modèles géodynamiques proposés attribuent une histoire intracontinentale à la chaîne hercynienne marocaine (Lagarde, 1989; Piqué et Michard, 1989; Kharbouch, 1994). Au Dévonien supérieur, une collision avec subduction continentale à vergence Est (sous charriage) s'opère dans le Maroc oriental et permet d'expliquer la vergence vers l'Ouest des chevauchements (Hoepffner, 1987). La déshydratation de la croûte continentale chevauchée est accompagnée d'une libération de fluides dont la remontée entraîne une fusion partielle du manteau et de la croûte et la genèse des plutons calcoalcalins dans cette portion de l'orogène.

La migration du front de collision vers l'Ouest serait à l'origine de l'âge de plus en plus récent des granitoïdes et de la déformation synschisteuse, en allant de l'Est vers l'Ouest de la méseta. Ce modèle implique un épaississement crustal dans le Maroc occidental, or des chevauchements qui permettent de relier cet épaississement à une déformation par empilement d'unités crustales sont absents dans cette zone externe de la chaîne. La déformation est essentiellement transcurrente et ne devient décrochevauchante qu'à la limite des bassins. Le métamorphisme est également faible et la schistosité est généralement subverticale. Tout se passe comme si la subduction continentale proposée dans le Maroc oriental n'était pas assez "contraignante".

Bien qu'il n'ait subi qu'une faible déformation régionale, le segment hercynien du Maroc occidental a été largement intrudé par des corps granitiques (Choukroune, 1994). Le volume important et la diversité des corps magmatiques mis en place dans le Maroc occidental entre 320 et 280MA atteste d'une accrétion sous crustale importante et d'une participation active des zones remobilisées de la croûte continentale. Cette accrétion s'est déroulée dans un contexte de collision oblique puisque la mise en place de la majorité des corps magmatiques du Maroc occidental est synchrone de la déformation hercynienne synschisteuse (Lagarde et al., 1990-b) et s'effectue dans un contexte transpressif.

Replacer le magmatisme bimodal des Jebilet centrales dans le cadre de la géodynamique hercynienne au Maroc doit prendre en compte sa situation dans les zone externe de la chaîne où la schistosité est subverticale et la déformation régionale est essentiellement transcurrente. Ainsi le prolongement vers le Nord de la zone de cisaillement cartographique N160 (Lagarde et Choukroune, 1982) la connecte sur la limite avec la marge occidentale de la chaîne (accident de Rabat-Tichka). Le mouvement sénestre N160 et dextre le long de l'accident de Rabat-Tichka (Lagarde et Michard, 1986) (fig. IX-3) implique ainsi un déplacement vers le Sud du bloc limité par les deux fractures (Jebilet centrales). Au sein de ce bloc, les fractures N-S sénestres entre

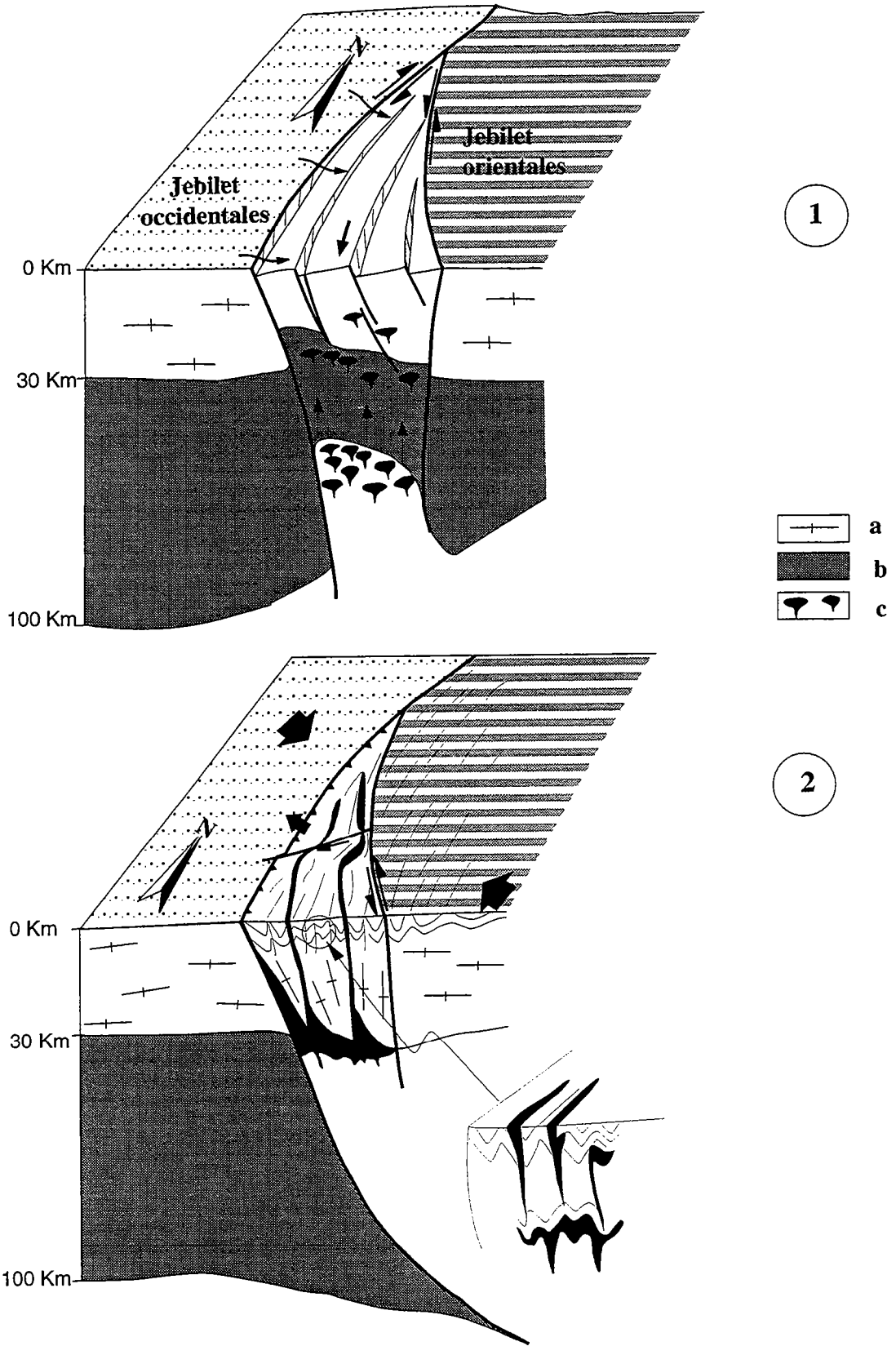


Fig. IX-3- Modèle de genèse et de mise en place du magmatisme bimodal des Jebilet centrales dans l'hypothèse d'une transtension suivie d'une transpression.
1- production de magmas par amincissement localisé en transtension
2- mise en place, déformation et altération dans les niveaux supérieurs de la croûte.
a- croûte continentale
b- manteau lithosphérique
c- fusion et production de magmas mantelliques

lesquelles se mettent en place les corps magmatiques acides et basiques ont une légère composante normale puisque la linéation d'étirement loin des corps intrusifs est subhorizontale à faiblement plongeante vers le Sud (cf. fig. V-20). Les Jebilet centrales constituent alors un domaine local en extension dans un domaine général en compression. Deux modèles géodynamiques sont envisageables pour la mise en place du magmatisme bimodal dans ce "bloc" de la chaîne hercynienne marocaine.

(i) une genèse dans la zone externe d'une chaîne de collision oblique avec une phase de transtension accompagnée d'un amincissement entre les décrochements et production de magmas (fig. IX-3). Ce contexte transtensif évolue en contexte compressif; les magmas acides et basiques remontent vers les niveaux supérieurs et saturés en eau de la croûte où ils se mettent en place et subissent les effets de la déformation compressive et de l'altération hydrothermale. Le décalage entre la genèse et la mise en place de ce magmatisme traduirait alors un décalage entre les phénomènes magmatiques et le régime de la déformation crustale, à l'image des magmas calco-alcalins qui se mettent en place plusieurs millions d'années après la fin de la subduction (Maury, 1984).

(ii) une mise en place dans une zone de collision oblique pendant la phase d'extension post-épaississement à la manière du magmatisme bimodal de la chaîne hercynienne Ouest Européenne (Lorenz et Nicholls, 1976; 1984). Le caractère syn-tectonique compressive de la mise en place de ce magmatisme dans les Jebilet centrales indiquerait alors que "le diapirisme" mantellique peut s'initier à des stades précoces de la remontée d'un orogène.

Dans les Jebilet, les déplacements vers le Sud (parallèlement à la direction de la chaîne) auxquels sont associés des déplacements vers l'Ouest, sont très comparables à l'extrusion latérale de la matière décrite dans les zones d'extension associées aux chaînes de collision (par ex. Tapponier et al., 1981). Dans la chaîne hercynienne marocaine, cette extrusion se fait principalement vers le Sud, en raison probablement des conditions aux limites de la chaîne, en particulier au poinçonnement du bloc de Sehoul.

IV-3-4- Conclusion

Aussi bien par ses caractéristiques structurales que par la signature géochimique des magmas acides, Le magmatisme bimodal des Jebilet centrales est en liaison directe avec l'édification de l'orogène hercynien au Maroc; le qualificatif "pré-orogénique" qui lui est classiquement attribué doit être abandonné.

La signature géochimique ambigue, "anorogénique et orogénique" du magmatisme basique est un caractère que l'on retrouve dans plusieurs provinces magmatiques bimodales calédoniennes (Leat et al., 1986; Thorpe et al., 1993), hercyniennes (Bebien et al., 1980) et récentes comme l'Ouest des États Unis (Scholz et al., 1971; Mertzman, 1977). Cette dernière région est depuis longtemps sous l'influence de phénomènes de convergence de plaques. Toutefois, depuis le milieu

du cénozoïque (il y a 20 à 30MA), ceux-ci sont remplacés par de très importants cisaillements en même temps que s'individualisent les horsts et les grabens de la province "bassin and range" (Christiansen et Lipman, 1972; Coney, 1987).

L'évolution d'une déformation essentiellement chevauchante dans le Maroc oriental vers une déformation essentiellement transcurrente dans le Maroc occidental, le contrôle de la mise en place du magmatisme bimodal des Jebilet centrales par des cisaillements d'échelle crustale, en particulier par la zone de cisaillement transcurrente la plus intense décrite dans la méseta marocaine (Lagarde et Choukroune, 1982) indiquent que ce magmatisme reflète des mouvements complexes de distension et de raccourcissement crustal. Cette situation de "transition" est à l'origine de "l'ambiguïté" de sa signature géochimique qui a fait l'objet de diverses interprétations, parfois contradictoires. Elle est le résultat de la continuité du phénomène orogénique que l'on a souvent tendance à réduire en phases successives: distensive et compressive...

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Aarab, E. M. (1984). Mise en évidence du caractère co-génétique des roches magmatiques basiques et acides dans la série volcano-sédimentaire de Sarhlef (Jebilet, Maroc Hercynien). Thèse 3° cycle, Univ. Nanacy.

Aarab, E. M. and J. Beauchamp. (1987). "Le magmatisme carbonifère pré-orogénique des Jebilet centrales (Maroc). Précisions pétrographiques et sédimentaires. Implications géodynamiques." C. R. Acad. Sci. Paris. II, 304: 169-174.

Aarab, E. M., A. Faouzi, M. Zaim and G. Rocci. (1993). "Origine des associations acido-basiques du massif composite de Joudiat Arhil (Magmatisme pré-orogénique des Jebilet, Maroc Hercynien)." Revue Fac. Sci. Semlalia, Marrakech. 7: 159-166.

Admou, H. (1986). Etude de la déformation synschisteuse dans le secteur Est de Jbel Sarhlef (Jebilet centrales). Memoire C. E. A., Univ. Marrakech

Agron, N. and Y. K. Bentor. (1981). "The volcanic massif of Biq'at Hayareah (Sinai-Negev): a case of potassium metasomatism." J. Petrol. 89: 479-495.

Ait ayad, N. (1987). Modalités de mise en place du granite hercynien d'Azegour (Haut Atlas Occidental, Maroc). Thèse 3° cycle, Univ. Marrakech.

Ait Isha, M. (1992). L'altération de la signature magmatique des événements géodynamiques. L'exemple du magmatisme acide-basique des Jebilet centrales (Hercynien, Maroc). Memoire D. E. A. Univ. Rennes I

Ait omar, S. (1986). Modalités 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 de l'Université de Rennes I.

Ait Tahar, M. (1987). Géométrie et cinématique de la déformation post-viséenne autour des gabbros des Jebilet: l'exemple des gabbros de Kettara et de Jbel El Harcha, Massif hercynien des Jebilet. Thèse 3° cycle, Univ. Marrakech.

Al Dahan, A. (1989). "The paragenesis of pumpellyite in granitic rocks from the siljan area, central Sweden." Neues Jahrb. Mineral. Monatsh. ?: 367-383.

Allary, A., J. Lavenue and M. Ribeyrolles. (1976). "Etude tectonique et microtectonique d'un segment de chaîne hercynienne dans la partie sud-orientale du Maroc central." Notes et Mem. Serv. Géol. Maroc. 261: 112-169.

Alt, J. C., J. Honnorez, C. Laverne and R. Emmermann. (1986). "Hydrothermal alteration of a 1km section through the upper oceanic crust, deep sea drilling project hole 504B: Mineralogy, chemistry and evolution of seawater-basalt reactions." J. Geophys. Res. 91: 10309-10335.

Anderson, G. M. and C. W. Burnham. (1983). "Feldspar solubilty and the transport of aluminium under metamorphic conditions." Am. J. Sci. 283A: 283-297.

André, J. P. (1986). "Bioconstruction carbonatée et faciès associés du Koudiat Lahmara, Jebilet orientales (Maroc hercynien) : un épisode récifal au Viséen supérieuer." Eclogae Geologicae Helvetiae. 79: 295-317.

Angus, N. S. and R. Kanaris-Sotiriou. (1982). "Autometasomatic gneisses of the Curryongaun-Doughruagh syntectonic intrusion, Connemara Ireland." Min. Mag. 46: 411-420.

Ashworth, J. R. (1972). "Myrmekites of exsolution and replacement origins." Geol. Mag. 109: 45-62.

Bamoumen, H. (1988). Les déformations superposées contemporaines de la mise en place des nappes gravitaires des Jebilet Orientales (Maroc). Thèse 3° cycle, Univ. Marrakech.

Bard, J. P. (1980). Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques. In Masson Ed., 192p.

Bard, J. P., R. Botello, C. Martinez and T. Subieta. (1974). "Relation entre tectonique, métamorphisme et mise en place d'un granite éohercynien à deux micas dans la Cordillere Real de Bolivie (Massif de Zonga Yani)." Cah. ORSTOM, Ser. Géol. VI, n°1: 3-18.

Barker, D. S. (1970). "Compositions of granophyre, myrmekite, and graphic granite." Bull. Geol. Soc. Am. 81: 3339-3350.

Barker, F. (1979-a). Trondhjemite: definition, environnement and hypotheses of origin. In Barher, F. Editor, Trondhjemites, dacites and related rocks. Amsterdam, Elsevier. 6: 1-12

Barker, F. (1979-b). Trondhjemites, dacites and related rocks. Barher, F. Editor, Elsevier, Amsterdam, Developement in petrology. n°6, 659p.

Barker, F. (1981). "Introduction to special issue on granites and rhyolites: a commentary for the nonspecialist." J. Geophys. Res. 86, B11: 10131-10135.

Barker F., J.G. Arth and T. Hudson. (1981). "Tonalites in crustal evolution." Phil. Trans. R. Soc. London, 310A:. 293-303.

Baumgartner, L., P. and H. P. Eugster. (1988). "Experimental determination of corundum solubility and Al-speciation in supercritical H2O-HCl solutions." Geol. Soc. Am., Abstracts with programs. 20: A119.

Beach, A. (1976). "The interrelations of fluid transport, deformation, geochemistry and heat flow in early Proterozoic shear zones in the Lewisian complex." Phil. Trans. R. Soc. Lond. A 280: 569-604.

Beach A. and Fyfe. (1972). "Fluid transport and shear zones at Scourie Sutherland : evidence of overthrusting?" Contrib. Mineral. Petrol., 36: 175-180.

Beard, J. S. (1986). "Characteristic mineralogy of arc-related cumulate gabbros: Implications for the tectonic setting of gabbroic plutons and for andesite genesis." Geology. 14: 848-851.

Beauchamp, J. (1984). "Le carbonifére inférieur des Jebilet et de l'Atlas de Marrakech(Maroc) : migration et comblement d'un bassin marin." Bull. Soc. Géol. France. (7), t. XXVI, n°6: 1025-1032.

Beauchamp, J., A. Izart and A. Piqué. (1991). "Les bassins d'avant pays de la chaîne hercynienne au Carbonifère inférieur." Can. J. Earth Sci. 28: 2024-2041.

Bebien J., C. Gagny and G. Rocci. (1980). - La place du volcanisme dévono-dinantien dans l'évolution magmatique et structurale de l'Europe moyenne varisque au Paléozoïque. Mém. B. R. G. M., 108: 213-225.

Becke, F. (1908). "Über myrmekit." Min. Pet. Mitt. 27: 377-390.

Bender, J. F., G. N. Hanson and A. E. Bence. (1982). "The Cortland complex; evidence for large scale liquid immiscibility involving granodiorite and diorite magmas." Earth Planet. Sci. Lett. 58: 330-344.

Bensalah, M. K. (1989). Etude pétrographique, géochimique et structurale des massifs granitiques de Bamega-Tabouchennt-Bramram et Ouled Ouaslam (Jebilet, Maroc). Thèse 3° cycle, Univ. Marrakech.

Bernard, A. J., O. W. Maier and A. Mellal. (1988). "Aperçu sur les amas sulfurés des hercynides marocaines." Mineral. Deposita. 23: 104-114.

Bernardin, C. (1988). Interprétation gravimétrique et structure profonde de la méseta marocaine et de sa marge atlantique. Travaux des laboratoires des Sciences de la Terre. Univ. Aix Marseille, Série B, 29, 134p.

Berthé, D. (1980). Le cisaillement Sud-Armoricain dans la région de St-Jean Brevelay (Morbihan), analyse de la déformation cisaillante. Thèse 3° cycle, Univ. Rennes I.

Berthé, D., P. Choukroune and D. Gapais. (1979). "Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progréssive en régime cisaillant : l'exemple du cisaillement Sud-Armoricain." Bull. Minéral. 102: 265-272.

Bertrand, H. (1988). "Les diagrammes discriminants permettent-ils de reconstituer le site géodynamique de mise en place de formations paléovolcaniques?" C. R. Acad. Sc. Paris. Série II, 306: 33-38.

Bertrand, H., J. Dostal and C. Dupuy. (1982). "Geochemistry of Early Mesozoic tholeiites from Morocco." Earth Planet. Sci. Lett. 58: 225-239.

Bird, D. K., M. Cho, C. J. Janik, J. G. Liou and L. J. Caruso. (1988). "Compositional, order/disorder, and stable isotope characteristics of Al-Fe Epidote, state 2-14 drill hole, Salton sea geothermal system." J. Geophys. Res. 93: 13135-13144.

Bird, K. D., P. Schiffman, W. A. Elders, A. E. Williams and S. D. McDowel. (1984). "Calc-silisate mineralization in active geothermal systems." Econ. Geol. 79: 671-695.

Bishoff J.L. and F. W. Dickson. (1975). "Seawater-basalt interaction at 200°C and 500 bars: implications for the origins of sea-floor heavy metal deposits and regulation of seawater chemistry". Earth Planet. Sci. Lett., 25: 387-397.

Bishop, A. C. and C. H. Key. (1983). "Nature and origin of layering in the diorites of SE Jersey, Channel islands." J. Geol. Soc. London. 149: 921-937.

Bishop, D. G. (1972). "Progressive metamorphism from prehnite-pumpellyite to greenschist facies i the Dansey Pass area, Otago, New Zeland." Bull. Geol. Soc. Am. 83: 3177-3198.

Blais, S. and B. Auvray. (1990). "Serpentinization in the archean komatitic rocks of the Kuhmo greenstone belt, eastern Finland." Can. Mineral. 28: 5-56.

Blundy, J. D. and T. J. B. Holland. (1990). "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer." Contrib. Mineral. Petrol. 104: 208-224.

Bonatti, E., J. Honorez, P. Kirst and F. Radicati. (1975). "Metagabbros from the mid-atlantic ridge at 06°N: contact-hydrothermal-dynamic metamorphism beneath the axial valley." J. Geol. 83: 61-78.

Bonin, B. (1982). Les granites des complexes annulaires. Manuels et méthodes , B. R. G. M. Ed., 4: 183p.

Bonin, B. (1990). "From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis." Geol. J. 25: 261-270.

Bordonaro, M. (1983). Tectonique et pétrographie du district à pyrrhotine de Kettara (Paléozoique des Jebilet, Maroc). Thèse 3° cycle, Univ. Strasbourg.

Bordonaro, M., J.-L. Gaillet and A. Michard. (1979). "Le géosynclinal carbonifère sud-mésétien dans les Jebilet (Maroc); une corrélation avec la province pyriteuse de Sud de l'Espagne." C. R. Acad. Sc. Paris, Série D. 288: 1371-1374.

Bouabdelli, A. (1989). Tectonique et sédimentation dans un bassin orogénique: le sillon viséen d'Azrou-Khénifra (Est du massif hercynien central du Maroc). Thèse doct. d'Etat, Univ. Strasbourg.

Bouchez, J. L., C. Delas, G. Gleizes and A. Nédélec. (1992). "Submagmatic microfractures in granites." Geology. 20: 35-38.

Boudier, F. (1971). "Minéraux serpentineux extraits de péridotites serpentinisées des Alpes occidentales." Contrib. Mineral. Petrol. 33: 331-345.

Boulier, A. M. and J. L. Bouchez. (1978). "Le quartz en rubans dans les mylonites." Bull. Soc. Géol. France,. 7: 253-262.

Boulin, J., M. Bouabdelli and M. El Houicha. (1988). "Évolution paléogéographique et géodynamique de la chaîne paléozoïque du Moyen-Maroc : un essai de modélisation." C. R. Acad. Sci. Paris. t. 306, Série II: 1501-1506.

Bouloton, J. (1992). "Mise en évidence de cordiérite héritée des terrains traversés dans le pluton granitique des Oulad Ouaslam (Jebilet, Maroc)." Can. J. Earth Sci. 29: 658-668.

Bouloton, J. and Cl. LeCorre. (1985). "Le problème de la tectonique tangentielle dans les Jebilet (Maroc hercynien) : Données et hypothèses." Hercynica. 2: 121-129.

Boummane, M. H. (1987). Les déformation hercyniennes superposées dans le sud de la Méseta marocaine : l'exemple des séries paléozoiques du Horst de Guemmassa (Haouz de Marrakech). Thèse 3° cycle, Univ. Marrakech.

Bowers, T. S. and H. P. Taylor. (1985). "An integrated Chemical and stable-isotope model of the origin of midocean ridge hot spring systems." J. Geophy. Res. 90(B14): 12583-12606.

Breaks, F. W. and D. M. Shaw. (1973). "The Silent Lake pluton, Ontario: A nodular, sedimentary, intrusive complex." Lithos. 6: 103-122.

Bremond d'Ars, J. (1990). Estimation des propriétés rhéologiques des magmas par l'étude des instabilités gravitaires. Pétrologie du complexe plutonique lité de Guernsey. Thèse de l'Université de Rennes I., Mem. et Doc. C.A.E.S.S.

Brewer, T. S. and B. P. Atkin. (1989). "Element mobilities produced by low grade metamorphic events. A case study from the Proterozic of southern Norway." Precambrian Res. 45: 143-158.

Brodie, K. H. and E. H. Rutter. (1985). On the relationship between deformation and metamorphism, with special reference to the behavior of basic rocks. Metamorphic reactions: Kinetics, Textures, and Deformation. Springer-verlag, New York, Berlin, Heidelberg, Tokyo,

Brousse, R. (1984). "Des océans aux continents : place et part du volcanisme." Bull. Soc. Géol. France. (7), t.XXVI, n°3,: 443-469.

Brown, E. H. (1977). "The crossite content of Ca-amphibole as a guide to pressure of metamorphism." J. Petrol. 18 (1): 53-72.

Brown, M., C. G. Topley and J. M. Power. (1980). "The origin of diorites and associated rocks of Chouet, North-ouestern Guernsey, Channel islands." 43: 919-929.

Brun, J. P. (1981). Instabilités gravitaires et déformation de la croute continentale. Applications au développement des dômes et des plutons. Thèse doct. d'Etat, Univ. Rennes I.

Brun, J. P. and J. Pons. (1981). "Patterns of interference between granite diapirism and regional deformation (abstract)." In : Coward, M.P., Diapirism and gravity tectonics : Report of a tectonic studies group conference held at Leeds University, 25-26 Mars 1980, J. Struct. Geol. 3: 93.

Burnham C.W. (1967). "Hydrothermal fluids at the magmatic stage". *In* Barnes H.L. Ed., "Geochemistry of hydrothermal ore deposits.", New York : 34-76.

Burnham, C. (1969). "Thermodynamic properties of water to 1000°C and 10 000 bars." Geol. Soc. Am. Spec. pap., 132.

Burnham, C. W. (1979). Magmas and hydrothermal fluids. in Geochemistry of hydrothermal ore deposits. New York, : 71-136.

Busrewil, M. T., R. J. Pankhurst and W. J. Wadsworth. (1975). "The origin of the Kennethmont granite-diorite series, Insch, Aberdeenshire." Min. Mag. 40: 363-376.

Cann, J. R. and M. R. Strens. (1989). "Modeling periodic megaplume emission by black smoker system." J. Geophys. Res. 94: 12227-12237.

Capdevila, R., A. Essaifi and J. L. Lagarde. (1991). Transformation métasomatique de granites en trondhjémites dans les Jebilet centrales (Hercynien, Maroc). Coll. J. LAMEYRE "Granites Océaniques et Granites Continentaux". Paris, 11 et 12 Mars, abstract.

Carmichael, D. M. (1969). "On the mechanism of prograde metamorphic reactions in quartz bearing pelitic rocks." Contrib. Mineral. Petrol. 20: 244-267.

Cassidy, K. F. and D. I. Groves. (1988). "Manganoan ilmenite formed during regional metamorphism of archean mafic and ultramafic rocks from Western Australia." Can. Mineral. 26: 999-1012.

Cathelineau, M. and D. Nieva. (1985). "A chlorite solid solution geothermometer, the Los Azufres (Mexico) geothermal system." Contrib. Mineral. Petrol. 91: 235-244.

Chalot-Prat, F. (1990). Pétrogenèse d'un volcanisme intracontinental tardi-orogénique hercynien: Etude du complexe volcanique carbonifère du Tazekka et de zones volcaniques comparbles dans le Mekam et la région de Jerada (Maroc oriental). Thèse de l'Université de Paris VII.

Chalot-Prat, F. and B. Cabanis. (1989). "Decouvertes dans les volcanites carboniféres du Tazekka (Maroc Oriental), de la coexistance de diverses séries basiques, d'une série acide et d'importants phénomènes de mélange." C. R. Acad. Sci. Paris. E. 308, Série II: 739-745.

Chappell, B. W. and A. J. R. White. (1974). "Two contrasting granite types." Pacific Geology. 8: 173-174.

Charlot, R., M. Rhalib and D. Tisserant. (1973). "Etude géochronologique préliminaire des granites de la région de Rabat-Tiflet (Maroc occidental)." Notes et Mem. Serv. Géol. Maroc. 33, 249: 55-58.

Chemesseddoha, A. (1986). Cisaillement ductile et granites syntectoniques dans les Jebilet centrales : l'exemple du pluton hercynien des Oulad Ouaslam (massif des Jebilet, méseta sud marocaine). Thèse 3° cycle, Univ. Rennes I.

Chou, I. and H. P. Eugster. (1977). "Solubility of magnetite in supercritical chloride solutions." Am. J. Sci. 277: 1296-1314.

Choukroune, P. (1994). Déformations et déplacements dans la croûte terrestre. Masson, Paris, 226p.

Choukroune, P. and D. Gapais. (1983). "Strain pattern in the Aar granite (Central Alps); orthogneiss developed by inhomogeneous flattening." J. Struct. Geol. 5: 411-418.

Christiansen, R. and P. W. Lipman. (1972). "Cenozoic volcanism and plate-tectonic evolution of the Western United States. II. Late Cenozoic." Phil. Trans. R. Soc. Lond. A. 271: 249-284.

Clauer, N., D. Jeanette and D. Tisserant. (1980). "Datation isotopique des cristallisations successives d'un socle cristallin et cristallophyllien (Haute Moulouya, Moyen Maroc)." Geol. Rundsch. 69: 63-83.

Clemens, J. D. (1986). "Origin of an A-type granite: Experimental constraints." Am. Mineral. 71: 317-324.

Coleman, R. G. and M. M. Donato. (1979). Oceanic plagiogranite revisited. In Barher, F. Editor, Trondhjemites, dacites and related rocks. Elsevier, Amsterdam, Developement in petrology. 6: 149-168.

Coleman, R. G. and Z. E. Peterman. (1975). "Oceanic plagiogranite." J. Geophys. Res. 80: 1099-1108.

Collins, W. J., S. D. Beams, A. J. R. White and B. W. Chappel. (1982). "Nature and origin of A type granites with particular refernce to Southern Australia." Contrib. Mineral. Petrol. 80: 189-200.

Coney, P. J. (1987). The regional tectonic setting and possible causes of Cenozoic extension in the North American Cordillera. In Coward, Dewy and Hancock Ed., Continental Extensional Tectonics. Geol. Soc. Spec. Pub.: 177-186

Coombs, D. S., Y. Nakamura and M. Vuagnat. (1975). "Pumpellyite-Actinolite facies schists of the Taveyanne formation near Loèche, Valais, Switzerland." J. Petrol. 17: 440-471.

Cornée, J. J. (1989). Le Haut Atlas occidental paléozoïque : un reflet de l'histoire hercynienne du Maroc occidental. Stratigraphie, sédimentation et tectonique. Thèse doct. d'Etat, Univ. St-Jerme, Aix Marseille.

Cornée, J. J., J. Muller and J. Sougy. (1982). "Styles et âges de mise en place des nappes hercynienes dans le massif des Rehamna orientales (Maroc)." C. R. Acad Sci. Paris. II, 294: 1107-1110.

Cox, K. G. and P. Clifford. (1982). "Correlation coefficient patterns and their interpretation in three basaltic suites." Contrib. Mineral. Petrol. 79: 268-278.

Creaser, R. A., R. C. Price and R. J. Wormald. (1991). "A-type granites revisited: Assessment of a residual-source model." Geology. 19: 163-166.

Davy, P. (1986). Modélisation thermomécanique de la collision continentale. Thèse de l'Université de Rennes I. Mem. et Doc. C.A.E.S.S., n°8.

De Marsily, G. (1981). Hydrogéologie quantitative. Masson, Paris, 215p.

Deer, W. A., R. A. Howie and J. Zussman. (1966). An introduction to the rock-forming minerals. New York, 528p.

Didier, J. (1973). Granites and their enclaves. Developpement in petrology, Elsevier. 3.

Didier, J. and M. Roques. (1960). Nature des enclaves dans les différents types de granites du Massif Central Français. Inter. Geol. Congr., XXI Session, Norden,. t. XIV: 194-206.

Diot, H. (1989). Mise en place des granitoïdes hercyniens de la méseta marocaine. Etude structurale des massifs de Sebt Brikine (Rehamna), de Zaër et d'Oulmès (Massif central), et d'Aouli Bou Mia (Haute Moulouya). Implications géodynamiques. Thèse doct. d'Etat, Univ. Toulouse.

Diot, H. and J. L. Bouchez. (1989). "Les granitoïdes hercyniens de la Haute-Moulouya (Maroc): leur structure primaire déduite de l'ASM. Indications sur leur mise en place." Bull. Soc. Géol. France. (8), V, n° 4: 705-716.

Diot, H., J. L. Bouchez, M. Boutaleb and J. Macaudiere. (1987). "Le granite d'Oulmès (Maroc central) : structure de l'état magmatique à l'état solide et modèle de mise en place." Bull. Soc. Geol. France. III, 1: 157-168.

Dipple, G. M. and J. M. Ferry. (1992). "Metasomatism and fluid flow in ductile fault zones." Contrib. Mineral. Petrol. 112: 149-164.

Dipple, G. M., R. P. Wintsch and M. S. Andrews. (1990). "Identification of the scales of differential element mobility in a ductile fault zone." J. metam. Geol. 8: 645-661.

Dixon, S. and M. J. Rutherford. (1979). "Plagiogranites as late-stage immiscible liquids in ophiolite and mid-ocean ridge suites: an experimental study." Earth Planet. Sci. Lett. 45: 45-60.

Drummond, M. S., P. C. Ragland and D. Wesolonski. (1986). "An example of trondhjemite genesis by means of alkali metasomatism: Rockford granite, Alabama Appalachians." Contrib. Mineral. Petrol. 93: 98-113.

Drury, M. R., S. H. White and F. J. Humphreys. (1985). "Large strain deformation studies using magnesium as a rock analogue,part II." Phys. Earth Planet. Interiors. 40: 208-222.

Eby, G. N. (1990). "The A-type granitoids: A review of their occurence and chemical charactreistics and speculations on their petrogenesis." Lithos. 26: 115-134.

Eby, G. N. and N. Kochhar. (1990). "Geochemistry and petrogenesis of the Malani igneous suite, North Peninsular India." J. Geol. Soc. India. 36: 109-130.

Eby, N. G. (1992). "Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications." Geology. 20: 641-644.

Edmond, J. M., K. L. Von Damn, R. E. McDuff and C. L. Measures. (1982). "Chemistry of hot springs on the East Pacific Rise and their effluent dipersal." Nature. 297: 187-191.

Eisbacher, G. H. (1970). "Deformation mechanics of mylonitic rocks and fractured granites in Cobequid mountains, Nova Scotia, Canada." Geol. Soc. Am. Bull. 81: 2009-2020.

El Amrani El Hassani, I. E. (1984). Contribution à l'etude pétrologique, minéralogique et de pétrologie structurale des formations de la region d'Azegour (Haut Atlas Occidental, Maroc). Thèse 3° cycle, Univ. Nancy.

Enami, M., J. G. Liou and D.K. Bird. (1992). "Cl-bearing amphibole in the salton sea geothermal system, california." Can. Mineral. 30: 1077-1092.

Enami, N., K. Suzuki, J. G. Liou and D. K. Bird. (1993). "Al-Fe3+ and F-OH substitutions in titanite and constraints on their P-T dependence." Eur. J. Mineral. 5: 219-231.

England, P. C. and A. Thompson. (1984). "Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism. I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened crust." J. Petrol. 25: 894-928.

England, P. C. and A. Thompson. (1986). Some thermal and tectonic models for crustal melting in continental collision zones. In Collision tectonics, Coward and Ries Ed., Geol. Soc. Spec. Publ., 19: 83-94

Essaifi, A. (1987). Schémas de déformation finie autour des corps acides des Jebilet Centrales : l'exemple de Kt. Hamra. Implications sur le contexte géodynamique de mise en place. Mém. C.E.U.S., Univ. Marrakech.

Essaifi, A. (1989). Le magmatisme acide-basique des Jebilet centrales. Ses relations avec la déformation hercynienne snschisteuse. Implications géodynamiques. Thèse 3° cycle, Univ. Marrakech.

Essaifi, A., A. Capdevila and J. L. Lagarde. (1995). "Transformation de leucogabbros en chloritoschistes sous l'effet de l'altération hydrothermale et de la déformation dansl'intrusion de Kettara (Jebilet, Maroc)." C. R. Acad. Sci. Paris. t. 320, série II a: 189-196.

Essaifi, A., R. Capdevila and J. L. Lagarde. (sous presse). "Origine métasomatique des trondhjémites et tonalites des Jebilet centrales (Hercynien, Maroc)." C. R. Acad. Sci. Paris. :

Essaïfi, A. and J. L. Lagarde. (1990). "Reconnaissance de corps granitiques syntectoniques dans les séries magmatiques 'préorogéniques' des Jebilet Centrales (Hercynien, Maroc). Implications géodynamiques." C. R. Acad. Sci. Paris. 310, Série II: 67-73.

Etheridge M.A., V.J. Wall and R.H. Vernon. (1983). - The role of the fluid phase during regional metamorphism and deformation. J. metamorphic Geol., 1: 205-226.

Etheridge, M. A., V. J. Wall, S. F. Cox and R. H. Vernon. (1984). "High fluid pressures during regional metamorphism and deformation: implications for transport and deformation mechanisms." J. Geophys. Res. 89 No. B6: 4344-4358.

Euzen, T. (1993). Pétrogénèse des granites de collision post-épaississement. Thèse de l'Université de Rennes I, Mem et Doc Géosciences Rennes.

Evarts, R. C. and P. Schiffman. (1983). "Submarine hydrothermal metamorphism of the Puerto ophiolite, California." Am. J. Sci. 283: 289-340.

Exley, R. A. (1980). "Microprobe studies of REE-rich accessory minerals : implications for Skye granites petrogenesis and REE mobility in hydrothermal systems." Earth Plan. Sci. Lett. 48: 97-110.

Exley, R. A. (1982). "Electron microprobe studies of iceland research drilling project high-temperature hydrothermal mineral geochemistry." J. Geophys. Res. 87: 6547-6557.

Faouzi, A. (1993). Pétrologie des associations magmatiques bimodales pré-orogéniques des Jebilet: L'exemple des massifs de Koudiat Arhil et d'El Mna (Maroc hercynien). Thèse 3° cycle, Univ. Marrakech.

Ferry, J. M. (1976). "P, T, fH2O during metamorphism of calcareous sediments in the Waterville-Vassalboro area, South-Central Maine." Contrib. Mineral. Petrol. 57: 119-143.

Ferry, J. M. (1978). "Fluid interaction between granite and sediment during metamorphism, South-Central Maine." Am. J. Sci. 278: 1025-1056.

Ferry, J. M. (1979). "Reaction mechanisms, physical conditions, and mass transfer during hydrothermal alteration of Mica and feldspar in granitic rocks From South Central Main, USA." Contrib. Mineral. Petrol. 68: 125-139.

Ferry, J. M. (1983). "Applications of the Reaction progress variable in metamorphic petrology." J. Petrol. 24, part 4: 343-376.

Ferry, J. M. (1985-a). "Hydrothermal alteration of Tertiary igneous rocks from the Isle of Skye, northwest Scotland. I-Gabbros." Contrib. Mineral. Petrol. 91: 264-282.

Ferry, J. M. (1985-b). "Hydrothermal alteration of Tertiary igneous rocks from the Isle of Skye, northwest Scotland II-Granites." Contrib. Mineral. Petrol. 91: 283-304.

Ferry, J. M. (1986). Reaction Progress : A monitor of fluid-rock interaction during metamorphic and hydrothermal events. Metamorphic reactions : Kinetics, Textures and deformation. New York Berlin Heildelberg, Advances in Physical Geochemistry.

Ferry, J. M. (1994). "A historical review of metamorphic fluid flow." J. Geophys. Res. 99, B8: 15487-15498.

Flinn, D. (1965). "On the symmetry principle and the deformation ellipsoid." Geol. Mag. 102, (1): 36-45.

Floyd, P. A. and J. A. Winchester. (1983). "Element mobility associated with meta-shear zones within the Ben Hope amphibolite suite, Scottland." Chem. Geol. 39: 1-15.

Fonteilles, M. (1978). "Les mécanismes de la métasomatose." Bull. Mineral. 101: 166-194.

Foster, M. D. (1962). "Interpretation of the composition and a classification of the chlorites." U. S. Geol. Serv. Prof. Pap. 441A: 33.

Fourcade, S. (1981). Géochimie des granitoïdes. Thèse doct. d'Etat, Univ Paris VII, 189p.

Fourcade, S., D. Marquer and M. Javoy. (1989). "18O/16O variations and fluid circulation in a deep shear zone: The case of the Alpine ultramylonites from the Aar massif (Central Alps, Switzerland)." Chem. Geol. 77: 119-131.

Franz, G. and F. S. Spear. (1985). "Aluminous titanite (sphene) from the eclogite zone, south-central Tauern Window, Austria." Chem. Geol. 50: 33-46.

Gallinati B.C. (1984). "Initiation and collapse of active circulation in a hydrothermal system at the Mid-Atlantic Ridge, 23°N." J. Geophys. Res., 89: 3275-3289.

Gaillet, J. L. and M. Bordonaro. (1981). "Tectogénèse hercynienne dans le massif dinantien des Jebilet Centrales (Maroc)." Sci. Géol. Bull., Strasbourg. 34: 117-122.

Gapais, D. (1989). Les orthogneiss : structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. Thèse doct. d'Etat, Univ. Rennes I, Mem. et Doc. du C.A.E.S.S. n° 28: 366.

Gapais, D. and B. Barbarin. (1985). "Quartz fabric transition in a cooling syntectonic granite (Hermitage massif, France)." Tectonophysics. 125: 357-370.

Garcia, D. and M. L. Pascal. (1993). Conditions de formation des myrmekites par un fluide en equilibre avec deux feldspaths. Journées de Minéralogie. Marseille 7-9 Juillet, Bull. Liaison Soc. Fr. in. Cristallographie, 5: 35, abstract.

Gasquet, D. (1991). Genèse d'un pluton composite tardi-hercynien. Le massif de Tichka, Haut Atlas occidental Maroc). Thèse doct. d'Etat, Univ. Nancy.

Gates, A. E. and J. A. Speer. (1991). "Allochemical retrograde metamorphism in shear zones: an example in metapelites, Virginia, USA." J. metamorphic Geol. 9: 581-604.

Gerald, J. D. F. and H. Stünitz. (1993). "Deformation of granitoids at low metamorphic grade. I-Reactions and grain size reduction." Tectonophysics. 221: 269-297.

Gigout, M. (1951). "Etude géologiques sur la méseta marocaine occidentale (arrière-pays de CasaBlanca, Mazagan et Safi). Trav. Inst. Sci. Cher. Rabat, 3, et Notes et Mem. Serv. Geol. Maroc, 86: 507p."

Gigout, M. (1956). "Le volcan sous marin d'âge Acadien de sidi Saïd-Maâchou (Maroc occidental)." Bull. Soc. Géol. France. 6: 559-574.

Gilbert, M. C. (1966). "Synuthesis and stability relations of the hornblende ferropargasite." Am. J. Sci. 264: 698-742.

Gilluly, J. (1933). "Replacement origine of the albite granite near Sparta, Oregon." U. S. Geol. Survey. Prof. Paper. 175C: 63-81.

Gilotti, J. A. (1986). "Strain softening induced ductile flow in the Särv thrust sheet, Scandinavian Caledonides." J. Struct. Geol. 8, Nos. 3/4: 441-455.

Gilotti, J. A. (1989). "Reaction progress during mylonitization of basaltic dikes along the Särv thrust, Swedish Caledonides." Contrib. Mineral. Petrol. 101: 30-45.

Giret, A., B. Bonin and G. M. Leger. (1980). "Amphibole compositional trends in oversaturated and undersaturated alcaline plutonic ring-complexes." Can. Mineral. 18: 481-495.

Gislason, S. R. and S. Arnorson. (1993). "Dissolution of primary basaltic minerals in natural waters: saturation state and kinetics." Chem. Geol. 105: 117-135.

Giuliani, G., A. Cheilletz and M. Mechiche. (1987). "Behaviour of REE during thermal metamorphism and hydrothermal infiltration associated with skarn and vein type Tungsten ore bodies in Central Morocco." Chem. Geol. 64: 279-294.

Giuliani, G. and J. Sonet. (1982). "Contribution à l'étude géochronologique du massif granitique hercynien des Zäer (massif central marocain)." C. R. Acad. Sci. Paris, 294: 139-143.

Goujou, J. C. (1991). Analyse ppétrostructurale d'un avant pays métamorphique: Influence du plutonisme tardi-orogénique varisque sur l'encaissant épi à mésozonal de Vendée. Thèse de l'Université de Montpellier I.

Graham, C. M. (1974). "Metabasite amphiboles of the Scottish Dalradian." Contrib. Mineral. Petrol. 47: 165-185.

Grant, J. A. (1986). "The Isocon Diagram-A simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration." Economic Geology. 81: 1976-1982.

Gratier, J. P. (1984). La déformation des roches par dissolution-cristallisation. Thèse doct. d'Etat, Univ. Grenoble.

Gresens, R. L. (1967). "Composition-Volume relationships of metasomatism." Chem. Geol., 2: 47-65.

Guidotti, C. V. (1987). Micas in igneous rocks. In Bayley S. W. Editor, Reviews in Mineralog, Micas. Mineral. Soc. America, Reviews in Mineralogy, : 357-467.

Haggerty, S. E. (1976). Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. In Rumble P. Ed., Oxide Minerals, Mineral. Soc. Amer. Reviews in Mineralogy, : 101-300.

Haimeur, J. (1988). Contribution à l'étude de l'environnement volcano-sédimentaire et de la minéralisation de l'amas sulfuré de Douar Lahjar (Guemassa, Maroc). Lithostratigraphie, Paléovolcanisme, Géochimie et Mettalogénie. Thèse de l'Université de Nancy.

Hammarstrom, J. M. and E. Zen. (1986). "Aluminium in hornblende : an empirical igneous geothermometer." Am. Mineral. 71: 1297-1313.

Hammarstrom, J. M. and E. Zen. (1992). "Comments on Blundy and Holland's (1990) "calcic amphibole equlibria and a new amphibole-plagiolase geothermometer"." Contrib. Mineral. Petrol. 111: 264-268.

Hanmer, S. K. (1982). "Microstructure and geochemistry of plagioclase and microcline in naturally deformed granite." J. Struct. Geol. 4, n°1: 197-213.

Harper, G. D., J. R. Bowman and R. Kuhns. (1988). "A field, chemical and stable isotope study of subseafloor metamorphism of the Josephine ophiolite, California-Oregon." J. Geophys. Res. 93: 4625-4656.

Harris, N. B. W., J. A. Pearce and A. G. Tindle. (1986). Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In Collision tectonics, Coward and Ries Ed., Geol. Soc. Spec. Publ.,: 67-81.

Haymon, R. M., R. A. Koski and M. J. Abrams. (1989). "Hydrothermal discharge zones beneath massive sulfide deposits mapped in the Oman ophiolite." Geology. 17: 531-535.

Hedenquist, J. W. and J. B. Lowenstern. (1994). "The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits." Nature. 370: 519-527.

Helgeson, H. C. (1968). "Evaluation of irreversible reactions involving minerals and aqueous solutions. I. Thermodynamic relations." Geochim. Cosmochim. Acta. 32: 853-877.

Helgeson, H. C. (1970). "A chemical and thermodynamic model of ore deposition in hydrothermal systems." Min. Soc. Am., Spec. Paper. 3: 155-186.

Helgeson, H. C. and D. H. Kirkham. (1974). "Theoretical prediction of the thermodynamic behaviour of aqueous electrolytes at high pressures and temperatures." Am. J. Sci. 274: 1098-1198.

Helgeson, H. C., D. H. Kirkham and G. C. Flowers. (1981). "Theoretical prediction of the thermodynamic behaviour of aqueous electrolytes at high pressures and temperatures, IV, calculation of activity coefficients, and apparent molal and standard relative partial molal properties to 600°C and 5 Kb." Am. J. Sci. 281: 1249-1536.

Helmstaedt, H. and J. M. Allen. (1976). "Metagabbronorite from DSDP hole 334: an example of high-temperature deformation and recrystallisation near the Mid-Atlantic Ridge." Can. J. Earth. Sci. 14: 886-898.

Helz, R. T. (1973). "Phase relations of basalts in their melting range at P H2O = 5 kb as a function of oxygen fugacity. Part I. Mafic phases." J. Petrol. 14 (2): 249-302.

Hemley, J. J., J. W. Montaya, D. R. Shaw and R. W. Luc. (1977). "Mineral equilibria in the MgO-SiO2-H2O system: II Talc-antigorite-forsterite-anthophyllite-enstatite stability relations and some geologic implications in the system." Am. J. Sci. 277: 353-383.

Hemley, J. J., J. W. Montoya, A. Nigrini and H. A. Vincent. (1971). "Some alteration products in the system CaO-Al2O3-SiO2-H2O." Soc. Mining Geol. Japan, Spec. (2): 58-63.

Hey, M. H. (1954). "A new review of the chlorites." Mineral. Mag. 30: 277-292.

Hibbard, M. J. (1987). "Deformation of incompletely crystallised magma systems: granitic gneisses and their tectonic implications." J. Geol. 95: 543-561.

Hoepffner, C. (1982). "Le magmatisme pré et post-orogénique hercynien dans le paléozoïque des Rehamana." Notes et Mem. Serv. Géol. Maroc. 303: 150-163.

Hoepffner, C. (1987). La tectonique hercynienne dans l'Est du Maroc. Thèse doct. d'Etat, Univ. Strasbourg.

Hofmann, A. (1972). "Chromatographic theory of infiltration metasomatism and its application to feldspars." Am. J. Sci. 272: 69-90.

Holdaway, M. J. (1972). "Thermal stability of Al-Fe Epidote as a function of fO2 and Fe content." Contrib. Mineral. Petrol. 37: 307-340.

Holland, H. D. (1972). "Granites, solutions and base metal deposits." Economic Geol. 67: 281-301.

Holland, T. J. B. and R. Powell. (1990). "An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system K2O-Na2O-CaO-MgO-FeO-Fe2O3-Al2O3-TiO2-SiO2-C-H2-O2." J. metamorphic Geol. 8: 89-124.

Hollard, H. (1978). "L'évolution hercynienne au Maroc." Zeit Deutsh Géol. Ges. 129: 495-512.

Hollister, L. S., J. C. Grissom, E. K. Peters, H. H. Stowel and V. B. Sisson. (1987). "Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons." Am. Mineral. 72: 231-239.

Holm, P. E. (1982). "Non-recognition of continental tholeiites using the Ti-Y-Zr diagram." Contrib. Mineral. Petrol. 79: 308-310.

Hubbard, F. H. (1966). "Myrmekite in charnockite from southwest Nigeria." Am. Miner. 51: 762-773.

Huon, S., A. Piqué and N. Clauer. (1987). "Etude de l'orogenèse hercynienne au Maroc par la datation K-Ar de l'évolution métamorphique des schistes ardoisiers." Sci. Geol. Bull. Strasbourg. 40, 3: 273-284.

Huppert, H. E. and R. S. J. Sparks. (1988). "The fluid dynamics of crustal melting by injection of basaltic sills." Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sci. 79: 237-243.

Hutton, D. H. W. (1982). "A tectonic model for the emplacement of the main Donegal granite, NW Ireland." J. Geol. Soc. London. 139: 625-631.

Hutton, D. H. W. (1988). "Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: infernces from deformation studies." Trans. Roy. Soc. Edinburg: Earth Sci. 79: 245-255.

Hutton, D. H. W., T. J. Dempster, P. E. Brwn and S. D. Becker. (1990). "A new mechanism of granite emplacement: intrusion in active extensional shear zones." Nature. 343: 452-455.

Huvelin, P. (1977). Etude géologique et gîtologique du massif hercynien des Jebilet (Maroc occidental). Notes et Mem. Serv. Geol. Maroc. 232 bis: 307p.

Hynes, A. (1980). "Carbonatization and mobility of Ti, Y, and Zr in Ascot Formation Metabasalts, SE Quebec." Contrib. Mineral. Petrol. 75: 79-87.

Ishihara, S. (1977). "The magnetite-series and ilmenite-series Granitic rocks." Mining Geol. 27: 293-305.

Iwasaki, M. (1963). "Metamorphic rocks of the Kotu-Bizan area, eastern Shikoku." J. Fac. Sci. Tokyo Univ. sec. II. 15: 1-90.

Jacobs, D. C. and W. T. Parry. (1979). "Geochemistry of biotite in the Santa Rita Porphyry Copper Deposit, New Mexico." Economic Geol. 74: 860-887.

Jadid, M. (1989). Etude des processus de différenciation des roches magmatiques pré-orogéniques des Jebilet centrales sur l'exemple du massif stratiforme de Koudiat Kettara (Maroc Hercynien). Thèse 3° cycle, Marrakech.

James, D. E. and D. L. Hamilton. (1969). "Phase relations in the system NaAlSi3O8-KAlSi3O8-siO2 at 1 Kilobar water vapour pressure." Contrib. Mineral. Petrol. 21: 11-141.

Janeckey, D. R. and W. E. Seyfried. (1984). "Formation of massive sulfide deposits on oceanic ridge crests: Incremental reaction models for mixing between hydrothermal solutions and seawater." Geochim. Cosmochim. Acta. 48: 2723-2738.

Kawashi, Y. (1975). "Pumpellyite-Actinolite and contiguous facies metamorphism in part of Upper Wakatipu district, South Iceland, New Zealand." N. Z. Geol. Geophys. 18: 401-441.

Kern, R. and A. Weisbord. (1967). Thermodynamics for geologists. San Francisco, Freeman,.Cooper.

Kerr, A. and B. J. Fryer. (1993). "Nd isotope evidence for crust-mantle interaction in the generation of A-type granitoid suites in Labrador, Canada." Chem. Geol. 104: 39-60.

Kerrich, R. (1986). "Fluid transport in lineaments." Phil. Trans. Roy. Lond. A 317: 219-251.

Kerrich, R., W. S. Fyfe, B. E. Gorman and I. Allison. (1977). "Local modification of rock chemistry by deformation." Contrib. Mineral. Petrol. 65: 183-190.

Key. C. H. (1987). "Geochemistry of diorites and associated plutonic rocks of SE Jersey, Channel Islands." Mineral. Mag. 51(217-229):

Key, C. H. (1977). "Origin of appinitic pockets in the diorites of Jersey, Channel islands." Mineral. Mag. 41: 183-192.

Kharbouch, F. (1982). Pétrographie et géochimie des laves dinantiennes de la méseta nord occidentale et orientale marocaine. Thèse 3° cycle, Univ. Strasbourg.

Kharbouch, F. (1994). Les laves dévono-dinantiennes de la méseta marocaine: Etude pétro-géochimique et implications géodynamiques. Thèse doct. d'Etat, Univ. Brest.

Kharbouch, F., T. Juteau, M. Treuil, J. L. Joron, A. Piqué and C. Hoepffener. (1985). "Le volcanisme dinantien de la méseta marocaine nord-occidentale et orientale, caractères pétrographiques et géochimiques et implications géodynamiques." Sci. Géol. Bull. Strasbourg. 38, 2: 155-163.

Kilinc, I. A. and C. W. Burnham. (1972). "Partitioning of chloride between a silicate melt and coexisting aqueous phase from 2 to 8 kilobars." Economic Geol. 67: 231-235.

Kimball, K. L. (1988). "High-temperature hydrothermal alteration of ultramafic cumulates from the base of the sheeted dikes in the Josephine ophiolite, Nw California." J. Geophys. Res. 93: 4675-4687.

Knapp, R. B. and D. Norton. (1981). "Preliminary numerical analysis of processes related to magma crystallisation and stress evolution in cooling pluton environments." Am. J. Sci. 280: 35-68.

Knutson, J. and R. H. Flood. (1988). "Ben Bullen plutons, New south Wales: A carboniferous gabbro-trondhjemite suite." Australian J. Earth Sci. 35: 247-257.

Korzhinskii, D. S. (1970). Theory of metasomatic zoning. Clarendon., Oxford.

Kranidiotis, P. and W. H. Maclean. (1987). "Systematics of chlorite alteration at Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec." Economic Geol. 82: 1898-1911.

Kretz, R. (1983). "Symbols for rock-forming minerals." Am. Mineral. 68: 277-279.

Lagarde, J.-L., R. Capdevila and S. Fourcade. (1992). "Granites et collision continentale: l'exemple des granitoïdes carbonifères dans la chaîne hercynienne ouest-européenne." Bull. Soc. géol. France. 163 (5): 597-610.

Lagarde, J. L. (1978). La déformation des roches dans les domaines à schistosité subhorizontale. Applications à la nappe du Canigou-Roc de France (Pyrénées orientales) et au complexe cristallophyllien de Champtoceaux (Massif Armoricain). Thèse 3° cycle, Univ. Rennes I.

Lagarde, J. L. (1985). "Cisaillements ductiles et plutons granitiques contemporains de la déformation hercynienne postviséenne de la meseta marocine." Hercynica. I, 1: 29-37.

Lagarde, J. L. (1989). Granites tardi carbonifères et déformation crustale: l'exemple de la meseta marocaine. Thèse doct. d'Etat, Univ. Rennes I., Mem. et doc. du C.A. E.S.S. 26: 342.

Lagarde, J. L., S. Ait Omar and A. Essaifi. (1990-a). Les plutons granitiques épizonaux ne sont pas des diapirs. 13° R. S. T. abstract.

Lagarde, J. L., S. Aït Omar and B. Roddaz. (1990-b). "Structural characteristics of syntectonic plutons with special reference to late carboniferous plutons from Morocco." J. Struct. Geol. 12: 805-821.

Lagarde, J. L., J. P. Brun and D. Gapais. (1990-c). "Formation des plutons granitiques par injection et expansion latérale dans leur site de mise en place : une alternative au diapirisme en domaine épizonal." C. R. Acad. Sci. Paris. t. 310, Série II: 1109-1114.

Lagarde, J. L. and P. Choukroune. (1982). "Cisaillement ductile et granitoïdes syntectoniques : l'exemple du massif hercynien des Jebilet (Maroc)." Bull. Soc. Géol. France. t. XXIV, n° 2: 299-307.

Lagarde, J. L. and A. Michard. (1986). "Stretching normal to the regional thrust displacement in a thrust-wrench shear zone, Rehamna massif, Morocco." J. Struc. Geol. 8, Nos. 3/4: 483-492.

Lagarde, J. L. and B. Roddaz. (1983). "Le massif plutonique de Tichka (Haut Atlas, Maroc): un diapir syntectonique." Bull. Soc. Géol. France,. t. XXV n°3,: 389-395.

Laird, J. and A. L. Albee. (1981). "Pressure, temperature and time indicators in mafic schist: their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont." Am. J. Sci. 281: 127-175.

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. Edin. 63, 553:

Lameyre, J. (1980). "Les magmas granitiques: leurs comportements, leurs associations et leurs sources." Mém. h. sér. Soc. géol. de France. 10: 51-62.

Larson, P. B. (1984). "Geochemistry of the alteration pipe at the Bruce Cu-Zn volcanogenic massive sulfide deposit, Arizona." Economic Geol. 79: 1880-1896.

Lasaga, A. C. (1984). "Chemical kinetics of water-rock interactions." Jour. Geophys. Res. 89(B6): 4009-4025.

Le bel, L. (1979). "Micas magmatiques et hydrothermaux dans l'environnement du porphyre cuprifère de Cerro verde-santa Rosa, Pérou." Bull. Mineral. 102: 35-41.

Leake, B. E. (1978). "Nomenclature of amphiboles." Min. Mag. 42: 533-563.

Leat, P. T., S. E. Jackson, R. S. Thorpe and C. J. Stillman. (1986). "Geochemistry of bimodal basalt-subalkaline/peralkaline rhyolite provinces within the Southern British Caledonides." J. Geol. Soc., London. 143: 259-273.

Leblanc, M. (1975). Ophiolites précambriennes et gîtes arséniés de Cobalt (Bou-Azzer, Maroc). Thèse doct. d'Etat, Univ. Paris VI.

Leblanc, M. (1993). "Amas sulfuré formé par injection de sills dans des sédiments : exemple d'Hajar (Marrakech, Maroc)." C. R. Acad. Sci. Paris. 316 (II): 499-504.

Le Corre, C. (1978). Approche quantitative des processus synschisteux. L'exemple du segment hercynien de bretagne centrale. Thèse doct. d'Etat, Univ. Rennes I.

Le Corre, C. and J. Bouloton. (1987). "Un modèle de "structure en fleur" associant décrochement et convergence : Les Jebilet centro-occidentales (Maroc hercynien)." C. R. Acad. Sci. Paris. Série II, n° 13: 751-755.

Le Corre, C. and A. Saquaque. (1987). "Comportement d'un système pluton-encaissant dans un champ de déformation régional : le granite de Bramram (Jebilet, Maroc hercynien)." Bull. Soc. Geol. France. III (4): 665-673.

Lécuyer, C. (1990). "Chemical transfer between mantle xenoliths and basic magmas: evidencefrom oceanic magmas chambers. The trinity ophiolite (northern California)." Lithos. 25: 243-259.

Lécuyer, C., M. Brouxel and F. Albarède. (1990). "Elemental fluxes during hydrothermal alteration of the Trinity ophiolite (California, U.S.A.) by sea water." Chem. Geol. 89: 87-115.

Le Goff. (1989). Conditions pression-température de la déformation dans les orthogneiss : Modele thermodynamique et exemples naturels. Mem. et Doc. du C. A. E. S. S. Rnnes,

Leroy, J. and M. Cathelineau. (1982). "Les minéraux phylliteux dans les gisements hydrothermaux d'Uranium. I. Cristallochimie des micas hérités et néoformés." Bull. Mineral. 105: 99-109.

Lindsley, D. H. (1983). "Pyroxene thermometry." Am. Mineral. 68: 477-493.

Lindsley, D. H. and D. J. Andersen. (1983). "A two pyroxene thermometer. Proceeding of the thirteenth lunar and planetary science confernce, Part 2." J. Geophys. Res. 88: supplement A887-A906.

Liou, J. G. (1973). "Synthesis and stability relations of Epidote, Ca2Al2FeSi3O12(OH)." J. Petrol. 14 (3): 381-413.

Liou, J. G., H. S. Kim and S. Maruyama. (1983). "Prehnite-épidote equilibria and their petrologic applications." J. Petrol. 24, n°4: 321-342.

Liou, J. G., S. Kuniyoshi and K. Ito. (1974). "Experimental studies of the phase relations between greenschist and amphibolite in a basaltic system." Am. J. Sci. 274: 613-632.

Liou, J. G., S. Maruyama and M. Cho. (1985). "Phase equilibria and mineral paragenesis of metabasites in low-grade metamorphism." Min. Mag. 49: 321-333.

Lister, J. C. and A. W. Snoke. (1984). "S-C mylonites." J. Struct. Geol.,. 6: 617-638.

Lorenz, V. and I. A. Nicholls. (1976). The Permo-Carboniferous basin and range province of Europe. An application of plate tectonics. In H. Flake. Editor, The continental permian in central, west and south Europe.: 313-342.

Lorenz, V. and I. A. Nicholls. (1984). "Plate and intraplate processes of hercynian Europe during the late paleozoic." Tectonophysics. 107: 25-56.

Lydon, J. W. and A. Galley. (1986). Chemical and mineralogical zonation of the Mahiati alteration pipe, Cyprus and its genetic significance. In Gllagher, Neary and Prichard Ed., Metallogeny of basic and ultrabasic rocks. London, Institut of Mining and Metallogeny. London: 49-68.

Mabkhout, F., B. Bonin Ait Ayyad, N. , C. Sirna and J. L. Lagarde. (1988). "Les massifs granitiques alcalins du Permien marocain." C. R. Acad. Sc. Paris. t. 307, Série II: 279-284.

Maclean, W. H. and P. Kranidiotis. (1987). "Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration/ Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec." Economic Geol. 82: 951-962.

Maniar, P. D. and P. M. Piccoli. (1989). "Tectonic discrimination of granitoids." GeoL. Soc. Am. Bull. 101: 635-643.

Manning, C. E. and D. K. Bird. (1986). "Hydrothermal clinopyroxenes of the Skaergaard intrusion." Contrib. Mineral. Petrol. 92: 437-447.

Marquer, D. (1987). Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes, exemple des massifs de l'Aar et du gothard (Alpes Centrales Suisses). Thèse de l'Université de Rennes I, Mem. et doc. du C.A.E.S.S. 10: 234p.

Marquer, D., D. Gapais and R. Capdevila. (1985). "Comportement chimique et orthogneissification d'une granodiorite en faciès schistes verts (massif de l'Aar, Alpes Centrales)." Bull. Mineral. 108: 209-221.

Marre, J. (1982). Méthodes d'analyse structurale des granitoïdes. B. R. G. M. Manuels et méthodes. n°3.

Marshall, L. A. and R. S. J. Sparks. (1984). "Origin of some mixed-magma and net vein ring intrusions." J. Geol. Soc. London. 141: 171-182.

Maruyama, S., J. G. Liou and K. Suzuki. (1982). "The peristerite Gap in low-grade metamorphic rocks." Contrib. Mineral. Petrol. 81: 268-276.

Maruyama, S., K. Suzuki and J. G. Liou. (1983). "Greenschist-Amphibolite transition Equilibria at low grade pressures." J. Petrol. 24: 583-604.

Mattauer, M., F. Proust and P. Tapponier. (1972). "Major strike-slip fault of late hercynian age in Morocco." Nature. 237: 160-162.

Maury, R. C. (1984). "Les conséquences volcaniques de la subduction." Bull. Soc. Géol. France, (7), XXVI, n°3: 489-500.

Mayol, S. (1987). Géologie de la partie occidentale de la boutonnière paléozoïque des jebilet, Maroc. Travaux des laboratoires dessciences de la Terre, Univ. Saint Jérôme, Marseille, Série B, 27.

McCaig, A. M. (1988). "Deep fluid circulation in fault zones." Geology. 16: 867-870.

McCaig, A. M., L. Y. Gong and D. M. Wayne. (1993). "Mechanisms of permeability enhancement in carbonate mylonites." Geofluids '93', extended abstracts. : 159-161.

Mercier, J.-C. C. and P. Bertrand. (1984). Thermométrie pyroxénique. Quelques méthodes basées sur des réactions de transfert. In Lagache Editor, Thermométrie et barométrie géologique. Société Française de Minéralogie et de Cristallographie.: 237-280.

Mertzman, S. E. (1977). "The petrology and geochemistry of the Medicine Lake Volcano, California." Contrib. Mineral. Petrol. 62: 221-247.

Mevel, C. (1984). Le métamorphisme dans la croûte océanique. Apport de la pétrologie à la compréhension des phénomènes de circulation hydrothermale et de déformation (exemples dans l'Atlantique). Thèse doct. d'Etat, Univ. Paris VII.

Michard, A. (1976). "Eléments de géologie marocaine." Notes et Mem. Serv. Géol. Maroc. 252: 1-458.

Miller, C. F., E. F. Stoddard, J. B. Larry and A. D. Wayne. (1981). "Composition of plutonic muscovite : genetic implications." Can. Mineral. 19: 25-34.

Mitra, G. (1975). "Ductile deformation zones and mylonites : the mechanical processes involved in the deformation of crystalline basement rocks." Am. Jour. Sci. 278: 1054-1084.

Mitra, G. (1978). "Ductile deformation zones and mylonites: the mechanical processes involved in the deformation of crystalline basement rocks." Am. J. Sci. 278: 1057-1084.

Miyahiro A. (1973). - Metamorphism and metamorphic belts. Jhon Wiley & Sons, New York, 492p.

Miyashiro, A. and Y. Seki. (1958). "Enlargement of the compositional field of epidote and piedmontite with rising temperature." Am. J. Sci. 256: 423-430.

Monier, G., J. Mergoil-Daniel and H. Labernardière. (1984). "Générations successives de muscovites et feldspaths potassiques dans les leucogranites du massif de Millevaches (Massif Central français)." Bull. Mineral. 107: 55-68.

Monier, G. and J. L. Robert. (1986). "Muscovite solid solutions in the system K20-MgO-FeO-Al2O3-SiO2-H2O: an experimental study at 2 kbar PH20 and comparison with natural Li-free white micas." Min. Mag. 50: 257-266.

Moody, J. B. (1976). "Serpentinization : a review." Lithos. 9: 125-138.

Moody, J. B., J. E. Jenkins and D. Meyer. (1985-a). "An experimental investigation of the albitization of plagioclase." Can. Mineral. 23: 583-596.

Moody, J. B., D. Meyer and J. E. Jenkins. (1985-b). "Experimental characterization of the greenschist/amphibolite boundary in mafic systems." Am. J. Sci. 283: 48-92.

Morin, P. (1962). "Une vue d'ensemble nouvelle des formations anté-viséennes des pays des Zaïan (anticlonorium de Kasba Tadla-Azrou, Maroc central)." C. R. Acad. Sci. Paris. 254 D: 3385-3387.

Mottl, M. J. (1983). "Metabasalts, axial hot springs, and the structure of hydrothermal systems at mid-ocean ridges." Geol. Soc. Am. 94: 161-180.

Mottl, M. J. and W. E. Seyfried. (1980). Sub-seafloor hydrothermal systems: rock vs sea water - dominated. In P. A Rona and R. P. Lowell Ed., Seafloor spreading centers: hydrothermal systems.: 66-82.

Mrini, Z. (1985). Age et origine des granitoïdes hercyniens du Maroc: Apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique (Sr, Nd, Pb). Thèse de l'Université de Clermond Ferrand.

Mrini, Z., A. Rafi, J.-L. Duthou and P. Vidal. (1992). "Chronologie Rb-Sr des granitoïdes hercyniens du Maroc : conséquences." Bull. Soc. Géol. France. 163 (3): 281-291.

Nabelek, P. I. (1987). "General equations for modeling fluid/rock interaction using trace elements and isotopes." Geochim. Cosmochim. Acta. 51: 1765-1769.

Nachit, H. (1986). Contribution à l'étude analytique et expérimentale des biotites des granitoïdes. Applications typologiques. Thèse de l'Université de Brest.

Nehlig, P. (1989). Etude d'un système hydrothermal océanique fossile: l'ophiloite de Semail (Oman). Thèse de l'Université de Brest.

Nehlig, P. (1993). "Interactions between magma chambers and hydrothermal systems: Oceanic and ophiolitic constraints." J. Geophys. Res. 98, No B11: 19622-19633.

Nehlig, P. and T. Juteau. (1988). "Flow porosities, permeabilities and preliminary data on fluid inclusions and fossil thermal gradients in the crust sequence of the Semail ophiolite (Oman)." Tectonophysics. 151: 199-222.

Norton, D. (1978). "Sourcelines, sourceregions, and pathlines for fluids in hydrothermal systems related to cooling plutons." Economic Geol. 73: 21-28.

Norton, D. (1979). "Transport phenomena in hydrothermal systems : the redistribution of chemical components around cooling magmas." Bull. Mineral. 102: 471-486.

Norton, D. (1984). "Theory of hydrothermal systems." Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 12: 155-177.

Norton, D. and J. Knight. (1977). "Transport phenomena in hydrothermal systems: cooling plutons." Am. J. Sci. 277: 937-981.

Norton, D. and R. Knapp. (1977). "Transport phenomena in hydrothermal systems: The nature of porosity." Am. J. Sci., 277: 913-936.

Norton, D. and H. P. Taylor. (1979). "Quantitative simulation of the hydrothermal systems of crystallizing magmas on the basis of transport theory and oxygen isotope data: an analysis of the Skaergard intrusion." J. Petrol. 20(3): 421-486.

Nouidar, M. (1988). Sédimentologie et évolution tectono-sédimentaire des plates-formes calcaires du Viséen supérieur de la région de Jbel Tekzim (Jebilet Orientales, Maroc). Thèse 3° cycle, Univ. Marrakech.

O'Connor. (1965). "A classification of quartz-rich rocks based on feldspar ratio." U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 525 B: 79-81.

O'Hara, K. (1988). "Fluid flow and volume loss during mylonitization: an origine for phyllonite in an overthrusting setting. North California, U. S. A." Tectonophysics. 156: 21-36.

Oba, T. (1980). "Phase relations in the Tremolite-Pargasite Join." Contrib. Mineral. Petrol. 71: 247-256.

Oliver, N. H., R. K. Valenta and V. J. Wall. (1990). "The effect of heterogeneous stress and strain on metamorphic fluid flow, Mary Kathleen, Australia, and a model for large-scale fluid circulation." J. Metamorphic Geol. 8: 311-331.

Otten, M. T. (1984). "The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites." Contrib. Mineral. Petrol. 86: 189-199.

Parneix, J. C. (1987). Mécanismes de l'altération hydrothermale des granites - Implications sur le stockage de déchets radioactifs de haute radioactivité. Thèse de l'Université de Paris VII.

Parneix, J. C. and A. Meunier. (1982). "Les paragenèses de remplacement des biotites utilisées comme marqueurs des conditions de température et de composition des fluides dans les altérations hydrothermale et supergène du granite de Mayet-de-Montagne (Allier, France)." Bull. Mineral. 105: 662-672.

Parry, W. T. and L. M. Downey. (1982). "Geochemistry of hydrothermal chlorite replacing igneous biotite." Clays and Clay Minerals. 30 (2): 81-90.

Parsons, I. (1978). "Feldspars and fluids in cooling plutons." Min. Mag. 42: 1-17.

Passaglia E. and G. Gottardi (1973). "Crystal chemistry and nomenclature of pumpellyites and julgoldites". Can. Mineral., 12, p. 219-223.

Pearce, A. (1980). Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiloites. Proceeding of the international ophiloite Symp. 261-272.

Pearce, J. A. (1983). Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In C. J Hawkesworth and M. J. Norry Ed., Continental basalts and mantle xenoliths.: 230-250.

Pearce, J. A. and J. R. Cann. (1973). "Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses." Earth Planet. Sci. Lett. 19: 290-300.

Pearce, J. A., N. B. W. Harris and A. G. Tindle. (1984). "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks." J. Petrol. 25(4): 956-923.

Pearce, J. A. and M. J. Norry. (1979). "Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks." Contrib. Min. Petrol. 69: 33-47.

Permingeat, F. (1954). "Sur le viséen des Jebilet orientales au Sud de l'Oued Tensift." Notes et Mem. Serv. Géol. Maroc. 121: 17-22.

Petit, J. P. (1976). La zone de décrochement de Tizi n'Test et son fonctionnement depuis le carbonifère. Thèse 3° cycle, Univ. Montpellier.

Philips, E. R. (1964). "Myrmekite and albite in some granites of the New England batholith, New South Wales." J. Geol. Soc. Australia. 11: 49-60.

Phillips, E. R. (1980). "On polygenic myrmekites." Geol. Mag. 117: 29-36.

Piqué, A. (1979). Evolution structurale d'un segment de la chaîne hercynienne : la méseta marocaine. Sci. Géol. Mém. Strasbourg., 253p.

Piqué, A. and A. Michard. (1989). "Moroccan hercynides : a synopsis. The paleozoic sedimentary and tectonic evolution at the northern margin of west Africa." Am. J. Sci. 289: 286-330.

Piquet, D. (1982). Mécanismes de recristallisation métamorphique dans les ultrabasites: exemple des roches vertes archéennes de Finlande orientale (Ceintures de Suomussalmi-Kuhmo).

Pitcher, W. S. and A. R. Berger. (1972). The geology of Donegal: a study of granite emplacement and unroofing. Wiley-Interscience, London., 435p.

Plyusnina, L. P. (1982). "Geothermometry and geobarometry of plagioclase-hornblende bearing assemblages." Contrib. Mineral. Petrol. 80: 140-146.

Potdevin, J. L. and J. M. Caron. (1986). "Transfert de matière et déformation synmétamorphique dans un pli. I. Structures et bilans de matière." Bull. Mineral. 109: 395-410.

Potdevin, J. L., J. M. Lardeaux and D. Coffrant. (1989). Mass transfer related to ductile shear zone development in a metagabbro. In Bridgwater Ed., Fluid movements-Element transport and the composition of the Deep Crust.: 213-230.

Poutchovsky, A. (1978). Etude géologique et structurale des formations paléozoïques de la région de Bougader. Thèse 3° cycle, Univ. St-Jerôme Aix Marseille.

Raase, P. (1974). "Al and Ti contents of hornblende as indicator of pressure and temperature of regional metamorphism." Contrib. Mineral. Petrol. 45: 231-236.

Ragland, P. C. (1989). Basic analytical petrology. Oxford university press, 369p.

Rämö, O. T. (1991). "Petrogenesis of the Proterozoic rapakivi granites and related basic rocks of southeastern Fennoscandia: Nd and Pb isotopic and general geochemical constraints." Geol. Surv. Finland, Bull. 355: 161p.

Ramsay, J. G. (1967). Folding and fracturing of rocks. Mc Graw-Hill, New York, 568p.

Ramsay, J. G. and R. H. Graham. (1970). "Strain variation in shear belt." Can. J. Earth Sci. 7: 786-813.

Regba M. (1991). Etude géochimique d'un segment de croûte océanique fossile: la nappe ophiolitique de Semaïl en Oman. Genèse des séries magmatiques et processus hydrothermaux associés. Thèse doct. d'Etat, Univ. Marrakech.

Reynard, B. (1989). La Glaucophane. Cristallochimie, propriétés thermodynamiques et mécanismes de déformation. Thèse de l'Université de Renns I.

Reynard, B. and M. Ballevre. (1988). "Coexisting amphiboles in an eclogite from the Western Alps: new constraints on the miscibilty gap between sodic and calcic amphiboles." J. metamorphic Geol. 6: 333-350.

Reynolds, S. J. and G. Lister. (1987). "Structural aspects of fluid-rock interactions in detachment fault zones." Geology. 15: 362-366.

Richards, H. G., J. R. Cann and J. Jensenius. (1989). "mineralogical zonation and metamorphism of the alteration pipes of cyprus sulfide deposits." Economic Geol. 84: 91-115.

Richardson, C. J., J. R. Cann, H. G. Richards and J. G. Cowan. (1987). "Metal depleted root zones of the Troodos ore forming hydrothermal system, Cyprus." Earth Planet. Sci. Lett. 94: 243-253.

Riverin, G. and C. J. Hodgson. (1980). "Wall-rock alteration at the Millenbach Cu-Zn Mine, Noranda, Quebec." Economic Geol. 75: 424-444.

Roberts, R. G. and E. J. Reardon. (1978). "Alteration and ore-forming processes at Mattagami Lake Mine, Quebec." Can. J. Earth Sci. 15: 1-21.

Robie, R. A., P. E. Bethke and K. M. Beardsley. (1967). "Selected X ray crystallographic data, molar volmes, and densities of minerals and related substances." U. S. Geol. Survey Bull. 1248: 1-87.

Roedder, E. (1971). "Fluid inclusion studies on the porphyry-type ore deposits at Bingham, Utah, Butte, Montana, and climax, Colorado." Economic Geol. 68: 98-120.

Rollinson, H. (1993). Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. J. Wiley & sons Ed., New York : 352p.

Rosé, F. (1987). Pétrogenèse des granitoïdes hercyniens du Maroc. Thèse de l'Université de Paris VII.

Rose, N. M. and D. K. Bird. (1994). "Hydrothermally altered dolerite dykes in East GreenLand: Implications for Ca-metasomatism of basaltic protoliths." Contrib. Mineral. Petrol. 116: 420-432.

Saber, N. (1986). Etude pétrographique et structurale du massif de Kaddour Labdi (Jebilet centrales). Mem. C.E.A., Univ. Marrakech.

Saliot, P. (1978). Le métamorphisme dans les Alpes françaises. Thèse doct. d'Etat, Univ. Paris VII.

Sangster, D. F. (1972). "Precambrian volcanogenic massive sulfide deposits in Canada : a review." Geological Survey of Canada, Paper 72-22. :

Saquaque, A. (1985). Déformation et mise en place d'un pluton syncinématique: l'exemple du granite hercynien de bramram-Tabouchennt-Bamega (Jebilet centrales, Maroc). Thèse 3° cycle, Univ. Marrakech.

Sawkins, F. J. and D. A. Scherkenbach. (1981). "High copper content of fluid inclusions in quartz from northern Sonora: implications for orogenesis theory." Geology. 9: 37-40.

Schiffman, P. and B. M. Smith. (1988). "Petrology and oxygen isotope geochemistry of a fossil sea water hydrothermal system within the Solea graben, Northern Troodos ophiolite, Cyprus." J. Geophys. Res. 93: 4612-4626.

Schiffman, P., B. M. Smith, R. J. Varga and E. D. Moores (1987). "Geometry, conditions and timing of off-axis hydrothermal metamorphism and ore-deposition in the Solea graben." Nature, 325: 423-425.

Schmidt, C. J., H. W. Smedes and J. M. O'Neil. (1990). "Syncompressional emplacement of the Boulder and Tobacco Root Batholiths (Montana-USA) by pull-apart along old fault zones." Geol. J. 25: 305-318.

Scholz, C. H., M. Baranzagi and M. L. Sbar. (1971). "Late Cenozoic evolution of the Great Basin, Western United States, as an ensialic interarc basin." Geol. Soc. Am. Bull. 82: 2979-2990.

Segall, P. and C. Simpson. (1986). "Nucleation of ductile shear zones on dilatant fractures." Geology. 14: 56-59.

Seyfried, W. E. (1987). "Experimental and theoretical constraints on hydrothermal alteration processes at mid-ocean ridges." Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 15: 317-335.

Seyfried, W. E., M. E. Berndt and J. S. Seewald. (1988). "Hydrothermal alteration processes at mid-ocean ridges: constraints from diabase alteration experiments, hot spring fluids and composition of oceanic crust." Can. Mineral. 26: 787-804.

Seyfried, W. E. and D. R. Janecky. (1985). "Heavy metal and sulfur transport during subcritical and supercritical hydrothermal alteration of basalt: Influence of fluid prssure and basalt composition and crystallinity." Ceochim. Cosmochim. Acta. 49: 2545-2560.

Shand, S. J. (1949). Eruptive rocks. Wiley & sons, New York.

Shervais, J. W. (1982). "Ti-V plots and the petrogenesis of modern ophiolitic lavas." Earth Planet. Sci. Lett. 59: 101-118.

Shido, F. and A. Miyashiro. (1959). "Hornblendes of basic metamorphic rocks." J. Fac. Sci. Univ. Tokyo. 12: 85-102.

Shikazono, N. and H. Kawahata. (1987). "Compositional differences in chlorite from hydrothermally altered rocks and hydrothermal ore deposits." Can. Mineral. 25: 465-474.

Shwartz, M. O. (1992). "Geohemical criteria for distinguishing between magmatic and metasomatic albite-enrichement in granitoids - examples from Ta-Li granite Yichum end the Sn-W deposit Tikus (Indonesia)." Mineral Deposita. 27: 101-108.

Sibson, R. H., J. M. Moore and A. H. Rankin. (1975). "Seismic pumping-a hydrothermal fluid transport mechanism." J. Geol. Soc. London. 131: 653-659.

Simpson, C. (1983). "Strain and shape fabric variations associated with ductile shear zones." J. Struct. Geol. 5: 61-72.

Simpson, C. (1985). "Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition." J. Struct. Geol. 7: 503-511.

Simpson, C. (1989). "Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by myrmekite." J. metamorphic Geol. 7: 261-275.

Slack, J. F. and P. R. Coad. (1989). "Multiple hydrothermal and metamorphic events in the Kidd Creek volcanogenic massive sulfide deposit, Timmins, Ontario: Evidence from tourmalines and chlorites." Can. J. Earth. Sci. 26: 694-715.

Smith, J.V. and W.L.Brown (1988). "Feldspar minerals 1: Crystal structures, Physical, Chemical and microtextural properties". 2nd Ed., Spring-Verlag, New York, Berlin Heidelberg, 828p.

Snoke, A. W., J. E. Quick and H. R. Bowman. (1981). "Bear Mountain Igneous Complex, Klamath Mountains, California: an ultrabasic to silici Calc-alkaline suite." J. Petrol. 22: 501-522.

Souaré, A. T. (1988). Contribution à l'étude des amas sulfurés du district des Jebilet Centrales et de leurs altérations supergènes (chapeaux de fer). Comparaison avec les minéralisations d'Agouim (Haut Atlas, Maroc). Thèse 3° cycle, Univ. Marrakech.

Sougy, J. (1976). "Existence d'une importante tectonique tangentielle avec nappes repliées dans les Jebilet occidentales centrales (Meseta marocaine hercynienne)." Travaux des Laboratoires des. Sciences de la Terre. Marseille, St Jerôme. B 12: 1-41.

Soulaïmani, A. (1992). L'évolution structurale des massifs hercyniens du Haouz de Marakech (Guemassa, N'fis, Maroc). Thèse 3° cycle, Univ. Marrakech.

Spear, F. S. (1981). "An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite." Am. J. Sci. 281: 697-734.

Spooner, E. T. C., R. D. Beckinsale, P. C. England and A. Senior. (1977-a). "Hydration, 18O enrichement and oxidation during ocean floor hydrothermal metamorphism of ophiolitic metabasic rocks from E. Liguria, Italy." Geochim. Cosmochim. Acta. 4: 857-871.

Spooner, E. T. C., H. J. Chapman and J. D. Smewing. (1977-b). "Strontium isotopic contamination and oxidation during ocean floor hydrothermal metamorphism of the ophiolitic rocks of the Troodos massif, Cyprus." Geochim. Cosmochim. Acta. 41: 873-890.

Spry, A. (1963a). "The chronological analysis of cristallisation and deformation of some Tasmanian precambrian rocks." J. Geol. Soc. Australia. 10, 2: 193-208.

Spry, A. (1963b). "The origin and signification of snow ball structure in garnet." J. Petrol. 4: 211-222.

Spry, A. (1969). Metmorphic textures. Pargamon Press, Oxford, 350p.

Spulber-Dixon, S. and J. Rutherford. (1983). "The origin of rhyolite and plagiogranite in Oeanic crust: An experimental study." J. Petrol. 24: 1-25.

Stakes, D. and D. A. Vanko. (1986). "Multistage hydrothermal alteration of gabbroic rocks from the failed Mathematician Ridge." Earth Planet .Sci. Lett. 79: 75-92.

Stephenson, E. L., A. J. Maltman and R. J. Knipe. (1993). "Fluid flow and microstructure in deforming sediments." Geofluids '93' Extended abstracts. : 148-150.

Streckeisen, A. (1976). "To each plutonic rock its proper name." Earth-Sci. Rev. 12: 1-33.

Stünitz, H. and J. D. F. Gerald. (1993). "Deformation of granitoids at low metamorphic grade II- Granular flow in albite rich mylonites." Tectonophysics. 221: 299-324.

Sylvester, P. J. (1989). "Post-collisional alkaline granites." J. Geol. 97: 261-280.

Tagiri, M. (1977). "Fe-Mg partition and miscibility gap between coexisting calcic amphiboles from the Southern Abukuma plateau, Japan." Contrib. Mineral. Petrol. 62: 271-281.

Tapponier, P., J. L. Mercier, R. Armijo, H. Tonglin and Z. Ji. (1981). "Field evidence for active normal faulting in Tibet." Nature. 294: 410-414.

Tarney, J. and N. G. Marsh. (1991). "Major and trace element geochemistry of Holes CY-1 and CY-4: Implications for Patrogenetic Models." Geol. Surv. Canada. paper 90-91: 133-176.

Taylor, H. P. (1977). "Water/rock interaction and the origin of H2O in granitic batholiths." J. Geol. soc. Lond. 133: 509-558.

Taylor, H. P. (1979). Oxygen and hydrogene isotope relationships in hydrothermal mineral deposits. in H. L. Barnes Ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits. Wiley, New York,: 236-277.

Tchalenko, J. S. (1970). "Similarities between shear zones of different magnitudes." Bull. Geol. Soc. Am. 81: 1625-1640.

Thiéblemont, D. and B. Cabanis. (1990). "Utilisation d'un diagramme (Rb/100)-Tb-Ta pour la discrimination géochimique et l'étude pétrogénétique des roches magmatiques acides." Bull. Soc. Géol. France. (8), t. VI (1): 23-35.

Thomas, W. M. (1982). "Stability relations of the amphibole hastingsite." Am. J. Sci. 282: 136-164.

Thorpe, R. S., P. T. Leat, A. C. Mann, M. F. Howells, A. J. Reedman and D. G. Campbell. (1993). "Magmatic evolution of the ordovician Snowdon volcanic centre, North Wales (UK)." J. Petrol. 34: 711-714.

Tikoff, B. and C. Teyssier. (1992). "Crustal-scale, en echelon "P-shear" tensional bridges: A possible solution to the batholitic room problem." Geology. 20: 927-930.

Tisserant, D. (1977). Les isotopes du strontium et l'histoire hercynienne du Maroc. Etude de quelques massifs atlasiques et mésetiens. Thèse 3° cycle, Univ. Strasbourg.

Tourani, A. and J. Beauchamp. (1987). Un exemple de sédimentation détritique à dominance de vagues: "le flysh" du carbonifère inférieur des Jebilet centrales (Maroc). 1° congrés français de sédimentologie, Paris, Mém. n°1: 135-136, abstract.

Tulloch, A. J. (1979). "Secondary Ca-Al silicates as low-grade alteration products of granitoid biotite." Contrib. Mineral. Petrol. 69: 105-117.

Turpault, M. P. (1989). Etude des mécanismes des altérations hydrothermales dans les granites fracturés. Thèse de l'Université de Poitiers.

Valsami, E. and J. R. Cann. (1994). "Controls on the Sr and Nd isoptopic compositions of hydrothermally altered rocks from the Pindos Ophiolite." Earth Planet. Sci. Lett. 125: 39-54.

Vanko, D. A. (1986). "High-chlorine amphiboles from oceanic rocks: product of high saline hydrothermal fluids?" Am. Mineral. 71: 51-59.

Vauchez, A. (1976). "Les déformations anté-triasiques dans la boutonnière d'Aouli-Mibladen (Midelt, Maroc)." C. R. Acad. Sci. Paris. 282: 425-428.

Velde, B. (1965). "Experimental determination of muscovite polymorph stabilities." Am. Mineral. 50: 436-449.

Vernon, R. H. (1976). Metamorphic processes. Th. Murby Ed., London : 247p.

Vernon, R. H. (1978). "Porphyroblast matrix microstructural relation ships in deformed metamorphic rocks." Geol. Rdsch. 67: 288-305.

Vigneresse, J. L. and J. P. Brun. (1983). "Les leucogranites armoricains marqueurs de la déformation régionale : apport de la gravimétrie." Bull. Soc. Géol. France. 7, t. XXV, n°3: 357-366.

Vogel, T. A. (1982). "Magma mixing in the acidic-basic complex of Ardnamurchan: Implications on the evolution of shallow magma chambers." Contrib. Mineral. Petrol. 79: 411-423.

Vogel, T. A. and J. T. Wilband. (1978). "Coexisting acidic and basic melts: geohemistry of a composite dyke." J. Geol. 86: 353-371.

Vogel, T. A., L. W. Younker, J. T. Wilband and E. Kampmueller. (1984). "Magma mixing; the Marso suite, Isle of Skye, Scottland." Contrib. Mineral. Petrol. 87: 231-241.

Voll, G. (1976). "Recrystallisation of quartz, biotite and feldspars from Erst field to the Laventina Nappe, Swiss Alps, and its significance." Schwitz Mineral. Petrogr. Mitt. 56: 641-647.

Von Damn, K. L., J. M. Edmond, J. M. Grant, C. Measures, B. Walden and R. F. Weiss. (1985). "Chemistry of submarine hydrothermal solutions at 21°N. East Pacific Rise." Geochim. Cosmochim. Acta. 49: 2197-2220.

Watson, E. B. (1976) "Two liquid partition coefficients: Experimental data and geochemical implications." Contrib. Mineral. Petrol. 56: 119-134.

Wells, R. A. (1977). "Pyroxene thermometry in simple and complex systems." Contrib. Mineral. Petrol. 62: 129-139.

Whalen, J. B. (1985). "Geochemistry of an island-arc plutonic suite: the Uasilau-Yau Yau intrusive complex, New Britain, P.N.G." 26: 603-632.

Whalen, J. B., K. L. Currie and B. O. V. (1987-a). "Episodic Ordovician-Silurian plutonism in the Topsails igneous terrane, western Newfoundland." Trans. Roy. Soc. Edinburg: Earth Sci. 78: 17-28.

Whalen, J. B., L. Kenneth and B. W. Chappel. (1987-b). "A-type granites / geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis." Contrib. Minaral. Petrol. 95: 407-419.

Whalen, J. B. and L. C. Kenneth. (1984). "The Topsails igneous terrane, Western Newfoundland: evidence for magma mixing." Contrib. Mineral. Petrol. 87: 319-327.

White, S. H. (1976). "The effects of strain on he microstructures, fabrics and deformation mechanisms in quartzites." Phil. Trans. Roy. London. A283: 69-86.

White, S. H. and R. J. Knipe. (1978). "Transformation and reaction enhanced ductility in rocks." J. Gol. Soc. London. 135: 513-516.

Wicks, F. J. and Plant. (1977). "Electron microprobe and X-ray microbeam studies of serpentine textures." Contrib. Mineral. Petrol. 17: 785-830.

Wicks, F. J. and E. J. W. Whittaker. (1977). "Serpentine textures and serpentinzation." Can. Mineral. 15: 446-458.

Winschester, J. A. and P. A. Floyd. (1976). "Geochemical magma type dicrimination: Application to altered and metamorphosed basic igneous rocks." Earth Planet. Sci. Lett. 28: 459-469.

Wones, D. R. and H. P. Eugster. (1965). "Stability of biotite: experiment, theory, and application." Am. Mineral. 50: 1228-1272.

Wood, B. J. and D. G. Fraser. (1976). Elementary thermodynamics for geologists. Oxford : Oxford university press.

Wood, D. A. (1980). "The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province." Eath Planet. Sci. Lett. 50: 11-30.

Woodcock, N. H., M. A. Awan, T. E. Johnson, A. H. Mackie and R. D. A. Smith. (1988). "Acadian tectonics of Wales during Avalonia/Laurentia convergence." Tectonics. 7: 483-495.

Zaïm, M. (1990). Etude pétrographique, structurale et métamorphique du dôme thermique de Mirouga (jebilet centrales, Maroc hercynien). Thèse 3° cycle, Marrakech.

Zierenberg, R. A., W C. Shanks, W. E. Seyfried, R. A. Koski and M. D. Strickler. (1988). "Mineralization; Alteration, and hydrothermal metamorphism of the ophiolite-hosted Turner -Albright sulfide deposit, Southern Oregon." J. Geophys. Res. 93: 4657-4674.

Zwart, H. J. (1962). "On the determination of polymetamorphic associations and its application on the Bosest area (central Pyrennes)." Geol. Rdsch. 52: 38-65.

ANNEXES

Les gabbros non cumulatifs

Intrusion	lithologie	n° Ech	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	PF	total	Nb	Zr	Y	Sr	Rb	Co	V	Ni	Cr	Ba	Ga	Cu	Zn	Th	Pb
Ouled Har	dolérite	*MOH4*	48,11	15,16	10,96	0,18	9,87	10,59	1,72	0,32	1,19	0,10	2,02	100,22	5	70	29	107	17	49	275	221	512	367	16	70	72	<1	3
Ouled Har	gabbro	*OH6*	49,99	15,32	10,43	0,16	7,88	11,07	2,11	0,69	1,54	0,16	0,9	100,24	7	103	36	144	38	41	288	107	333	108	18	29	56	2	3
Ouled Har	dolérite	*0H2*	50,33	14,36	11,64	0,19	6,85	10,47	2,57	0,41	1,85	0,22	0,74	99,62	9	137	43	155	16	43	338	87	307	115	19	57	98	2	2
Ouled Har	gabbro à quartz	*OH5*	51,15	15,27	9,16	0,15	7,74	10,03	2,54	0,92	1	0,13	1,69	99,77	8	100	33	182	51	40	225	63	383	132	16	44	63	2	7
El-Mna	microgabbro	*MEM1*	52,06	14,86	11,56	0,18	5,47	8,34	2,74	0,65	1,93	0,25	1,42	99,46	14	187	54	187	29	37	321	61	187	133	19	50	85	7	8
J. Bouzlaf	dolérite	*BBN*	48,79	15,41	10,44	0,18	7,76	10,68	2,02	1,09	1,40	0,13	2,06	99,96	5	90	32	177	31	46	273	72	303	222	17	58	80	<1	5
J. Bouzlaf	gabbro à quartz	*MBZN1*	53,1	14,58	10,21	0,18	5,8	7,96	3,49	0,81	1,48	0,13	1,33	99,07	8	151	43	213	24	37	275	32	165	349	20	33	105	1	5
Kettara	microgabbro	*DK23*	48,09	15,4	10,34	0,18	9,89	10,22	1,83	0,21	1,34	0,14	2,26	99,9	4	100	29	158	12	45	259	217	460	76	17	57	77	2	<1
Kettara	microgabro	*DK24*	45,63	18,83	7,77	0,14	8,65	9,04	1,47	1,74	0,68	0,05	5,65	99,65	2	44	20	166	129	36	153	210	551	124	13	21	52	<1	5
Kettara	microgabbro	*DK6*	47,46	15,97	10,12	0,17	9,7	11,43	1,57	0,25	1	0,07	1,98	99,72	1	59	24	138	10	45	224	202	464	312	15	60	60	<1	<1
Kettara	troctolite(filon)	*GSK*	46,98	14,48	9,39	0,16	11,83	11,42	1,25	0,27	0,78	0,07	2,2	98,83	4	49	20	67	19	46	212	327	721	11	15				

Les cumulats mafiques

Intrusion	lithologie	n° Ech	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	PF	total	Nb	Zr	Y	Sr	Rb	Co	V	Ni	Cr	Ba	Ga	Cu	Zn	Th	Pb	densité
Kettara	Leucogabbro	*DK27*	46,55	19,86	7,13	0,15	9,96	11,26	1,42	0,29	0,66	0,06	2,7	100,04	2	47	14	154	21	39	127	285	413	34	14	8	51	<1	<1	*2,9*
Kettara	Leucogabbro	*DK28*	46,14	16,84	7,49	0,15	13,36	8,55	1	1,26	0,51	0,05	4,47	99,82	2	37	15	118	109	52	121	402	311	73	12	6	55	<1	<1	*2,88*
Kettara	Leucogabbro	*DK30*	44,98	21,39	7,59	0,11	8,33	11,21	1,34	0,82	0,55	0,04	3,47	99,83	1	37	12	187	65	46	113	223	264	36	14	66	43	1	1	*2,87*
Kettara	Leucogabbro	*GCK*	45,53	21,89	5,73	0,11	8,17	12,2	1,5	0,37	0,48	0,05	2,91	98,94	4	43	11	163	32	34	103	268	747	14	14					*2,86*
Kettara	Leucogabbro	*GK1*	49,83	15,13	6,97	0,14	9,35	14,17	2,09	0,14	0,54	0,06	1,55	99,97	4	43	12	149	5	34	152	88	144	22	13	96	50	<1	<1	*2,96*
Kettara	Leucogabbro	*GK2*	48,07	19,53	4,3	0,08	8,12	15,25	1,63	0,26	0,36	0,04	1,84	99,48	4	36	6	212	21	25	107	145	1042	37	12	102	31	<1	1	*2,98*
Kettara	Leucogabbro	*GK3*	44,72	19,91	5,48	0,1	10,95	11,24	1,2	1,17	0,5	0,05	4,1	99,42	5	47	11	341	77	41	93	358	1019	33	12	51	43	<1	2	*2,91*
Kettara	Leucogabbro	*MK5*	44,42	18,09	7,81	0,13	13,35	7,97	0,57	1,01	0,44	0,03	5,6	99,42	2,5	35	10	98	85	52	101	448	1110	57	11	2	58	2	1	*2,9*
Kettara	Leucogabbro	*DK17*	48,19	16,95	9,94	0,22	9,29	10,25	1,54	0,63	0,96	0,09	2,33	100,39	2	55	23	137	49	37	215	172	330	76	15	11	58	2	<1	*2,93*
Kettara	Leucogabbro	*DK18*	46,47	17,62	13,32	0,22	8,43	7,12	1,18	0,64	1,08	0,08	3,58	99,74	2	58	26	103	53	42	249	160	302	87	18	7	63	<1	<1	*2,91*
Kettara	Leucogabbro	*DK20*	48,08	17,42	8,5	0,16	9,27	12,15	1,6	0,16	0,9	0,07	2,01	100,32	5	57	21	158	9	42	189	171	309	34	15	33	50	<1	<1	*2,86*
Kettara	Leucogabbro	*DK21*	47,64	16,62	9,72	0,17	9,24	10,98	1,74	0,27	1,08	0,09	2,71	100,26	2	59	23	143	17	43	227	169	282	49	16	36	55	<1	1	*2,95*
El-Mna	Leucogabbro	*EM2*	46,56	17,47	10,09	0,18	8,72	9,41	2,82	0,39	1,20	0,13	2,21	99,18	7	80	31	228	15	41	211	193	456	67	19	21	135	<1	45	
El-Mna	Leucogabbro	*EM1*	48,11	16,96	9,34	0,15	8,53	10,25	2,38	0,49	1,26	0,14	1,76	99,37	7	93	29	205	20	41	217	227	430	140	17	77	113	<1	29	
El-Mna	Leucogabbro	*EM3*	49,18	17,70	8,46	0,15	7,48	11,34	2,13	0,34	1,12	0,12	1,31	99,33	7	83	24	176	14	35	210	106	584	62	18	67	63	2	2	
El-Mna	Leucogabbro	*EM4*	51,14	18,65	7,16	0,14	5,92	10,41	2,69	0,89	0,94	0,09	1,43	99,46	7	84	24	241	37	23	204	54	414	101	18	17	53	2	2	
El-Mna	Leucogabbro	*EM5*	51,48	15,91	8,80	0,16	6,79	9,90	2,68	0,87	1,09	0,12	1,73	99,53	8	98	30	251	40	29	254	49	133	94	18	33	61	3	<1	

Compositions chimiques (Roche totale)

Les cumulats ultramafiques

intrusion	n°Ech	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	PF	total	Nb	Zr	Y	Sr	Rb	Co	V	Ni	Cr	Ba	Ga	Cu	Zn	Th	Pb	densité
El-Mna	*MEM2*	44,47	12,46	12,08	0,22	15,57	7,37	1,41	0,33	1,01	0,12	3,96	99,00	6	81	22	133	15	66	175	510	1101	83	14	75	123	1	17	
Kettara	*DK3*	40,11	7,54	10,11	0,15	27,41	4,93	0	0,04	0,43	0,04	8,89	99,65	1	29	7	13	5	100	95	1005	1491	19	7	6	55	<1	<1	*2,88*
Kettara	*DK10*	40,55	8,49	8,88	0,13	26,75	5,54	0	0,03	0,42	0,04	8,27	99,1	1	29	7	14	4	80	88	1192	1971	92	7	9	45	<1	<1	*2,9*
Kettara	*DK13*	40,07	7,28	9,88	0,17	28,27	5,22	0	0,06	0,4	0,03	8,49	99,87	4	27	6	15	6	97	89	1132	2002	13	7	3	61	<1	<1	*2,9*
Kettara	*DK14*	40,78	7,66	9,5	0,15	28,35	4,25	0	0,04	0,49	0,04	8,44	99,7	1	31	7	11	6	97	101	1386	2015	19	7	23	62	<1	<1	*2,84*
Kettara	*DK15*	41,5	9,33	9,25	0,14	25,71	5,66	0	0,02	0,51	0,04	7,54	99,7	1	32	8	11	1	76	117	999	1911	17	9	22	59	<1	<1	*2,88*
Kettara	*DK7*	42,72	14,32	7,82	0,14	18,13	9,08	0,29	0,6	0,47	0,04	5,76	99,37	1	35	11	59	42	62	89	640	1580	30	10	65	60	1	<1	*2,94*
Kettara	*DK25*	44,17	7,95	8,55	0,11	26,92	3,72	0	0,02	0,49	0,04	7,61	99,58	1	31	7	6	1	72	95	1326	2163	21	9	7	48	<1	<1	*2,87*
Kettara	*GK4*	46,98	14,48	9,39	0,16	11,83	11,42	1,25	0,27	0,78	0,07	2,2	98,83	3	35	7	10	1	85	100	1009	3664	10	8	19	71	<1	1	

Les mylonites et ultramylonites de Kettara

intrusion	n°Ech	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	PF	total	Nb	Zr	Y	Sr	Rb	Co	V	Ni	Cr	Ba	Ga	Cu	Zn	Th	Pb	densité
Kettara	*DK29*	29,96	18,74	28,76	0,28	12,9	0,5	0	0,82	0,76	0,06	8,03	100,8	2	32	18	2	101	121	234	364	275	83	47	4	123	2	<1	*3,03*
Kettara	*DK32*	25,26	20,69	31,38	0,38	13,45	0,3	0	0,02	0,49	0,04	8,74	100,8	1	23	6	2	0,5	144	203	321	482	28	53	5	151	3	1<	*3,03*
Kettara	*DK31*	33,84	22,87	18,56	0,24	8,76	4,54	0,67	1,47	0,71	0,06	7,16	98,88	2	36	21	118	132	64	171	233	463	70	33	6	97	1	<1	*2,93*
Kettara	*MK3*	25,56	20,06	28,31	0,32	15,29	0,23	0	0,02	0,52	0,04	8,91	99,26	2,5	27	3	3	4	130	152	738	870	26	59	4	126	<1	2	*2,97*
Kettara	*MK4*	33,18	21,71	21,84	0,27	12,1	0,75	1,02	0,77	0,64	0,04	8,28	100,6	2,5	31	8	84	61	87	146	424	1250	74	39	4	101	<1	<1	*2,92*
Kettara	*MK8*	24,94	20,79	31,52	0,32	12,33	0,8	0	0,01	1,22	0,16	8,57	100,7	17	101	19	7	2	150	353	199	173	48	53	4	106	21	1	*3,03*
Kettara	*DK19*	25,21	19,84	29,71	0,32	13,28	0,95	0	0,03	1,61	0,11	8,55	99,61	3	51	21	9	3	138	483	203	369	58	48	5	126	2	2	*3,03*
Kettara	*DK22*	25,19	20,09	30,57	0,33	12,94	0,84	0	0,1	1,74	0,13	8,42	100,4	3	53	9	4	13	146	513	195	214	91	56	4	128	2	2	*3,02*
Kettara	*DK4*	38,53	11,2	15,6	0,22	21,34	4,93	0	0,01	0,56	0,07	6,93	99,39	1	34	7	5	0,5	179	138	1241	1911	19	34	3	90	1	<1	*2,94*
Kettara	*DK5*	27,96	17,88	22,24	0,25	20,3	0,55	0	0	0,98	0,08	9,64	99,88	1	40	4	3	0,5	200	188	1406	3170	41	65	4	128	<1	<1	*2,92*
Kettara	*DK11*	39,64	11,25	12,83	0,19	22,89	5,33	0	0,02	0,46	0,04	7,2	99,85	1	29	8	4	1	77	103	981	1710	22	9	8	81	<1	3	*2,94*
Kettara	*DK12*	25,86	20,53	26,21	0,35	16,87	0,35	0	0,15	1,46	0,09	9,02	100,9	2	53	17	11	5	146	334	642	869	138	12	7	138	1	<1	*2,98*
Kettara	*DK16*	39,12	11,45	14,28	0,21	21,53	5,59	0,12	0,02	0,47	0,04	6,8	99,63	1	28	8	9	0,5	86	102	1048	2083	10	12	5	102	<1	1	*2,99*
Kettara	*DK8*	35,32	16,38	22,3	0,17	13,13	4,01	0,77	0,21	0,49	0,04	6,89	99,71	1	27	7	28	13	90	139	616	1663	49	36	6	84	1	<1	*2,98*
Kettara	*DK9*	28,14	18,13	26,31	0,17	16,36	0,75	0	0,05	0,67	0,06	9,07	99,71	1	29	4	6	3	130	175	679	2259	57	57	24	98	<1	<1	*3*
Kettara	*DK26*	50,38	4,13	8,26	0,18	23	8,84	0	0,02	0,24	0,02	5,08	100,2	1	23	2	11	0	49	57	821	1008	12	8	4	42	<1	<1	*2,97*
Kettara	*MK2*	52,61	2,99	7,83	0,20	22,56	10,22	0,00	0,01	0,23	0,01	3,84	100,5	3	35	7	10	1	85	48	393	765	0,5	5	19	37	<1	1	*2,99*

Compositions chimiques (Roche totale)

Les granitoïdes

intrusion	n° Ech	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	PF	total	Nb	Zr	Y	Sr	Rb	Co	V	Ni	Cr	Ba	Ga	Cu	Zn	Th	Pb	densité
BHD	*KAZ*	74,48	12,39	2,92	0,04	0,20	1,78	2,78	3,85	0,22	0,04	0,53	99,23	22	316	105	170	103	5	0	3	11	930	21	4	34	31	6	2,71
BHD	*TBZ*	74,40	12,33	4,18	0,03	0,15	1,13	3,94	2,27	0,25	0,04	0,70	99,42	23	335	106	126	86	9	0	4	7	524	21	0,5	33	30	2	2,68
BHD	*KDI*	78,07	12,56	0,99	0,01	0,29	3,34	3,52	0,35	0,22	0,04	0,52	99,91	22	288	86	278	17	8	1	5	24	85	16	0,5	17	39	4	2,68
BHD	*MKH*	74,28	12,26	2,67	0,03	0,16	1,34	3,03	3,82	0,22	0,03	1,03	98,87	22	316	100	122	124	7	4	5	4	1059	20	0,5	33	34	5	2,7
BHD	*3DI*	75,28	12,53	2,14	0,02	0,05	1,09	2,55	4,54	0,22	0,06	1,05	99,53	19	291	75	124	88	6	10	4	5	1468	21	8	24	32	4	2,68
BHD	*M22*	79,55	11,58	0,82	0,02	0,22	1,97	3,71	0,89	0,21	0,04	0,82	99,83	21	311	94	222	28	4	11	2	9	158	15	1	23	28	6	
BHD	*M23*	75,43	12,52	2,87	0,04	0,3	2,43	3,42	1,13	0,23	0,04	0,96	99,37	20	315	94	262	51	10	8	2	15	177	21	0,5	29	32	5	
BHD	*M24*	75,68	12,23	2,42	0,04	0,26	1,77	2,96	2,44	0,23	0,04	1,13	99,2	21	315	90	199	71	6	6	3	14	706	21	1	35	30	9	
BHD	*B31*	75,73	12,01	3,62	0,03	0,41	2,5	3,35	0,8	0,27	0,06	0,9	99,68	20	308	97	281	55	12	7	6	38	146	21	1	23	29	5	
BHD	*B33*	78,49	12,57	0,66	0,02	0,02	2,72	3,86	0,45	0,22	0,04	0,52	99,57	17	288	57	305	13	1	4	2	16	119	16	0,5	10	32	5	2,67
BHD	*B34*	76,19	12,29	2,01	0,03	0,19	2,1	3,46	1,48	0,21	0,04	0,98	98,98	19	272	89	256	46	6	7	2	8	468	19	0,5	22	32	7	2,7
BHD	*B35*	77,4	13,15	0,59	0,02	0,06	2,73	3,94	0,72	0,25	0,04	0,53	99,43	21	317	92	332	20	1	6	1	6	103	15	0,5	10	33	4	
BHD	*B45*	74,17	12,32	2,77	0,04	0,12	1,03	2,46	4,98	0,25	0,04	0,87	99,05	22	343	95	126	143	7	7	2	14	1083	20	2	24	31	5	2,65
BHD	*B44*	76,14	12,42	1,29	0,01	0,19	1,14	2,65	4,13	0,21	0,04	0,75	98,97	19	292	80	188	94	3	7	3	6	1900	16	0,5	12	33	1	
BHD	*B43*	75,76	12,42	1,77	0,02	0,21	1,48	2,79	3,43	0,23	0,04	0,89	99,04	19	289	72	198	91	5	13	4	8	1773	17	0,5	13	32	4	
BHD	*DZI*	77,43	11,51	2,67	0,03	0,41	1,78	3,5	1,41	0,19	0,04	0,58	99,55	18	256	72	175	63	8	6	5	20	404	19	0,5	17	30	3	
BHD	*DDI*	77,01	12,65	1,25	0,02	0,21	3,01	3,78	0,47	0,22	0,05	0,72	99,39	20	269	81	290	22	3	5	1	19	135	18	0,5	13	32	1	
J. Bouzlaf	*MBZN4*	77,58	12,9	1,41	0,03	0,07	0,37	6,8	0,42	0,17	0,02	0,49	100,26	17	241	69	153	9	2	7	3	11	155	21	0,5	13	18	2	2,64
J. Bouzlaf	*BZN*	76,02	12,59	1,91	0,04	0,05	0,52	4,88	1,71	0,17	0,02	0,97	98,88	20	258	105	115	76	4	4	5	10	765	22	3	72	20	13	2,7
J. Bouzlaf	*MBZN3*	76,09	12,52	1,6	0,02	0,11	0,88	3,91	3,12	0,15	0,01	1,24	99,65	19	235	93	232	56	0,5	9	3	6	1271	21	0,5	30	21	8	2,65
J. Bouzlaf	*BZN3*	75,5	12,64	1,96	0,04	0,02	0,6	3,39	4,34	0,16	0,03	0,71	99,39	16	292	107	67	127	2	9	1	13	1016	22	0,5	54	17	14	
J. Bouzlaf	*BZN2*	75,17	12,83	2,21	0,03	0,01	0,87	3,37	4,36	0,2	0,06	0,69	99,8	15	322	72	69	131	1	11	0,5	10	1160	22	1	43	18	12	
Ouled Har	*TOH*	74,47	13,49	1,32	0,01	0,41	3,62	5,08	0,17	0,40	0,20	0,35	99,52	17	314	71	372	3	5	25	6	21	141	20					
Ouled Har	*MOH5*	75,68	13,63	0,92	0,01	0,34	3,37	5,22	0,14	0,40	0,22	0,32	100,25	19	308	74	368	4	4	28	6	21	137	18	0,5	12	26	4	
Ouled Har	*OH1*	75,57	13,63	0,82	0,01	0,36	2,76	5,37	0,29	0,38	0,21	0,43	99,83	18	315	74	264	11	4	19	5	39	105	18	0,5	8	19	5	
Ouled Har	*MOH3*	74,33	13,44	1,83	0,01	0,5	3,32	4,17	0,64	0,41	0,24	0,56	99,45	19	313	70	375	34	7	24	6	25	167	19	0,5	17	22	2	
Ouled Har	*BOH*	74,76	13,61	1,33	0,02	0,4	3,22	4,56	0,48	0,4	0,26	0,45	99,49	19	313	72	322	76	10	22	6	25	258	20	0,5	24	23	5	
Ouled Har	*MOH1*	73,77	13,55	2,77	0,03	0,39	3,02	4,28	0,82	0,42	0,25	0,47	99,77	19	313	72	322	76	10	22	6	25	258	20	0,5	24	23	7	2,71
Kettara	*MTK*	76,19	12,98	1,50	0,02	0,51	2,99	3,99	0,23	0,30	0,07	0,43	99,21	18	380	95	379	15	6	11	8	16	127	17					
El-Mna	*EM6*	70,14	13,09	2,45	0,05	0,17	4,55	4,81	0,63	0,51	0,06	2,72	99,18	23	839	115	214	34	6	0,5	12	20	191	23	5	23	27		

Les diorites quartziques

intrusion	n° Ech	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	PF	total	Nb	Zr	Y	Sr	Rb	Co	V	Ni	Cr	Ba	Ga	Cu	Zn	Th	Pb
Ouled Har	*OH4*	63,69	15,39	5,09	0,07	2	6,86	4,22	0,34	1,1	0,24	0,58	99,59	19	539	70	283	16	16	139	16	54	139	22	5	27	18	5
Ouled Har	*OH3*	68,76	14,95	2,94	0,04	1,23	5,09	4,83	0,39	1	0,3	0,51	100,05	24	591	74	265	22	9	79	11	27	139	21	<1	18	24	6
El-Mna	*EM7*	59,52	13,11	12,11	0,17	1,18	5,67	3,71	0,92	1,52	0,47	0,87	99,25	23	454	99	145	37	21	<1	8	10	289	23	12	86	18	13
El-Mna	*MEM3*	65,48	13,10	8,16	0,07	0,73	2,35	3,51	1,85	0,87	0,15	2,93	99,20	25	232	85	122	49	11	<1	9	7	561	25	8	53	20	<1
J. Bouzlaf	*MBZN6*	59,76	14,6	10,08	0,15	2,93	2,26	4,19	0,22	1,84	0,34	3,14	99,51	15	259	62	312	4	29	298	12	44	174	22	5	71	6	2
J. Bouzlaf	*MBZN5*	60,62	14,55	7,22	0,11	2,74	7,34	4,06	0,56	1,13	0,11	1,5	99,94	10	216	42	325	8	19	211	16	39	228	22	10	55	8	4

Compositions chimiques (Roche totale)

Formules structurales du clinopyroxène

N°Anal.	DK7/85	DK7/86	GK2/13	GK2/19	GK2/29	GK2/49	Gk3/48	GK3/63	GK3/64	GK3/80
SiO2	51,49	52,33	52,59	52,43	52,68	52,59	52,31	51,37	52,27	51,53
Al2O3	3,21	3,02	2,82	2,72	2,89	2,37	2,08	2,55	1,86	2,29
TiO2	0,82	0,82	0,40	0,42	0,47	0,46	0,57	1,59	1,52	0,60
FeO	4,79	4,84	4,18	4,83	4,23	5,09	4,60	5,58	5,85	4,49
MnO	0,14	0,08	0,09	0,14	0,10	0,09	0,13	0,16	0,13	0,16
MgO	16,78	16,82	16,75	16,97	17,15	16,92	16,99	16,64	17,06	16,98
CaO	20,95	21,51	22,09	21,52	21,59	21,98	20,76	20,54	20,43	20,83
Cr2O3	1,00	0,98	0,87	0,86	1,06	0,51	0,88	0,76	0,04	0,81
NiO	0,01	0,00	nd	nd	nd	nd	0,00	0,00	0,00	0,17
Na2O	0,39	0,37	0,21	0,28	0,29	0,26	0,33	0,42	0,39	0,40
K2O	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
P2O5	0,00	0,06	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
SO3	0,00	0,00	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
F	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00
Cl	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06
	99,62	100,76	100,04	100,21	100,46	100,32	98,65	99,63	99,55	98,34
				NORME= 6 OXYGENES & 4 CATIONS						
Si	1,89	1,90	1,92	1,91	1,91	1,92	1,94	1,89	1,92	1,91
AlIV	0,11	0,10	0,08	0,09	0,09	0,08	0,06	0,11	0,08	0,09
T	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
AlVI	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,02	0,03	0,00	0,00	0,01
Fe3+	0,04	0,03	0,01	0,03	0,01	0,04	0,00	0,03	0,02	0,05
Ti	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,04	0,04	0,02
Cr	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,01	0,03	0,02	0,00	0,02
Ni	0,00	-	-	-	-	-	0,00	0,00	0,00	0,01
Mg	0,92	0,91	0,91	0,92	0,93	0,92	0,94	0,91	0,94	0,94
Fe2+	0,11	0,12	0,12	0,12	0,11	0,11	0,14	0,15	0,16	0,09
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
M1	1,15	1,14	1,12	1,14	1,14	1,12	1,15	1,16	1,17	1,14
Ca	0,82	0,84	0,86	0,84	0,84	0,86	0,82	0,81	0,81	0,83
Na	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
T+M1+M2	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
%En	48,49	48,02	47,82	48,18	48,87	47,50	49,13	48,05	48,58	49,04
%Fs	7,98	7,85	6,85	7,90	6,91	8,14	7,66	9,31	9,56	7,54
%Wo	43,53	44,13	45,33	43,92	44,21	44,36	43,21	42,64	41,87	43,43

Formules structurales de l'olivine

N°Anal.	DK13/42	DK13/43	DK13/49	DK13/52
SiO2	40,40	40,42	40,75	41,07
Al2O3	0,05	0,00	0,04	0,02
TiO2	0,01	0,01	0,06	0,04
FeO	11,81	11,87	12,37	12,21
MnO	0,19	0,11	0,25	0,23
MgO	47,43	47,62	47,49	47,02
CaO	0,32	0,22	0,23	0,16
Cr2O3	0,09	0,00	0,13	0,04
NiO	0,05	0,46	0,38	0,27
Na2O	0,00	0,02	0,01	0,02
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00
P2O5	0,05	0,00	0,01	0,00
SO3	0,00	0,06	0,08	0,00
F	0,00	0,01	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,02	0,00
Total	100,39	100,79	101,81	101,08
Formules structurales sur la base de 4 Oxygènes				
Si	1,00	1,00	1,00	1,01
Al	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,24	0,24	0,25	0,25
Mn	0,00	0,00	0,01	0,00
Mg	1,74	1,75	1,73	1,72
Ca	0,01	0,01	0,01	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,01	0,01	0,01
Na	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	3,00	3,01	3,00	2,99
XFo%	87,75	87,73	87,25	87,28
XFa%	12,25	12,27	12,75	12,72

Formules structurales de l'ilménite des cumulats ultrabasiques

N°Analy:	DK14/19	DK26/11	DK26/11	MK2/3	MK2/4	MK2/16	MK2/18	MK2/32
SiO2	0,00	0,00	0,02	0,07	1,20	0,12	0,01	1,00
TiO2	45,78	53,63	52,22	53,75	53,54	53,92	53,67	50,94
Al2O3	0,12	0,05	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr2O3	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,38
FeO*	45,90	44,68	44,43	41,25	40,52	41,30	41,73	41,72
MnO	4,65	2,14	2,97	4,93	4,61	4,67	4,85	4,38
MgO	0,20	0,33	0,22	0,18	0,74	0,18	0,15	0,32
CaO	0,01	0,00	0,00	0,05	0,33	0,14	0,12	0,04
NiO	nd	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,00	0,00	0,00	0,04	0,09	0,07	0,02	0,03
K2O	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
P2O5	nd	0,00	0,02	nd	nd	nd	nd	nd
SO3	nd	0,00	0,01	nd	nd	nd	nd	nd
F	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04
Cl	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00
total	96,74	100,89	99,93	100,30	101,03	100,43	100,58	98,82
Normalisation par rapport à 3 Oxygènes et 2 Cations								
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,89	1,01	0,99	1,02	1,00	1,02	1,01	0,97
Fe3+	0,21	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe2+	0,78	0,93	0,92	0,87	0,84	0,87	0,87	0,89
Mg	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01
Mn	0,10	0,05	0,06	0,10	0,10	0,10	0,10	0,09
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00

Plagioclase des ultrabasites

N°Anal.	DK7/91
SiO2	47,05
TiO2	0,00
Al2O3	33,06
Cr2O3	0,00
FeO*	0,43
MnO	0,00
MgO	0,05
CaO	17,00
Na2O	2,03
K2O	0,00
Cl2O	0,00
F2O	0,03
P2O5	0,00
SO3	0,00
total	99,66
Si	2,17
Ti	0,00
Al	1,80
Cr	0,00
Fe	0,02
Mn	0,00
Mg	0,00
Ca	0,84
Na	0,18
K	0,00
	5,02
Ab	17,76%
An	82,24%
Or	0,00%

Compositions chimiques des minéraux de l'intrusion de Kettara

Formule structurale des plagioclases des cumulats basiques

N° anal	GK2/18	GK2/44	GK2/50	DK28/87	DK28/88	DK28/95	DK28/11	DK28/11	DK18/12	DK18/12	DK18/13	DK18/13	GK3/45	GK3/47	Gk3/49	GK3/58	GK3/46	GK3/59	GK3/61	GK3/65	GK366	GK3/73	GK3/74	MK5/90	MK5/97	MK5/103
SiO2	50,06	48,95	48,30	52,26	52,85	53,11	53,73	52,13	55,14	50,18	49,47	53,77	54,62	52,14	51,10	53,53	48,25	48,05	47,51	47,14	46,82	47,21	46,40	47,90	47,95	46,40
TiO2	0,00	0,01	0,10	0,10	0,04	0,05	0,14	0,00	0,11	0,00	0,00	0,08	0,11	0,06	0,04	0,09	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
Al2O3	31,34	31,84	32,23	30,00	29,48	28,84	28,94	30,05	27,66	30,51	31,47	28,12	28,69	30,43	30,18	29,11	32,81	32,99	33,05	32,94	33,95	33,81	34,08	32,97	33,19	33,88
Cr2O3	0,07	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,04	0,04	0,00	0,09	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO*	0,31	0,62	0,37	0,33	0,48	0,53	0,33	0,41	0,76	0,79	0,43	0,81	0,40	0,64	0,43	0,55	0,53	0,43	0,57	0,52	0,45	0,51	0,66	0,42	0,49	0,43
MnO	0,00	0,07	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,10	0,04	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,01	0,00
MgO	0,06	0,04	0,06	0,02	0,00	0,05	0,03	0,05	0,12	0,79	0,20	0,09	0,05	0,10	0,12	0,07	0,13	0,16	0,17	0,08	0,06	0,05	0,37	0,09	0,07	0,07
CaO	14,96	15,60	16,31	13,33	12,96	12,57	11,89	13,82	10,77	14,36	14,47	11,52	11,28	12,80	13,40	11,73	16,12	16,25	16,31	16,50	16,96	16,97	17,08	16,30	16,44	17,11
Na2O	3,18	2,80	2,27	3,97	4,05	4,44	4,70	3,84	5,32	3,17	2,78	4,65	5,15	4,47	4,01	4,94	2,58	2,42	2,34	2,10	1,70	1,77	1,55	2,40	2,24	1,86
K2O	0,05	0,08	0,02	0,02	0,00	0,05	0,07	0,00	0,06	0,08	0,67	0,11	0,03	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02
Cl2O	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,03	0,00
F2O	0,01	0,01	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P2O5	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
SO3	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
total	100,03	100,05	99,68	100,05	99,97	99,64	99,86	100,44	99,97	99,97	99,61	99,20	100,36	100,72	99,33	100,06	100,42	100,33	100,01	99,29	99,97	100,34	100,24	100,09	100,45	99,78

FORMULE STRUCTURALE SUR LA BASE DE 8 OXYGENES

Si	2,29	2,25	2,22	2,37	2,40	2,42	2,43	2,36	2,49	2,30	2,28	2,46	2,46	2,36	2,34	2,36	2,21	2,20	2,19	2,18	2,15	2,16	2,13	2,20	2,19	2,14
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,69	1,72	1,75	1,61	1,58	1,55	1,55	1,61	1,47	1,65	1,71	1,51	1,52	1,62	1,63	1,62	1,77	1,78	1,79	1,80	1,84	1,83	1,85	1,78	1,79	1,84
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,01
Ca	0,73	0,77	0,80	0,65	0,63	0,61	0,58	0,67	0,52	0,70	0,71	0,56	0,54	0,62	0,66	0,62	0,79	0,80	0,80	0,82	0,84	0,83	0,84	0,80	0,81	0,85
Na	0,28	0,25	0,20	0,35	0,36	0,39	0,41	0,34	0,47	0,28	0,25	0,41	0,45	0,39	0,36	0,39	0,23	0,22	0,21	0,19	0,15	0,16	0,14	0,21	0,20	0,17
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	5,01	5,02	5,00	5,00	4,99	5,00	5,00	5,00	5,00	5,02	5,02		5,00	5,03	5,02	5,03	5,02	5,02	5,03	5,01	5,00	5,00	5,00	5,02	5,01	5,02
Ab	27,73%	24,53%	19,91%	34,36%	35,04%	38,55%	40,60%	33,15%	45,89%	27,65%	24,35%	40,52%	45,18%	38,66%	35,10%	38,66%	22,47%	21,25%	20,61%	18,77%	15,38%	15,86%	14,10%	21,01%	19,80%	16,39%
An	71,97%	75,42%	79,08%	63,77%	61,99%	60,30%	56,77%	66,00%	51,31%	69,23%	70,10%	55,42%	54,62%	61,14%	64,70%	61,14%	77,53%	78,75%	79,29%	81,23%	84,62%	84,14%	85,90%	78,99%	80,10%	83,51%
Or	0,30%	0,44%	0,12%	0,13%	0,00%	0,31%	0,40%	0,00%	0,36%	0,47%	3,86%	0,63%	0,20%	0,20%	0,20%	0,20%	0,00%	0,00%	0,10%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,10%	0,10%

Compositions chimiques des minéraux de l'intrusion de Kettara

Formules structurales de l'ilménite des leucogabbros

	GK3/53	GK3/55	GK3/68	MK5/84	MK5/93	MK4/109	MK3/112	GK2/6	DK28/98	DK18/137	DK18/138
SiO2	0,15	0,03	0,02	0,02	0,00	0,49	3,49	0,00	0,05	0,00	0,00
Al2O3	0,00	0,23	0,00	0,06	0,10	0,23	1,19	0,01	0,08	0,00	0,03
TiO2	53,54	51,52	53,55	52,89	53,42	52,34	53,37	53,89	52,53	50,81	51,97
FeO*	42,00	42,71	41,58	39,52	40,49	41,77	37,75	42,48	40,08	43,01	42,05
MnO	3,93	3,06	3,65	7,25	5,60	4,51	4,99	4,03	5,84	4,23	4,35
MgO	0,13	0,03	0,21	0,08	0,21	0,16	0,46	0,00	0,46	0,08	0,01
CaO	0,28	0,26	0,13	0,25	0,03	0,20	1,11	0,16	0,14	0,00	0,00
Cr2O3	0,02	1,60	0,05	0,00	0,61	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	nd	nd	nd	nd
Na2O	0,01	0,09	0,00	0,05	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00
K2O	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,24	0,01	0,00	0,00	0,02
F2O	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00
Cl2O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00
Total	100,10	99,54	99,19	100,12	100,48	99,73	102,65	100,60	99,17	98,26	98,43
	Normalisation par rapport à 3 Oxygènes et 2 Cations										
Al	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	1,01	0,98	1,02	1,00	1,01	0,99	0,97	1,02	1,00	0,98	1,00
Fe3+	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00
Cr	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2+	0,88	0,90	0,88	0,83	0,85	0,88	0,76	0,89	0,85	0,88	0,90
Mg	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00
Mn	0,08	0,07	0,08	0,15	0,12	0,10	0,10	0,09	0,13	0,09	0,09
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Fe0 calcu	42,00	42,46	41,58	39,52	40,49	41,77	37,75	42,48	40,08	41,18	42,05
Fe2O3 ca	0,00	0,28	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,04	0,00

Formules structurales du spinelle

N° Anal.	MK2/24	GK3/37	GK3/39	GK3/41	MK5/99	MK4/106	MK3/115	DK13/64	DK13/74	DK7/89	DK25/38
SiO2	0,00	0,00	0,02	0,00	0,71	0,00	0,01	0,01	0,02	0,04	0,21
TiO2	2,93	1,48	0,71	0,76	1,51	2,75	0,74	1,62	0,77	0,53	0,65
Al2O3	15,51	10,67	19,79	17,92	15,37	14,76	30,59	21,29	2,19	18,74	28,85
Cr2O3	39,86	37,72	30,69	30,48	38,42	34,65	32,08	34,92	28,83	33,46	32,13
FeO*	37,83	49,12	41,47	44,64	37,87	42,58	21,47	27,92	62,58	40,33	29,55
MnO	0,84	1,24	0,68	1,18	1,42	1,45	0,18	0,39	0,90	1,40	0,47
MgO	1,05	0,66	4,85	1,87	0,46	0,20	14,37	10,21	0,44	0,98	5,83
CaO	0,00	0,07	0,03	0,12	0,28	0,00	0,05	0,00	0,02	0,12	0,11
NiO	0,05	0,07	0,13	0,10	0,00	0,08	0,08	0,00	0,00	0,00	0,03
Na2O	0,07	0,06	0,02	0,04	0,07	0,01	0,02	0,03	0,02	0,00	0,07
K2O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,07	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00
F	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01
P2O5	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,00	0,02	0,02	0,00
SO3	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,08	0,07	0,00	0,02
Total	98,15	101,10	98,39	97,13	96,18	96,48	99,63	96,52	95,86	95,63	97,94
	Formules structurales sur la base de 4 Oxygènes et 3 cations										
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Al	0,64	0,43	0,77	0,73	0,64	0,62	1,06	0,81	0,10	0,78	1,08
Ti	0,08	0,04	0,02	0,02	0,04	0,07	0,02	0,04	0,02	0,01	0,02
Cr	1,10	1,03	0,80	0,83	1,08	0,98	0,75	0,89	0,86	0,93	0,81
Fe3	0,12	0,47	0,40	0,41	0,15	0,26	0,16	0,22	1,00	0,27	0,07
Fe2	0,99	0,95	0,75	0,87	0,97	1,01	0,37	0,53	0,97	0,92	0,72
Mn	0,02	0,04	0,02	0,03	0,04	0,04	0,00	0,01	0,03	0,04	0,01
Mg	0,05	0,03	0,24	0,10	0,02	0,01	0,63	0,49	0,02	0,05	0,28
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Compositions chimiques des minéraux de l'intrusion de Kettara

Formules structurales des amphiboles provenant de la pseudomorphose des olivines

	GK2/24	GK2/25	MK5/94	DK13/45	DK7/87	DK7/88	DK25/36	DK11/167	DK11/173	DK11/18	DK14/192	DK14/197	GK3/40	DK11/17	DK11/171	DK11/176	DK11/172
SiO2	56,14	53,97	54,32	57,22	58,26	56,37	56,60	56,25	56,50	55,66	57,04	57,85	47,31	47,57	48,72	46,89	52,60
TiO2	0,06	0,23	0,05	0,02	0,00	0,14	0,08	0,12	0,01	0,06	0,00	0,00	0,56	1,87	2,02	2,03	0,58
Al2O3	1,36	3,53	3,50	0,71	0,28	1,24	0,81	1,36	0,95	1,70	0,87	0,52	10,24	9,06	9,00	9,92	4,93
Cr2O3	0,06	0,13	0,00	0,00	0,13	1,07	0,00	0,00	0,02	0,11	0,40	0,00	0,04	0,12	0,00	0,05	0,03
FeO*	7,71	8,29	7,67	2,66	2,59	4,56	3,48	7,14	6,96	7,85	3,10	3,06	9,26	6,69	5,77	6,35	8,29
MnO	0,31	0,13	0,17	0,00	0,05	0,20	0,23	0,30	0,33	0,34	0,16	0,04	0,25	0,04	0,19	0,11	0,30
MgO	19,03	17,96	18,58	22,93	23,06	21,40	22,06	19,27	19,90	19,20	22,49	23,46	16,75	17,48	18,12	17,39	17,61
CaO	12,81	13,02	13,11	13,05	13,70	12,53	13,21	12,98	12,82	12,92	13,08	12,56	10,50	12,00	12,07	11,87	12,44
NiO	nd	nd	0,04	0,09	0,00	0,05	0,05	nd	nd	nd	nd	nd	0,03	nd	nd	nd	nd
Na2O	0,14	0,29	0,30	0,15	0,05	0,38	0,33	0,11	0,16	0,28	0,24	0,13	2,26	1,72	2,07	2,02	0,67
K2O	0,00	0,03	0,07	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,03	0,13	0,11	0,06	0,14
P2O5	nd	nd	nd	0,00	0,04	0,00	0,00	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
SO3	nd	nd	nd	0,00	0,00	0,00	0,06	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
F	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,05	0,02	0,01	0,00	0,00	0,31	0,20	0,14	0,21	0,13
total	97,64	97,57	97,81	96,83	98,19	97,93	96,98	97,59	97,68	98,14	97,38	97,62	97,53	96,88	98,21	96,90	97,72

Formules structurales sur la base de 23 Oxygènes et 13 cations, au moins 2 équilibres de charge sont vérifiés

Si	7,88	7,62	7,62	7,85	7,94	7,77	7,87	7,89	7,90	7,78	7,88	7,92	6,72	6,79	6,84	6,69	7,43
Al IV	0,12	0,38	0,38	0,11	0,05	0,20	0,13	0,11	0,10	0,22	0,13	0,08	1,28	1,21	1,16	1,31	0,57
T	8,00	8,00	8,00	7,97	7,99	7,97	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AL VI	0,11	0,20	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,05	0,06	0,02	0,01	0,43	0,32	0,33	0,36	0,25
Ti	0,01	0,02	0,01	0,07	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,06	0,20	0,21	0,22	0,06
Cr	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,12	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
Fe3+	0,02	0,07	0,10	0,09	0,07	0,20	0,03	0,00	0,05	0,13	0,00	0,08	0,54	0,19	0,12	0,20	0,14
Fe2+	0,84	0,90	0,79	0,14	0,23	0,25	0,37	0,81	0,71	0,75	0,29	0,13	0,39	0,55	0,52	0,51	0,80
Mn	0,04	0,02	0,02	0,00	0,01	0,02	0,03	0,04	0,04	0,04	0,02	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01	0,04
Mg	3,98	3,78	3,89	4,69	4,68	4,40	4,57	4,03	4,15	4,00	4,63	4,79	3,55	3,72	3,79	3,70	3,71
C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Fe M4	0,04	0,02	0,01	0,07	0,00	0,08	0,01	0,02	0,05	0,03	0,03	0,15	0,17	0,06	0,03	0,06	0,04
Ca	1,93	1,97	1,97	1,92	2,00	1,85	1,97	1,95	1,92	1,94	1,93	1,84	1,60	1,84	1,82	1,82	1,88
Na M4	0,03	0,02	0,02	0,01	0,00	0,07	0,02	0,03	0,03	0,04	0,05	0,01	0,24	0,11	0,15	0,13	0,08
B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na A	0,01	0,06	0,07	0,03	0,01	0,03	0,07	0,00	0,02	0,04	0,02	0,02	0,39	0,37	0,41	0,43	0,11
K	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01	0,03
(Na+K)A	0,01	0,07	0,08	0,03	0,02	0,03	0,12	0,00	0,02	0,04	0,02	0,02	0,39	0,39	0,43	0,44	0,13

Formules structurales de l'anatase et du sphène des leucogabbros

	GK3/67	MK3/111	GK3/33	GK3/34	DK28/99
SiO2	0,02	30,67	27,78	24,66	30,59
TiO2	99,53	35,79	58,54	43,75	39,22
Al2O3	0,01	3,48	1,10	1,03	0,60
Cr2O3	0,00	0,03	0,12	0,13	0,02
FeO*	0,13	0,29	0,35	0,84	0,67
MnO	0,00	0,03	0,04	1,16	0,19
MgO	0,02	0,00	0,03	0,02	0,00
CaO	0,13	28,66	21,96	20,28	28,27
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	
Na2O	0,00	0,00	0,03	0,01	0,04
K2O	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
P2O5	nd	nd	nd	nd	nd
SO3	nd	nd	nd	nd	nd
F	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Cl	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00
TOTAL	99,84	98,98	109,97	91,91	99,60
Si	0,00	1,01	0,66	0,70	1,00
Ti	2,50	0,88	1,04	0,94	0,97
Al	0,00	0,13	0,03	0,04	0,02
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02
Mn	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,01	1,01	0,56	0,62	0,99
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Compositions chimiques des minéraux de l'intrusion de Kettara

Formules structurales des amphiboles provenant de l'altération du cplinopyroxène

	DK13/53	DK13/56	DK13/57	DK7/90	GK2/28	GK2/30	GK3/43	GK3/56a	GK3/71	GK3/81	MK5/87	MK5/95	DK28/74	DK28/75	DK28/76	DK28/78	DK28/80	DK28/81	DK28/82	DK28/85	DK28/10	DK28/10	DK28/10	DK28/10	DK28/10	DK28/10	DK28/10	DK28/10	DK28/11
SiO2	49,64	48,46	45,97	57,87	55,59	54,61	47,30	44,99	44,53	46,64	44,80	47,05	45,64	44,04	45,44	47,31	45,80	48,01	48,65	55,28	44,46	46,31	47,50	47,63	48,99	47,93	55,28	54,08	
TiO2	2,32	2,24	1,83	0,11	0,11	0,16	1,32	3,00	2,51	2,05	2,02	1,82	3,72	4,17	4,05	2,72	1,24	1,17	1,12	0,03	3,57	2,26	2,06	1,74	1,40	1,69	0,19	0,11	
Al2O3	6,89	7,83	10,83	0,41	2,09	2,83	8,92	10,14	11,75	8,69	11,31	9,79	9,61	10,17	10,06	9,91	8,48	8,85	9,17	2,96	10,41	9,51	8,54	8,80	7,07	8,79	2,07	3,28	
Cr2O3	0,10	0,15	0,13	0,02	0,31	0,30	0,14	0,00	0,10	0,47	0,11	0,06	0,03	0,05	0,25	0,00	0,11	0,15	0,00	0,00	0,17	0,02	0,07	0,10	0,04	0,09	0,00	0,00	
FeO*	6,88	6,08	9,16	2,78	8,17	8,74	6,92	7,56	7,51	5,78	7,18	7,28	7,44	7,23	6,84	6,74	7,41	6,10	6,79	7,87	7,75	6,94	7,49	6,64	8,83	6,99	8,56	7,57	
MnO	0,34	0,00	0,21	0,14	0,26	0,18	0,05	0,09	0,09	0,10	0,06	0,19	0,10	0,08	0,14	0,09	0,24	0,10	0,14	0,31	0,16	0,15	0,27	0,03	0,15	0,13	0,24	0,29	
MgO	18,78	18,47	16,33	22,62	18,50	18,59	18,22	16,70	16,74	18,50	16,62	17,87	16,44	16,36	16,82	16,65	17,63	17,82	18,05	18,29	15,55	17,49	17,22	17,50	16,60	17,95	18,13	18,12	
CaO	11,69	11,64	11,99	13,49	12,88	12,27	11,91	11,96	11,31	12,03	11,57	11,63	12,20	11,77	11,84	12,12	11,91	11,81	11,74	12,94	11,57	11,41	11,87	11,88	12,52	12,18	12,59	12,88	
NiO	0,00	0,00	0,19	0,13	nd	nd	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,03	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	
Na2O	1,27	1,90	2,27	0,09	0,22	0,27	2,22	2,32	2,74	2,27	1,87	1,62	1,31	2,94	2,24	1,33	1,20	2,25	1,53	0,22	2,56	2,58	2,32	2,29	0,96	1,41	0,23	0,20	
K2O	0,09	0,11	0,14	0,01	0,00	0,03	0,38	0,25	0,12	0,34	0,20	0,21	0,28	0,30	0,30	0,18	0,21	0,17	0,11	0,00	0,56	0,24	0,22	0,21	0,18	0,20	0,06	0,03	
P2O5	0,09	0,04	0,10	0,02	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	
SO3	0,04	0,00	0,06	0,00	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	
F	0,05	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Cl	0,16	0,12	0,12	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05	0,26	0,06	0,06	0,21	0,06	0,04	0,03	0,13	0,16	0,17	0,19	0,01	0,08	0,23	0,20	0,31	0,17	0,25	0,00	0,00	
Total	98,34	97,03	99,33	97,68	98,14	97,98	97,38	97,07	97,66	96,93	95,80	97,76	96,80	97,13	98,02	97,17	94,42	96,59	97,50	97,91	96,84	97,13	97,77	97,13	96,91	97,60	97,34	96,56	

FORMULES STRUCTURALES sur la base de 23 Oxygènes et13 Cations, au moins 2 équilibres de charge sont vérifiés

Si	6,95	6,88	6,51	7,95	7,79	7,67	6,73	6,49	6,36	6,67	6,48	6,64	6,57	6,39	6,48	6,74	6,69	6,87	6,85	7,74	6,47	6,64	6,78	6,82	7,04	6,78	7,81	7,68	
AlIV	1,05	1,13	1,49	0,05	0,22	0,34	1,27	1,51	1,64	1,33	1,52	1,36	1,43	1,61	1,53	1,27	1,31	1,13	1,15	0,26	1,53	1,37	1,22	1,18	0,96	1,22	0,19	0,32	
T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	
AlVI	0,09	0,19	0,32	0,02	0,13	0,13	0,23	0,21	0,34	0,14	0,41	0,27	0,20	0,13	0,17	0,40	0,14	0,36	0,38	0,23	0,26	0,24	0,22	0,30	0,24	0,25	0,16	0,23	
Ti	0,24	0,24	0,20	0,01	0,01	0,02	0,14	0,33	0,27	0,22	0,22	0,19	0,40	0,45	0,43	0,29	0,14	0,13	0,12	0,00	0,39	0,24	0,22	0,19	0,15	0,18	0,02	0,01	
Cr	0,01	0,02	0,01	0,00	0,03	0,03	0,02	0,00	0,01	0,05	0,01	0,01	0,00	0,01	0,03	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	
Fe3+	0,38	0,23	0,31	0,00	0,05	0,13	0,27	0,17	0,32	0,20	0,33	0,47	0,15	0,02	0,11	0,12	0,65	0,15	0,35	0,06	0,02	0,24	0,15	0,12	0,18	0,34	0,02	0,05	
Fe2+	0,32	0,42	0,69	0,32	0,88	0,78	0,47	0,70	0,48	0,43	0,44	0,28	0,70	0,85	0,67	0,65	0,19	0,54	0,35	0,85	0,92	0,52	0,71	0,65	0,84	0,42	0,95	0,83	
Mn	0,04	0,00	0,03	0,02	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,03	0,01	0,02	0,04	0,02	0,02	0,03	0,00	0,02	0,02	0,03	0,04	
Mg	3,92	3,91	3,45	4,63	3,86	3,89	3,87	3,59	3,56	3,95	3,58	3,76	3,53	3,54	3,57	3,53	3,84	3,80	3,79	3,82	3,37	3,73	3,67	3,73	3,56	3,79	3,82	3,84	
C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,02	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	
FeM4	0,11	0,07	0,08	0,00	0,03	0,12	0,08	0,05	0,09	0,06	0,09	0,11	0,04	0,01	0,03	0,04	0,06	0,04	0,10	0,01	0,01	0,07	0,04	0,03	0,03	0,07	0,04	0,02	
Ca	1,75	1,77	1,82	1,99	1,93	1,85	1,82	1,85	1,73	1,84	1,79	1,76	1,88	1,83	1,81	1,85	1,86	1,81	1,77	1,94	1,81	1,75	1,82	1,82	1,93	1,85	1,91	1,96	
Na(M4)	0,14	0,16	0,10	0,01	0,04	0,04	0,11	0,10	0,18	0,10	0,11	0,13	0,08	0,17	0,16	0,12	0,07	0,15	0,13	0,05	0,19	0,18	0,14	0,15	0,04	0,08	0,05	0,02	
B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00		2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	
Na (A)	0,21	0,36	0,53	0,01	0,02	0,04	0,51	0,54	0,58	0,53	0,41	0,32	0,29	0,66	0,46	0,25	0,27	0,48	0,29	0,01	0,53	0,54	0,50	0,49	0,23	0,30	0,01	0,03	
K	0,02	0,02	0,03	0,00	0,00	0,01	0,07	0,05	0,02	0,06	0,04	0,04	0,05	0,06	0,05	0,03	0,04	0,03	0,02	0,00	0,10	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,01	0,01	
A	0,22	0,38	0,55	0,01	0,02	0,04	0,58	0,59	0,60	0,59	0,45	0,35	0,34	0,72	0,51	0,28	0,31	0,51	0,31	0,01	0,64	0,58	0,54	0,53	0,26	0,34	0,02	0,04	
XMg	0,90	0,89	0,82	0,94	0,81	0,81	0,88	0,83	0,86	0,89	0,87	0,90	0,83	0,81	0,84	0,84	0,94	0,87	0,89	0,82	0,79	0,86	0,83	0,85	0,80	0,89	0,79	0,82	

Compositions chimiques des minéraux de l'intrusion de Kettara

Formules structurales des amphiboles provenant de l'altération du cplinopyroxène

	MgHbl	MgHbl	MgHbl	MgHbl	MgHbl	MgHbl	ActHbl	MgHbl	MgHbl	ActHbl	Act	ActHbl	Act	Act	Act	Act	Act	EdHbl
N°Anal.	DK18/121	DK18/122	DK18/123	DK18/124	DK18/125	DK18/126	DK18/127	DK18/134	DK18/135	DK18/139	DK18/145	DK18/146	DK18/150	DK18/153	DK18/158	DK18/161	DK18/162	DK18/165
SiO2	46,73	45,36	46,78	47,79	47,66	49,84	49,22	47,49	46,86	50,49	53,72	52,63	56,13	55,06	53,24	54,89	54,92	46,86
TiO2	0,79	1,50	1,04	0,60	0,61	0,16	0,03	0,70	0,53	0,38	0,10	0,33	0,00	0,11	0,30	0,12	0,07	1,09
Al2O3	7,05	7,45	6,43	5,80	6,75	5,71	6,46	6,15	7,00	5,25	2,59	5,67	1,11	1,13	2,39	1,70	1,42	9,45
Cr2O3	0,03	0,14	0,01	0,00	0,00	0,02	0,12	0,08	0,05	0,04	0,00	0,00	0,14	0,10	0,07	0,00	0,00	0,00
FeO*	18,98	19,30	17,75	19,32	18,59	16,13	17,77	18,96	18,74	16,55	12,07	8,92	10,92	14,80	13,55	12,44	11,37	6,29
MnO	0,29	0,08	0,08	0,00	0,12	0,41	0,50	0,14	0,29	0,79	0,13	0,24	0,15	0,78	0,19	0,28	0,12	0,02
MgO	11,10	10,17	12,08	11,33	11,42	13,52	11,06	11,03	10,86	13,08	16,11	18,15	17,15	16,55	15,06	15,92	16,75	18,76
CaO	10,76	11,17	11,13	10,72	11,12	11,05	11,68	11,48	10,90	10,12	12,59	10,95	13,09	9,74	12,49	12,81	12,56	12,04
NiO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Na2O	1,46	1,38	1,48	1,02	1,30	0,90	0,87	0,99	1,05	0,76	0,18	0,88	0,06	0,16	0,28	0,12	0,10	1,98
K2O	0,37	0,31	0,33	0,31	0,27	0,11	0,13	0,42	0,34	0,08	0,11	0,07	0,04	0,00	0,08	0,00	0,00	0,51
P2O5	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
SO3	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
F	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01
Cl	0,71	0,83	0,59	0,58	0,52	0,23	0,12	0,80	0,60	0,24	0,00	0,17	0,00	0,00	0,07	0,00	0,01	0,03
Total	98,25	97,71	97,69	97,46	98,35	98,06	97,96	98,25	97,22	97,79	97,60	98,04	98,78	98,44	97,73	98,30	97,31	97,04

FORMULES STRUCTURALES sur la base de 23 Oxygènes et13 Cations, au moins 2 équilibres de charge sont vérifiés

Si	6,95	6,85	6,96	7,13	7,04	7,23	7,25	7,08	7,01	7,38	7,70	7,37	7,91	7,87	7,69	7,83	7,86	6,66
AlIV	1,05	1,15	1,04	0,87	0,96	0,77	0,75	0,92	0,99	0,63	0,31	0,63	0,10	0,13	0,32	0,18	0,14	1,34
T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	0,19	0,18	0,09	0,15	0,22	0,21	0,37	0,16	0,25	0,28	0,13	0,31	0,09	0,06	0,09	0,11	0,10	0,24
Ti	0,09	0,17	0,12	0,07	0,07	0,02	0,00	0,08	0,06	0,04	0,01	0,03	0,00	0,01	0,03	0,01	0,01	0,12
Cr	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe3+	0,50	0,35	0,47	0,53	0,44	0,50	0,25	0,41	0,51	0,28	0,13	0,29	0,00	0,05	0,13	0,05	0,03	0,41
Fe2+	1,73	1,98	1,64	1,74	1,75	1,30	1,87	1,87	1,72	1,45	1,27	0,55	1,28	1,25	1,47	1,42	1,27	0,26
Mn	0,04	0,01	0,01	0,00	0,02	0,05	0,06	0,02	0,04	0,10	0,02	0,03	0,02	0,10	0,02	0,03	0,01	0,00
Mg	2,46	2,29	2,68	2,52	2,52	2,92	2,43	2,45	2,42	2,85	3,44	3,79	3,60	3,53	3,24	3,38	3,57	3,97
C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
FeM4	0,13	0,09	0,11	0,14	0,11	0,16	0,07	0,08	0,12	0,29	0,04	0,21	0,01	0,48	0,03	0,02	0,06	0,08
Ca	1,71	1,81	1,77	1,71	1,76	1,72	1,84	1,83	1,75	1,58	1,93	1,64	1,98	1,49	1,93	1,96	1,93	1,83
Na(M4)	0,15	0,10	0,12	0,15	0,13	0,13	0,08	0,09	0,13	0,12	0,02	0,15	0,02	0,03	0,04	0,02	0,02	0,09
B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na (A)	0,27	0,30	0,31	0,15	0,24	0,13	0,16	0,20	0,17	0,09	0,02	0,09	0,00	0,02	0,04	0,02	0,01	0,46
K	0,07	0,06	0,06	0,06	0,05	0,02	0,03	0,08	0,07	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,09
A	0,34	0,36	0,37	0,21	0,29	0,15	0,19	0,28	0,24	0,11	0,04	0,11	0,01	0,02	0,06	0,02	0,01	0,55
XMg	0,57	0,53	0,61	0,57	0,58	0,67	0,56	0,56	0,57	0,62	0,72	0,83	0,74	0,67	0,68	0,70	0,73	0,92

Compositions chimiques des minéraux de l'intrusion de Kettara

Formules structurales des chlorites des cumulats ultrabasiques

	DK13/47	DK13/50	DK13/51	DK13/54	DK13/61	DK13/66	DK13/67	DK13/69	DK13/70	DK13/71	DK13/72	DK14/194	DK14/195	DK25/32	DK25/34	DK25/35	DK25/37	DK25/40	DK7/92	DK7/93
SiO2	30,83	34,37	35,18	31,04	32,02	35,28	29,67	29,50	33,51	34,82	36,87	35,22	35,39	35,53	32,09	35,56	35,71	33,16	29,06	28,33
TiO2	0,06	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	0,02	0,05	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,09	0,00	0,02	0,00	0,03	0,05	0,05
Al2O3	20,54	13,95	13,08	18,43	16,51	12,11	18,54	19,20	11,42	13,22	11,94	12,17	12,16	12,40	14,79	12,57	12,66	14,78	20,86	21,65
Cr2O3	0,00	0,11	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,02	1,15	0,01	0,19	0,41	0,22	0,67	0,25	0,32	0,10	0,00	0,04	0,00
FeO*	7,47	6,31	6,23	6,84	6,55	6,28	7,31	7,03	6,20	6,47	6,05	6,23	6,28	6,88	7,40	7,76	7,13	8,31	11,30	11,75
MnO	0,08	0,05	0,00	0,00	0,04	0,07	0,08	0,08	0,10	0,19	0,18	0,13	0,14	0,06	0,00	0,05	0,00	0,13	0,03	0,15
MgO	29,16	32,73	31,81	30,24	30,14	30,90	28,64	28,70	31,91	32,73	32,49	33,00	31,94	30,84	29,87	30,81	30,12	28,72	25,12	25,82
CaO	0,01	0,00	0,01	0,00	0,05	0,00	0,06	0,00	0,02	0,05	0,07	0,04	0,00	0,26	0,02	0,08	0,19	0,22	0,00	0,03
NiO	0,13	0,02	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,02	nd	nd	0,14	0,16	0,07	0,17	0,17	0,10	0,01
Na2O	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,03	0,13	0,04	0,10	0,01	0,07	0,04	0,03	0,04	0,02	0,03	0,05	0,01	0,01	0,00
K2O	0,02	0,05	0,00	0,04	0,50	0,64	0,24	0,06	0,10	0,06	0,01	0,16	0,23	0,01	0,00	0,00	0,03	0,01	0,05	0,00
P2O5	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	nd	nd	0,00	0,04	0,00	0,08	0,02	0,03	0,00
SO3	0,00	0,08	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,12	0,00	0,00	nd	nd	0,04	0,09	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Cl	0,02	0,02	0,00	0,02	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,00	0,07	0,03	0,01	0,04	0,00	0,00	0,02	0,03	0,02	0,00
TOTAL	88,34	87,68	86,36	86,74	85,90	85,37	84,78	84,77	84,69	87,55	87,96	87,44	86,42	86,99	84,74	87,28	86,28	85,59	86,66	87,80

FORMULES STRUCTURALES sur la base de 28 Oxygènes

Si	5,83	6,52	6,74	5,97	6,22	6,87	5,88	5,82	6,63	6,61	6,93	6,70	6,80	6,81	6,35	6,80	6,89	6,51	5,72	5,53
AlIV	2,17	1,48	1,26	2,03	1,78	1,13	2,12	2,18	1,37	1,39	1,07	1,30	1,20	1,19	1,65	1,20	1,11	1,49	2,28	2,47
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	2,42	1,63	1,69	2,15	2,00	1,65	2,21	2,29	1,29	1,57	1,58	1,43	1,55	1,61	1,80	1,64	1,76	1,92	2,57	2,51
Ti	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Cr	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,18	0,00	0,03	0,06	0,03	0,10	0,04	0,05	0,02	0,00	0,01	0,00
Fe	1,18	1,00	1,00	1,10	1,06	1,02	1,21	1,16	1,03	1,03	0,95	0,99	1,01	1,10	1,23	1,24	1,15	1,36	1,86	1,92
Mn	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02
Mg	8,23	9,25	9,08	8,67	8,73	8,97	8,46	8,44	9,40	9,26	9,11	9,36	9,15	8,81	8,81	8,78	8,66	8,40	7,37	7,51
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,05	0,00	0,02	0,04	0,05	0,00	0,01
Na	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,05	0,01	0,04	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,01	0,00	0,01	0,12	0,16	0,06	0,01	0,02	0,01	0,00	0,04	0,06	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
XFe	0,13	0,10	0,10	0,11	0,11	0,10	0,13	0,12	0,10	0,10	0,09	0,10	0,10	0,11	0,12	0,12	0,12	0,14	0,20	0,20

Compositions chimiques des minéraux de l'intrusion de Kettara

Formules structurales des chlorites des cumulats ultrabasiques déformés

	DK26/76	DK26/111	DK26/123	DK26/124	DK26/125	DK26/128	DK26/130	DK26/133	DK26/134	MK2/26	MK2/27	MK2/29	DK16/99	DK16/106	DK11/165	DK11/169
SiO2	35,83	32,60	31,35	31,79	31,25	31,33	31,45	31,66	31,97	32,11	30,78	32,47	28,84	29,35	25,51	25,01
TiO2	0,00	0,01	0,00	0,01	0,06	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,02	0,08	0,00	0,00
Al2O3	12,45	15,24	16,38	16,11	16,84	16,65	16,30	17,42	15,78	15,66	17,58	16,39	18,82	18,40	23,59	25,59
Cr2O3	0,11	0,19	0,41	0,22	0,34	0,53	0,45	0,47	0,20	0,98	0,74	0,31	0,02	0,13	0,10	0,00
FeO*	9,65	10,33	10,98	10,78	10,88	11,30	11,75	11,00	10,66	10,40	10,63	9,96	15,86	16,05	15,17	16,19
MnO	0,04	0,02	0,08	0,00	0,01	0,02	0,11	0,26	0,00	0,08	0,04	0,05	0,12	0,23	0,22	0,12
MgO	28,26	28,67	26,98	27,26	27,73	27,68	27,05	26,72	27,25	28,76	27,58	28,70	22,80	23,53	21,89	20,58
CaO	0,63	0,06	0,02	0,22	0,10	0,03	0,06	0,17	0,11	0,11	0,04	0,08	0,09	0,07	0,10	0,10
NiO	0,10	0,10	0,16	0,00	0,22	0,17	0,07	0,07	0,21	0,00	0,05	0,05	0,00	0,06	nd	nd
Na2O	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,03	0,00	0,05	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00
K2O	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00
P2O5	0,02	0,05	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	nd	nd	nd	0,00	0,02	nd	nd
SO3	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,09	nd	nd	nd	0,04	0,00	nd	nd
F	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,03
TOTAL	87,10	87,41	86,42	86,41	87,45	87,73	87,49	87,83	86,28	88,15	87,48	88,04	86,66	87,92	86,61	87,62

FORMULES STRUCTURALES sur la base de 28 Oxygènes

Si	6,93	6,34	6,19	6,26	6,10	6,11	6,17	6,15	6,31	6,21	6,00	6,25	5,83	5,86	5,16	5,01
AlIV	1,07	1,66	1,81	1,74	1,90	1,89	1,83	1,85	1,69	1,79	2,00	1,75	2,17	2,14	2,84	2,99
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	1,77	1,83	2,00	2,00	1,97	1,93	1,93	2,13	1,98	1,77	2,04	1,96	2,31	2,18	2,78	3,06
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Cr	0,02	0,03	0,06	0,03	0,05	0,08	0,07	0,07	0,03	0,15	0,11	0,05	0,00	0,02	0,02	0,00
Fe	1,56	1,68	1,81	1,77	1,78	1,84	1,93	1,79	1,76	1,68	1,73	1,60	2,68	2,68	2,57	2,71
Mn	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,04	0,04	0,02
Mg	8,14	8,31	7,94	8,00	8,07	8,04	7,90	7,73	8,02	8,29	8,01	8,23	6,87	7,00	6,60	6,15
Ca	0,13	0,01	0,00	0,05	0,02	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Na	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
K	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
XFe	0,16	0,17	0,19	0,18	0,18	0,19	0,20	0,19	0,18	0,17	0,18	0,16	0,28	0,28	0,28	0,31

Apatite des mylonites ultrabasiques

N°Anal.	DK26/119	DK26/120	DK26/121
SiO2	0,11	0,18	0,43
Al2O3	0,00	0,03	0,00
TiO2	0,03	0,00	0,00
FeO	0,06	0,12	0,08
MnO	0,04	0,00	0,07
MgO	0,01	0,04	0,02
CaO	54,58	54,42	53,81
Cr2O3	0,00	0,00	0,02
NiO	0,00	0,00	0,05
Na2O	0,03	0,07	0,05
K2O	0,00	0,00	0,00
P2O5	41,63	41,53	40,24
SO3	0,00	0,05	0,00
F	3,49	3,44	3,32
Cl	0,27	0,28	0,43
TOTAL	100,25	100,15	98,51

Compositions chimiques des minéraux de l'intrusion de Kettara

Formules structurales des chlorites des leucogabbros isotropes

N° Anal.	GK2/31	GK2/32	GK2/38	GK2/46	DK28/112	DK28/113	DK28/118	DK28/119	GK3/38	GK3/44	GK3/50	GK3/52	GK3/60	GK3/70	GK3/72	GK3/82	MK5/86	MK5/92	MK5/96	MK5/100
SiO2	28,76	28,63	28,99	29,00	28,69	29,20	28,39	28,09	29,87	29,11	29,49	30,39	27,95	29,43	28,80	29,87	29,79	30,49	30,55	28,82
TiO2	0,01	0,02	0,00	0,00	0,11	0,14	0,05	0,04	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,03	0,00	0,00	0,07	0,03	0,07	0,04
Al2O3	19,71	20,89	19,88	19,52	21,35	21,18	21,29	20,94	19,78	21,32	20,30	19,04	21,33	19,82	20,87	19,72	19,95	22,83	18,46	20,64
Cr2O3	0,03	0,05	0,02	0,00	0,08	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,00	0,06	0,01	0,00	0,16	0,80	0,06	1,09
FeO*	13,67	14,12	13,45	13,54	13,72	13,37	13,47	13,64	10,91	11,34	13,17	12,02	13,84	12,06	11,71	10,87	14,37	13,17	14,25	14,80
MnO	0,06	0,26	0,25	0,13	0,17	0,26	0,25	0,11	0,08	0,09	0,12	0,10	0,16	0,09	0,16	0,08	0,13	0,11	0,11	0,17
MgO	24,16	23,15	23,38	23,97	22,80	21,74	23,44	23,38	25,81	24,85	23,83	25,23	22,98	24,67	24,43	25,66	23,77	20,19	23,65	22,20
CaO	0,05	0,09	0,15	0,07	0,09	0,09	0,05	0,07	0,02	0,12	0,09	0,05	0,19	0,04	0,16	0,05	0,10	0,08	0,08	0,06
NiO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,13	0,05	0,00	0,14	0,05	0,13	0,01	0,17	0,12	0,09	0,11	0,12
Na2O	0,03	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,05	0,04	0,02	0,04	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00
K2O	0,00	0,00	0,01	0,02	0,11	0,43	0,00	0,07	0,05	0,13	0,01	0,09	0,02	0,04	0,03	0,01	0,03	0,06	0,06	0,00
P2O5	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
SO3	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
F2O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Cl2O	0,03	0,02	0,03	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,02	0,26	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00
Total	86,51	87,22	86,17	86,28	87,11	86,46	87,03	86,37	86,66	87,01	87,02	87,40	86,60	86,43	86,47	86,47	88,50	87,88	87,43	87,94
							FORMULE STRUCTURALE SUR LA BASE DE 28 OXYGENES													
Si	5,75	5,69	5,81	5,81	5,69	5,83	5,64	5,63	5,87	5,71	5,83	5,96	5,60	5,84	5,72	5,89	5,84	5,94	6,05	5,72
AlIV	2,25	2,31	2,19	2,19	2,31	2,17	2,36	2,37	2,13	2,23	2,17	2,04	2,40	2,16	2,28	2,11	2,16	2,06	1,95	2,28
	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	2,40	2,58	2,51	2,42	2,68	2,81	2,62	2,57	2,46	2,70	2,56	2,37	2,63	2,48	2,60	2,47	2,45	3,19	2,36	2,54
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Cr	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,12	0,01	0,17
Fe	2,29	2,35	2,26	2,27	2,28	2,23	2,24	2,29	1,79	1,86	2,18	1,97	2,32	2,00	1,94	1,79	2,36	2,15	2,36	2,46
Mn	0,01	0,04	0,04	0,02	0,03	0,04	0,04	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03
Mg	7,20	6,86	6,99	7,16	6,74	6,47	6,94	6,98	7,56	7,27	7,02	7,38	6,86	7,30	7,23	7,54	6,94	5,87	6,99	6,56
Ca	0,01	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,03	0,02	0,01	0,04	0,01	0,04	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01
Na	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,11	0,00	0,02	0,01	0,03	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
XFe	0,24	0,25	0,24	0,24	0,25	0,26	0,24	0,25	0,19	0,20	0,24	0,21	0,25	0,22	0,21	0,19	0,25	0,27	0,25	0,27

Compositions chimiques des minéraux de l'intrusion de Kettara

Formules structurales des chlorites des leucogabbros déformés

	DK18/132	DK18/151	DK18/152	DK18/154	DK18/157	DK18/166	MK4/105	MK4/108	MK4/110	MK3/113	MK3/117
SiO2	26,06	26,35	27,92	28,01	27,22	26,63	27,60	25,21	26,51	26,51	26,11
TiO2	0,07	0,05	0,09	0,04	0,04	0,03	0,08	0,69	0,06	0,02	0,02
Al2O3	21,49	20,70	19,32	19,44	19,29	20,06	21,56	20,72	20,61	20,29	20,66
Cr2O3	0,02	0,12	0,16	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,02	0,00	0,00
FeO*	22,59	23,66	23,18	22,88	23,22	23,39	24,63	23,97	23,46	24,98	24,36
MnO	0,41	0,28	0,23	0,37	0,45	0,24	0,25	0,24	0,27	0,35	0,19
MgO	16,46	15,24	17,24	16,51	17,49	16,91	16,30	15,29	16,05	15,75	15,84
CaO	0,15	0,14	0,02	0,13	0,00	0,04	0,07	0,80	0,03	0,03	0,04
NiO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,06	0,05	0,04	0,06	0,07
Na2O	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,05	0,00	0,06	0,07
K2O	0,02	0,03	0,00	0,42	0,00	0,00	0,02	0,00	0,05	0,03	0,00
P2O5	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
SO3	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02
Cl	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,04	0,01	0,04	0,00
TOTAL	87,26	86,57	88,15	87,84	87,70	87,31	90,69	87,07	87,11	88,12	87,14
					FORMULE STRUCTURALE SUR LA BASE DE 28 OXYGENES						
Si	5,44	5,57	5,77	5,81	5,67	5,57	5,57	5,35	5,57	5,55	5,50
AlIV	2,56	2,43	2,23	2,19	2,33	2,43	2,43	2,65	2,44	2,45	2,50
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	2,72	2,73	2,47	2,57	2,40	2,52	2,70	2,52	2,66	2,56	2,62
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,11	0,01	0,00	0,00
Cr	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	3,94	4,18	4,00	3,97	4,04	4,09	4,16	4,25	4,12	4,37	4,29
Mn	0,07	0,05	0,04	0,06	0,08	0,04	0,04	0,04	0,05	0,06	0,03
Mg	5,12	4,80	5,30	5,11	5,43	5,27	4,90	4,83	5,02	4,92	4,97
Ca	0,03	0,03	0,00	0,03	0,00	0,01	0,02	0,18	0,01	0,01	0,01
Na	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,03
K	0,00	0,01	0,00	0,11	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
XFe	0,44	0,47	0,43	0,44	0,43	0,44	0,46	0,47	0,45	0,47	0,46

Formules structurales des épidotes

	GK3/149	GK3/148	GK3/146	GK2/37	GK2/16	GK2/17	GK2/34	GK2/10	GK2/11	GK2/20	GK2/21
SiO2	38,90	38,18	38,29	39,43	38,04	38,54	39,07	40,29	39,51	39,46	39,86
TiO2	0,14	0,08	0,10	0,03	0,16	0,02	0,00	0,15	0,06	0,00	0,02
Al2O3	26,65	26,29	27,54	29,90	26,83	25,83	28,35	31,82	33,29	32,10	33,07
Cr2O3	0,00	0,03	0,00	0,00	1,28	2,25	0,00	0,06	0,10	0,00	0,00
Fe2O3*	7,90	8,86	6,58	4,40	7,58	8,06	6,89	2,02	1,01	1,49	0,51
MnO	0,19	0,19	0,13	0,08	0,15	0,17	0,08	0,01	0,05	0,03	0,00
MgO	0,26	0,08	0,09	0,04	0,03	0,01	0,07	0,03	0,01	0,04	0,00
CaO	23,09	23,33	23,33	24,26	23,92	24,07	24,62	24,69	24,94	24,61	25,28
Na2O	0,06	0,05	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,25	0,01	0,03	0,00
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P2O5	0,22	0,00	0,19	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
F	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	0,05	0,02	0,00
Cl	0,04	0,00	0,06	0,00	0,01	0,00	0,04	0,02	0,00	0,00	0,03
SO3	0,00	0,00	0,01	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
TOTAL	96,66	96,19	95,71	97,71	97,24	98,16	98,43	99,15	98,93	97,64	98,71
Normalisation sur 12,5 Ox et 8 cations											
Si	3,05	3,02	3,03	3,03	2,98	3,00	3,00	3,03	2,98	3,01	3,00
Al					0,02				0,02		
Al	2,46	2,45	2,56	2,71	2,46	2,37	2,57	2,82	2,93	2,89	2,94
Ti	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,14	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Fe3	0,47	0,53	0,39	0,25	0,45	0,47	0,40	0,11	0,06	0,09	0,03
P	0,01	0,00	0,01	0,00	-	-	-	-	-	-	-
	2,95	2,98	2,97	2,96	2,99	2,98	2,97	2,95	3,00	2,97	2,97
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,03	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	1,94	1,97	1,98	2,00	2,01	2,01	2,03	1,99	2,01	2,01	2,04
Na	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	1,99	2,00	2,00	2,01	2,02	2,02	2,04	2,03	2,02	2,02	2,04
	8,00	8,00	8,00	8,00	7,99	8,01	8,01	8,01	7,99	8,01	8,01
% Ps	15,92	17,71	13,24	8,59	15,39	16,61	13,44	3,89	1,91	2,88	0,97

Compositions chimiques des minéraux de l'intrusion de Kettara

Formules structurales des sericites des leucogabbros

	MK5/89	MK5/98	MK5/101	MK4/16	DK28/90	DK28/91	DK28/114	DK28/115	DK28/120	DK18/131	DK18/133
SiO2	48,05	48,58	47,96	47,18	46,60	47,76	46,75	48,84	48,30	47,51	49,52
TiO2	0,00	0,01	0,02	0,04	0,02	0,08	0,15	0,07	0,06	0,01	0,02
Al2O3	35,42	34,04	31,34	35,87	34,92	34,08	36,49	37,10	34,41	34,78	33,72
Cr2O3	0,00	0,00	0,01	0,00	0,16	0,03	0,06	0,00	0,00	0,03	0,00
FeO*	1,41	1,36	2,67	1,03	1,32	0,65	0,50	0,57	1,26	0,87	1,66
MnO	0,08	0,01	0,04	0,07	0,00	0,09	0,24	0,03	0,14	0,09	0,01
MgO	0,78	0,78	2,36	0,10	0,70	1,07	0,23	0,24	0,17	0,14	0,48
CaO	0,00	0,04	0,21	0,12	0,01	0,04	0,15	0,11	0,32	0,36	0,24
NiO	0,00	0,00	0,00	0,02	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Na2O	0,07	0,49	1,14	0,49	0,04	0,04	0,23	0,16	0,83	0,93	0,98
K2O	10,11	10,96	9,96	10,48	11,28	11,25	10,48	7,84	10,10	9,90	10,32
P205	nd	nd	nd	0,04	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
S03	nd	nd	nd	0,02	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Cl	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03
Total	95,92	96,29	95,71	95,40	95,03	95,12	95,30	94,97	95,58	94,62	96,98
				Normalisation par rapport à 11 Oxygènes							
Si	3,15	3,20	3,20	3,12	3,12	3,18	3,09	3,17	3,19	3,16	3,23
AlIV	0,85	0,80	0,80	0,88	0,88	0,82	0,91	0,83	0,81	0,84	0,77
	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Al VI	1,89	1,84	1,67	1,92	1,87	1,85	1,94	2,01	1,87	1,89	1,82
Fe	0,08	0,08	0,15	0,06	0,07	0,04	0,03	0,03	0,07	0,05	0,09
Mg	0,08	0,08	0,24	0,01	0,07	0,11	0,02	0,02	0,02	0,01	0,05
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	2,09	1,99	2,05	1,99	2,02	2,00	2,01	2,07	1,97	1,96	1,96
Ca	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02
Na	0,01	0,06	0,15	0,06	0,01	0,00	0,03	0,02	0,11	0,12	0,12
K	0,85	0,92	0,85	0,88	0,96	0,95	0,88	0,65	0,85	0,84	0,86
	0,86	0,99	1,01	0,96	0,97	0,96	0,92	0,68	0,98	0,99	1,00
%celador	15,30	19,70	20,00	12,27	11,58	17,65	9,18	16,94	19,06	16,41	23,13
%paragoi	1,05	6,41	14,77	6,67	0,54	0,48	3,22	2,93	11,08	12,44	12,58

Formules structurales des serpentines des cumulats ultrabasiques

N° Anal.	DK14/182	DK14/183	DK14/186	DK14/188	DK14/189	DK14/193	DK14/196	DK14/185
SiO2	42,44	42,14	42,14	41,93	42,40	42,34	42,29	42,28
TiO2	0,00	0,06	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
Al2O3	2,79	2,83	3,31	2,86	3,09	2,51	2,73	2,56
Cr2O3	0,14	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,07
FeO	8,06	8,06	8,14	8,46	7,59	7,56	7,68	8,13
MnO	0,10	0,27	0,17	0,04	0,27	0,21	0,28	0,13
MgO	33,97	34,50	34,30	34,18	34,06	34,67	34,60	34,97
CaO	0,01	0,00	0,02	0,00	0,06	0,02	0,00	0,06
Na2O	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00
K2O	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
F	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,04	0,00	0,03	0,04	0,00	0,02
	87,54	87,88	88,16	87,50	87,50	87,39	87,62	88,21
				FORMULE STRUCTURALE (14 Oxygènes)				
Si	4,03	3,99	3,98	3,99	4,02	4,02	4,01	3,99
Al	0,31	0,32	0,37	0,32	0,34	0,28	0,31	0,29
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe2	0,64	0,64	0,64	0,67	0,60	0,60	0,61	0,64
Mn	0,01	0,02	0,01	0,00	0,02	0,02	0,02	0,01
Mg	4,81	4,87	4,83	4,85	4,81	4,91	4,89	4,92
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
XMg	0,88	0,88	0,88	0,88	0,89	0,89	0,89	0,88

Compositions chimiques des minéraux de l'intrusion de Kettara

Formules structurales des prehnites

N° Anal.	GK2/22	GK2/23	GK2/42	GK3/69	GK3/78	MK4/5	MK4/6	MK4/7	MK4/11	MK4/12	MK4/309	MK4/304	MK4/305	MK4/306	MK4/307	MK4/308	DK2/62	DK2/63	DK2/64	DK2/78	DK2/82	DK28/96
SiO2	42,72	42,93	43,93	43,32	43,50	43,05	42,97	43,14	43,09	42,86	43,66	43,53	43,96	43,60	43,73	43,86	43,89	43,49	43,85	43,43	43,60	40,68
TiO2	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,05	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00
Al2O3	23,97	24,24	23,45	24,22	24,36	23,58	23,85	23,99	24,18	23,94	24,50	23,89	24,10	23,63	23,67	24,21	23,92	24,16	24,02	24,43	24,70	32,43
Cr2O3	0,03	0,05	0,00	0,02	0,05	0,00	0,05	0,03	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00
Fe2O3	0,09	0,22	0,12	0,56	0,44	0,87	0,45	0,05	0,57	0,53	0,18	0,38	0,39	0,90	0,80	0,34	0,12	0,27	0,39	0,00	0,05	0,41
MnO	0,01	0,00	0,01	0,04	0,00	0,03	0,09	0,12	0,00	0,00	0,01	0,05	0,00	0,00	0,00	0,03	0,09	0,09	0,08	0,07	0,00	0,05
MgO	0,01	0,04	0,00	0,37	0,77	0,01	0,02	0,03	0,02	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,03
CaO	24,28	24,95	25,41	26,83	26,34	27,59	27,17	27,28	27,25	27,05	27,50	27,46	27,12	27,17	27,01	27,27	27,32	27,19	26,80	27,52	27,44	23,72
NiO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,07	0,05	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,00	0,00	nd
Na2O	0,12	0,15	0,17	0,04	0,03	0,02	0,05	0,00	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,03	0,02	0,03	0,09	0,04	0,07	0,00	0,04	0,46
K2O	0,01	0,04	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,03	0,00	0,05	0,00	0,00	0,02	0,00	0,09
P2O5	nd	nd	nd	nd	nd	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,00	0,00	nd
F	0,02	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,00	0,00	0,05	0,00	0,04	0,00
Cl	0,11	0,04	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03
SO3	nd	nd	nd	nd	nd	0,03	0,03	0,01	0,00	0,00	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,00	0,01	nd
total	91,37	92,72	93,14	95,41	95,52	95,23	94,73	94,68	95,23	94,53	95,95	95,33	95,59	95,34	95,26	95,75	95,60	95,32	95,27	95,50	95,87	97,86

Normalisation par rapport à 11 Oxygènes, tout le fer sous forme Fe3+

Si	3,05	3,03	3,08	2,99	2,99	2,99	2,99	3,00	2,98	2,99	2,99	3,01	3,02	3,01	3,02	3,01	3,02	3,00	3,02	2,99	2,99	2,71
Al IV	0,95	0,97	0,92	1,01	1,01	1,01	1,01	1,00	1,02	1,01	1,01	0,99	0,98	0,99	0,98	0,99	0,98	1,00	0,98	1,01	1,01	1,29
Z	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Al VI	1,07	1,04	1,02	0,96	0,96	0,92	0,95	0,97	0,96	0,96	0,97	0,95	0,97	0,94	0,95	0,97	0,96	0,97	0,98	0,98	0,99	1,25
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3	0,00	0,01	0,01	0,03	0,02	0,05	0,02	0,00	0,03	0,03	0,01	0,02	0,02	0,05	0,04	0,02	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02
Y	1,07	1,06	1,03	0,99	0,99	0,97	0,98	0,97	0,99	0,99	0,99	0,97	0,99	0,99	0,99	0,99	0,97	0,99	1,00	0,98	0,99	1,28
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,04	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	1,86	1,88	1,91	1,98	1,94	2,05	2,03	2,03	2,02	2,02	2,02	2,03	2,00	2,01	2,00	2,01	2,01	2,01	1,98	2,03	2,02	1,69
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00	0,00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00	0,00	-
Na	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,06
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
X	1,88	1,91	1,93	2,03	2,02	2,06	2,04	2,04	2,03	2,03	2,02	2,04	2,00	2,02	2,01	2,01	2,04	2,02	2,00	2,04	2,02	1,77
	0,23	0,59	0,33	1,45	1,13	2,31	1,18	0,14	1,49	1,40	0,48	0,99	1,02	2,39	2,10	0,90	0,32	0,70	1,04	0,00	0,14	0,81

Compositions chimiques des minéraux de l'intrusion de Kettara

Formules structurales des pumpellyites des veines des cumulats ultrabasiques

	DK2/59	DK2/60	DK2/61	DK2/65
SiO2	37,67	38,11	37,75	38,13
TiO2	0,00	0,04	0,02	0,08
Al2O3	25,62	26,81	27,70	27,35
Cr2O3	0,06	0,04	0,00	0,08
FeO	3,04	2,69	2,75	2,78
MnO	0,29	0,06	0,10	0,11
MgO	2,74	2,20	1,67	1,94
CaO	23,20	23,44	23,57	23,31
Na2O	0,02	0,00	0,03	0,02
K2O	0,00	0,00	0,01	0,04
F	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,04
total	92,64	93,38	93,61	93,88
Si	3,02	3,04	3,00	3,02
Alz	0,00	0,00	0,00	0,00
Aly	2,00	2,00	2,00	2,00
Alx	0,42	0,52	0,60	0,56
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe*	0,20	0,18	0,18	0,18
Mg	0,33	0,26	0,20	0,23
P				
X	0,96	0,96	0,98	0,98
Ca	2,00	2,00	2,01	1,98
Mn	0,02	0,00	0,01	0,01
Na	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00
W	2,98	2,96	3,00	2,98

Feldspath potassique des fentes des ultrabasites

	DK2/83	DK2/84
SiO2	64,94	64,82
TiO2	0,00	0,08
Al2O3	18,50	18,34
Cr2O3	0,00	0,02
FeO	0,12	0,00
MnO	0,04	0,00
MgO	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00
Na2O	0,30	0,28
K2O	16,42	16,54
P2O5	0,00	0,00
SO3	0,03	0,00
F	0,00	0,00
Cl	0,02	0,00
	100,38	100,08
Formules sur 8 oxygènes		
Si	2,99	3,00
Al	1,01	1,00
Ti	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00
Fe3	0,00	0,00
Fe2	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00
Na	0,03	0,03
K	0,97	0,98
%Or	97,27	97,46
%Ab	2,73	2,54
%An	0,00	0,00

Muscovites des fentes des ultrabasites

	DK2/79	DK2/80	DK2/81
SiO2	45,73	45,45	45,73
Al2O3	37,39	38,16	38,33
TiO2	0,00	0,00	0,05
FeO	0,07	0,12	0,00
MnO	0,00	0,07	0,00
MgO	0,28	0,10	0,04
CaO	0,08	0,00	0,00
Cr2O3	0,02	0,10	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,08	0,08	0,05
K2O	10,93	11,71	11,22
P2O5	0,05	0,00	0,06
SO3	0,00	0,00	0,00
F	0,00	0,00	0,00
Cl	0,02	0,00	0,03
total	94,64	95,78	95,52
FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)			
Si	6,09	6,01	6,04
AlIV	1,91	1,99	1,96
Z	8,00	8,00	8,00
AlVI	3,96	3,96	4,01
Cr	0,00	0,01	0,00
Fe	0,01	0,01	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00
Mg	0,06	0,02	0,01
Mn	0,00	0,01	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00
Y	4,02	4,01	4,02
Ca	0,01	0,00	0,00
Na	0,02	0,02	0,01
K	1,86	1,98	1,89
X	1,89	2,00	1,90
XYZ	13,91	14,01	13,92
XFe	0,12	0,41	0,00

Magnétite des ultrabasites

N°Analy:	DK14/18	DK14/187	DK13/44
SiO2	0,54	0,54	0,02
TiO2	0,00	0,00	0,08
Al2O3	0,09	0,00	0,02
Cr2O3	0,10	0,25	0,11
FeO*	92,79	92,31	93,33
MnO	0,09	0,10	0,15
MgO	0,54	0,01	0,07
CaO	0,15	0,06	0,13
NiO	nd	nd	0,10
Na2O	0,00	0,04	0,00
K2O	0,00	0,00	0,00
P2O5	nd	nd	0,08
SO3	nd	nd	0,06
F	0,00	0,00	0,01
Cl	0,00	0,00	0,01
total	94,30	93,32	94,17
Normalisation 4 Oxygènes et 3 Cations			
Si	0,02	0,02	0,00
Al	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,01	0,00
Fe3+	1,95	1,95	1,99
Fe2+	0,98	1,01	0,98
Mn	0,00	0,00	0,00
Mg	0,03	0,00	0,00
Ca	0,01	0,00	0,01
Ni	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00
total	3,00	3,00	3,00

Calcite des ultrabasites (DK13) et des leucogabbros (GK2)

	DK13/73	DK13/68	DK13/55	GK2/8	GK2/9
SiO2	0,07	1,59	1,61	0,00	0,00
TiO2	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00
Al2O3	0,04	0,98	0,87	0,00	0,02
Cr2O3	0,00	0,02	0,00	0,06	0,00
FeO*	2,79	3,15	3,15	0,00	0,00
MnO	0,55	0,24	0,56	0,13	0,12
MgO	20,53	20,45	20,28	0,01	0,00
CaO	31,33	28,07	29,17	58,17	57,71
NiO	0,00	0,00	0,00	nd	nd
Na2O	0,05	0,00	0,01	0,02	0,02
K2O	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01
P2O5	0,06	0,00	0,03	nd	nd
SO3	0,01	0,00	0,00	nd	nd
F	0,00	0,00	0,07	0,00	0,01
Cl	0,03	0,00	0,01	0,00	0,01
	55,49	54,52	55,76	58,40	57,90
Formules structurales sur la base d'1 oxygène					
Si	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00
Al	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2	0,03	0,04	0,04	0,00	0,00
Mn	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Mg	0,45	0,45	0,44	0,00	0,00
Ca	0,50	0,44	0,45	1,00	1,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Compositions chimiques des minéraux de l'intrusion de Kettara

Formules structurales des plagioclases

	B45/56	B45/55	B45/54	B45/51	KAZ/13	KAZ/11	DD1/100	B45/39	B45/69	B45/67	B45/62	KAZ/3	B34/145	KAZ/17	B34/144	B34/139	B34/132	B34/128	B34/125	M22/154	DD1/108	DD1/106	DD1/99	DD1/98	DD1/85	DD1/84
SiO2	66,47	67,08	65,34	61,40	66,85	68,17	62,72	62,73	67,63	66,31	68,74	63,20	62,15	64,10	62,26	68,62	61,32	62,44	68,43	63,99	63,72	61,18	60,62	62,83	65,56	63,81
TiO2	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,01	0,06	0,00	0,00	0,04	0,00
Al2O3	21,20	21,15	21,18	23,66	21,09	19,67	22,96	22,73	20,44	21,07	19,55	22,85	23,57	22,35	23,74	19,32	23,32	23,35	19,35	22,33	22,96	24,60	25,18	23,11	21,14	21,31
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,11	0,03	0,00	0,05	0,05	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,07	0,00	0,10	0,06	0,00	0,08
FeO	0,12	0,41	0,01	0,04	0,09	0,03	0,00	0,24	0,27	0,04	0,00	0,00	0,05	0,00	0,16	0,00	0,23	0,90	0,00	0,06	0,00	0,20	0,09	0,11	0,35	1,12
MnO	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02	0,05	0,11	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,06	0,02	0,00
MgO	0,05	0,05	0,00	0,02	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,02	0,03	0,00	0,00	0,11	0,04	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00
CaO	2,27	2,35	2,82	6,05	1,73	0,77	4,88	4,18	1,56	2,26	0,59	4,11	4,99	3,94	5,59	0,36	4,76	3,70	0,08	3,67	4,19	6,65	6,72	4,41	2,81	4,78
Na2O	9,94	10,26	9,53	7,41	10,79	9,65	8,72	8,25	9,95	10,44	11,10	8,91	8,55	9,67	7,95	10,58	8,46	8,18	11,23	9,09	9,13	7,93	7,59	8,22	8,81	9,30
K2O	0,22	0,12	0,38	0,28	0,01	0,09	0,08	0,15	0,04	0,09	0,08	0,16	0,24	0,06	0,21	0,12	0,10	0,22	0,05	0,12	0,04	0,06	0,05	0,03	0,08	0,02
P2O5	0,11	0,10	0,12	0,10	0,00	0,00	0,00	0,13	0,06	0,07	0,06	0,00	0,05	0,00	0,02	0,02	0,00	0,07	0,01	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,02	0,03	0,00	0,00	0,05	0,00	0,02	0,00	0,06	0,04	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Cl	0,01	0,06	0,07	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,06	0,00	0,11	0,01	0,03	0,00	0,04	0,00	0,05	0,00	0,00	0,06	0,21	0,17	0,01
S	0,02	0,06	0,00	0,00	0,02	0,05	0,00	0,08	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,01	0,07	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00
total	100,42	101,64	99,47	99,03	100,73	98,63	99,49	98,51	100,03	100,38	100,34	99,40	99,69	100,32	99,98	99,13	98,20	99,14	99,28	99,40	100,20	100,69	100,41	99,11	99,01	100,44
Normalisation par rapport à 8 oxygènes																										
Si	2,91	2,91	2,89	2,75	2,91	3,00	2,79	2,81	2,95	2,90	2,99	2,81	2,76	2,83	2,76	3,01	2,76	2,79	3,00	2,84	2,81	2,70	2,69	2,80	2,91	2,83
Al	1,09	1,08	1,10	1,25	1,08	1,02	1,20	1,20	1,05	1,09	1,00	1,20	1,23	1,16	1,24	1,00	1,24	1,23	1,00	1,17	1,19	1,28	1,31	1,21	1,10	1,11
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,04
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,11	0,11	0,13	0,29	0,08	0,04	0,23	0,20	0,07	0,11	0,03	0,20	0,24	0,19	0,27	0,02	0,23	0,18	0,00	0,17	0,20	0,32	0,32	0,21	0,13	0,23
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,84	0,86	0,82	0,64	0,91	0,82	0,75	0,72	0,84	0,89	0,94	0,77	0,74	0,83	0,68	0,90	0,74	0,71	0,96	0,78	0,78	0,68	0,65	0,71	0,76	0,80
K	0,01	0,01	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K+Na+Ca	0,96	0,98	0,97	0,95	0,99	0,87	0,99	0,92	0,92	1,00	0,97	0,97	0,99	1,02	0,96	0,92	0,98	0,90	0,96	0,96	0,98	1,00	0,97	0,92	0,89	1,03
Ab%	87,67	88,18	84,03	67,75	91,77	95,18	76,00	77,43	91,81	88,90	96,74	78,94	74,56	81,33	71,16	97,42	75,80	78,91	99,33	81,14	79,60	68,06	66,97	77,01	84,59	77,77
Or%	1,26	0,67	2,23	1,70	0,08	0,60	0,47	0,90	0,25	0,48	0,44	0,93	1,38	0,35	1,21	0,73	0,61	1,38	0,27	0,73	0,20	0,36	0,27	0,17	0,52	0,13
An%	11,07	11,15	13,74	30,55	8,15	4,22	23,53	21,67	7,94	10,62	2,82	20,13	24,06	18,32	27,63	1,85	23,59	19,72	0,41	18,13	20,20	31,58	32,75	22,82	14,89	22,10

Compositions chimiques du plagioclase des granitoïdes BHD

Formules struturales du feldspath potassique des intrusions acides BHD

	B45/73	B45/63	B45/60	B45/40	B45/38	KAZ/20	KAZ/19	KAZ/16	KAZ/9	KAZ/8	KAZ/6	M22/152	B45/53	B45/52
SiO2	64,15	63,07	65,03	64,62	64,52	64,43	64,00	63,74	63,90	64,45	63,36	65,34	64,43	63,97
TiO2	0,03	0,01	0,07	0,03	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al2O3	17,67	19,51	18,28	18,07	18,28	18,40	18,23	18,43	17,87	18,17	18,08	17,82	17,96	17,70
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,05	0,00	0,06	0,03
FeO	0,07	0,36	0,13	0,09	0,03	0,00	0,00	0,18	0,50	0,00	0,06	0,32	0,00	0,04
MnO	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,06	0,03	0,07	0,03	0,03	0,03	0,14	0,00	0,00
MgO	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
CaO	0,00	0,00	0,13	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20	0,01	0,00	0,02
Na2O	0,36	0,25	0,95	0,50	0,33	0,55	0,45	0,29	0,28	0,33	0,65	0,15	0,51	0,18
K2O	16,25	15,36	15,07	15,60	15,87	15,86	15,53	15,74	16,07	15,71	15,46	15,47	15,36	15,62
P2O5	0,06	0,12	0,16	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,07	0,17
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,01	0,07	0,00
Cl	0,02	0,02	0,13	0,03	0,06	1,67	0,02	0,09	0,03	0,00	0,56	0,00	0,08	0,41
S	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00
total	98,60	98,78	99,96	99,06	99,28	101,06	98,33	98,62	98,73	98,69	98,51	99,25	98,55	98,15
Normalisation par rapport à 8 oxygènes														
Si	3,01	2,95	3,00	3,01	3,00	2,99	3,00	2,99	3,00	3,01	2,99	3,03	3,01	3,01
Al	0,98	1,07	0,99	0,99	1,00	1,01	1,01	1,02	0,99	1,00	1,01	0,97	0,99	0,98
Fe2	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
P	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Na	0,03	0,02	0,09	0,05	0,03	0,05	0,04	0,03	0,03	0,03	0,06	0,01	0,05	0,02
K	0,97	0,91	0,89	0,93	0,94	0,94	0,93	0,94	0,96	0,94	0,93	0,91	0,92	0,94
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Cl	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,13	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,03
S	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
OH	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,13	0,00	0,02	0,00	0,00	0,05	0,00	0,02	0,03
Ab	3,25	2,42	8,70	4,67	3,09	5,03	4,24	2,75	2,58	3,08	5,98	1,47	4,80	1,69
Or	96,75	97,58	90,63	95,18	96,91	94,81	95,76	97,25	97,42	96,92	93,01	98,50	95,20	98,23
An	0,00	0,00	0,67	0,15	0,00	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	1,01	0,03	0,00	0,08

Formules structurales des amphiboles vert bleutées des granitoïdes BHD

	KAZ/119	M22/150	KAZ/27	KAZ/18	KAZ/15	KAZ/14	KAZ/12	KAZ/120	KAZ/22	KAZ/23	KAZ/24	KAZ/70	KAZ/72
SiO2	35,40	37,03	35,01	35,30	36,28	36,92	36,24	37,60	35,56	36,24	35,69	36,14	36,76
TiO2	0,29	0,56	0,77	0,97	0,54	0,41	0,31	0,34	0,41	0,69	0,88	0,38	0,65
Al2O3	14,26	12,36	13,66	14,49	13,42	13,36	13,38	13,72	15,81	14,80	15,18	13,70	13,34
Cr2O3	0,00	0,15	0,00	0,00	0,02	0,13	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,03
FeO	29,89	28,90	28,81	27,94	28,40	29,86	29,63	29,36	28,11	28,46	29,42	29,68	30,42
MnO	0,41	0,40	0,32	0,29	0,44	0,39	0,30	0,32	0,51	0,50	0,42	0,46	0,45
MgO	1,14	1,31	0,86	0,91	0,89	0,86	0,93	1,07	0,74	0,86	0,80	0,90	0,93
CaO	10,02	10,87	10,82	10,86	11,02	10,82	10,87	11,07	11,42	11,18	11,22	11,11	10,82
NiO									0,00	0,00	0,00		
Na2O	1,05	1,22	1,08	1,19	1,15	1,34	1,19	1,30	1,00	1,29	1,19	1,14	1,20
K2O	2,02	2,21	2,62	2,49	2,47	2,13	2,35	2,16	3,00	2,59	2,80	2,58	2,63
F	0,01	0,05	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02	0,00
Cl	2,04	2,56	2,77	2,69	2,40	2,12	2,40	2,30	2,20	1,80	1,97	2,56	2,55
P2O5	nd	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	nd	0,01	0,00	0,00	nd	nd
S	0,00	0,09	0,00	0,05	0,10	0,00	0,03	0,00	0,13	0,00	0,04	nd	nd
	96,53	97,70	96,75	97,18	97,11	98,33	97,63	99,26	98,98	98,44	99,63	98,65	99,79
F=O	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
Cl=O	0,46	0,58	0,63	0,61	0,54	0,48	0,54	0,52	0,50	0,41	0,44	0,58	0,58
Si	5,84	6,14	5,90	5,89	6,06	6,05	6,00	6,09	5,81	5,92	5,78	5,95	5,98
Al IV	2,16	1,86	2,11	2,11	1,94	1,95	2,00	1,91	2,19	2,08	2,22	2,05	2,02
T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	0,61	0,56	0,61	0,74	0,70	0,63	0,62	0,71	0,85	0,77	0,68	0,60	0,54
Ti	0,04	0,07	0,10	0,12	0,07	0,05	0,04	0,04	0,05	0,09	0,11	0,05	0,08
Cr	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3+	0,96	0,36	0,44	0,28	0,24	0,45	0,50	0,34	0,29	0,24	0,43	0,49	0,51
Fe2+	3,05	3,62	3,59	3,60	3,71	3,60	3,57	3,61	3,55	3,63	3,53	3,57	3,58
Mn	0,06	0,06	0,05	0,04	0,06	0,05	0,04	0,04	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06
Mg	0,28	0,32	0,22	0,23	0,22	0,21	0,23	0,26	0,18	0,21	0,19	0,22	0,23
C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
FeM4	0,11	0,03	0,02	0,03	0,01	0,05	0,03	0,04	0,00	0,02	0,02	0,02	0,05
Ca	1,77	1,93	1,95	1,94	1,97	1,90	1,93	1,92	2,00	1,96	1,95	1,96	1,89
NaM4	0,12	0,04	0,03	0,03	0,02	0,05	0,04	0,04	0,00	0,02	0,03	0,02	0,06
B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na	0,21	0,35	0,33	0,35	0,36	0,37	0,35	0,37	0,32	0,39	0,35	0,34	0,32
K	0,42	0,47	0,56	0,53	0,53	0,44	0,50	0,45	0,63	0,54	0,58	0,54	0,55
	0,64	0,82	0,89	0,88	0,88	0,82	0,84	0,81	0,94	0,93	0,92	0,88	0,86

Compositions chimiques des minéraux des intrusions BHD

Formules structurales des muscovites

N° anal	B45/68	KAZ/7	B34/123	B34/118	B34/131	DD1/110	DD1/104	DD1/96	DD1/83	DD1/82	DD1/x
SiO2	45,56	46,36	44,97	46,16	40,02	46,92	47,89	46,84	46,67	46,41	45,78
TiO2	0,20	0,00	0,40	0,38	0,21	0,00	0,30	0,40	0,19	0,20	0,23
Al2O3	31,21	32,04	34,83	32,19	39,32	33,73	30,69	31,66	31,76	31,54	32,90
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,08	0,00	0,02	0,00	0,05	0,02
FeO	5,34	3,26	2,61	3,52	3,46	2,43	2,67	2,61	2,65	3,83	3,24
MnO	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,05	0,02
MgO	0,42	0,44	0,79	1,07	1,05	0,43	1,78	1,38	1,58	1,57	1,05
CaO	0,03	0,01	0,05	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Na2O	0,14	0,13	0,16	0,15	0,14	0,17	0,14	0,14	0,17	0,15	0,15
K2O	10,35	10,65	10,16	10,56	9,36	10,51	10,42	10,46	10,76	10,74	10,40
P2O5	0,00	0,00	0,00	0,03	0,05	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01
F	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,13	0,01	0,01	0,04	0,09	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,03
S	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,01
	93,38	92,90	94,14	94,15	93,70	94,32	93,90	93,54	93,87	94,56	93,85
Normalisation par rapport à 11Oxygènes											
Si	3,16	3,19	3,05	3,15	2,74	3,16	3,25	3,19	3,18	3,16	3,12
AlIV	0,84	0,81	0,95	0,85	1,26	0,84	0,75	0,81	0,82	0,84	0,88
total (T)	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
											0,00
AlVI	1,72	1,80	1,83	1,73	1,92	1,84	1,70	1,74	1,73	1,69	1,77
Ti	0,01	0,00	0,02	0,02	0,01	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2	0,31	0,19	0,15	0,20	0,20	0,14	0,15	0,15	0,15	0,22	0,19
Mn	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,04	0,05	0,08	0,11	0,11	0,04	0,18	0,14	0,16	0,16	0,11
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
total M2	2,08	2,03	2,09	2,07	2,24	2,03	2,05	2,05	2,05	2,09	2,08
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
K	0,92	0,94	0,88	0,92	0,82	0,90	0,90	0,91	0,94	0,93	0,91
Ú	0,06	0,05	0,10	0,06	0,16	0,07	0,08	0,07	0,04	0,05	0,07
	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
F	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
S	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
OH	0,99	1,00	0,99	1,00	0,99	1,00	1,00	1,00	0,99	1,00	1,00
% celad	16,28	19,38	4,85	14,73	-25,78	16,28	24,88	19,33	17,98	16,09	12,40
% parag	1,96	1,79	2,37	2,11	2,25	2,46	2,06	2,02	2,29	2,04	2,13

Formules structurales des biotites

	B45/48	B45/50	B45/71	B45/49	B45/43	B45/121	KAZ/19	KAZ/x"2	KAZ/x2	KAZ/x6	KAZ/x7	B34/142
SiO2	31,48	30,38	30,42	26,75	26,33	33,52	33,20	32,17	33,48	33,16	33,33	28,54
TiO2	2,19	2,00	1,73	1,28	1,35	1,83	1,85	1,58	2,45	2,05	2,12	1,69
Al2O3	21,65	18,66	17,85	21,16	25,94	16,52	15,83	16,25	16,50	16,29	15,86	18,77
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,09	0,11	0,00	0,01	0,00	0,00		0,00	0,05
FeO	26,79	32,60	33,68	36,05	29,87	32,22	31,47	31,66	30,52	32,15	32,46	34,13
MnO	0,19	0,34	0,34	0,41	0,36	0,34	0,30	0,37	0,14	0,37	0,31	0,21
MgO	1,93	1,22	1,22	1,65	2,44	2,21	1,97	2,12	2,45	2,08	2,00	3,19
CaO	0,28	0,15	0,03	0,16	0,25	0,00	0,03	0,01	0,00		0,00	0,40
Na2O	0,09	0,09	0,04	0,06	0,20	0,00	0,10	0,07	0,04	0,15	0,19	0,14
K2O	7,02	6,67	6,19	3,18	3,16	8,94	9,00	7,32	8,21	7,91	8,26	3,73
P2O5	0,30	0,06	0,01	0,17	0,12		0,09	0,04		0,06	0,00	0,00
F	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,02	0,01	0,01	0,00
Cl	1,28	1,04	1,01	0,51	0,77	1,63	1,28	1,34	1,21	1,21	1,27	0,34
S	0,04	0,05	0,02	0,00	0,00		0,01			0,03	0,08	0,00
	93,27	93,25	92,53	91,45	90,89	97,21	95,17	92,94	94,99	95,46	95,89	91,20
Normalisation par rapport à 11Oxygènes												
Si	2,56	2,56	2,59	2,29	2,19	2,73	2,76	2,72	2,74	2,73	2,74	2,43
AlIV	1,44	1,44	1,41	1,71	1,81	1,27	1,24	1,28	1,26	1,27	1,26	1,57
total (T)	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
AlVI	0,63	0,41	0,38	0,42	0,73	0,31	0,30	0,33	0,33	0,30	0,28	0,31
Ti	0,13	0,13	0,11	0,08	0,08	0,11	0,12	0,10	0,15	0,13	0,13	0,11
Cr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2	1,82	2,29	2,40	2,58	2,08	2,19	2,18	2,24	2,09	2,21	2,23	2,43
Mn	0,01	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,01	0,03	0,02	0,02
Mg	0,23	0,15	0,15	0,21	0,30	0,27	0,24	0,27	0,30	0,25	0,25	0,40
P	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
total(M1-	2,85	3,01	3,06	3,35	3,23	2,91	2,87	2,97	2,88	2,93	2,91	3,27
Ca	0,02	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04
Na	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02
K	0,73	0,72	0,67	0,35	0,34	0,93	0,95	0,79	0,86	0,83	0,87	0,40
	0,23	0,26	0,32	0,63	0,61	0,07	0,97	0,20	0,14	0,15	0,10	0,54
total (A)	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00		1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
F	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Cl	0,13	0,11	0,11	0,05	0,08	0,16	0,18	0,14	0,17	0,17	0,18	0,04
S	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00	0,00	0,00		0,00
OH	0,86	0,89	0,89	0,95	0,92	0,84	0,81	0,86	1,00	0,83	0,82	0,96

Compositions chimiques des minéraux des intrusons BHD

Formules structurales des chlorites

	B45/36	B45/41	B45/59	B45/74	B45/70	B45/42	M22/15	B34/12	DD1/10	DD1/10	DD1/10	DD1/89	DD1/11	DD1/94	DD1/81	DD1/80
SiO2	26,97	28,41	26,58	29,15	25,78	23,92	27,28	28,09	32,10	28,46	27,64	31,87	23,73	24,34	24,48	26,40
TiO2	1,40	0,93	0,86	1,15	0,34	0,02	1,32	0,96	0,34	0,10	0,14	0,17	0,05	0,14	0,00	0,00
Al2O3	19,25	18,62	20,82	17,09	17,47	18,69	16,86	18,03	17,88	21,06	22,02	17,57	21,32	20,81	21,21	20,81
Cr2O3	0,05	0,00	0,03	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,06	0,03	0,00	0,01	0,00	0,03	0,01
FeO	34,29	34,43	36,21	34,07	41,57	41,68	36,85	33,85	25,32	27,27	26,99	25,72	30,77	32,73	32,55	28,85
MnO	0,26	0,40	0,33	0,36	0,47	0,49	0,39	0,19	0,18	0,37	0,15	0,36	0,44	0,50	0,69	0,59
MgO	1,74	2,18	1,78	2,42	1,92	1,57	2,70	3,38	8,21	7,81	8,11	8,11	9,56	8,44	9,08	8,07
CaO	0,27	0,20	0,24	0,18	0,15	0,12	0,06	0,10	0,20	0,00	0,13	0,08	0,00	0,10	0,02	0,01
Na2O	0,09	0,08	0,03	0,05	0,03	0,11	0,04	0,04	0,07	0,07	0,05	0,08	0,04	0,09	0,02	0,04
K2O	2,98	3,04	2,19	2,73	0,77	0,20	2,80	2,18	3,75	2,94	2,45	3,61	0,00	0,04	0,00	0,64
P2O5	0,10	0,01	0,04	0,17	0,16	0,06	0,10	0,04	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F2O	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	0,07	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00
Cl2O	0,54	0,46	0,31	0,48	0,08	0,05	0,57	0,08	0,05	0,05	0,00	0,06	0,06	0,00	0,03	0,10
SO3	0,09	0,00	0,00	0,00	0,11	0,02	0,02	0,01	0,07	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,10	0,00
TOTAL	88,01	88,77	89,48	87,87	88,86	86,94	89,05	86,93	88,17	88,26	87,72	87,64	85,97	87,20	88,25	85,53
Normalisation par rapport à 14 Oxygènes																
Si	3,04	3,16	2,95	3,26	2,96	2,81	3,09	3,16	3,39	3,04	2,95	3,39	2,64	2,70	2,68	2,92
Ti	0,12	0,08	0,07	0,10	0,03	0,00	0,11	0,08	0,03	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
AlIV	0,84	0,76	0,98	0,64	1,01	1,18	0,80	0,76	0,58	0,96	1,03	0,59	1,35	1,29	1,32	1,08
AlVI	1,72	1,68	1,74	1,62	1,35	1,41	1,45	1,62	1,64	1,69	1,74	1,61	1,45	1,43	1,42	1,63
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2	3,24	3,20	3,36	3,19	3,99	4,10	3,49	3,18	2,24	2,43	2,41	2,29	2,87	3,04	2,98	2,67
Mn	0,02	0,04	0,03	0,03	0,05	0,05	0,04	0,02	0,02	0,03	0,01	0,03	0,04	0,05	0,06	0,05
Mg	0,29	0,36	0,29	0,40	0,33	0,27	0,46	0,57	1,29	1,24	1,29	1,29	1,59	1,39	1,48	1,33
Ca	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
P	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01
K	0,43	0,43	0,31	0,39	0,11	0,03	0,40	0,31	0,50	0,40	0,33	0,49	0,00	0,01	0,00	0,09
F	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,06	0,05	0,03	0,05	0,01	0,01	0,06	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01
S	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
OH	7,86	7,90	7,92	7,90	7,95	7,99	7,84	7,99	7,97	7,99	7,99	7,99	7,99	7,99	7,96	7,98
XMg	0,08	0,10	0,08	0,11	0,08	0,06	0,12	0,15	0,37	0,34	0,35	0,36	0,36	0,31	0,33	0,33

Formules structurales de l'épidote

	DD1/11	DD1/11	DD1/11	DD1/10	DD1/78	DD1/77	B34/125	B34/115	KAZ/5	KAZ/4
		bord	coeur		bord	coeur				
SiO2	38,82	38,60	38,78	39,26	39,08	38,36	38,43	39,14	38,62	38,32
TiO2	0,05	0,11	0,08	0,06	0,07	0,23	0,14	0,09	0,00	0,07
Al2O3	27,81	27,23	26,87	29,19	28,15	26,74	25,78	26,83	28,02	27,53
Cr2O3	0,00	0,02	0,00	0,03	0,03	0,00	0,04	0,05	0,10	0,02
FeO	6,83	6,25	6,87	4,93	6,15	6,32	7,23	7,67	5,61	6,66
MnO	0,41	0,24	0,20	0,10	0,16	0,25	0,02	0,21	0,10	0,16
MgO	0,01	0,03	0,04	0,01	0,00	0,02	0,00	0,04	0,02	0,00
CaO	23,06	23,45	23,49	24,15	23,51	23,61	23,71	23,69	23,71	24,23
Na2O	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00
K2O	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
P2O5	0,03	0,03	0,11	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,08	0,00
F	0,01	0,00	0,08	0,00	0,00	0,03	0,00	0,04	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00
S	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,03
	97,04	95,95	96,52	97,72	97,17	95,58	95,38	97,78	96,32	97,01
Normalisation sur 12,5 Ox et 8 cations										
Si	3,03	3,04	3,05	3,03	3,04	3,04	3,06	3,04	3,03	2,99
Al										0,01
	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Al	2,56	2,53	2,49	2,65	2,58	2,50	2,42	2,46	2,59	2,52
Ti	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
P	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Fe3	0,45	0,41	0,45	0,32	0,40	0,42	0,48	0,50	0,37	0,43
	3,01	2,95	2,95	2,97	2,99	2,93	2,91	2,96	2,97	2,96
Fe2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	1,93	1,98	1,98	1,99	1,96	2,01	2,02	1,97	1,99	2,03
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	1,96	2,00	2,00	2,00	1,97	2,03	2,03	1,99	2,00	2,04
F	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
S	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
OH	1,00	1,00	0,99	1,00	1,00	0,99	1,00	0,99	0,99	1,00
% Pist	14,84	14,00	15,36	10,69	13,42	14,36	16,60	16,85	12,43	14,70

Formules structurales de l'allanite

	DD1/86	DD1/76	DD1/75	KAZ/X	KAZ/X
SiO2	37,85	39,74	37,48	31,39	31,94
TiO2	0,17	0,31	0,22	0,30	0,51
Al2O3	23,24	20,91	16,18	18,35	18,52
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	6,92	11,86	7,56	11,15	9,54
MnO	0,27	0,14	0,20	0,28	0,13
MgO	0,07	0,25	0,29	0,02	0,00
CaO	19,44	12,37	11,27	12,87	13,53
Na2O	0,01	0,22	0,23	0,02	0,07
K2O	0,00	0,31	0,09	0,00	0,00
P2O5	0,00	0,14	0,24	0,00	0,00
F	0,00	0,03	0,07		0,00
Cl	0,08	0,16	0,13		0,00
S	0,00	0,12	0,10	0,00	0,00
	88,04	86,58	74,06	74,38	74,25
Normalisation sur 12,5 Ox et 8 cations					
Si	3,28	3,52	3,79	3,28	3,32
Al					
Al	2,37	2,18	1,93	2,26	2,27
Ti	0,01	0,02	0,02	0,02	0,04
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00
Fe3	0,05	0,00	0,00	0,15	0,02
Fe2	0,45	0,88	0,64	0,83	0,81
Mn	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01
Mg	0,01	0,03	0,04	0,00	0,00
Ca	1,80	1,17	1,22	1,44	1,51
Na	0,00	0,04	0,05	0,00	0,01
K	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00
F	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Cl	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00
S	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
OH	0,99	0,47	0,96	1,00	1,00

Compositions chimiques des minéraux des intrusions BHD

Formules structurales du sphène

	B45/65	B45/64	B45/25	KAZ/24	DD1/107	DD1/109	DD1/112
SiO2	31,01	31,08	30,20	30,47	30,40	30,44	32,38
TiO2	28,51	28,74	28,09	29,06	36,35	36,69	34,01
Al2O3	7,84	7,91	8,54	7,45	2,57	2,76	4,72
Cr2O3	0,00	0,00	0,20	0,02	0,10	0,02	0,00
Fe2O3t	0,66	0,44	0,55	0,45	0,49	0,46	0,17
FeO							
MnO	0,21	0,13	0,00	0,07	0,01	0,15	0,00
MgO	0,03	0,01	0,03	0,03	0,00	0,01	0,06
CaO	28,43	27,98	28,35	28,06	26,13	27,72	27,18
Na2O	0,06	0,01	0,02	0,01	0,04	0,01	0,52
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
P2O5	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
Cl	0,00	0,06	0,10	0,00	0,00	0,00	0,01
S	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01
TOTAL	96,79	96,39	96,08	95,60	96,11	98,31	99,06

Formules structurales sur la base de 5 oxygènes et 3 cations

Si	1,00	1,01	0,98	1,00	1,02	1,00	1,03
Al	0,30	0,30	0,33	0,29	0,10	0,11	0,18
Ti	0,69	0,70	0,69	0,72	0,92	0,90	0,82
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Mn	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,98	0,97	0,99	0,98	0,94	0,97	0,93
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
S	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
OH	0,31	0,31	0,33	0,30	0,11	0,11	0,18
XFe3+	0,05	0,03	0,04	0,04	0,11	0,10	0,02

Formules struturales de la pumpellyite

	B34/134	B34/122	B45/47	B45/45	B45/44
SiO2	37,33	37,11	35,83	36,43	36,34
TiO2	0,06	0,17	0,11	0,10	0,04
Al2O3	24,88	25,60	26,48	24,17	22,95
Cr2O3	0,10	0,00	0,00	0,03	0,02
FeO	5,56	5,29	8,54	7,34	9,74
MnO	0,21	0,11	0,19	0,11	0,08
MgO	1,55	1,66	0,61	0,62	0,45
CaO	23,00	22,64	21,91	22,12	21,97
Na2O	0,00	0,00	0,02	0,02	0,03
K2O	0,00	0,01	0,06	0,01	0,01
P2O5	0,00	0,00	0,23	0,08	0,12
F	0,05	0,00	0,04	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00
S	0,00	0,03	0,01	0,07	0,00
TOTAL	92,75	92,61	94,02	91,14	91,73

Normalisation: 14 Ox et 8 cations avec Fe=Fe*

Si	3,03	3,01	2,89	3,04	3,03
Alz			0,11		
Aly	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Alx	0,38	0,45	0,41	0,37	0,25
Ti	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe*	0,38	0,36	0,58	0,51	0,68
Mg	0,19	0,20	0,07	0,08	0,06
P	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01
X	0,96	1,02	1,08	0,98	1,00
Ca	2,00	1,97	1,90	1,98	1,96
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
K	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
W	2,01	1,98	1,92	1,99	1,97

Formules sruturales de l'ilménite

	B45/57	B34/141	B34/140
SiO2	0,00	0,03	0,00
TiO2	53,09	53,74	53,49
Al2O3	0,01	0,06	0,05
Cr2O3	0,00	0,00	0,00
FeO	42,62	41,59	43,05
MnO	4,92	4,18	4,25
MgO	0,01	0,00	0,00
CaO	0,05	0,04	0,00
Na2O	0,00	0,01	0,00
K2O	0,00	0,00	0,01
P2O5	0,09	0,01	0,00
F	0,00	0,00	0,04
Cl	0,00	0,00	0,08
S	0,00	0,00	0,00
TOTAL	100,79	99,66	100,96
Si	0,00	0,00	0,00
Al	0,00	0,00	0,00
Ti	1,00	1,02	1,00
Cr	0,00	0,00	0,00
Fe3	0,00	0,00	0,00
Fe2	0,89	0,87	0,90
Mn	0,10	0,09	0,09
Mg	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00
P	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00
F	0,00	0,00	0,01
Cl	0,00	0,00	0,01
S	0,00	0,00	0,00

Formules structurales de l'apatite

	B45/72	B45/x5	B45/x1
SiO2	0,23	0,54	0,06
TiO2	0,01	0,02	
Al2O3	0,03		0,02
Cr2O3	0,00	0,06	
FeO	0,45	0,05	0,08
MnO	0,03		0,02
MgO	0,00	0,01	0,27
CaO	55,35	55,08	52,63
Na2O	0,05	0,02	0,33
K2O	0,00	0,01	
P2O5	43,92	42,43	41,37
F2O	4,87	3,32	3,44
Cl2O	0,00	0,04	0,59
SO3	0,00	0,00	0,21
TOTAL	104,94	101,57	99,01
Si	0,02	0,04	0,00
Al	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00
Fe3	0,00	0,00	0,00
Fe2	0,03	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,02
Ca	4,64	4,72	2,20
P	2,91	2,87	1,36
Na	0,01	0,00	0,01
K	0,00	0,00	0,00
F	0,49	0,35	0,09
Cl	0,00	0,00	0,01
S	0,00	0,00	0,00
F+Cl+S	0,49	0,35	0,09
XF	1,00	0,99	0,92

Compositions chimiques des minéraux des intrusions BHD

Formules structurales des feldspaths de l'intrusion d'El-Mna

N°Anal.	EM4/210	EM4/212	EM4/214	EM4/223	EM4/225	EM1/229	EM1/230	EM1/233	EM2/193	EM2/195	EM2/196	EM2/194	MEM3/24	MEM3/25	MEM3/26	MEM3/40	MEM3/41	MEM3/42	EM6/158	EM6/159	EM6/160	EM6/161	EM6/171	EM6/172	EM6/173	EM6/174
SiO2	53,80	53,08	52,88	54,71	52,91	54,97	53,03	51,95	54,14	54,07	54,03	54,43	65,80	66,29	65,44	68,25	66,74	68,10	65,54	65,21	63,36	65,11	68,63	65,23	66,26	67,68
Al2O3	28,22	29,10	29,27	28,11	29,20	27,94	29,41	29,78	27,18	28,40	28,84	28,03	20,25	20,68	20,77	19,27	19,28	18,70	21,47	22,02	22,59	21,32	19,31	21,15	20,66	19,97
TiO2	0,17	0,04	0,09	0,07	0,00	0,15	0,09	0,08	0,00	0,09	0,11	0,07	0,01	0,00	0,00	0,03	0,05	0,02	0,04	0,02	0,03	0,00	0,01	0,11	0,04	0,01
FeO	0,55	0,52	0,47	0,51	0,43	0,59	0,51	0,51	0,47	0,58	0,49	0,35	0,22	0,16	0,18	0,17	0,19	0,16	0,36	0,13	0,32	0,23	0,14	0,02	0,13	0,00
MnO	0,07	0,07	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,07	0,02	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,06	0,00	0,00	0,00	0,05	0,05
MgO	0,02	0,01	0,03	0,04	0,06	0,07	0,01	0,04	0,00	0,05	0,02	0,02	0,04	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01
CaO	11,64	12,36	12,64	11,59	12,49	11,10	12,73	12,51	11,22	11,77	11,76	11,47	2,16	2,28	2,56	0,61	0,78	0,56	3,11	3,55	4,50	3,37	0,57	3,13	2,37	1,31
Cr2O3	0,00	0,12	0,00	0,05	0,00	0,00	0,10	0,08	0,03	0,02	0,00	0,01	0,03	0,08	0,00	0,05	0,04	0,11	0,06	0,03	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00
Na2O	4,63	4,32	4,12	4,93	4,19	5,30	4,21	4,15	5,20	4,93	4,93	4,70	10,29	10,36	10,05	11,09	8,88	10,96	9,79	9,46	8,95	9,42	11,04	9,86	10,19	10,74
K2O	0,13	0,05	0,17	0,07	0,03	0,06	0,16	0,24	0,01	0,06	0,07	0,04	0,18	0,24	0,10	0,06	4,36	0,45	0,06	0,12	0,11	0,08	0,11	0,05	0,18	0,09
TOTAL	99,23	99,67	99,67	100,11	99,31	100,18	100,25	99,34	98,26	99,97	100,25	99,14	98,98	100,16	99,13	99,54	100,32	99,11	100,43	100,55	99,93	99,55	99,81	99,64	99,88	99,86
FORMULE STRUCTURALE (8 Oxygènes)																										
Si	2,45	2,42	2,41	2,47	2,41	2,48	2,40	2,38	2,49	2,45	2,44	2,48	2,92	2,91	2,90	3,00	2,97	3,01	2,88	2,86	2,81	2,88	3,00	2,88	2,92	2,97
Al	1,52	1,56	1,57	1,50	1,57	1,49	1,57	1,61	1,47	1,52	1,54	1,50	1,06	1,07	1,09	1,00	1,01	0,97	1,11	1,14	1,18	1,11	1,00	1,10	1,07	1,03
Fe	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Ca	0,57	0,60	0,62	0,56	0,61	0,54	0,62	0,61	0,55	0,57	0,57	0,56	0,10	0,11	0,12	0,03	0,04	0,03	0,15	0,17	0,21	0,16	0,03	0,15	0,11	0,06
Na	0,41	0,38	0,36	0,43	0,37	0,46	0,37	0,37	0,46	0,43	0,43	0,41	0,89	0,88	0,86	0,94	0,76	0,94	0,83	0,80	0,77	0,81	0,94	0,84	0,87	0,91
K	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,25	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
SOMME	4,98	4,98	4,99	4,99	4,98	4,99	4,99	5,00	5,00	5,00	5,00	4,97	4,99	4,99	4,99	4,97	5,03	4,98	4,98	4,98	4,99	4,97	4,97	4,98	4,98	4,97
%An	57,70	61,08	62,27	56,28	62,11	53,46	61,98	61,61	54,36	56,69	56,63	57,30	10,29	10,70	12,27	2,94	3,54	2,68	14,88	17,06	21,61	16,43	2,76	14,88	11,27	6,28
%Ab	41,53	38,63	36,73	43,32	37,71	46,19	37,09	36,98	45,59	42,97	42,96	42,44	88,69	87,96	87,16	96,72	72,91	94,76	84,78	82,26	77,76	83,11	96,61	84,84	87,71	93,20
%Or	0,77	0,29	1,00	0,40	0,18	0,34	0,93	1,41	0,06	0,34	0,40	0,26	1,02	1,34	0,57	0,34	23,55	2,56	0,34	0,69	0,63	0,46	0,63	0,28	1,02	0,51

Compositions chimiques des minéraux de l'intrusion d'El Mna

Formules structurales sélectionnées des chlorites

	MEM2/14	MEM2/14	EM2/186	EM2/189	EM2/190	MEM3/1(	MEM3/1:	MEM3/5:	MEM3/14	MEM3/14	EM6/163	EM6/164
SiO2	29,63	29,62	28,84	29,04	29,03	25,42	28,63	26,67	26,51	26,52	26,70	25,97
Al2O3	18,36	19,05	18,65	18,98	18,64	18,46	14,97	17,73	17,98	18,12	17,70	17,21
TiO2	0,02	0,71	0,01	0,02	0,09	0,14	0,94	0,47	0,25	0,25	2,79	3,88
FeO	14,06	14,01	15,93	16,02	16,45	38,75	33,68	37,22	37,38	38,13	34,31	33,71
MnO	0,08	0,14	0,27	0,07	0,08	0,07	0,06	0,13	0,03	0,08	0,31	0,40
MgO	24,46	22,86	22,57	21,92	22,08	4,35	4,48	4,19	4,77	4,47	3,28	2,92
CaO	0,04	0,18	0,03	0,01	0,05	0,04	1,21	0,05	0,11	0,03	0,23	1,64
Cr2O3	0,29	0,19	0,03	0,00	0,10	0,00	0,02	0,00	0,10	0,01	0,02	0,00
Na2O	0,04	0,09	0,04	0,05	0,03	0,04	0,10	0,05	0,05	0,00	0,10	0,05
K2O	0,01	0,49	0,05	0,09	0,04	0,13	2,84	1,05	0,62	0,38	1,60	1,55
TOTAL	86,97	87,34	86,42	86,20	86,59	87,39	86,93	87,54	87,81	87,99	87,04	87,33
FORMULES STRUCTURALES (28 Oxygènes)												
Si	5,91	5,89	5,85	5,90	5,89	5,80	6,50	6,04	5,97	5,97	6,02	5,87
AlIV	2,09	2,11	2,15	2,10	2,11	2,20	1,50	1,96	2,03	2,03	1,98	2,13
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	2,22	2,36	2,31	2,44	2,34	2,76	2,51	2,77	2,75	2,78	2,73	2,46
Cr	0,04	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Fe	2,34	2,33	2,70	2,72	2,79	7,39	6,40	7,05	7,04	7,18	6,47	6,37
Mg	7,27	6,78	6,83	6,63	6,67	1,48	1,52	1,41	1,60	1,50	1,10	0,99
Mn	0,01	0,02	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,06	0,08
Ti	0,00	0,11	0,00	0,00	0,01	0,02	0,16	0,08	0,04	0,04	0,47	0,66
Y	11,89	11,63	11,89	11,81	11,84	11,66	10,60	11,34	11,46	11,52	10,84	10,55
Ca	0,01	0,04	0,01	0,00	0,01	0,01	0,29	0,01	0,03	0,01	0,06	0,40
Na	0,01	0,04	0,02	0,02	0,01	0,02	0,04	0,02	0,02	0,00	0,04	0,02
K	0,00	0,12	0,01	0,02	0,01	0,04	0,82	0,30	0,18	0,11	0,46	0,45
X	0,02	0,20	0,04	0,05	0,03	0,06	1,16	0,34	0,23	0,12	0,56	0,86
XYZ	19,92	19,83	19,93	19,85	19,88	19,73	19,76	19,68	19,69	19,64	19,40	19,41
XFe	0,24	0,26	0,28	0,29	0,29	0,83	0,81	0,83	0,81	0,83	0,85	0,87

Formules structurales sélectionnées des amphiboles

	MEM2/11	EM2/175	EM2/181	EM2/197	EM1/234	EM1/238	EM1/241	EM7/67	EM7/69	EM7/93	EM7/100	EM6/168	EM6/169	EM6/170
SiO2	52,71	42,78	42,97	46,76	43,61	54,90	56,02	41,57	40,89	41,00	39,46	40,62	41,22	39,27
Al2O3	3,99	14,43	13,90	9,36	9,55	2,01	1,93	10,36	11,54	11,49	13,05	10,50	11,08	11,82
TiO2	0,24	0,55	0,55	0,40	3,65	0,05	0,08	0,42	0,52	0,46	0,54	0,38	0,43	0,56
FeO	9,90	15,45	13,55	15,28	11,95	12,02	10,85	28,84	27,31	28,12	27,54	28,74	28,20	28,84
MnO	0,25	0,27	0,22	0,35	0,28	0,32	0,35	0,56	0,33	0,49	0,39	0,47	0,24	0,45
MgO	17,38	10,40	11,38	14,35	13,68	18,02	17,72	2,51	2,64	3,28	2,61	2,51	2,74	1,90
CaO	11,80	11,78	11,79	9,64	11,05	10,42	11,78	11,28	11,21	11,34	11,05	11,17	11,27	10,96
Cr2O3	0,74	0,54	0,23	0,08	0,01	0,00	0,00	0,01	0,07	0,00	0,04	0,00	0,00	0,04
Na2O	0,88	2,23	2,27	1,82	2,27	0,24	0,21	1,18	1,38	1,15	1,25	0,95	0,91	1,13
K2O	0,05	0,17	0,17	0,10	0,96	0,00	0,03	0,90	1,13	1,01	1,15	1,36	1,01	1,45
total	97,93	98,59	97,03	98,13	97,01	97,97	98,96	97,65	97,00	98,34	97,09	96,70	97,09	96,41
Formules structurales sur la base de 23 oxygènes														
Si	7,45	6,26	6,35	6,70	6,45	7,78	7,84	6,58	6,50	6,39	6,24	6,50	6,52	6,33
AL IV	0,55	1,74	1,65	1,30	1,55	0,22	0,16	1,42	1,50	1,61	1,76	1,50	1,48	1,67
T	8,00	0,08	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al VI	0,12	0,75	0,77	0,28	0,12	0,11	0,16	0,51	0,67	0,50	0,68	0,48	0,58	0,57
Ti	0,03	0,06	0,06	0,04	0,41	0,01	0,08	0,05	0,06	0,05	0,06	0,05	0,05	0,07
Cr	0,08	0,06	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Fe 3+	0,30	0,30	0,21	0,90	0,18	0,10	0,02	0,37	0,14	0,56	0,46	0,44	0,41	0,42
Fe 2+	0,78	1,52	1,41	0,66	1,24	0,94	1,07	3,41	3,45	3,05	3,12	3,37	3,28	3,41
Mn	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,08	0,04	0,07	0,05	0,06	0,03	0,06
Mg	3,66	2,27	2,51	3,07	3,02	3,81	3,70	0,59	0,63	0,76	0,62	0,60	0,65	0,46
C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	0,05	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Fe M4	0,09	0,07	0,06	0,27	0,05	0,39	0,18	0,04	0,04	0,05	0,06	0,04	0,04	0,05
Ca	1,79	1,85	1,87	1,48	1,75	1,58	1,77	1,91	1,91	1,89	1,87	1,92	1,91	1,89
Na M4	0,13	0,08	0,08	0,25	0,20	0,03	0,05	0,05	0,05	0,06	0,07	0,05	0,05	0,06
B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na A	0,12	0,55	0,58	0,26	0,45	0,03	0,01	0,32	0,38	0,29	0,32	0,25	0,23	0,30
K	0,01	0,03	0,03	0,02	0,18	0,00	0,01	0,18	0,23	0,20	0,23	0,28	0,20	0,30
(Na+K)A	0,12	0,58	0,61	0,28	0,64	0,03	0,01	0,50	0,61	0,49	0,55	0,53	0,43	0,59

Compositions chimiques sélectionnées des minéraux de l'intrusion d'El-Mna

Formules structurales des biotites

	EM4/205	EM4/220	EM7/73	EM7/74	EM7/76	EM7/78	EM7/80	MEM3/33	MEM3/52	MEM3/6	EM6/166	EM6/167
SiO2	34,96	36,51	36,59	35,96	36,94	36,53	35,88	34,64	34,61	32,46	36,22	36,73
Al2O3	15,44	14,55	12,62	13,51	12,52	13,94	13,52	13,79	15,28	15,43	14,05	13,98
TiO2	2,11	3,16	2,47	2,63	2,58	3,06	2,35	3,32	2,45	2,45	2,45	2,58
FeO	22,30	20,66	30,33	29,39	30,75	28,76	30,78	31,92	31,70	33,12	29,11	30,28
MnO	0,26	0,22	0,31	0,19	0,29	0,33	0,25	0,11	0,17	0,26	0,24	0,15
MgO	11,16	10,66	4,24	4,51	4,40	4,12	4,32	2,06	2,32	2,25	3,32	3,04
CaO	0,02	0,04	0,06	0,00	0,00	0,17	0,00	0,04	0,04	0,01	0,00	0,00
Cr2O3	0,05	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,05
Na2O	0,09	0,10	0,15	0,08	0,11	0,20	0,10	0,04	0,16	0,09	0,07	0,07
K2O	7,11	8,55	8,27	8,31	8,04	8,24	8,54	8,85	7,71	7,80	8,88	8,49
TOTAL	93,49	94,49	95,04	94,58	95,64	95,37	95,75	94,77	94,50	93,86	94,33	95,36
FORMULES STRUCTURALES (22 Oxygènes)												
Si	5,47	5,64	5,89	5,79	5,90	5,81	5,76	5,68	5,63	5,40	5,85	5,87
AlIV	2,53	2,36	2,11	2,21	2,10	2,19	2,24	2,32	2,37	2,60	2,15	2,13
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	0,32	0,28	0,29	0,36	0,26	0,42	0,31	0,34	0,56	0,43	0,53	0,51
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Fe	2,92	2,67	4,08	3,96	4,11	3,82	4,13	4,38	4,31	4,61	3,93	4,05
Mg	2,60	2,45	1,02	1,08	1,05	0,98	1,03	0,50	0,56	0,56	0,80	0,72
Mn	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,02	0,02	0,04	0,03	0,02
Ti	0,25	0,37	0,30	0,32	0,31	0,37	0,28	0,41	0,30	0,31	0,30	0,31
Y	6,13	5,81	5,73	5,74	5,77	5,63	5,79	5,64	5,77	5,94	5,59	5,62
Ca	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Na	0,03	0,03	0,05	0,02	0,04	0,06	0,03	0,01	0,05	0,03	0,02	0,02
K	1,42	1,68	1,70	1,71	1,64	1,67	1,75	1,85	1,60	1,65	1,83	1,73
X	1,45	1,72	1,76	1,73	1,67	1,76	1,78	1,87	1,66	1,69	1,85	1,75
XYZ	15,58	15,53	15,48	15,47	15,44	15,39	15,57	15,51	15,43	15,62	15,44	15,37
XFe	0,53	0,52	0,80	0,79	0,80	0,80	0,80	0,90	0,88	0,89	0,83	0,85

Formules structurales de l'ilménite

	EM4/216	EM4/217	EM1/236	MEM3/5	(MEM3/51	EM7/60	EM7/61	EM7/62	EM7/64	EM7/65	EM7/85	EM7/86	EM6/155
SiO2	0,18	0,01	0,08	0,22	0,03	0,04	0,00	0,01	0,00	0,17	0,00	0,00	0,01
TiO2	51,66	52,48	51,40	51,92	53,22	53,21	53,08	53,10	52,41	52,74	51,59	52,04	52,43
Al2O3	0,02	0,05	1,02	2,82	0,47	0,37	0,86	0,83	0,04	0,16	0,50	0,04	0,04
Cr2O3	0,10	0,23	0,00	0,04	0,04	0,06	0,00	0,00	0,08	0,18	0,00	0,00	0,00
FeO	44,70	44,42	44,85	43,88	43,91	43,88	43,89	43,29	43,85	43,22	44,00	44,61	43,67
MnO	2,42	2,29	1,09	1,36	1,29	2,79	2,39	2,46	2,60	2,17	2,86	3,12	2,48
MgO	0,05	0,05	0,06	0,00	0,03	0,05	0,03	0,05	0,02	0,06	0,01	0,03	0,02
CaO	0,17	0,02	0,04	0,10	0,03	0,00	0,05	0,15	0,01	0,54	0,00	0,00	0,06
Na2O	0,05	0,04	0,05	0,07	0,00	0,04	0,05	0,07	0,03	0,04	0,02	0,00	0,00
K2O	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,05	0,03	0,02	0,00	0,01	0,04
TOTAL	99,35	99,58	99,14	100,43	99,01	100,43	100,38	100,02	99,06	99,29	98,97	99,85	98,74
Formules structurales sur la base de 3 Oxygènes et 2 Cations													
Si	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,00	0,00	0,03	0,08	0,01	0,01	0,03	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
Ti	0,99	1,00	0,98	0,96	1,01	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,99	0,99	1,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2	0,95	0,94	0,95	0,91	0,93	0,92	0,92	0,91	0,93	0,91	0,94	0,95	0,93
Mn	0,05	0,05	0,02	0,03	0,03	0,06	0,05	0,05	0,06	0,05	0,06	0,07	0,05
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Compositions chimiques des minéraux de l'intrusion d'El Mna

PLANCHES

planche I: Déformation interne des intrusions acides. (**a**) et (**b**): Orthogneissification périphérique marquée par la forme elliptique des grains de quartz, la réduction notable de la taille des grains et la formation des rubans polycristallins. (**c**) et (**d**): Orthogneissification au coeur des intrusions avec la formation de bandes de ségrégation dans le plagioclase (**c**), les contours lobés du quartz et la formation des myrmékites (**d**).

a
S
C
0,1 mm
b
0,1 mm
c
Pl
0,1 mm
d
C
Myrm
Qtz
Pl
0,05 mm

Planche II- (**a**) orthocumulat ultramafique de Kettara, (b) olivine transformée en trémolite/actinote, (**c**) hornblende au contact du spinelle au coeur d'un fantôme d'olivine, (**d**) olivine transformée en serpentine avec cristallisation de magnétite dans les fractures

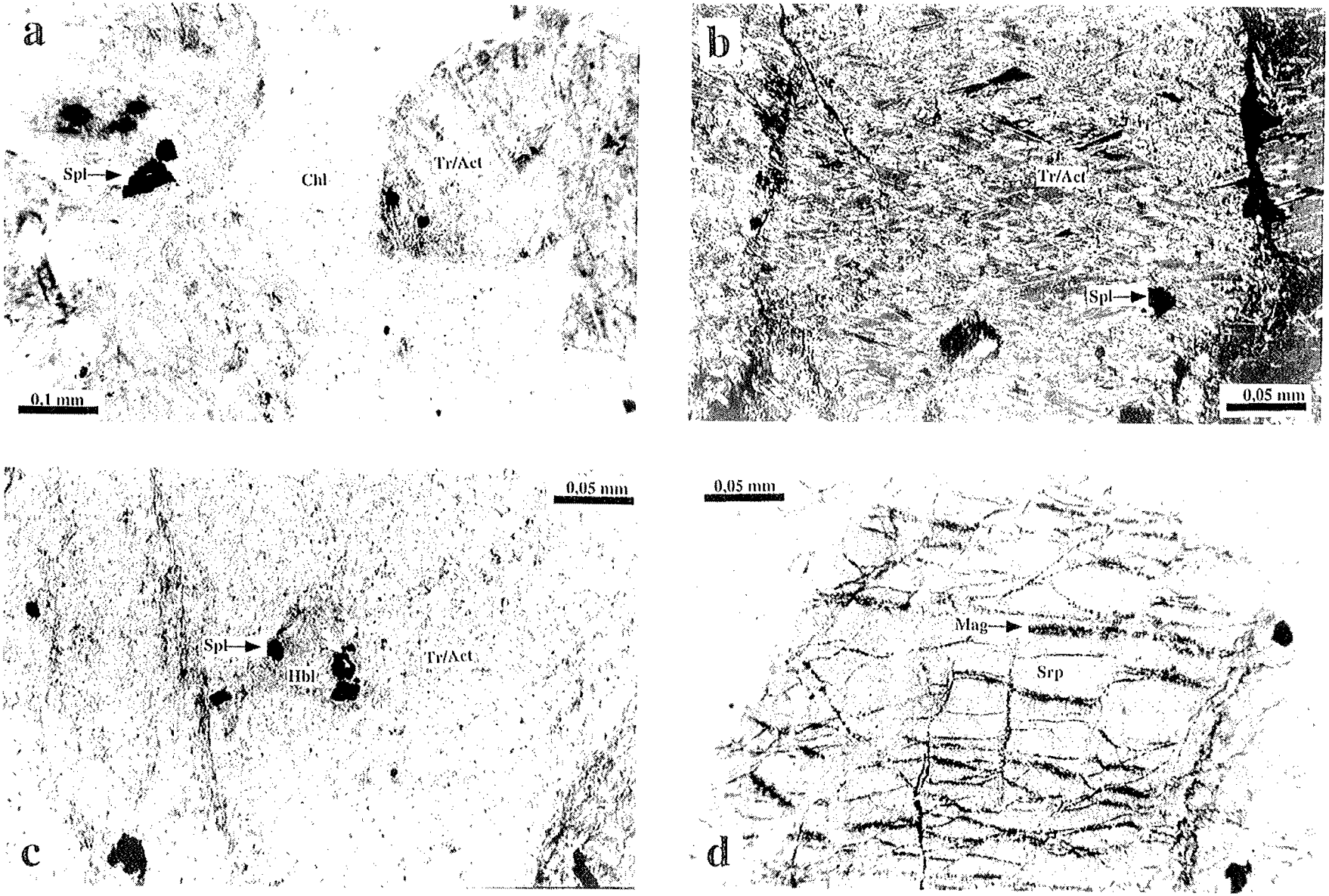
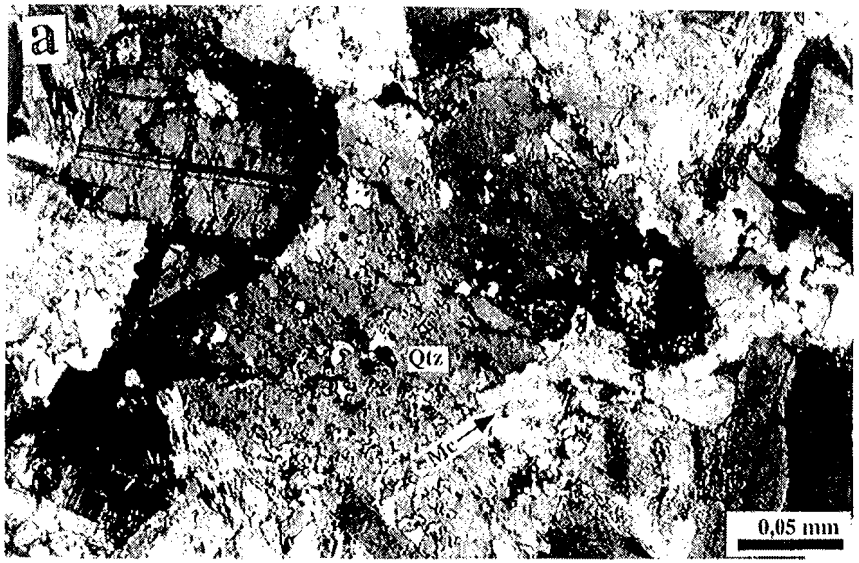
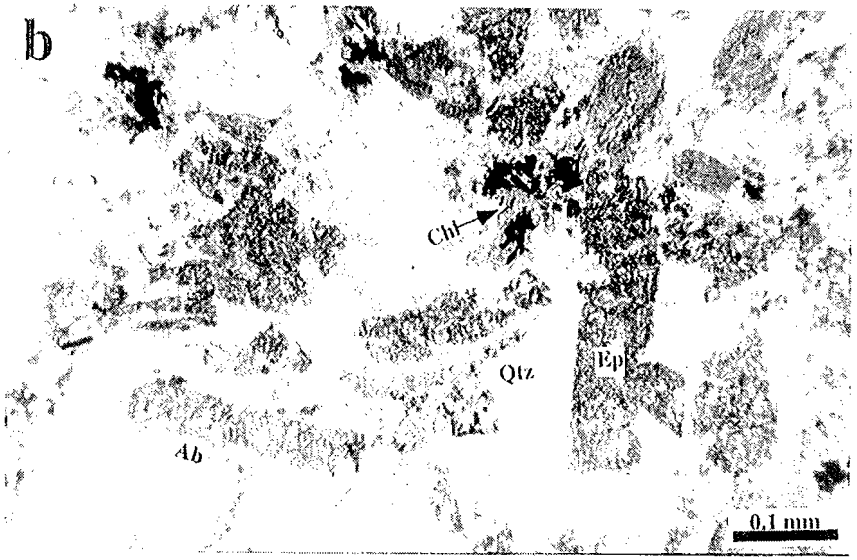

a
Spl
Chl
Tr/Act
0,1 mm
b
Tr/Act
Spl
0,05 mm
c
0,05 mm
Spl
Hbl
Tr/Act
d
0,05 mm
Mag
Srp

planche III- Les principales textures des granitoïdes BHD avec **a**: texture micrographique, **b**: texture granophyrique, **c**: texture myrmékitique, **d**: texture microaplitique.

a
Qtz
Mc
Pl
0,1 mm
b
0,1 mm
c
Mc
Pl
0,125mm
d
Qtz
Pl
0,125mm

planche IV- **a**) granophyre secondaire, **b**) la diorite riche en épidote de Jebel Bouzlaf, (**c**) veines d'albite envahissant le plagioclase, **d**) plagioclase en échiquier


a
Qtz
Mc
0,05 mm


b
Chl
Qtz
Ep
Ab
0,1 mm

c
Ab
Ab
Ab
Pl
Qtz
0,05 mm

d
0,125mm

MEMOIRES DE GEOSCIENCES-RENNES
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cedex tel : 99.28.60.80

Dans la même collection :

N°1 - **H. MARTIN** - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. **392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl. (1985).** **Epuisé**

N°2 - **G. QUERRE** - Palingénèse de la croûte continentale à l'Archéen : Les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 Ga) de Finlande Orientale. Pétrologie et géochimie. **226 p., 74 fig., 41 tabl., 3 pl. (1985).** **Epuisé**

N°3 - **J. DURAND** - Le Grès Armoricain. Sédimentologie. Traces fossiles. Milieux de depôt. **150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl. (1985).** **Epuisé**

N°4 - **D. PRIOUR** - Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. **157 p., 106 fig., 7 tabl., (1985).** **55F.**

N°5 - **V. NGAKO** - Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli", segment camerounais de la chaîne panafricaine. **185 p., 76 fig., 16 tabl., 12 pl. (1986).** **Epuisé**

N°6 - **J. DE POULPIQUET** - Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine. **159 p., 121 fig., 5 tabl. (1986).** **55F.**

N°7 - **P. BARBEY** - Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie : une suture de collision continentale d'âge protérozoique inférieur (1.9-2.4 Ga). **324 p., 89 fig., 46 tabl., 11 pl. (1986).** **Epuisé**

N°8 - **Ph. DAVY** - Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. **233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986).** **Epuisé**

N°9 - **Y. GEORGET** - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemple des granitoïdes du Massif Armoricain (France) : Pétrologie et géochimie. **250 p., 140 fig., 67 tabl., (1986).** **Epuisé**

N°10 - **D. MARQUER** - Transfert de matière et déformation progressive des granitoides. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes Centrales Suisses). **287 p., 134 fig., 52 tabl., 5 cartes hors-texte (1987).** **120 F.**

N°11 - J.S. SALIS -Variation séculaire du champ magnétique terrestre. Direction et Paléointensité sur la période 7.000-70.000 BP dans la Chaîne des Puys. **190 p., 73 fig., 28 tabl., I carte hors-texte (1987).** **90F.**

N°12 - Y. GERARD - Etude expérimentale des interactions entre déformation et transformation de phase. Exemple de la transition calcite-aragonite. **126 p., 42 fig., 3 tabl., 10 pl. (1987).** **75F.**

N°13 - H. TATTEVIN - Déformation et transformation de phases induites par ondes de choc dans les silicates. Caractérisation par la microscopie électronique en transmission. **150 p., 50 fig., I tabl., 13 pl. (1987).** **95F.**

N°14 - J.L. PAQUETTE - Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne Hercynienne et Chaîne Alpine. **190 p., 88 fig., 39 tab., 2 pl. (1987).** **95F.**

N°15 - B. VENDEVILLE - Champs de failles et tectonique en extension; modélisation experimentale. **392 p., 181 fig., I tabl., 82 pl. (1987).** **Epuisé**

N°16 - E. TAILLEBOIS - Cadre géologique des indices sulfurés à Zn, Pb, Cu, Fe du secteur de Gouézec-St-Thois : Dévono-Carbonifère du flanc Sud du Bassin de Châteaulin (Finistère). **195 p., 64 fig., 41 tabl., 8 pl. photo., 8 pl. h.texte. (1987).** **110F**

N°17 - J.P. COGNE - Contribution a l'étude paléomagnétique des roches déformées. **204 p., 86 fig., 17 tabl., (1987).** **90F.**

N°18 - E. DENIS - Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale : Nature, mise en place et évolution. **263 p., 148 fig., 26 tab., 8 pl. (1988).** **140F.**

N°19 - M. BALLEVRE - Collision continentale et chemins P-T : l'Unité pennique du Grand Paradis (Alpes Occidentales). **340 p., 146 fig., 10 tabl., (1988).** **Epuisé**

N°20 - J.P. GRATIER - L'équilibrage des coupes géologiques. Buts, méthodes et applications. Atelier du Groupe d'Etudes Tectoniques le 8 Avril 1987 à Rennes. **165 p., 82 fig., 2 tabl. (1988).** **85F.**

N°21 - R.P. MENOT - Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du Massif de Belledonne (Alpes Francaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaine varisque ouest-européenne. **465 p., 101 fig., 31 tab., 6 pl., (1988).** **200F**

N°22 - S. BLAIS - Les ceintures de roches vertes archéennes de Finlande Orientale : Géologie, pétrologie, géochimie et évolution géodynamique. 312 p., 107 fig., 98 tab., 11pl. photo, I pl. h.texte, (1989). 160F

N°23 - A. CHAUVIN - Intensité du champ magnétique terrestre en période stable de transition, enregistrée par des séquences de coulées volcaniques du Quaternaire. 217 p., 100 fig., 13 tab. (1989). 100F.

N°24 - J.P. VUICHARD - La marge austroalpine durant la collision alpine; évolution tectonométamorphique de la zone de Sesia-Lanzo. 307 p., 143 fig., 26 tab., 6 pl. hors-texte. (1989). 170F.

N°25 - C. GUERROT - Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest-européenne : géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircons. 180 p., 68 fig., 29 tab., I pl. (1989) 90F.

N°26 - J.L. LAGARDE - Granites tardi-carbonifères et déformation crustale. L'exemple de la Méseta marocaine. 353 p., 244 fig., 15pl. (1989) 210F.

N°27 - Ph. BARDY - L'orogène cadomien dans le Nord-Est du Massif Armoricain et en Manche Occidentale. Etude tectonométamorphique et géophysique. 395 p., 142 fig., 7 tab., I pl. hors-texte. (1989). 175F.

N°28 - D. GAPAIS - Les Orthogneiss : Structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. 377 p., 184 fig., 3 tab., (1989). 275F.

N°29 - E. LE GOFF - Conditions pression-température de la déformation dans les orthogneiss : Modèle thermodynamique et exemples naturels. 321 p., 146 fig., 42 tab. (1989). 150F.

N°30 - D. KHATTACH - Paléomagnétisme de formations paléozoiques du Maroc. 220 p., 97 fig., 35 tab., (1989). 100F.

N°31 - A. HAIDER - Géologie de la formation ferrifère précambrienne et du complexe granulitique encaissant de Buur (Sud de la Somalie). Implications sur l'évolution crustale du socle de Buur. 215 p., 18 fig., 42 tab., 7 pl. (1989). 130 F.

N°32 - T. DANIEL - Traitement numérique d'image appliqué à l'analyse texturale de roches déformées. 186 p., 121 fig., 4 tab., (1989). 210 F.

N°33 - C. LECUYER - Hydrothermalisme fossile dans une paléocroûte océanique associée à un centre d'expansion lent : Le complexe ophiolitique de Trinity (N. Californie, U.S.A). 342 p., 109 fig., 73 tab., (1989). 200 F.

N°34 - **P. RICHARD** - Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle: modélisation expérimentale. **382 p., 137 fig., (1989). 400 F.**

N°35 - **J. de BREMOND d'ARS** - Estimation des propriétés rhéologiques des magmas par l'étude des instabilités gravitaires. Pétrologie du complexe plutonique lité de Guernesey. **370 p., 128 fig., 64 tabl., (1989). 180 F.**

N°36 - **A. LE CLEAC'H** - Contribution à l'étude des propriétés physiques des minéraux à haute pression : Spectroscopie et calcul des grandeurs thermodynamiques de la lawsonite, des épidotes et des polymorphes de SiO_2. **190 p., 72 fig., 37 tabl., (1989). 100 F.**

N°37 - **0. MERLE** - Cinématique des nappes superficielles et profondes dans une chaîne de collision. **280 p., 165 fig., 3 tabl., (1990). 160F.**

N°38 - **P. ALLEMAND** - Approche expérimentale de la mécanique du rifting continental. **205 p., 106 fig., 13 tabl., (1990). 160F.**

N°39 - **Ch. BASILE** - Analyse structurale et modélisation analogique d'une marge transformante : l'exemple de la marge de Côte-d'Ivoire - Ghana. **230 p., 161 fig., 7 tabl., (1990). 130F .**

N°40 - **M. AUDIBERT** - Déformation discontinue et rotations de blocs. Méthodes numériques de restauration. Application à la Galilée. **250 p., 80 fig., 5 tabl., (1991). 150F.**

N°41 - **G. RUFFET** - Paléomagnétisme et 40Ar/39Ar : étude combinée sur des intrusions précambriennes et paléozoïques du Trégor (Massif Armoricain) . **261 p., 80 fig., 19 tabl., (1991). 120F.**

N°42 - **P. SUZANNE** - Extrusion latérale de l'Anatolie : Géométrie et mécanisme de la fracturation. **262 p., 100 fig., 12 pl., 5 tabl., (1991). 210F.**

N°43 - **G. FIQUET** - Propriétés thermodynamiques de minéraux du manteau supérieur. Calorimétrie à haute température et spectroscopie Raman à haute pression et haute température. **274 p., 101 fig., 53 tabl., (1991). 130F.**

N°44 - **J. MARTINOD** - Instabilités périodiques de la lithosphère (Flambage, Boudinage en compression et en extension). **283 p., 117 fig., 3 tabl., 2 pl. couleur., (1991). 170F.**

N°45 - **M.O. BESLIER** - Formation des marges passives et remontée du manteau: Modélisation expérimentale et exemple de la marge de la Galice. **257 p., 86 fig., 5 tab., 2 pl. noir/blanc, 2 Pl. couleur., (1991). 180F.**

N°46 - J.B.L. FRANCOLIN - Analyse structurale du Bassin du Rio Do Peixe. (Brésil) : 250 p., 83 fig., 3 tab., 9 pl. couleur, (1992). 300F.

N° 47 - S. TOURPIN - Perte des mémoires isotopiques (Nd, Sr, O) et géochimiques (REE) primaires des komatiites au cours du métamorphisme : exemple de la Finlande Orientale. 185 p., 53 fig., 23 tabl., (1992). 100F.

N° 48 - J.A. BARRAT - Genèse des magmas associés à l'ouverture d'un domaine océanique : Géochimie des laves du Nord-Est de l'Afrique (Mer Rouge - Afar) et d'Arabie. 175 p., 47 fig., 23 tab., (1992). 100F.

N° 49 - E. HALLOT - Injection dans les réservoirs magmatiques. Contraintes pétrologiques (Massifs de Fort La Latte et de Saint Brieuc, Bretagne Nord) et modélisation analogique. 331 p., 101 fig., 30 tabl., (1993). 180F.

N°50 - T. SOURIOT - Cinématique de l'extension post-pliocène en Afar. Imagerie SPOT et modélisation analogique. 225 p., 2 pl. coul., I tabl., 91 fig., 16 pl. photo., I carte H.Texte, (1993). I90F.

N° 51 - T. EUZEN - Pétrogenèse des granites de collision post- épaississement. Le cas des granites crustaux et mantelliques du Complexe de Pontivy-Rostrenen (Massif Armoricain, France). 350 p., 2 pl. coul., 34 tabl. en annexe, (1993). I90F.

N° 52 - J. LE GALL - Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben cambrien du Maine (Est du Massif Armoricain). Pétrogenèse des magmas andésitiques et ignimbritiques et leur signification dans l'évolution géodynamique cadomienne. 370 p., 30pl. photo., I pl. coul. (1993). 350 F.

N° 53 - J. C. THOMAS - Cinématique tertiaire et rotations de blocs dans l'ouest de l'Asie Centrale (Tien Shan Kirghiz et dépression Tadjik). Etude structurale et paléomagnétique. 330 p., 107 fig., 2 pl. coul., 18 tabl., 1 carte, annexes. (1993). 220 F.

N°54 - F. LAFONT - Influences relatives de la subsidence et de l'eustatisme sur la localisation et la géométrie des réservoirs d'un système deltaïque. Exemple de l'Eocène du bassin de Jaca, Pyrénées Orientales., 270 p., 115 fig., dont 17 pl. couleur. (1994). 150 F.

N° 55 - C. BIELLMANN - Stabilité et réactivité des carbonates à très hautes pression et température. Implications pour le stockage du Carbone dans le manteau terrestre., 230 p., 74 fig., 11 tabl., 1 pl. couleur (1993). 175 F.

N°56 - **A. POTREL** - Evolution tectono-métamorphique d'un segment de croûte continentale archéenne. Exemple de l'Amsaga (R.I. Mauritanie), dorsale Réguibat (Craton Ouest Africain). **400 p., (dont annexes) 125 fig., 21 tabl., 1 pl. couleur, 43 Pl. photo (1994).** **270 F.**

N° 57 - **M. KUNTZ** - Approche expérimentale de la déformation dans les systèmes préfracturés : Contribution à l'étude de l'inversion tectonique des bassins sédimentaires. **220 p., 19 pl., 87 fig., 3 tabl. (1994).** **155 F.**

N° 58 - **D. ROUBY** - Restauration en carte des domaines faillés en extension. Méthode et applications. **266 p., 98 fig. dont annexes (1994).** **180 F.**

N° 59 - **J.J. TONDJI-BIYO** - Chevauchements et bassins compressifs. Influence de l'érosion et de la sédimentation. Modélisation analogique et exemples naturels. **426 p., 141 fig., 4 pl. couleur, 21 tableaux, dont annexes (1995).** **270 F.**

N° 60 - **H. BOUHALLIER** - Evolution structurale et métamorphique de la croûte continentale archéenne (Craton de Dharwar, Inde du Sud). **277 p., 100 fig., dont 5 pl. coul., 7 tab., dont annexes (1995).** **150 F.**

N° 61 - **P. GAUTIER** - Géométrie crustale et cinématique de l'extension tardi-orogénique dans la domaine centre-égéen (îles des Cyclades et d'Eubée, Grèce). **430 p., 89 fig., dont 4 pl. coul., 1 tabl., dont annexes (1995).** **220F.**

N° 62 - **M.T. ROMAN BERDIEL** - Mécanismes d'intrusion des granites supracrustaux. Modèles analogiques et exemples naturels. **270 p., 75 fig., 5 pl. laser, 9 tabl. (1995).** **160F.**

N° 63 - **M. JULLIEN** - Polytypisme, ordre d'empilement et interstratification dans la cookéite et les phyllosilicates non micacés du métamorphisme. Influence de la pression. **226 p., 61 fig., 8 tabl., (1995).** **150 F.**

N° 64 - **Y. LAHAYE** - L'altération des komatiites. **224 p., 70 fig., 29 tabl., + annexes (1995).** **150 F.**

N° 65 - **A. CRAVE** - Quantification de l'Organisation des réseaux hydrographiques. **210 p., 68 fig., dont annexe (1995).** **120 F.**

N°66 - **A. ESSAIFI** - Relations entre magmatisme-déformation et altération hydrothermale : L'exemple des Jebilet centrales (Hercynien, Maroc). **331 p., 248 fig., 4 tabl., dont annexes (1995);** **170 F.**

BON DE COMMANDE

à retourner à : Arlette FALAISE
GEOSCIENCES-RENNES I
Université de Rennes
35042 - RENNES Cédex (France)
Tél : (33) 99.28.60.80 Fax : (33) 99.28.60.80

NOM .....

ORGANISME .....

.....

ADRESSE .....

Veuillez me faire parvenir les ouvroges suivants :

N°	Auteur	Nb exemplaires	P.U.	Total

Frais d'envoi : 20,00F par volume	Total	
par volume supplémentaire : 5,00 F	Frais d'envoi	
	Montant total	

Nous acceptons les bons de commandes.

Si vous réglez par chèque veuillez établir votre chèque au nom de :

Monsieur l'Agent Comptable de l'Université de Rennes I.

Imprimé à l'Université de Rennes I

Dépot Légal

4ème trimestre 1995

Résumé :

La mise en place des corps magmatiques acides ou basiques des Jebilet centrales s'est faite dans un domaine à déformation régionale essentiellement transcurrente et qui devient décrochevauchante aux limites de la chaîne avec les blocs stables. Elle est contrôlée par le jeu d'un accident N160° sénestre. Les corps magmatiques se sont mis en place entre des cisaillements N-S sénestres interconnectés par des cisaillements N70° dextres. Les trois familles de fractures indiquent un contexte transpressif et un champ de raccourcissement crustal post-Viséen subhorizontal, de direction NW-SE.

Une activité hydrothermale a accompagné la mise en place, la déformation et le refroidissement des intrusions. Le fluide le moins évolué a une composition très proche de celle de l'eau de mer, il a transformé des granites en trondjhémites essentiellement par gain de Na et Mg et perte de Fe, K et Rb. Un fluide plus évolué a transformé des granulites en tonalites, essentiellement par gain de Ca et perte de K Rb, Fe. Le fluide le plus évolué est riche en fer, sa circulation s'est localisée dans des zones de cisaillement métriques où il a transformé des gabbros en chloritoschistes de composition comparable aux chloritites des amas sulfurés locaux. Ce changement de composition de fluide dans un même domaine géographique et pendant le même période, est caractéristique des systèmes hydrothermaux générateurs d'amas sulfurés.

L'altération hydrothermale a profondément altéré la signature géochimique du magmatisme bimodal des Jebilet centrales. Les éléments immobiles indiquent que les trondhjémites/tonalites étaient initialement des granites de type A2; les roches basiques sont des tholéiites à signature géochimique ambigüe. La cinématique de la déformation et le type d'association bimodale des Jebilet centrales traduisent un environnement géodynamique complexe ou l'influence de mouvements de distension et de raccourcissement crustal s'est déroulée dans un contexte de convergence oblique de plaques.

Mots clés :

Altération hydrothermale, magmatisme, cinématique, décrochements, hercynien, Jebilet, Maroc.

Editions de GEOSCIENCES RENNES
Université de Rennes I
F - 35042 - RENNES Cédex