



AVERTISSEMENT

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

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

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

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

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10

http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php

<http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm>

INSTITUT NATIONAL
POLYTECHNIQUE DE LORRAINE
(Ecole des Mines de Nancy)

CENTRE DE RECHERCHES
PÉTROGRAPHIQUES ET GÉOCHIMIQUES
(CNRS)

THÈSE

Présentée à

L'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

Pour l'obtention du titre de *DOCTEUR D'ÉTAT*

EN GEOSCIENCES ET MATIERES PREMIERES

Par

Abdellah BOUSHABA

**Le massif granitique du Ment (Maroc central
hercynien) dans son contexte tectono-magmatique
régional, et les manifestations hydrothermales
associées**

Soutenue publiquement le **10 Janvier 1996** devant la commission d'Examen :

J. MACAUDIERE

Président

C. MARIGNAC

Directeur de Thèse

D. GASQUET

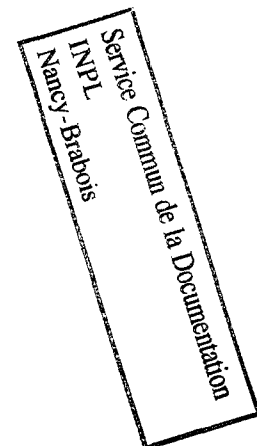
Rapporteurs

Y. FUCHS

A. WEISBROD

Examineurs

M. CATHELINÉAU



AVANT-PROPOS

Ce travail a été réalisé au **Centre de Recherche Pétrographiques et Géochimiques (C.R.P.G.)** de Nancy et à l'**Institut Scientifique de Rabat** ; dans le cadre de la Coopération Franco-marocaine entre l'**Institut Nationale Polytechnique de Lorraine (I.N.P.L., École des Mines de Nancy)**, le **C.N.R.S. (C.R.P.G.)** et l'**Université de Nancy I (Faculté des Sciences, U.E.R. Géologie)** du coté français ; et l'**Université Mohammed V (Institut Scientifique)**, le **C.N.R.P.R.S.T. (C.N.R.)** du coté marocain. Que tous les **Responsables** de ces Établissements trouvent avec cette thèse le témoignage de ma reconnaissance.

Je tiens à remercier tout particulièrement **C. MARIGNAC** et **A. WEISBROD**, qui m'ont intégré à leurs équipes de recherches et m'ont permis la réalisation du présent travail.

C. MARIGNAC a suivi pas à pas cette étude ; depuis le début, il m'a toujours réservé une excellente ambiance de travail et un accueil chaleureux à Nancy. Malgré ses occupations incessantes, il m'a fait bénéficier de trois missions de huit jours chacune, de travail sur le terrain au Maroc. La réalisation de ce mémoire n'aurait été possible, sans son génie et ses connaissances approfondies dans les différents domaines de la géologie (notamment sa grande expérience en Métallogénie endogène). Qu'il soit assuré ici de ma confiance et ma profonde reconnaissance.

Ce mémoire a bénéficié également de conseils, suggestions et aides de plusieurs spécialistes: **A. WEISBROD**, **M. DUBOIS**, **A-M. BOULIER** et **M. ZOÜHAIR** (inclusions fluides) ; **J-M. STUSSI**, **J. LAMEYRE**, **B. BARBARIN**, **B. BONIN** et **Cl. GAGNY** (géochimie des roches magmatiques) ; **P. BARBEY** (étude des lames minces de métamorphisme de contact) ; **J. BABKHINE** (étude des sections polies) ; **A. MAHMOOD** et **D. GASQUET** (pétrologie et genèse des granitoïdes hercyniens) ; **Y. CAILLEUX**, **Ch. HOEPFFNER** et **A. EL HASSANI** (tectonique hercynienne) ; **F. MEDINA** (tectonique permienne) ; **M. EL WARTITI** (volcanisme permien). Je leur en suis profondément reconnaissant.

Je suis également reconnaissant à Messieurs les **Directeurs de l'Institut Scientifique de Rabat (D NAJID)**, de l'**École des Mines de Nancy** et du **C.R.P.G. (Nancy)**, qui ont mis à ma disposition les moyens de leur établissement. Je tiens donc à remercier l'ensemble du **personnel technique** des différents laboratoires et services du **C.R.P.G.** et de l'**Institut Scientifique**, qui ont contribué à l'aboutissement de ce travail.

Je tiens à remercier Messieurs les **membres de Jury**, qui ont accepté de juger ce mémoire.

Je ne peux oublier l'ambiance amicale alimenté par mes collègues du **C.R.P.G.-Nancy** et ceux du **Département de Géologie à l'I.S.-Rabat**, où le soutien moral faisait contrepoids à la lassitude du travail quotidien.

Je voudrais bien remercier mon ami **A. AZZA**, **M. BENZAÏD** (Directeur de la Géologie), **H. MSOUGAR**, **A. BENANI** et **E. H. IDIR** du **Ministère de l'Énergie et des Mines (Maroc)** de l'intérêt qu'ils ont toujours porté à mes travaux de recherche.

Cette étude n'aurait été possible sans l'aide précieuse de **Mme SIATKA** (Ecole des Mines de Nancy), **M. VERNET** et **K. GOVINDARAJU** (Analyses chimiques, C.R.P.G.), **KOHLER (M.E.B., Service commun)**, **J-M. CLAUDE** (Microsondes électroniques, Service commun), **J-Cl. DEMANGE** (Entretien du matériel de microthermométrie, C.R.P.G.). Je voudrais leur témoigner ici ma sincère amitié.

Ont contribué à la réalisation technique de ce travail: **A. EL HASSANI**, **I. EL AMRANI**, **M. ARAHOU** et **M. CHERKAOUI**. A tous, j'adresse un grand merci.

Je ne saurais terminer cet avant-propos sans évoquer, celle qui par sa présence, son attention, ses encouragements et son aide moral et matériel, m'a été un soutien affectif incomparable : ma femme **Amina BAROUDI**.

A mes deux enfants **Alaâ** et **Nabil**, qui tant de fois m'ont vu partir...

A ma **famille** et à ma **belle-famille**.

Enfin, que tous **ceux ou celles**, qui ont contribué de près ou de loin à l'élaboration de ce mémoire trouvent ici l'expression de ma reconnaissance.

SOMMAIRE

Avant propos
Sommaire
Résumé
Abstract

INTRODUCTION GÉNÉRALE

A. Les hercynides marocaines.....	2
B. Aperçu structural de la Meseta marocaine.....	4
C. Magmatisme carbonifère.....	5
D. Cadre géologique et évolution géodynamique de la région d'étude.....	6

PREMIÈRE PARTIE:

Magmatisme du Maroc hercynien: caractérisation géochimique et modèle génétique.

CHAPITRE I-1 : Les granitoïdes hercyniens du domaine mesetien marocain: situation, rapport avec l'orogénèse, faciès, caractères géochimiques et isotopiques.

A. Généralités.....	9
B. Les granitoïdes et leurs rapports avec l'orogénèse.....	9
C. Faciès pétrographiques et données isotopiques.....	18

CHAPITRE I-2 : Le magmatisme du Ment

A. Évolution géochimique et contexte de mise en place du complexe granitique du Ment (Massif central marocain)

1. Aspect régional.....	20
2. Pétrologie du complexe granitique du Ment.....	20
2.1. L'association calco-alkaline.....	20
2.2. Les enclaves.....	31
2.3. L'association leucogranitique.....	32
2.4. Implications métallogéniques.....	37
2.5. Place du complexe granitique du Ment dans l'évolution géodynamique du magmatisme hercynien du Maroc central.....	37
2.6. Conclusion.....	40

B. Les roches magmatiques basiques hercyniennes du plateau du Ment (bassin de Fourhal, Maroc central)

1. Mode de gisement.....	42
2. Caractérisation pétrographique.....	42
3. Caractérisation géochimique.....	44
4. Conclusion.....	56

C. Modèle de mise en place des magmatites basiques et acides dans le plateau du Ment.

1. Magma basique tholéitique.....	58
2. Magma acide calco-alcalin (lignée Monzo-granodioritique).....	58
3. Magma leucogranitique.....	58
4. Conclusion.....	63

**CHAPITRE I-3 : Le granite de Moulay Bou Azza (Maroc central):
Pétrographie, géochimie et métamorphisme de contact.
Comparaison avec les granitoïdes biotitiques syn- à tardi-hercynien du Maroc central**

A. Introduction.....	67
B. Déformation.....	69
C. Pétrographie.....	71
D. Minéralogie.....	73
E. Géochimie.....	74
F. Discussion.....	78

CHAPITRE I-4 : Essai de classification des granitoïdes hercyniens marocains

A. Généralités.....	84
B. Essai de classification des granitoïdes hercyniens marocains.....	84
C. Conclusion.....	96

CHAPITRE I-5 : Relations métamorphisme-déformation au voisinage des granitoïdes hercyniens du Maroc central

A. Granite des Zaër.....	98
B. Granite du Ment.....	101
C. Granite d'Oulmès.....	105
D. Conclusion.....	107

CONCLUSION GÉNÉRALE.....109

DEUXIÈME PARTIE:

CHAPITRE II-1 : Les altérations hydrothermales dans Le massif du Ment.

A. Typologie, relations chronologiques et contrôles structuraux	114
1. La fracturation dans le Ment : étude globale.....	114
2. Répartition de l'activité hydrothermale.....	114
3. Caractéristiques des manifestations hydrothermales.....	122
4. Synthèse des données.....	136

B. Pétrographie et géochimie des altérations d'Ez-Zirari.....	140
I. Pétrographie et minéralogie.....	140
II. Géochimie.....	148

CHAPITRE II-2 : Minéralogie des altérations : les muscovites

1. Rappels cristallographiques.....	151
2. Caractérisation des principaux types de muscovites.....	152
3. Interprétation.....	158

CHAPITRE II-3 : Minéralogie des altérations : les tourmalines

1. Rappels minéralogiques.....	165
2. Méthodologie.....	166
3. Caractérisation des tourmalines du Ment.....	167
4. Synthèse et discussion.....	209

CHAPITRE II-4 : Inclusions fluides

A. Introduction.....	225
B. Résultats des études antérieures.....	225
C. Étude des fluides associés aux altérations hydrothermales du Ment.....	226
1. Caractères généraux des fluides étudiés.....	226
2. Les fluides de la greisenisation.....	227
3. Les fluides des épisodes à muscovite et tourmaline.....	231
3.1. Les greisens à tourmaline d'Amahroq.....	233
3.2. La coupole d'Amahroq.....	236
3.3. Bled Sidi Otmane.....	242
3.4. Ez-Zirari.....	243
3.5. Errif.....	243
3.6. Tawrirt.....	248
3.7. Greisens et granites.....	254
3.8. Interprétation générale.....	254
3.9. Discussion.....	260

CHAPITRE II-5 : Métallogénie du Ment

1. Inventaire des minéralisations du massif du Ment.....	269
2. Description de quelques indices.....	270
3. Discussion.....	275

CONCLUSIONS	279
--------------------------	-----

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	287
--	-----

ANNEXE I : Illustrations photographiques

ANNEXE II : Cartes d'échantillonnage

ANNEXE III : Tableaux d'analyses des magmatites du plateau du Ment

ANNEXE IV : Tableaux d'analyses des minéraux étudiés

ANNEXE V : Tableaux d'analyses microthermométriques

RÉSUMÉ

Le mémoire est subdivisé en deux parties :

* ***La première partie*** est une contribution à l'étude du magmatisme hercynien du bassin de Fourhal (Plateau du Ment et Moulay Bou Azza) et de son interaction avec l'encaissant. Ainsi, ont été abordées ; (1) les magmatites basiques hercyniennes du plateau du Ment, (2) l'évolution géochimique des divers faciès granitiques du Ment et du Moulay Bou Azza, (3) les relations métamorphisme - déformations au voisinage des granitoïdes hercyniens du Maroc central (notamment le Ment, Zaër et Moulay Bou Azza). Cette étude, comparée aux résultats obtenus sur le reste des granitoïdes hercyniens nous a permis d'élaborer une nouvelle proposition de classification et de modèle de mise en place de ces derniers :

a- Lignée Monzo-granodioritique d'origine mixte (type M) ou méta-ignée (type I), appartenant à la série calco-alcaline métallumineuse, basi-crustale, caractérisée par des teneurs élevées en K_2O et basse en CaO . Cette lignée est génétiquement en relation avec des zones de collisions ou post-collisions intracontinentales, dans un contexte géodynamique de "type calédonien".

b- Lignée leucogranitique, d'origine principalement crustale ou sédimentaire (type C/S), parfois contaminée par le manteau, peralumineuse, autochtone ou intrusive. Elle appartient au type "hercynotype", caractérisée par des collisions intracontinentales, souvent guidées par des zones de cisaillement ductiles préexistantes.

* ***La deuxième partie*** concerne l'étude des phénomènes hydrothermaux associés au massif granitique du Ment (greisenisation, tourmalinisation à quartz stable et à quartz instable) se développant dans les systèmes de coupoles leucogranitiques en position haute (Ez-Zirari, Amahroq) ou dans la masse du granite principal dans des systèmes de fractures associées à une tectonique permienne en décrochement. Chaque étape hydrothermale est caractérisée par la nature des altérations comme par l'orientation des systèmes de contrainte. Pour cela, nous avons étudié : (1) Les relations de l'hydrothermalisme avec la tectonique ; (2) la pétrographie et la géochimie de la greisenisation, de l'épisyénitisation et de la tourmalinisation ; (3) la cristallogéochimie des principaux minéraux d'altération (muscovites et tourmaline) ; (4) la caractérisation et la dynamique des fluides ; (5) et enfin les principales minéralisations associées à cette altération.

Cette étude nous a permis de conclure que Le système hydrothermal du Ment montre la circulation d'au moins trois types de fluides, l'un profond (L1), l'autre superficiel (L2), le troisième (L3) semble caractérisé par l'injection, au niveau d'observation, situé à environ 1.2 km de profondeur à l'époque considérée, de fluides chauds, les uns de par leur origine, les autres à la suite d'un trajet vers la profondeur, qui se mélangent entre eux ou avec des fluides plus froids ayant suivi un circuit court. La circulation a lieu en conditions soit lithostatiques soit hydrostatiques ; la transition, due à la tectonique, se marque par les phénomènes d'ébullition qui affectent L1 ou un mélange L1-L2.

L'étude microthermométrie recoupe bien celle de la composition des tourmalines : des mélanges de fluides différents, en proportion variée, apparaissent essentiels au processus de tourmalinisation. L'étude minéralogique ayant révélé, à travers l'étude de la zonation des tourmalines, le caractère extrêmement rythmique de leur cristallisation, les conclusions auxquelles avait conduit de ce point de vue l'étude microthermométrie se trouvent renforcées.

Le système hydrothermal du Ment qui dépose muscovite, puis tourmaline, succède au système greisenisant après un laps de temps non négligeable, puisque la pression lithostatique est passée de 50 à 30 MPa (le système est remonté, d'une profondeur de 1.9 km à une profondeur de 1.2 km). Ce système est caractérisé par une forte anomalie thermique, que l'origine magmatique des fluides L1 impose de considérer comme due à l'existence d'intrusions profondes, non encore dégagées par l'érosion.

La rareté ou même l'absence de minéralisation d'étain-tungstène dans le Ment, pourrait bien tenir à la pauvreté en Sn et W des sources disponibles dans le Ment au moment des grandes circulations à tourmaline (granite porphyroïde et encaissant Viséen pauvre en métaux rares facilement lessivables).

ABSTRACT

This memoir is subdivided into two parts. **The first part** is a contribution to the study of the **hercynian magmatism of the Fourhal basin** (Ment Plateau and Moulay Bou Azza), and its relations with the enclosing rocks. Thus, the main points studied are : (1) the hercynian basic magmatites of the Ment Plateau; (2) the geochemical evolution of the different granitic facies of Ment and Moulay Bou Azza; (3) the relations between metamorphism and deformation near the hercynian granites of central Morocco (namely Ment, Zaër and Moulay Bou Azza). Comparison of this study to the results obtained from the other hercynian granitoids permitted to make a new proposition on the classification and emplacement of the latter : a- Monzo-granodioritic suite of mixed origin (M-type), belonging to the alc-alkaline metaluminous series, of baso-crustal origin, which is characterized by a high K₂O and low CaO contents. This suite is genetically related to intracontinental collisional or post-collisional zones, in a geodynamic context of caledonian type. b- Leucogranitic suite, of crustal or sedimentary origin (S/C type), sometimes contaminated by the mantle, which is peraluminous, autochthonous or intrusive. It belongs to the "hercynotype", characterized by intra continental collisions guided by pre-existing ductile shear zones.

The second part concerns the study of the **hydrothermal phenomena related to the Ment granitic massif** (greisenisation, tourmalinisation with stable quartz and with unstable quartz), which develop within the systems of leucogranitic domes in a high position (Ez-Zirari, Amahroq) or within the body of the main granite in the fracture systems associated with Permian strike-slip tectonics. Each hydrothermal stage is characterized by the type of alterations as by the orientation of the stress system. In this context, we have studied: (1) the relations of hydrothermalism with tectonics, (2) the petrography and geochemistry of greisenisation, episyenitisation and tourmalinisation, (3) the cristallochemistry of the main alteration minerals (muscovite and tourmaline), (4) character and dynamics of the fluids, (5) the main mineralisations associated with this alteration.

This study allowed us to conclude that the hydrothermal system of Ment shows the circulation of three types of fluids; the first is deep (L1), the second is shallow (L2), the third seems to be characterized by the injection, at the observation level, located at about 1.2 km of depth at the period considered, of hot fluids, some by their origin, the others after a deepening path, which mix with each other, or with colder fluids that have followed a short pathway. Circulation occurs in either lithostatic or hydrostatic conditions; the transition, due to the tectonics, is marked by boiling phenomena which affect L1 or the mixture L1-L2.

The microthermometric study is concitent with the composition of tourmalines: mixtures of different fluids, in a varied ratio, appear to be essential to the tourmalinisation process. As shown by the mineralogical study of the zonation in tourmalines, which revealed the rhythmic character of their crystallisation, the conclusion to which the microthermometric study are supported.

The hydrothermal system of Ment that deposited muscovite, then tourmaline, follows the greisenizing system after a non-negligible period of time, as the lithostatic pressure decreases from 50 to 30 MPa (the system was uplifted from a depth of 1.9 km to 1.2 km). This system is characterized by a strong thermal anomaly, which is related, according to the magmatic origin of the fluids L1, to the existence of deep intrusions which are still deeply buried.

The scarcity or even the absence of mineralisation Sn-W in the Ment may be due to the poorness in Sn and W in the available sources in the Ment during the major circulations with tourmaline (porphyric granite and Visean enclosing beds which are poor in easily leachable rare metals).

LISTE DES FIGURES

Première partie

- Fig. I-1 : Les affleurements paléozoïques en Afrique du Nord (in HOEPFFNER, 1986)
- Fig. I-2a : The Moroccan Paleozoic massifs. Insert map : structural domains of Morocco (in PIQUE & MICHARD, 1989).
- Fig. I-2b : The central Morocco Hercynides. Insert map : the main structural zones according event (in PIQUE & MICHARD, 1989).
- Fig. I-3 : Localisation des principaux granitoïdes hercynien de la Meseta marocaine (in LAGARDE & al., 1990)
- Fig. I-4 : Les massifs anciens du Maroc oriental.
- Fig. I-5 : (a) Situation du secteur d'étude (d'après BOUABDELLI, 1989).
(b) Carte géologique de l'apophyse d'Ez-Zirari (BOUSHABA, 1984 ; modifiée).
- Fig. I-6 : Diagrammes oxydes versus (D.I.) pour l'association calco-alkaline et leucogranitique.
- Fig. I-7 : Comportement des terres rares (TR) dans le complexe granitique du Ment.
- Fig. I-8 : Diagramme K₂O (en %) vs. Rb (en ppm) de SHAW (1968).
- Fig. I-9 : Diagramme logSr (en ppm) vs. logSr (en ppm) pour les faciès granitiques du Ment.
- Fig. I-10 : Diagramme log(Rb/Sr) vs. logSr (en ppm) pour les faciès granitiques du Ment.
- Fig. I-11 : a. Champs de stabilité des silicates déterminés expérimentalement pour le granite MG1 à 2Kb d'après MAALOE & WYLLIE (1975).
b. Séquence de cristallisation du même granite déduite d'après la texture, comparée aux séquences de cristallisation obtenues expérimentalement pour différents teneurs en eau du même magma (MAALOE & WYLLIE, 1975) ; (in GASQUET, 1991).
- Fig. I-12 : Estimation des conditions thermobarométriques des faciès granitiques du Ment.
- Fig. I-13a : Diagramme logLi (en ppm) vs. logF (en ppm) de l'association leucogranitique et le granite non porphyroïde à sidérophylite et à andalousite.
- Fig. I-13b : Diagramme logLi (en ppm) vs. logRb (en ppm) des faciès granitiques du Ment.
- Fig. I-13c : Diagramme logF (en ppm) vs. logRb (en ppm) de l'association leucogranitique du Ment.
- Fig. I-13d : Diagramme log/log des variations du rapport isotopique ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr en fonction de Rb (en ppm) de quelques faciès granitiques du Ment (données de MRINI, 1985).
- Fig. I-14 : Position des enclaves magmatiques basiques et du granite hôte du Ment dans le "diagramme de nomenclature" de De La ROCHE (1964, 1966).
- Fig. I-15 : Position des enclaves magmatiques basiques et du granite hôte du Ment dans le diagramme (Na+K) vs. P = K-(Na+Ca) de DEBON (1975).
- Fig. I-16 : Projection des enclaves magmatiques basiques et du granite hôte du Ment dans le diagramme Rb/Sr vs. Sr.
- Fig. I-17 : Courbe de normalisation des TR par rapport aux chondrites C1 pour les enclaves basiques et pour le granite hôte du Ment.
- Fig. I-18 : Diagramme binaire FeO_t vs. FeO_t/MgO de MIYASHIRO (1974) pour les enclaves basiques et le granite hôte du Ment.
- Fig. I-19 : Position des magmatites basiques du plateau du Ment dans le "diagramme de nomenclature" de De LA ROCHE (1964, 1966).
- Fig. I-20 : Diagramme des oxydes vs. silice de HARKER (1909).
- Fig. I-21 : Estimation des températures de formation des magmatites basiques à partir du diagramme T°C vs. FeO_t/MgO de GILL (1981).
- Fig. I-22 : Les magmatites basiques du plateau du Ment dans le diagramme AFM de KUNO (1968). FT. Fenner Trend, BT. Bowen Trend, B. Basalte initial.
- Fig. I-23 : Projection des magmatites basiques et acides (enclaves et leur granite hôte) dans le diagramme Rb/Sr vs. Sr.
- Fig. I-24 : Estimation du taux de fusion des magmatites basiques du plateau du Ment (diagramme de PEARCE & al., 1981).

- Fig. I-25a, b, c et d : Diagrammes log(élément de transition : Co, Sc, Cr et Ni) vs. log (Th).
 Fig. I-26 : Diagramme Zr/Y vs. Zr de PEARCE & NORRY (1979) pour les roches magmatiques étudiées.
- Fig. I-27 : Situation des dolérites syntectoniques (1) du plateau du Ment dans le diagramme de PEARCE & CANN (1973).
- Fig. I-28 : Situation des Pillow lava (2), des lamprophyres (3) et des dolérites tardives (4) du plateau du Ment dans le diagramme de PEARCE & CANN (1973).
- Fig. I-29 : Position des roches magmatiques basiques du plateau du Ment dans le diagramme de PEARCE & al. (1981).
- Fig. I-30 : Position des roches magmatiques basiques du plateau du Ment dans le diagramme $5xTiO_2 - Al_2O_3 - MgO$ de CABANIS (1986).
- Fig. I-31 : Amincissement crustal hétérogène au Viséen supérieur, guidé par une grande zone de cisaillement à jeu normal (inspiré de WERNICKE, 1985).
- Fig. I-32 : Fusion du magma parental mantellique et épanchement des coulées basaltiques lors du comblement du bassin de Fourhal au Viséen supérieur, suivie de mise en place des lamprophyres et des sills doléritiques.
- Fig. I-33 : Phase de déformation majeure (phase asturienne) au Westphalien supérieur, accompagnée par la mise en place des sills doléritiques syntectoniques et achevée par des dykes doléritiques tardi-tectoniques.
- Fig. I-34 : Érosion rapide pendant l'Autunien provoquant une importante fusion basi-crustale à l'origine de la production d'un magma calco-alcalin à composante mantellique prédominante.
- Fig. I-35 : Intrusion de grandes masses de magma calco-alcalin fini-Carbonifère, suivie d'une fusion mésocrustale à l'origine des leucogranites à deux micas.
- Fig. I-36 : Réactivation dextre au Permien inférieur des décrochements senestres de la phase hercynienne majeure.
- Fig. I-37 : Fusion crustale fini-permienne et création de nouveaux bassins intracontinentaux.
- Fig. I-38 : Schéma géologique actuel simplifié du bassin de Fourhal-Telt (tiré de la carte géologique du Maroc au 1/1000 000 ème, 1985).
- Fig. I-38 : Schéma géologique actuel simplifié du bassin de Fourhal-Telt (tiré de la carte géologique du Maroc au 1/1000 000 ème, 1985).
- Fig. I-39 : Évolution cinématique des bassins de Fourhal (TAHIRI, 1991) et d'Azrou-Khénifra (BOUABDELLI, 1989) au paléozoïque.
- Fig. I-40A : Situation du Maroc central (encadré)
- Fig. I-40B. Schéma structural du Maroc central (inspiré de CAILLEUX, 1987).
- Fig. I-40C : Carte géologique des environs de Moulay Bou Azza (OUBBIH, 1991).
- Fig. I-41 : Coupe géologique dans la zone des écaillés de Moulay Bou Azza (d'après OUBBIH, 1991).
- Fig. I-42a : Schiste tacheté (lame BA9), situé au NW du granite principal.
- Fig. I-42b : Schisto-cornéenne (lame BA5) située à 3m du contact granite-encaissant, au NE du granite principal.
- Fig. I-42c : Cornéenne (lame BA8) située à 5m du contact granite-encaissant, au SW du granite principal.
- Fig. I-43 : Diagramme oxydes vs SiO_2 des principaux faciès granitiques de Moulay Bou Azza.
- Fig. I-44 : Les principaux faciès granitiques de Moulay Bou Azza dans le diagramme AFM de KUNO (1968).
- Fig. I-45a : Position des biotites du granite principal de Moulay Bou Azza (BA) dans le diagramme de NOCKOLDS (1947).
- Fig. I-45b : Position des biotites du granite principal de Moulay Bou Azza (BA) dans le diagramme de FOSTER (1960).
- Fig. I-45c : Évaluation de la température de cristallisation des biotites du granite principal de Moulay Bou Azza à partir du diagramme Ti vs. $T^\circ C$ de LEBEL (1979).
- Fig. I-46 : Courbe de variation de % An vs. distance en um dans un plagioclase zoné du granite principal de Moulay Bou Azza.
- Fig. I-47 : Projection des biotites de l'ensemble des granitoïdes biotitiques (ou faciès principaux) du Maroc central hercynien dans le diagramme Altot vs. Mg de NACHIT et al. (1985).

- Fig. I-48 : Courbe de normalisation des TR par rapport aux chondrites pour le faciès granitique à biotite de Djebel Aouam (JEBRAK, 1984).
- Fig. I-49 : Spectres de TR moyens pour les granites calco-alcalins et les leucogranites (COCHÉRIE, 1978).
- Fig. I-50 : Courbe de normalisation des TR par rapport aux chondrites pour le granite principal de Moulay Bou Azza.
- Fig. I-51 : Courbe de normalisation des TR par rapport aux chondrites pour le granite principal d'El Hammam (JEBRAK, 1984).
- Fig. I-52 : Courbe de normalisation des TR par rapport aux chondrites pour le granite principal du Ment (BOUSHABA, 1990).
- Fig. I-53 : Courbe de normalisation des TR par rapport aux chondrites pour le granite principal d'Oulmès (BOUTALEB, 1988).
- Fig. I-54 : Projection des faciès principaux des granitoïdes hercyniens du Maroc central dans le diagramme AFM de KUNO (1968).
- Fig. I-55 : Diagramme La/Sm vs. Somme TR pour les faciès principaux des granitoïdes hercyniens du Maroc central.
- Fig. I-56 : Diagramme Gd/Yb vs. Somme TR pour les faciès principaux des granitoïdes hercyniens du Maroc central.
- Fig. I-57 : Diagramme logRb/Sr vs. logSr pour les roches plutoniques de Moulay Bou Azza.
- Fig. I-58 : Massif granitique des Zaër dans le diagramme logSr vs logRb.
- Fig. I-59 : Massif granitique du Ment dans le diagramme logSr vs logRb.
- Fig. I-60 : Granitoïdes de Djebel Aouam dans le diagramme logSr vs. logRb.
- Fig. I-61 : Massif granitique d'Oulmès dans le diagramme logSr vs. logRb.
- Fig. I-62 : Massifs granitiques du Maroc oriental dans le diagramme logSr vs. logRb.
- Fig. I-63 : Massif granitique des Jebilet dans le diagramme logSr vs logRb.
- Fig. I-64 : Massif granitique des Rehamna dans le diagramme logSr vs logRb.
- Fig. I-65 : Massif granitique d'Azgour dans le diagramme logSr vs logRb.
- Fig. I-66 : Massif granitique du Tichka dans le diagramme logSr vs. logRb.
- Fig. I-67a : Massif granitique d'Aouli dans le diagramme logSr vs logRb.
- Fig. I-67b : Massif granitique de Bou Mia dans le diagramme logSr vs logRb.
- Fig. I-68 : Diagramme $(87\text{Sr}/86\text{Sr})_i$ vs. (Âge de mise en place des granitoïdes hercyniens du Maroc) (BOUSHABA & al., 1987 ; modifié).
- Fig. I-69 : Le granite des Zaër et la zonation de son auréole de contact (d'après MAHMOOD, 1985).
- Fig. I-70 : Auréole de contact du granite des Zaër (zone N-E). Andalousite 2 et S2.
- Fig. I-71 : Cornéenne de l'auréole de contact des Zaër (zone Nord). Au contact entre l'andalousite (A) avec la cordiérite (C) se développe un liseré réactionnel de fibres chloriteuses (f.ch.) sur fond de quartz (Q) encombré d'opacités ferrugineux (Opq).
- Fig. I-72 : Auréole des Zaër (zone Sud). Andalousite 1 syncinématique/S1.
- Fig. I-73 : Auréole de contact du granite des Zaër (zone Sud). Chloritoïde développé à proximité du faciès leucogranitique.
- Fig. I-74 : Le granite du Ment et la zonation de son auréole nord (d'après BOUSHABA & CAILLEUX, 1992).
- Fig. I-75 : Auréole de contact nord du Ment (d'après BOUSHABA & CAILLEUX, 1992).
- Fig. I-76 : Le granite du Ment et la zonation de son auréole sud (d'après BOUSHABA & CAILLEUX, 1992).
- Fig. I-77 : Auréole nord du Ment (d'après BOUSHABA & CAILLEUX, 1992). Andalousite post-tectonique (A). à habitus en rosette.
- Fig. I-78 : Le granite d'Oulmès. Trois représentations de son auréole d'après AÏT OMAR, 1986 (I) ; TERMIER & al., 1950 (II) ; DAHMANI, 1985 (III).

Deuxième partie

- Fig. II-1 : Carte oro-hydrographique de la région du Ment.
- Fig. II-2 : Carte géologique du complexe granitique du Ment (BOUSHABA, 1984; modifiée).
- Fig. II-3 : Carte des éléments morphostructuraux sur image-satellite et histogramme de

concentration des directions linéamentaires.

- Fig. II-4 : Carte tectonique faite à partir des observations de terrain et des photographies aériennes (Mission 70-N Fig. I-29 XII 2/NI 30VII 2).
- Fig. II-5 : Carte de localisation des principaux systèmes filoniens de quartz.
- Fig. II-6 : Carte de localisation des grandes manifestations hydrothermales dans le granite du Ment.
- Fig. II-7 : Carte géologique détaillée de l'apophyse d'Ez-Zirari (Granite du Ment, Maroc central).
- Fig. II-8 : Carte géologique détaillée du secteur d'Amahroq.
- Fig. II-9 : Contrôle structural des greisens d'Ez-Zirari et d'Amahroq.
- Fig. II-10 : Relations entre les greisens et les filons de quartz qui les arment (Ez-Zirari).
- Fig. II-11 : Contact d'un filon de Tourmalinite N130°E avec les granites d'Ez-Zirari (Fig. II-12).
- Fig. II-12 : Dispositif en cisaillement N110°E dextre des tourmalinites à l'Est d'Ez-Zirari.
- Fig. II-13 : Dispositif en cisaillement senestre à N170°E des tourmalinites d'Errif dans le granite porphyroïde
- Fig. II-14 : Réseau de tourmalinites à N35°-40°E décalées de façon senestre par un cisaillement tourmalinisé à N170°E, dans le granite porphyroïde de M'Tiazdant.
- Fig. II-15 : Surimposition des altérations à quartz instable (muscovites, tourmalinites) sur les greisens et les filons de quartz de la coupole d'Amahroq. Noter que la veine de quartz est sécante sur le greisen.
- Fig. II-16 : Schéma des relations entre les altérations à quartz instable.
- Fig. II-17 : Bande de cisaillement N40°E senestre marquée par la tourmalinite surimposée à un greisen de même direction que dans le granite porphyroïde d'Ez-Zirari.
- Fig. II-18 : Reprise dextre tardive de bandes de cisaillement à N20-25°E dans le granite porphyroïde d'Errif.
- Fig. II-19 : Bande de cisaillement senestre normale à tourmaline dans le granite porphyroïde d'Errif, le long de la route d'Oulmès.
- Fig. II-20 : Relais en baïonnette indiquant un cisaillement N130°E dextre dans les veinules à tourmaline découpant le granite calco-alcalin non porphyroïde d'Amahroq.
- Fig. II-21 : Tourmaline dans une faille dextre inverse en compression "E-W", avec de part et d'autre une zone blanchie, dans le granite calco-alcalin porphyroïde.
- Fig. II-22 : Rejeux dextres sur des décrochements à tourmaline N20-30°E, dans le granite porphyroïde d'Errif.
- Fig. II-23 : Évolution dans le temps des manifestations tectoniques, magmatiques et hydrothermales du massif du Ment.
- Fig. II-24 : Schéma des altérations de l'échantillon S49 (partie Est de l'apophyse d'Ez-Zirari).
- Fig. II-25 : Variation du pourcentage volumique des minéraux le long du profil d'altération de l'échantillon S49 (partie Est de l'apophyse d'Ez-Zirari).
- Fig. II-26 : Variations de la composition des biotites de long du profil d'altérations de l'échantillon S49.
- Fig. II-27 : Chimisme des tourmalines de l'échantillon S49 (tourmalines des zones Z1 et Z3a).
- Fig. II-28 : Profils des éléments majeurs et traces depuis le granite principal sain (Z5) jusqu'aux faciès altérés (Z4, Z3, Z2 et Z1) (échantillon S49).
- Fig. II-29 : Géochimie des phengites des différents faciès d'altération dans les granites du massif du Ment.
- Fig. II-30 : Géochimie des muscovites deutériques des granites du Ment.
- Fig. II-31 : Zonation de la phengite en rosette dans les topazites d'Ez-Zirari (échantillon ER19).
- Fig. II-32 : Ms1 et Ms2 dans l'échantillon MB7b (secteur d'Amahroq).
- Fig. II-33 : Ms1 et Ms2 dans l'échantillon MB9 (secteur d'Amahroq).
- Fig. II-33 : Ms1 et Ms2 dans l'échantillon MB9 (secteur d'Amahroq)
- Fig. II-34 : Ms1 et Ms2 dans l'échantillon MB10 (secteur d'Amahroq).
- Fig. II-35A : Diagramme représentant la composition théorique des solutions solides à déficits protonique et à déficit d'alcalins dans le groupe des tourmalines (d'après FOIT & ROSENBERG, 1977).
- Fig. II-35B : Diagramme Al-Fe_{tot}-Mg des tourmalines d'après HENRY & GUIDOTTI (1985).
- Fig. II-36 : Zonation de la tourmaline ER13-3-24 du secteur de Bled Sidi Otmane (échantillon

- ER13).
- Fig. II-37 : Zonation de la tourmaline ER13-2-23 du secteur de Bled Sidi Otmane (échantillon ER13).
- Fig. II-38 : Synthèse de la zonation des tourmalines ER13.
- Fig. II-39 : Zonation de la tourmaline ER3-1-11 du secteur d'Errif (échantillon ER3).
- Fig. II-40 : Zonation de la tourmaline ER3-2-18/19 du secteur d'Errif (échantillon ER3).
- Fig. II-41 : Synthèse de la zonation des tourmalines ER3.
- Fig. II-42 : Synthèse de la zonation des tourmalines d'Errif.
- Fig. II-43 : Zonation de la tourmaline ER5-5-25 du secteur d'Errif (échantillon ER5).
- Fig. II-44 : Synthèse de la zonation de la tourmaline ER5-25.
- Fig. II-45 : Zonation des tourmalines ER9-1-01 et ER9-1-02 du secteur d'Amahroq (échantillon ER9)
- Fig. II-46 : Zonation de la tourmaline ER9-4-06 du secteur d'Amahroq (échantillon ER9).
- Fig. II-47 : Synthèse de la zonation de la tourmaline ER-06.
- Fig. II-48 : Zonation des tourmalines ER20-1-27 et ER20-2-28 du secteur d'Ez-Zirari.
- Fig. II-48 : Diagramme éléments chimiques vs distance entre points analysés à la microsonde (ER20-02-28)
- Fig. II-49 : Synthèse de la zonation des tourmalines ER20.
- Fig. II-50 : Zonation de la tourmaline ER24-1-26 du secteur d'Ez-Zirari (échantillon ER24)
- Fig. II-51 : Synthèse de la zonation de la tourmaline ER24-26.
- Fig. II-52 : Zonation de la tourmaline MB9-07 du secteur d'Amahroq (échantillon MB9).
- Fig. II-53 : Zonation de la tourmaline du secteur d'Amahroq MB9-09 (échantillon MB9).
- Fig. II-54 : Synthèse de la zonation des tourmalines MB9.
- Fig. II-55 : Synthèse de la zonation des tourmalines MB9.
- Fig. II-56 : Zonation de la tourmaline MB7-019 du secteur d'Amahroq (échantillon MB7).
- Fig. II-57 : Synthèse de la zonation de la tourmaline MB7-19.
- Fig. II-58 : Zonation de la tourmaline T13-04 du secteur de Bled Sidi Otmane (échantillon T13).
- Fig. II-59 : Synthèse de la zonation de la tourmaline T13-04.
- Fig. II-60 : Zonation de la tourmaline ER29-3-30 du secteur d'Ez-Zirari (échantillon ER29).
- Fig. II-61 : Synthèse de la zonation de la tourmaline ER29.
- Fig. II-62 : Zonation de la tourmaline C38-20 du secteur de Tawrirt (échantillon C38).
- Fig. II-63 : Synthèse de la zonation de la tourmaline C38.
- Fig. II-64 : Courbes synthétiques de variations des compositions pour chacun des trois groupes : Errif, Amahroq, et Tawrirt.
- Fig. II-65 : Principe de l'interprétation des zonations des tourmalines du Ment en termes de mélanges entre trois pôles (A, M, F).
- Fig. II-66 : Récapitulation des trends des tourmalines précoces (ER13) et des tourmalinites 2 en compression "N-S" du massif du Ment.
- Fig. II-67 : Récapitulation des variations de composition des tourmalines 2 tardives du massif du Ment.
- Fig. II-68 : Trends de mélange et définition des pôles de mélange pour les tourmalines 2 "précoces" (Errif) et tardives (Amahroq et Tawrirt) du massif du Ment.
- Fig. II-69 : Données microthermométriques de MARIGNAC & ZOUHAIR (1992) sur les fluides associés à la greisenisation dans le Ment.
- Fig. II-70 : Nouvelles données microthermométriques sur les fluides associés à la greisenisation dans le Ment (ce travail).
- Fig. II-71 : Isochores des fluides associés à la greisenisation, d'après MARIGNAC & ZOUHAIR (1992).
- Fig. II-72 : Influence de CaCl_2 sur la pression de démixtion dans le système $\text{H}_2\text{O}-\text{CaCl}_2$, par comparaison avec le système $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ (fig. 5 de ZHANG & FRANTZ, 1989).
- Fig. II-73 : Diagrammes des inclusions fluides du secteur d'Amahroq (échantillons ER7-ER8 et C64).
- Fig. II-74 : Projection P-X du système $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ des greisens N-S avec veinules centrales à tourmaline et quartz qui recoupent le leucogranite à deux micas du secteur d'Amahroq (échantillons ER7, ER8 et C64).
- Fig. II-75 : Diagrammes des inclusions fluides du secteur d'Amahroq (échantillon MB10).
- Fig. II-76 : Projection P-X du système $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ d'une veine de quartz E-W, recoupant un

greisen muscovitisé et elle-même affectée par la muscovitisation du secteur d'Amahroq (échantillon MB10).

- Fig. II-77 : Diagrammes des inclusions fluides du secteur d'Amahroq (échantillon MB7b).
- Fig. II-78 : Projection P-X du système $H_2O-NaCl$ d'un greisen muscovitisé, sans trace de tourmaline du secteur d'Amahroq (échantillon MB7b).
- Fig. II-79 : Diagrammes des inclusions fluides du secteur d'Amahroq (échantillon MB9).
- Fig. II-80 : Projection P-X du système $H_2O-NaCl$ d'un greisen tourmalinisé et préalablement, muscovitisé du secteur d'Amahroq (échantillon MB9).
- Fig. II-81 : Diagrammes des inclusions fluides du secteur de Bled Sidi Otmane (échantillons ER12 et ER15).
- Fig. II-82 : Projection P-X du système $H_2O-NaCl$ des tourmalinite à quartz du secteur de Bled Sidi Otmane (échantillons ER12 et ER15).
- Fig. II-83 : Diagrammes des inclusions fluides du secteur d'Ez-Zirari (échantillons MT23 et ER29).
- Fig. II-84 : Projection P-X du système $H_2O-NaCl$ du granite porphyroïde "rééquilibré" au contact d'une tourmalinite tardive du secteur d'Ez-Zirari (échantillon ER29).
- Fig. II-85 : Diagrammes des inclusions fluides du secteur d'Errif (échantillons ER1).
- Fig. II-86 : Projection P-X du système $H_2O-NaCl$ d'une tourmalinite à quartz oblitérant une veine E-W précoce du secteur d'Errif (échantillon ER1).
- Fig. II-87 : Diagrammes des inclusions fluides du secteur de Tawrirt (échantillons MB6).
- Fig. II-88 : Projection P-X du système $H_2O-NaCl$ d'une veinule de quartz à tourmaline dans le granite porphyroïde du secteur de Tawrirt (échantillon MB6).
- Fig. II-89 : Exemple de mélange anisotherme entre les pôles L1 et L2 dans les quartz des
- Fig. II-90 : Modèle conceptuel schématique hydrothermal du Ment au stade des tourmalinites, illustrant les différentes sources de fluide envisagées.
- Fig. II-91 : Loëllingite entourée au bord par une gaine de scorodite, le tout est enveloppé par une bande d'arséniates, (échantillon Ment 4-025).
- Fig. II-92 : Spectre d'analyse quantitative au MEB de la bande d'arséniates de la figure II-91.
- Fig. II-93a : Position des points analysés à la microsonde de la loëllingite Ment 4-022.
- Fig. II-93b : Projection des points analysés à la microsonde de la loëllingite Ment 4-022 dans le diagramme As vs S en concentration atomique.
- Fig. II-94 : Schéma et position des points analysés à la microsonde d'arsénopyrite en équilibre avec la loëllingite (BL31-c-020).
- Fig. II-95a : Schéma interprétatif et position des points analysés à la microsonde de mispickel aurifère zoné (échantillon BL31-030).
- Fig. II-95b : Diagramme As vs S en concentration atomique des points analysés à la microsonde de mispickel aurifère zoné (échantillon BL31-020 et BL31-030).
- Fig. II-96 : Position des points analysés à la microsonde de bismuth natif associé aux sulfures à Bi-Ag (échantillon BL31-c-022).
- Fig. II-97a : Condition de cristallisation des arsénopyrites en équilibre avec la loëllingite BL31-c-020, en fonction du % atomique en As.
- Fig. II-97b : Condition de cristallisation des arsénopyrites en équilibre avec la loëllingite BL31-c-020, en fonction du % atomique en As. Diagramme $\log aS_2$ vs $T^\circ C$.

LISTE DES TABLEAUX

(Première et deuxième partie)

A. Tableaux récapitulatifs

1. Caractéristiques pétrographiques et minéralogiques des deux principales associations granitiques du Ment.
2. Evolution géodynamique simplifiée pendant le cycle hercynien depuis la haute Moulouya à l'Est jusqu'à l'Ouest du Maroc central.
3. Caractérisations minéralogiques et génétique des principales magmatites basiques du plateau du Ment.
4. Caractérisations minéralogique et génétique des principaux massifs granitiques biotitiques du Maroc central.
5. Caractérisations minéralogique, pétro-géochimique et génétique des divers faciès granitiques hercyniens du Maroc central.
6. Résumé des mesures microthermométriques réalisées sur les altérations hydrothermales du massif du Ment.
7. Variations des compositions estimées des principales familles d'inclusions fluides dans les différents échantillons étudiés.

B. Analyses des roches

8. Divers faciès granitiques du massif du Ment.
9. Magmatites du Ment.
17. Magmatites de Moulay Bou Azza.
18. Divers granitoïdes à biotite du Maroc central.
55. Zones d'altération hydrothermales: Z5, Z4, Z3a, Z3b, Z2 et Z1 (Ez-Zirari).

C. Analyses des minéraux

10. Biotites du granite de Moulay Bou Azza.
11. Plagioclases du granite de Moulay Bou Azza.
- 12 et 13. Biotites du granodiorite des Zaer.
14. Biotites du faciès principal d'Oulmès.
15. Biotites des faciès granitiques du Ment.
16. Biotites du faciès principal de Aouam.
19. Muscovites hydrothermales du granite calco-alkalin porphyroïde rééquilibré et celles du leucogranite fin à zinnwaldite et à topaze..
20. Muscovites hydrothermales du granite calco-alkalin non porphyroïde à sidérophyllite, andalousite et topaze.
21. Muscovites hydrothermales des leucogranites fins à deux micas.
22. Muscovites hydrothermales du leucogranite grossier à sidérophyllite et à topaze.
23. Ms1 des greisens associés au granodiorite du Ment (Ez-Zirari).
24. Ms1 des greisens associés au leucogranite fin à zinnwaldite et à topaze (Ez-Zirari).
25. Ms1 et Ms2 des greisens associés aux leucogranites fins à deux micas d'Amahroq.
26. Ms1 et Ms2 associées à FK des greisens des leucogranites fins à deux micas d'Amahroq.
27. Ms2 des greisens associés aux leucogranites fins à deux micas d'Amahroq.
28. Muscovites saines et altérées des greisens associés aux leucogranites fins à deux micas d'Amahroq.
29. Muscovites associées à la topaze des topazites, se trouvant dans le leucogranite fin à zinnwaldite et à topaze d'Ez-Zirari.
30. Muscovites en inclusion dans FK et Pl des tourmalinites associées au granodiorite à Ez-Zirari.
31. Ms1 des greisens associés aux leucogranites fins à deux micas d'Amahroq.
32. Muscovites en rosette associées à la tourmalinite de Bled Sidi Otmane.
33. Muscovites des topazites associées au leucogranite fin à zinnwaldite et à topaze de l'apophyse d'Ez-Zirari.
34. Feldspaths potassiques associés à Ms2 et Ms2 à Amahroq.
35. FK et Pl des zones hydrothermales dans le secteur d'Amahroq.
36. Muscovites des topazites associées au leucogranite fin à zinnwaldite et à topaze d'Ez-Zirari.

37. Tourmaline ER13-3-24 (Bled Sidi Otmane).
38. Tourmaline ER13-2-23 (Bled Sidi Otmane).
39. Tourmaline ER3-1-11 (Errif).
40. Tourmaline ER3-2-18 (1) (Errif).
41. Tourmaline ER3-2-18 (2) (Errif).
42. Tourmaline ER5-5-25 (Errif).
43. Tourmaline ER9-1-02 (Amahroq).
44. Tourmaline ER20-1-27 (Ez-Zirari).
45. Tourmaline ER20-2-28 (Ez-Zirari).
46. Tourmaline ER24-1-26 (Ez-Zirari).
47. Tourmaline MB9-07 (Amahroq).
48. Tourmaline MB9-09 (Amahroq).
49. Tourmaline MB7-019 (Amahroq).
50. Tourmaline ER29-3-30 (Ez-Zirari).
51. Plagioclases dans les faciès d'altération Z5, Z4, et Z3 (Ez-Zirari).
52. Chlorites des faciès d'altération Z4 et Z3 (Ez-Zirari).
53. Micas colorés des zones d'altération Z5, Z4 et Z3 (Ez-Zirari).
54. Feldspaths potassiques des zones d'altération Z5, Z4, Z3 et Z2 (Ez-Zirari).
55. Muscovites deutériques des zones d'altération Z4, Z3 et Z2 (Ez-Zirari).
57. Tourmalines du faciès de tourmalinite (Z1) et d'épisyénite (Z3) (Ez-Zirari).
58. Loëllingite du pegmatite à stockscheider (Ez-Zirari).
59. Bismuth natif et sulfures à Bi et Ag (Ez-Zirari).
60. Pyrite (Ez-Zirari).
61. Arsénopyrite zonée (Ez-Zirari).
62. Pyrite, chalcopyrite et covéllite associées (Ez-Zirari).
63. mispickel associé aux épontes des veines de quartz (Ez-Zirari).
64. Mispickel, pyrite et scorodite associés aux épontes des veines de quartz (Ez-Zirari).
65. Loëllingite et mispickel aurifères en équilibre (Ez-Zirari).

D. Analyses microthermométriques des inclusions fluides des échantillons :

66. ER1 (Errif).
67. MB7b (Amahroq).
68. MB10A (Amahroq).
69. ER7, ER8 et C64 (Amahroq).
70. MB9 (Amahroq).
71. M15 (Tawrirt).
72. MB6 (Tawrirt).
73. ER18 Ez-Zirari).
75. ER15 (Bled Sidi Otmane).
76. MB4 (Ez-Zirari).
77. ER25b (Ez-Zirari).
78. I51 (Ez-Zirari).
79. ER19a (Ez-Zirari).
80. MT24 (Ez-Zirari).
81. ER21 (Ez-Zirari).

LISTE DES PLANCHES

1. Aspect microscopique montrant la relation métamorphisme-déformation dans l'auréole de contact du complexe granitique des Zaër.
2. Aspect microscopique montrant la relation métamorphisme-déformation dans les auréoles de contact des complexes granitiques du Ment et d'Oulmès.
3. Photos Land Sat 3 (MSS 6) du plateau du Ment, photographies de la coulée de lave basaltique en coussins et d'enclaves magmatiques basiques et sédimentaire.
4. Image satellite du plateau du Ment.
5. Aspects macroscopiques des phénomènes hydrothermaux dans l'apophyse d'Ez-Zirari.
- 5(bis). Tourmalinite associée aux leucogranites à topaze du secteur Est de l'apophyse d'Ez-Zirari.
6. Aspects macroscopiques des phénomènes hydrothermaux dans le secteur d'Errif.
7. Aspects macroscopiques de quelques phénomènes hydrothermaux dans le secteur d'Amahroq.
8. Aspects macroscopiques de quelques phénomènes hydrothermaux dans les secteurs de M'Tiazdant (Nord du Ment) et Tabouqlamt (centre massif granitique du Ment).
9. Image MEB des divers générations des muscovites hydrothermales du Ment.
10. Photographies microscopiques des muscovites hydrothermales (Ms2) du Ment (échantillon ER19).
11. et 12. Images MEB des tourmalines hydrothermales du Ment.
13. Images MEB des minéralisations associées au complexe granitique du Ment.
14. Photographies du pegmatite à stockscheider de l'apophyse d'Ez-Zirari.
15. Micrographies de quelques inclusions fluides de l'échantillon ER1 dans le granite porphyroïde, secteur d'Errif.
16. Micrographies de quelques inclusions fluides associées au tourmalinite (MB6) des granodiorites (secteur de Tawrirt) et aux poches de muscovites (MB10) dans leucogranite fin à deux micas (secteur d' Amahroq).
17. Microphotographies de quelques inclusions fluides du secteur d'Ez-Zirari, échantillons ER19a et ER25b associés au leucogranite fin à zinnwaldite et à topaze.
18. Microphotographies de quelques inclusions fluides associées au leucogranite fin à deux micas ayant subit une importante altération feldspathique parcouru par des veines de quartz et de greisens (MB7b) et au granodiorite sain (M15).

INTRODUCTION GÉNÉRALE

INTRODUCTION GÉNÉRALE

A. LES HERCYNIDES MAROCAINES

1. Introduction

Ce domaine de la chaîne hercynienne marocaine est délimité par (figure I-1) :

- au Sud, le Craton Ouest-africain, d'âge protérozoïque, déformé, métamorphisé et intrudé de massifs granitiques au cours de l'orogénèse éburnéenne (LEBLANC & LANCELOT, 1980 ; HASSENFORDER, 1987). Depuis cette époque le Craton est resté relativement stable ;
- au Nord, la chaîne alpine du Rif ;
- à l'Est, l'Atlas Saharien, le bassin de Bechar et l'Ougnat.
- à l'Ouest, l'Océan atlantique.

Les terrains paléozoïques qui forment cette chaîne semblent constituer la couverture d'un socle protérozoïque, très probablement en continuité avec la plate-forme saharienne (CHOUBERT, 1951 ; MICHARD, 1976).

La chaîne hercynienne a été subdivisée en cinq zones structurales (MICHARD & PIQUE, 1979 ; PIQUE & MICHARD, 1981 et 1989 ; MICHARD & al., 1983 ; PIQUE, 1983 ; HOEPFFNER, 1987) (figures I-2a et I-2b) : (1) Meseta orientale, (2) Zone des nappes, (3) Meseta centrale, (4) le Môle côtier, et (5) Bloc de Sehoul.

2. La Meseta orientale

Elle regroupe les boutonnières de Midelt, de la chaîne des Horsts, de Debdou-Mekkam, des Beni-Snassen et du Mouguer.

3. La zone des nappes (ou zone de transition)

Elle correspond à la partie orientale du Maroc central (région de Khénifra-Azrou; ALLARY & al., 1976; BOUABDELLI, 1982 et 1989), aux Jebilet orientales (HUVELIN, 1977) et au Nord de la boutonnière d'Aït Tamlil située au SE des Jebilet (JENNY & LEMARREC, 1980).

4. La Meseta centrale

Elle est constituée par l'essentiel du Maroc central, des Rehamna, des Jebilet centrales et aussi du massif ancien du Haut Atlas.

5. Le Môle côtier

Le môle côtier caractérisé par une tectonique de faible intensité, englobe la Meseta côtière, ainsi que les parties occidentales des massifs des Rehamna et des Jebilet.

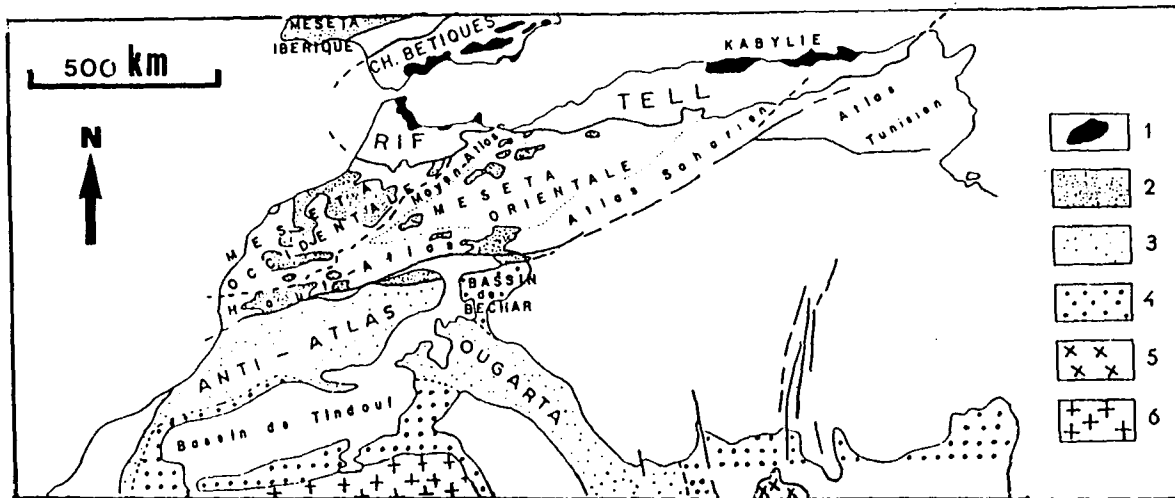


Fig. I-1 : Les affleurements paléozoïques en Afrique du Nord. 1. Terrains varisques alloctones, inclus dans les nappes alpines du Rif et du Tell. 2. Chaîne hercynienne d'Afrique du Nord, terrains paléozoïques intensément déformés. 3. Marge du Craton ouest-africain, terrains paléozoïques peu déformés. 4. Terrains paléozoïques restés tabulaires. 5. Massif panafricain (Hoggar). 6. Massifs d'âge protérozoïque inférieur et archéen (Reguibat) (in HOEPL-FNIER, 1987).

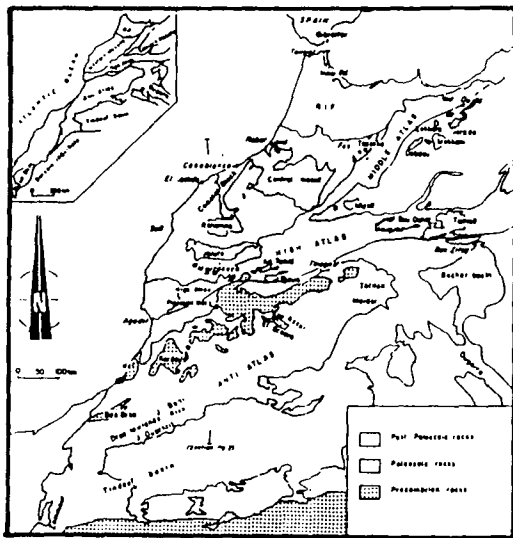


Fig. I-2a : The Moroccan Paleozoic massifs. Insert map : structural domains of Morocco (in PIQUE & MICHARD, 1989).

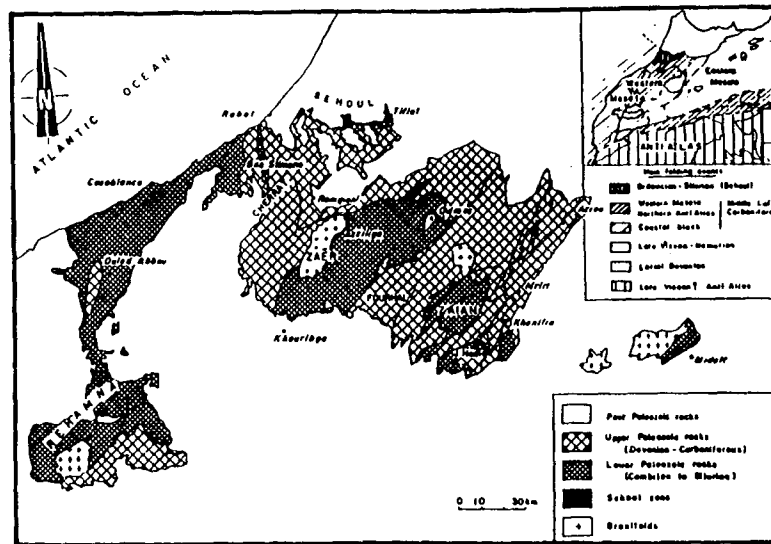


Fig. I-2b : The central Morocco Hercynides. Insert map : the main structural zones according to event (in PIQUE & MICHARD, 1989).

6. Le bloc des Sehoul

Il est situé en bordure septentrionale de la Meseta centrale. Il comprend un ensemble Cambro-Ordovicien et Ordovicien inférieur, structuré, métamorphisé et intrudé de granitoïdes calco-alcalins pendant le calédonien (PIQUE, 1981 ; EL HASSANI, 1990).

B. APERÇU STRUCTURAL DE LA MESETA MAROCAINE

L'édification des hercynides de la Meseta marocaine résulte d'une histoire tectonique polyphasée où l'on note deux phases orogéniques majeures : *la phase bretonne* (entre le Dévonien et le Viséen supérieur) et *la phase post-viséenne* et d'autres phases de moindre importance :

1. La phase Bretonne (ou Eovarisque ou tardi-acadienne)

Au Dévonien supérieur la Meseta orientale a été soumise à une tectonique compressive selon la direction principale ENE-WSW, se traduisant par un raccourcissement important surtout à l'Est, ce qui aboutit à la naissance de la chaîne bretonne (HOEPPFNER, 1987). A la même époque, la Meseta occidentale est le domaine de la création par ouverture de bassins dévono-dinantiens.

La pénécotemporanéité des deux phénomènes suppose que ces bassins s'ouvrent, alors que la Meseta occidentale était soumise à une extension NNW-SSE en réponse à la compression de la zone orientale (HOEPPFNER, 1987), les rejeux des failles du socle entraînent la création de bassins de déchirures. La fermeture du bassin de la Meseta orientale lors de la phase bretonne achève l'évolution de la Meseta orientale. Ce qui place cette dernière en position de zone interne par rapport à la Meseta occidentale (HOEPPFNER, 1987) où s'établit un régime de transtension avec ouverture de bassins en déchirures.

La zone de la boutonnière de Midelt est celle qui a été la plus déformée, zone où on observe des plis couchés et cisailés de direction N-S à N20, contemporains d'un métamorphisme épizonal à biotite et grenat (VAUCHEZ, 1976). Cet épisode tectonométamorphique a été daté à 367 +/-7 Ma (Dévonien supérieur) par CLAUER & al. (1980).

A l'Ouest c'est la partie orientale du Massif hercynien du Maroc central qui montre des plis couchés synschisteux d'orientation N-S déversés à l'Est et associés à un métamorphisme de faible degré (anchi à épizonal, ALLARY & al., 1976).

BOUABDELLI (1989) distingue en fait des déformations dépourvues de schistosités postérieures au Dévonien supérieur dans les régions de Jbel Bou Khadra (région d'Azrou) et de Jbel Bouechchot (région de Mrirt) où se développe un plissement dissymétrique intra-couche à vergence SW dépourvu de schistosité, précédé ou contemporain de glissements synsédimentaires.

Pendant la sédimentation du bassin viséen, des discordances intra-formationnelles ont été observées à plusieurs endroits de la partie orientale du massif hercynien du Maroc central (TERMIER, 1936 ; MORIN, 1958 ; BOUABDELLI, 1989). Ces discordances associées à des formations à slumps et à olistolites, enregistrent les effets de la tectonique contemporaine à la sédimentation du Viséen supérieur daté de 320 à 330 Ma par BOUABDELLI (1989).

Antérieurement au Viséen supérieur-Namurien se développent des écaillages ainsi que des bandes mylonitisées, et de large plis à vergence vers le NW-SW ou NE à SE.

2. La phase sudète (330 Ma ?).

Cette phase est caractérisée par le déplacement progressif vers l'Ouest de la déformation synschisteuse de la Meseta orientale (zones internes) vers la Meseta occidentale (zones externes).

3. La phase asturienne (310 Ma).

C'est avant le Westphalien supérieur qu'a eu lieu la seconde phase majeure de plissement hercynien (phase asturienne) accompagnée de chevauchements, de schistosités et d'un métamorphisme régional de type anchi à épizonal.

Cette phase asturienne bien connue (PIQUE & MICHARD, 1989) caractérise la zone externe de l'orogène hercynien du Maroc (Meseta occidentale). Cette phase montre des plissements N-S à N60 avec dans la partie Nord (Meseta côtière, Maroc central) un sens de déversement variable, alors que vers le sud (Rehamna, Jebilet, Boutonnière paléozoïque du Haouz et dans le massif ancien du Haut Atlas) les plis sont nettement déversés vers l'Ouest ou le N-W. Les plis généralement synschisteux, sont contemporains d'un métamorphisme régional anchi à épizonal.

Au plissement s'enchaîne un épisode de cisaillement dans un régime de déformation progressive, se traduisant par des chevauchements pouvant donner naissance parfois à d'importants charriages, par des zones de cisaillement où se concentrent le métamorphisme et la déformation (paragenèse à staurotide et disthène dans les Rehamna par exemple).

4. Les phases tardi-hercyniennes (300 Ma ?).

Ces dernières se caractérisent par des plis droits NE-SW à N 90 dans la Meseta orientale et par la mise en place syn à tardi-tectonique des différents massifs granitiques (Tazekka, Boudoufoud, Alouana, Mekam, Ben-Oukil, Beni-Snassène) qui achève l'évolution hercynienne.

Dans la Meseta occidentale ces phases tardi-hercyniennes se caractérisent par des plis droits NE-SW, précoces dans les Jebilet et postérieur au Westphalien inférieur et antérieur au Westphalien D dans la Meseta centrale. Par ailleurs, il faut noter la perturbation des structures lors de ces phases tardives due à l'interférence de la déformation régionale avec la mise en place des granitoïdes syn à tardi-tectoniques (HOEPFFNER, 1987).

De grands décrochements morcellent alors l'ensemble du domaine hercynien à l'image de ce qui s'est produit au même moment en Europe occidentale (JEBRAK, 1984 ; MATTE, 1986).

C. MAGMATISME CARBONIFÈRE.

C'est pendant la période de distension associée à la création de bassins dont l'orientation est guidée par des failles N70 (HOEPFFNER, 1987) que se met en place le volcanisme calco-alcalin de Tazekka-Oujda; situé en position post-tectonique, ce dernier est échelonné dans le temps pendant le Viséen et le Namurien depuis Jerada à l'Est, jusqu'au Tazekka à l'Ouest. Dans le massif de Tazekka, l'activité volcanique se résume en deux périodes (CHALOT-PRAT, 1986)

dont la mise en place est liée à des structures en horsts et grabens; la première est dominée par le volcanisme andésitique, la seconde par le volcanisme rhyolitique et ignimbritique.

Contemporainement à ce volcanisme calco-alkalin, il y a mise en place des filons microdioritiques, dacitiques et d'intrusions granodioritiques. Pendant cette même période, se mettent en place les granitoïdes de Midelt (Meseta orientale), et prend naissance dans la partie Nord de la Meseta orientale une activité magmatique qui s'étend depuis le Viséen inférieur jusqu'au Namurien.

Dans la Meseta occidentale, cette phase d'ouverture des bassins pendant le Carbonifère, s'accompagne également d'un magmatisme hypovolcanique à volcanique, essentiellement basique dans les Jebilet et les Rehamna; à caractère transitionnel tholeïtique à alcalin dans les bordures du bassin de Sidi Bettache, le Sud du bassin de Fourhal au Sud-Ouest du granite du Ment (BOUSHABA, 1990) et dans l'anticlinorium de Khénifra-Azrou (BOUABDELLI, 1989 ; N'TARMOUCHANT, 1991 ; IBN MAJAH, 1991). Le pôle le plus basique des granitoïdes des Jebilet est contemporain du volcanisme carbonifère.

D. CADRE GÉOLOGIQUE ET ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE DE LA RÉGION D'ÉTUDE.

La région du Ment, objet de notre étude, fait partie intégrante du bassin d'Azrou-Khénifra, dont nous résumons ici l'histoire géologique.

BOUABDELLI (1989) a résumé l'évolution géodynamique de ce bassin en trois grandes étapes :

1. *Dévonien supérieur-Tournaisien supérieur:*

L'évolution débute par une distension locale, en accord avec le fonctionnement en mégazone cisailée du couloir d'Azrou-Khénifra alors que les failles bordières fonctionnaient en majorité en décrochement. La faille d'Aguelmous-Mrirt aurait un jeu normal contemporain. Le raccourcissement régional est compris entre le NE-SW et ENE-WSW (N40-N70).

La sédimentation d'abord dominée par les apports continentaux, devient rapidement marine.

2. *Viséen moyen-Viséen supérieur:*

Cette étape comprend deux périodes :

(i) La première, correspond au développement de la phase intra-viséenne accompagnée d'un métamorphisme épizonal dans le Cambrien et l'Ordovicien supérieur, où se développe une schistosité S1. La compression régionale responsable de cette structuration s'effectue selon la direction NE-SW à E-W (N50 à N90), donc une rotation des contraintes régionales accompagnée de l'activation horizontale (décrochement) de la faille médiane d'Aguelmous-Mrirt. C'est pendant cette période que des filons de nature basique (dolérites, gabbros, etc.) se sont mis en place.

(ii) La deuxième, est caractérisée par la compression sudète (Viséen supérieur-Namurien), se traduisant par un exhaussement des zones sud-orientales et par la mise en place des nappes synsédimentaires, issues des parties sud-orientales (matériel essentiellement dévonien).

PREMIÈRE PARTIE

**MAGMATISME DU MAROC HERCYNIEN :
CARACTÉRISATION GÉOCHIMIQUE ET MODÈLE
GÉNÉTIQUE**

*"The Final philosophy of earth history will be founded
on igneous rocks geology"*

Reginald DALY (1914)

CHAPITRE I-1

**LES GRANITOÏDES HERCINIENS DU DOMAINE
MESETIEN MAROCAIN : SITUATION, RAPPORTS
AVEC L'OROGENÈSE, FACIÈS, CARACTÈRES
GÉOCHIMIQUES ET ISOTOPIQUES**

LES GRANITOÏDES HERCINIENS DU DOMAINE MESETIEN MAROCAIN : SITUATION, RAPPORTS AVEC L'OROGENÈSE, FACIÈS, CARACTÈRES GÉOCHIMIQUES ET ISOTOPIQUES

A. GÉNÉRALITÉS

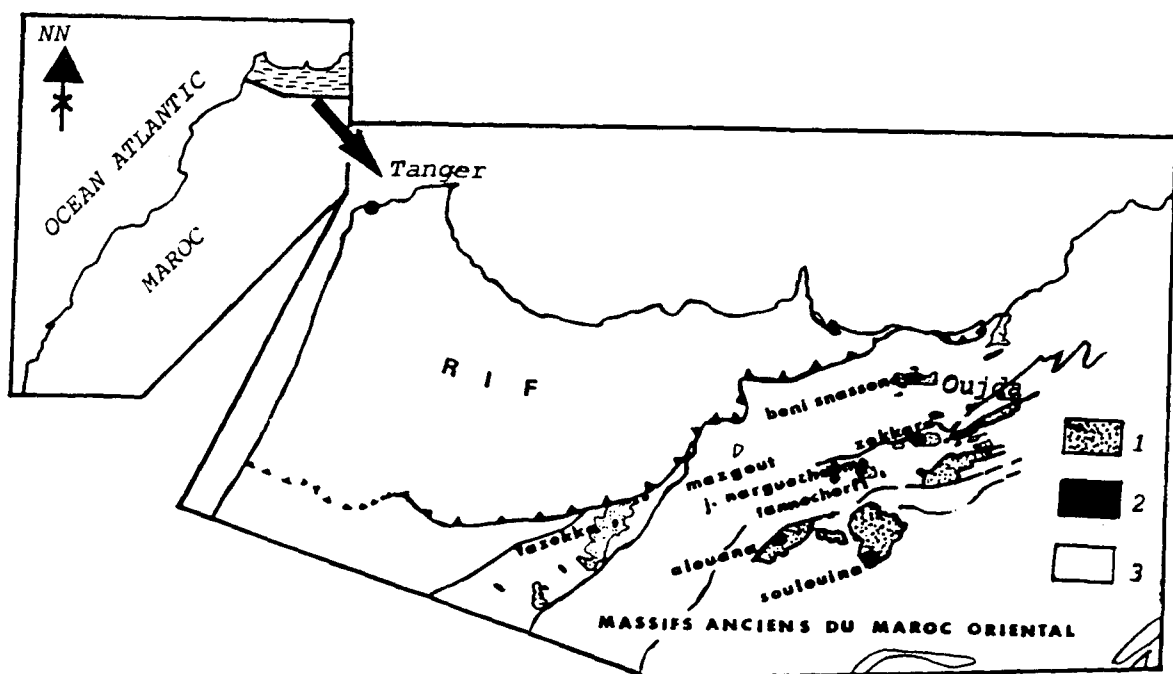
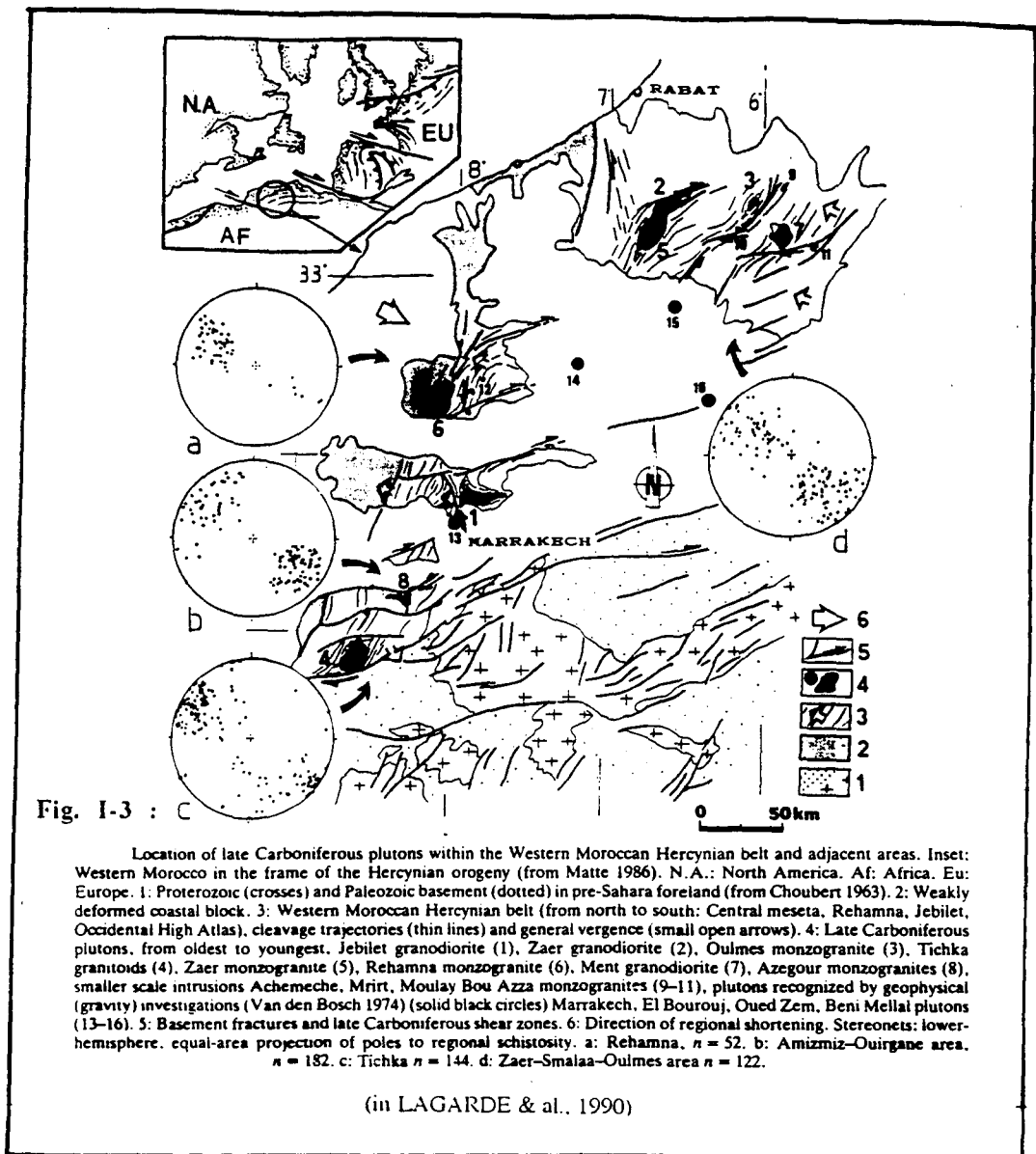
Les granitoïdes d'âge hercynien du Maroc sont tous situés au Nord de l'accident sud atlasique. La plupart d'entre eux sont cachés par les recouvrements méso-cénozoïques et ne peuvent être identifiés que par des méthodes géophysiques et de télédétection par transparence (MARCONNET & al., 1987). Seuls quelques uns affleurent du fait de l'érosion et sont alors inclus dans des boutonnières de la chaîne varisque. Essentiellement localisés dans les parties occidentale et septentrionale du Maroc, ils forment en gros un alignement SSW-NNE (figures I-3 et I-4).

L'apparence d'homogénéité donnée par la seule carte géologique est trompeuse. Les études portant sur les principaux massifs permettent en effet de mettre en évidence des différences, tant dans les âges de mise en place des plutons que dans leurs rapports avec les phases de la structuration hercynienne. Cette variabilité se retrouve encore au niveau des faciès et de leur géochimie isotopique.

Dans ce chapitre nous rappellerons les divers travaux de géochronologie effectués entre 1965 et 1992. Un problème se pose car durant ce laps de temps les méthodes se sont modifiées. Ainsi on est passé du couple K/Ar à celui du Rb/Sr. Pour ce dernier, la valeur de la constante " λ " a elle-même subi des changements. Des données existantes, nous avons surtout privilégié les datations Rb/Sr (TISSERANT, 1977 ; MRINI, 1985 ; MRINI & al., 1992) que nous avons réactualisé lorsque " λ " employée était de $1,47 \times 10^{-11}$ /an en utilisant un coefficient multiplicateur de 1,035. Pour replacer ces résultats dans une grille chrono-stratigraphique nous avons choisi l'échelle de ODIN et GALE (1994) car elle est plus récente.

B. LES GRANITOÏDES ET LEURS RAPPORTS AVEC L'OROGENÈSE

Le pluton du Tichka est à l'extrémité sud de l'alignement, enclavé dans la chaîne atlasique. L'étude pétrographique de ce massif révèle une complexité de faciès (TERMIER & TERMIER, 1971 ; GASQUET & LETERRIER, 1986 ; GASQUET, 1991) alors que les conditions de leur mise en place sont relativement simples. LAGARDE & RODDAZ (1983) montrent qu'il s'agit de diapir dont l'installation est contemporaine de la phase tectonique majeure synschisteuse dans un contexte ductile cisailant. TISSERANT (1977) signale en outre



deux âges plus récents, correspondant à une venue au Westphalien et à un réchauffement du Permien basal. Ce dernier phénomène est en rapport avec la relative proximité (30km au NNE) du petit stock d'Azegour installé au Permien (EL AMRANI, 1984 ; MRINI, 1985 ; ROSE, 1987) dans le massif ancien du Haut Atlas. L'âge du massif granitique du Tichka est plus récent que celui attribué à ce dernier par TERMIER & TERMIER (1971), LAGARDE et RODDAZ (1983) et MRINI (1985). En effet, GASQUET (1991) et MRINI & al. (1992) ont attribué à ce massif un âge permien inférieur.

La boutonnière des Jebilet est située plus au Nord, à l'extérieur de la chaîne atlasique. Bien que leur diapirisme soit moins net, les deux massifs granitiques du Bramram et des Ouled Ouslam présentent vis à vis de l'épisode de tectonisation les mêmes relations que le granite du Tichka, à savoir une mise en place contemporaine du serrage tectonique majeur (LAGARDE & CHOUKROUNE, 1982 ; Le CORRE & SAQUAQUE, 1987). Nous trouvons ici un âge Viséen supérieur-Namurien basal et une tectonique synschisteuse en régime ductile.

Le massif des Rehamna montre de même un pluton granitique composite (SIRNA, 1986) placé au voisinage d'un accident important de nature ductile (LAGARDE & MICHARD, 1986 ; DIOT, 1989). Les rapports entre ce pluton et la structuration sont toutefois moins évidents que précédemment. Ainsi LAGARDE (1985) estime que, si la mobilisation du matériel granitique est bien syn à tardi-cinématique, sa mise en place définitive est plus tardive, si bien que le granite apparaît peu déformé. Le granite des Rehamna avec sa datation couvrant le Westphalo-Stéphanien se désolidarise nettement de son voisin méridional, le massif granitique des Jebilet. En l'espace de quelques kilomètres, granitisation et orogénèse se trouvent décalés dans le temps d'une trentaine de Ma. Une seconde phase d'activité plutonique se développe en outre à la base du Permien.

Placé entre la côte atlantique et le Moyen Atlas, le Maroc central comprend plusieurs pointements granitiques dispersés. Leur importance cartographique est variable selon le degré d'érosion et la profondeur de mise en place des plutons. Certains affleurent largement (Ment, Zaer), d'autres modestement (Oulmès) voire très peu (Moulay Bou Azza, El Hammam, El Aouam). De nombreux travaux effectués ces dernières années ont couvert ces différents massifs dont la position vis à vis de l'orogénèse varisque est maintenant plus claire.

On a longtemps pensé que la déformation majeure était uniforme dans la totalité du Maroc Central et d'âge intra-Westphalien. Des résultats plus récents indiquent au contraire un net diachronisme. HUON (1985) montre que la tectonisation majeure en Meseta côtière est Viséen supérieur-Namurien. Le massif composite des Zaer (MAHMOOD, 1980 ; GIULIANI, 1982 ; DIOT & BOUCHEZ, 1986 ; BOUSHABA & CAILLEUX, 1992), dont la mise en place définitive dans le bâti est syn à tardi-cinématique, est daté du Westphalien élevé, voire du Stéphanien pour son faciès à biotite avec un second épisode radiochronométrique au Permien inférieur pour le faciès à deux micas (GIULIANI & SONNET, 1982 ; MRINI, 1985). Plus à l'Est, le granite d'Oulmès est daté du Stéphanien (MRINI, 1985), âge qui est aussi celui de la déformation de l'encaissant (HUON, 1985). Malgré le réchauffement subi par la partie Nord du Maroc Central qui se traduit parfois par des âges jeunes (TISSERANT, 1977 à Oulmès ; JEBRAK, 1984 à El Hammam), ces datations sont fiables car elles sont obtenues sur des couples K/Ar et Rb/Sr. DIOT & al. (1985) confirment le caractère syn-tectonique de mise en place du pluton d'Oulmès, contrôlée par un accident ductile sub-méridien dans le prolongement duquel se place le petit stock de Moulay Bou Azza où se retrouve l'âge stéphanien (CHARLOT, 1976 ; TISSERANT, 1977), plus en accord avec les données de la tectonique que la datation permienne proposée par MRINI (1985). Plus à l'Est encore, le pluton composite du Ment est post-

tectonique, et recoupe les contacts structuraux. Les datations de ses différents faciès (MRINI, 1985) lui confèrent un âge de mise en place entièrement permien, bien que l'influence de sa montée se soit fait sentir lors de la phase de serrage asturienne (BOUSHABA, 1984) : c'est l'effet de dôme thermique qui a été invoqué dans les Rehamnas (MICHARD, 1968), à Oulmès (PIQUE, 1976) et dans les Zaer (CAILLEUX, 1976). GIULIANI & CHEILLETZ (1986) comparent les granites du Ment au faciès à biotite du pluton des Zaer avec lequel ils ont des points communs. Mais l'âge stéphano-autunien de leur mise en place et leur caractère post-plissement les en distinguent.

Avec la région d'El Aouam (AGARD & al., 1958 ; CHEILLETZ, 1984 ; GIULIANI & al., 1989) on pénètre dans un domaine du Maroc marqué par l'existence d'une phase varisque majeure d'âge anté-viséen supérieur reprise par le serrage hercynien tardif. Ici encore les granitoïdes sont présents au sein de boutonnières réduites et dispersées.

Le massif le plus développé est celui de la Haute Moulouya, coïncé entre le Moyen et le Haut Atlas. Il est dans la zone de tectonisation anté-viséenne la plus intense. Les granites qui le recoupent sont espacés dans le temps : Viséen inférieur à moyen, Viséen supérieur-Namurien et un épisode "pneumatolytique" au Westphalien.

Les autres pointements granitiques de l'oriental sont éparpillés au NE du pays. Leur âge recalculé les fait venir au Stéphanien et leur position est post-tectonique. Seul le stock du Boudoufoud est d'âge permien.

C. FACIÈS PÉTROGRAPHIQUES ET DONNÉES ISOTOPIQUES

1. Maroc Central

1.1. Complexe granitique du Ment : Il est constitué de deux associations granitiques (BOUSHABA, 1990):

(a) La première, calco-alkaline, comprend :

(1) Le faciès granodioritique porphyroïde à biotite ferrifère et à enclaves soit d'origine sédimentaire, soit des microgrenues claires et sombres correspondant à un stade précoce de la différenciation de ce faciès (DIDIER, 1973) ; (2) Le faciès à tendance monzonitique peu ou pas porphyroïde à sidérophyllite, parfois à andalousite rétrotransformée en muscovite, topaze et tourmaline. MRINI (1985) donne à cette association un même âge de mise en place de 279 +/- 6 Ma, un rapport isotopique initial du strontium de 0,7054 +/- 0,0015 et conclut à une origine basique avec une importante participation du matériel basique.

(b) La seconde association de type leucogranitique est constituée:

(1) d'une cohorte d'une dizaine de petites intrusions sub-kilométriques de leucogranites fins à deux micas. (2) d'une intrusion de leucogranite grossier à sidérophyllite, à topaze et à albite pure, leur âge de mise en place est de 270 +/- 3 Ma et leur rapport isotopique initial du strontium de 0,7155 +/- 0,0014 (MRINI, 1985) montre que ces leucogranites ont une origine typiquement crustale ; et (3) d'un leucogranite fin très évolué à zinnwaldite, topaze et albite pure. TISSERANT (1977) a daté la zinnwaldite de ce faciès à 243 +/- 6 Ma avec un rapport isotopique initial du strontium (Isri) de 0,712 indiquant une origine crustale.

1.2. Massif granitique de Moulay Bou Azza : Le massif granitique de Moulay Bou Azza est constitué principalement de deux faciès pétrographique (MAHMOOD & BENNANI, 1984 ;

ROSÉ, 1987 ; BOUSHABA & al., 1993) : (1) le granite principal porphyroïde caractérisé par la présence d'enclaves magmatiques basiques sombres de dimensions centimétriques. Ce faciès est composé de biotite (située entre la Fe-biotite et la Mg-biotite), quartz, feldspath potassique et plagioclase (andésine-albite). Ce granite appartient à la série calco-alkaline à tendance aluminopotassique. CHARLOT (1967) l'a daté à 280 +/- 10 Ma avec un Isri = 0.740 ; plus tard, TISSERANT (1977) lui a donné un âge de 275 +/- 7 Ma. Sa mise en place est post-tectonique précédée par un flux de chaleur. (2) Le granite aplitique, qui intrude le faciès principal, est composé de quartz, feldspath potassique, plagioclase (oligoclase), biotite et muscovite.

1.3. Complexe granitique des Zaer : MAHMOOD (1980) puis GIULIANI (1982) ont défini six faciès granitiques dans le pluton des Zaer: (1) la diorite quartzique ou granodiorite sombre à grain moyen, à tendance porphyroïde et à biotite seule (type I) ; (2) la granodiorite calcique équilibrée à gros grain et à biotite seule (type II) ; (3) le granite adamellite à gros grain, à deux micas (type III) ; (4) le granite aplitique de la maison forestière d'Aïn Guernouch (type VI) ; (5) le granite à muscovite seule ou avec peu de biotite (type V) et (6) le granite à deux micas à grain moyen (type IV).

CHOURBERT & al. (1965) par la méthode K/Ar sur une biotite, ont donné un âge de 284 +/- 15 Ma pour les granites à biotite des Zaer. GIULIANI & SONET (1982) ont obtenu un âge de 298 +/- 3 Ma par la méthode Rb/Sr sur roche totale pour le granite à biotite, à deux micas et celui à muscovite seule. Cet âge ne correspond en fait qu'à la seule datation des granites à biotite. MRINI (1985) et GIULIANI & al. (1989) ont pu différencier en effet deux types de faciès d'âge distinct :

Les faciès à biotite seule (type I et II) qui se mettent en place à 303 +/- 13 Ma, avec un Isri = 0,7050 +/- 0,0003 pour MRINI (1985) et à 301 +/- 8.2 Ma, avec un Isri = 0,70514 +/- 0,00009 pour GIULIANI & al. (1989). Le rapport isotopique initial (Isri) montre que ce granite est le résultat, soit du mélange d'un magma basique et d'un magma crustal, soit de l'assimilation en faible quantité d'un composant crustal par un magma basique.

Les faciès III, IV, V à deux micas et à muscovite seule ont un âge de mise en place de 279 +/- 11 MA, avec un Isri = 0,7093 +/- 0,0013 pour MRINI (1985) et à 283 +/- 6.2 Ma, avec un Isri = 0,70836 +/- 0,00055 pour GIULIANI & al. (1989). Leur rapport isotopique initial (Isri) indique une origine principalement crustale avec une faible participation de matériel plus profond.

1.4. Complexe granitique d'Oulmès : TERMIER & al. (1950) ont distingué essentiellement deux variétés de granites : (1) les granites à deux micas (le granite principal à deux micas de nature calco-alkaline, le granite à grain fin à cordiérite ou parfois avec andalousite et le granite orienté) ; (2) les granites à muscovite (granite et microgranite à muscovite seule et/ou à tourmaline et granites filoniens) nettement postérieurs au granite à deux micas.

BOUTALEB & al. (1986) ont subdivisé le massif batholitique d'Oulmès en trois unités essentielles qui sont par ordre chronologique: (1) le granite gris d'El Quirit à grain fin, biotite, petites enclaves sombres que nous qualifions de xénolites; (2) le granite rose principal à grain moyen à gros , à deux micas et (iii) le granite blanc porphyroïde à deux micas, le dernier venu.

AIT OMAR (1986) a distingué trois grandes unités : (1) le granite principal à deux micas (unité principale), (2) le granite à grain fin (unité secondaire), et (3) le complexe filonien. Les deux unités plutoniques dérivent selon lui, de deux sources de même composition chimique, mais qui ont été soumises à des conditions physiques sensiblement différentes, sans doute en relation avec leur niveaux de formation.

En fait on peut distinguer : (1) le granite principal porphyroïde à biotites ferrifères localisé surtout au centre du massif ; qui, par altération, passe au granite grossier à deux micas plus ou moins porphyroïde. Dans les zones de cisaillement ductile, ce faciès devient mylonitique avec des structures "C/S". Les faciès aplitiques associés au granite principal, au contact avec l'encaissant métamorphique, nous les interprétons comme des faciès de bordures. (2) Les leucogranites fins à deux micas, ou à muscovite seule, ou à muscovite et à tourmaline, ainsi que les filons aplitiques tardifs représentent vraisemblablement un magma à part, plus tardif que celle du granite principal.

Plusieurs études de radiochronologie ont été effectuées par divers auteurs. Nous ne citerons ici que celles de (1) TISSERANT (1977) qui a daté deux muscovites du granite à muscovite d'El Quirit et du granite calco-alcalin à deux micas respectivement de 268 +/- 7 Ma et 271 +/- 7 Ma ; (2) MRINI (1985) qui a daté les deux variétés des granites de 262 +/- 4 Ma, elle conclut que cet âge ne correspondrait pas à la mise en place du complexe granitique, mais témoignerait d'une ouverture totale des systèmes postérieurs à la cristallisation, qui pourrait être due aux phénomènes des circulations hydrothermales et de tourmalinisation ou à des contraintes dynamiques liées et contemporaines à la montée du granite.

Le rapport isotopique initial variable entre 0,7100 et 0,7176 indique une origine crustale pour le granite d'Oulmès. Dans cette étude, nous retenons l'âge estimé par MRINI (1985) à 298 Ma avec $Isr_i = 0,7100$ pour le granite principal et 271 +/- 7 Ma avec un $Isr_i = 0,7176 +/- 0,0011$ pour les leucogranites.

2. Complexe granitique de la Haute Moulouya :

2.1. Boutonnière d'Aouli: EMBERGER (1965) distinguait (1) la granodiorite de l'apophyse d'El Hassir, (2) le faciès calco-alcalin à enclaves basiques, (3) le faciès alcalin et (4) les granites muscovitisés du "Poulet" et des "Perdreux".

TISSERANT (1977) a pu différencier dans la boutonnière d'Aouli essentiellement cinq faciès granitiques. (1) les granodiorites (granites plagioclasiqes à biotite et /ou à hornblende) qui ont subi des transformations tardives de type hydrothermal (muscovitisation, chloritisation, etc.) et sont à enclaves d'origine doléritique fortement transformées ; (2) les granites calco-alcalins (granites à biotite dont les plagioclases ont une teneur en anorthite de l'ordre de 20%) ; (3) les granites alcalins (granites tectonisés à albite-oligoclase, pauvres en biotite souvent chloritisée et à muscovite deutérique ; (4) les granites muscovitisés à biotite et à muscovite primaire et deutérique, montrent tous les intermédiaires avec le granite calco-alcalin, et qui sont en outre fortement tectonisés et (5) les granites tardifs à structure graphique.

L'étude géochronologique et isotopique effectuée par TISSERANT (1977) sur les faciès du pluton d'Aouli, dont les datations ont été recalculées par CLAUER & al. (1980) a donné des âges de 347 +/- 17 Ma et un $Isr_i = 0,7052 +/- 0,0005$ pour les granodiorites, 319 +/- 6 Ma avec un $Isr_i = 0,7101 +/- 0,0009$ pour les granites calco-alcalins, 329 +/- 6 Ma avec un $Isr_i = 0,7041 +/- 0,0036$ pour les granites alcalins et 319 +/- 12 Ma avec $Isr_i = 0,7204 +/- 0,0005$ pour les granites muscovitisés. Ces données ont permis à l'auteur de conclure à une origine mixte (mantellique et crustale) pour le magma granodioritique, qui, par différenciation magmatique engendre la granodiorite, les granites alcalins et le granite à structure graphique. Quant aux granites calco-alcalins, ils ont pu provenir du même magma que les autres roches éruptives, mais ils seraient issus de la fraction de magma la plus contaminée en matériel crustal environnant.

L'étude géochimique de OUKEMENI & BOURNE (1993) et géochronologique de OUKEMENI & al. (1995) ont abouti aux mêmes résultats que EMBERGER (1965), TISSERANT (1977) et CLAUER & al. (1980). Cependant, OUKEMENI & BOURNE (1993) favorise plutôt un modèle d'intrusions multiples en trois étapes. Selon eux, la granodiorite, comme le granite à muscovite ne montrent pas de consanguinité pétrogénétique avec les autres unités et semble être deux entités distinctes. Par contre, le granite gris semble être provenir du granite rose par différenciation magmatique. Les âges obtenus par U-Pb sur zircon et sphène pour la granodiorite et le granite gris sont de 333 +/- 2 et 319 +/- 1,5 Ma, ce qui appuie l'idée d'un pluton à émissions multiples.

2.2. Boutonnière de Bou Mia : Deux grands types de faciès ont été décrits par TISSERANT (1977) dans la boutonnière de Bou Mia : (1) les granites calco-alcalins à oligoclase et à biotite ; (2) le granite à structure graphique (proche des granites à structure graphique d'Aouli) avec peu de biotite, oligoclase-albite et des associations graphiques de quartz et de feldspath potassique. L'âge des granites calco-alcalins est de 315 à 320 Ma avec Isr variable de 0,715 à 0,720 ; le granite à structure graphique est daté de 290 +/- 3 Ma avec un Isr = 07086 +/- 0,0048. Ces données isotopiques ont amené TISSERANT (1977) à conclure à une origine presque uniquement à base de matériel crustal.

EL MOURAOUAH (1993) reconnaît deux séries dans les granitoïdes de la haute Moulouya : (i) la série calco-alcaline (gabbros, enclaves basiques, granodiorite et granites à tendance potassiques) ; (ii) la série monzonitique (faciès à grain fin d'Aouli et de Bou Mia).

3. *Complexe granitique de Tichka*

Il est composé principalement de quatre familles de roches (TERMIER & al., 1971 ; VOGEL & al., 1976 ; GASQUET & LETERRIER, 1986) : (1) les gabbros avec ou sans olivine, mais contenant toujours du plagioclase basique (labrador), des hornblendes, du clinophroxène et de l'orthopyroxène ; (2) Les diorites porphyroïdes ou à grain fin, formées de biotite, hornblende et d'andésine ; (3) les granitoïdes représentés par deux ensembles :

(i). au Sud du massif affleurent surtout des granodiorites, des monzogranites et des tonalites. Ces roches contiennent essentiellement de la biotite, du feldspath alcalin, de l'oligoclase et de l'amphibole.

(ii). au Nord du massif deux faciès sont représentés : (1) des granodiorites-monzogranites, à biotite et souvent à amphibole, ce faciès est riche en enclaves de diorites ; et (2) le granite à tendance pegmatitique parfois.

Les études pétrographiques, minéralogiques et géochimique (GASQUET, 1991), contrairement à celles des auteurs précédents, ont montré que le massif de Tichka est formé d'une série de roches plutoniques, depuis des gabbros jusqu'à des leucogranites à muscovite ; s'organisant en cinq groupes (gabbros, diorites, granodiorites-tonalites, monzogranites et Leucogranites) dont les relations de terrain indiquent une mise en place quasi-synchrone et à l'état magmatique.

Les roches plutoniques de Tichka résultent de l'évolution d'une chambre magmatique stratifiée, située à une profondeur de 15-20 Km, où se sont collectés, à la faveur du décrochement du Tizi n'Test, des magmas indépendants issus de la fusion partielle du manteau supérieur et de la croûte inférieure. Là, on assiste à une stratification dans la chambre par

convection et instabilité gravitaire. Trois intrusions se mettent en place quasi-simultanément à une profondeur de 6 à 8 km. Une quatrième intrusion leucogranitique issue de l'anatexie de la croûte supérieure se met en place peu de temps après les trois premières qui ne sont pas complètement refroidies mais entièrement cristallisées.

GASQUET (1991) a obtenu un âge de 291 +/- 5 Ma et un rapport isotopique initial du strontium de 0,70348 +/- 0,00004 pour les leucogranites à biotite et/ou amphibole et les monzogranites de Tichka. Les gabbros les diorites et les granodiorites-tonalites ont un âge de l'ordre de 291 Ma. Le rapport isotopique Isri indique une origine mantellique ou crustale profonde pour toutes ces formations.

4. Complexe granitique des Rehamna

Les études antérieures (HOEPFFNER & al., 1982 ; MRINI, 1985) mettent clairement en évidence deux grandes familles de granites : (1) une famille calco-alcaline (riche en biotite) ou à tendance monzonitique (ROSE, 1987). Elle est représentée par le grand massif de Sebt De Brikiine et l'intrusion de Moulay Kerkour au sud ; (2) la seconde famille concerne les pointements leucogranitiques de Ras El Abiod, Sidi Bahilil et de Koudiat Er-Rmel, riches en muscovite et tourmaline (EL MAHI, 1991).

TISSERANT (1977) a daté les massifs de Sebt-de-Brikiine et Ras El Abiod sur roche totale à 273 +/- 2 Ma avec Isri = 0,7470 +/- 0,0026 ; la muscovite d'un échantillon de granite prélevé à la bordure sud du batholite de Sebt De Brikiine est datée de 290 +/- 9 Ma. Pour les leucogranites, le même auteur a obtenu un âge de 275 +/- 7 Ma, mais à partir d'une muscovite et avec un rapport isotopique initial du strontium de 0,712.

MRINI (1985) a donné l'âge de 268 +/- 6 Ma avec Isri = 0,70555 +/- 0,00117 pour les granites calco-alcalins de Sebt De Brikiine et de Moulay Kerkour, et l'âge de 265 Ma avec Isri variable entre 0,7661 et 0,71160 pour les leucogranites de Ras El Abiod et Sidi Bahilil.

A la lumière de ces diverses données et tenant compte de la pétro-géochimie des faciès du complexe granitique des Rehamna, nous proposons de retenir un âge de 290 +/- 9 Ma (TISSERANT, 1977) pour les granites calco-alcalins de Sebt-de-Brikiine et de Moulay Kerkour; et l'âge de 275 +/- 7 Ma avec Isri = 0,712 (TISSERANT, 1977) pour les leucogranites de Ras El Abiod et Sidi Bahilil.

Ainsi il paraît clair que le magma originel des granites calco-alcalins est mantellique, assimilé ou s'est mélangé avec un composant crustal ; alors que les leucogranites proviennent d'une source plutôt crustale avec une faible contamination d'un magma basique.

5. Complexe granitique des Jebilet

Il se présente également en deux types : les granodiorites et les leucogranites :

(i) Les granodiorites sont soit à gros grain, cordiérite, orthose, albite-oligoclase, biotite et à muscovite (rare) ; soit à grain plus fin avec la même composition minéralogique exceptée la cordiérite. EL AMRANI (1994) a pu subdiviser ce premier type de granite en granodiorite (faciès grenue isogrenulaire sombre, grenue porphyroïde sombre et grenue grossier) et en monzogranite (faciès microgrenue porphyroïde et grenue porphyroïde clair). Entre ces deux ensembles, EL AMRANI (1994) a défini les monzo à syénogranites (faciès grenue porphyroïde clair et microgrenue clair).

(ii) Les leucogranites à grain fin à tourmaline, se présentent en feuillets ou en filons

recoupant les granodiorites avec un contact franc (SAQUAQUE, 1985 ; ROSE, 1987). Les leucogranites peuvent subir le phénomène de muscovitisation deutérique, en conséquence ils s'enrichissent en muscovite et s'appauvrissent en biotite. Il est à noter que des greisens se trouvent associés soit au massif d'Oulad Ouslam, soit à celui de Bramram.

MRINI & al (1992) ont donné un âge de 327 +/- 4 Ma avec un Isri = 0,7081 +/- 0,0001 pour les faciès à biotite et cordiérite (granodiorite) ainsi que les enclaves microgrenues sombres associées ; ce qui indique un mélange entre un magma mantellique et un composant crustal. Les isotopes du néodyme (MRINI, 1985) confirment ces résultats. Les leucogranites de Bramram et Oulad Ouslam ont été datés de 295 +/- 5 Ma avec un Isri = 0,7177 +/- 0,0018 indiquant une origine crustale pour cette formation.

6. Massif granitique d'Azegour

Il montre au moins deux faciès (EL AMRANI, 1984) :

(i) Le premier est de type calco-alcalin caractérisé par la présence de la biotite magnésienne, l'oligoclase acide et l'orthose. Ce faciès constitue à lui seul la presque totalité du massif.

(ii) Le second est plutôt alcalin, leucocrate à biotite ferrifère, albite, orthose et muscovite. Ce faciès leucogranitique est limité à la pointe Nord-Ouest du massif (Anéfrioune).

Pour les deux principales familles d'Azegour CHARLOT & al. (1967) ont trouvé un âge de 269 +/- 11 Ma ; MRINI (1985) a donné un âge à 271 +/- 3 Ma et Isri = 0,7051 +/- 0,0004 indiquant un magma d'origine composite avec participation à la fois d'un composant crustal et d'un matériel mantellique en grande proportion.

7. Granitoïdes du Maroc oriental

Le Maroc oriental est constitué principalement de huit massifs granitiques :

(1) Massif granitique d'Alouana : Il a été subdivisé en trois zones (TARGUISTI, 1983):

(i) Zone centrale occupée par un faciès à minéraux orientés équi-granulaires, il est à grain grossier moyen, de type granodiorite à tendance parfois monzonitique avec des enclaves homogènes. Le faciès est surtout à biotite magnésienne, à plagioclase zoné variable entre l'andésine et l'albite.

(ii) Zone intermédiaire à granite hétérogranulaire, appartenant à la famille des monzonites, à grain fin à moyen, de couleur rose. Ce faciès présente la même composition minéralogique que celui de la zone centrale. Il s'en distingue seulement par la texture.

(iii) Zone périphérique occupée par un faciès de type monzogranite à tendance syénogranitique, non orienté, souvent de couleur rose, à grain fin à microgranitique. C'est le faciès le plus évolué du massif: il présente des plagioclases plus acides, la quantité de biotite décroît, la muscovite fait son apparition.

TISSERANT (1977) a daté les massifs granitiques de Alouana à 284 +/- 7 Ma avec un Isr = 0,759 +/- 0,0017, ce qui montre que ces granites proviennent vraisemblablement d'un magma d'origine mixte.

(2) Granite d'Hassan Ed Diab : Il est composé de granodiorite et microgranodiorite à biotite et à plagioclase à An30 à 40, en partie greiséisés (REMMAL, 1985). Ces granodiorites

sembleraient avoir subi l'influence d'une mise en place tardive de corps granitiques non affleurants plus évolués (leucogranites très probablement). Ce sont ces corps leucogranitiques probables, qui pourront être à l'origine de la transformation progressive des granodiorites en greisen par altération hydrothermale à laquelle est liée la minéralisation en tungstène.

Les massifs granitiques de Zekkara, Taghilesset, Marguechoum, Tannecherfi, Boudoufoud et Beni Snassène ont fait l'objet d'une étude préliminaire de pétrographie géochimie et géochronologie par RAFI (1988) et MRINI & al. (1992) que nous résumons ci-dessous:

(3) Le massif de Zekkara : est composé de granodiorite, tonalite et diorite quartzique, datés de 287 +/- 8 Ma avec Isri = 0,7087 +/- 0,0001.

(4) Le massif de Taghilesset constitué de diorite, tonalite, granodiorite et aplites daté de 328 +/- 19Ma avec Isri = 0,7057 +/- 0,0003 Ma.

(5) Le massif de Marguechoum composé de granite, monzogranite, tonalite et monzonite quartzique dont l'âge est évalué à 321 +/- 15 Ma avec Isri = 0,7050 +/- 0,0002.

(6) Le massif de Tannecherfi constitué de granodiorite, monzogranite, diorite et aplites, daté de 286 +/- 10 Ma avec un Isri = 0,7049 +/- 0,0001.

(7) Le massif de Boudoufoud composé de granite à biotite, granite à deux micas (leucogranite) et granite à cordiérite. Ces faciès granitiques montrent le plus souvent une importante altération hydrothermale (muscovitisation, tourmalinisation et chloritisation). Ils ont été datés de 259 +/- 11 Ma avec Isri = 0,7092 +/- 0,0003 par MRINI & al. (1992). Il est à noter que TISSERANT (1977) a donné au même massif un âge de 266 +/- 9 Ma avec Isr = 0,721 +/- 0,015 montrant ainsi une origine purement crustale, ce qui va à l'encontre de Isri trouvé par MRINI & al.(1992) et qui indique une origine mixte.

(8) Le massif de Beni-Snassène est daté de 247 +/- 7 Ma avec Isri = 0,7080 +/- 0,0001 Ma.

Les massifs granitiques de Zekkara, Taghilesset, Marguechoum, Tannecherfi, Boudoufoud et Beni-Snassène ont une origine mixte, à composante mantellique prédominante et appartiennent à la série calco-alcaline (RAFI, 1988 ; MRINI & al., 1992).

CHAPITRE I-2 :

MAGMATISME DU MENT

LE MAGMATISME DU MENT

I.2.A. ÉVOLUTION GÉOCHIMIQUE ET CONTEXTE DE MISE EN PLACE DU COMPLEXE GRANITIQUE DU MENT (MASSIF CENTRAL MAROCAIN)

1. ASPECT RÉGIONAL

Le massif granitique du Ment, situé à 40 Km au Nord de la ville de Khénifra, fait partie du Maroc central, vaste boutonnière paléozoïque structurée par l'orogénèse hercynienne. D'une superficie d'environ 100km², il est intrusif d'une part dans le flanc oriental du synclinorium carbonifère de Fourhal-Telt, et d'autre part dans des formations appartenant au Cambro-Ordovicien (TERMIER, 1936 ; RIBEYROLLES, 1972 ; Cartes géologiques du Maroc au 1/500.000, 1955 et 1/1.000.000, 1985 ; BOUABDELLI, 1989).

L'organisation du massif composite du Ment est beaucoup plus complexe que ne le laissaient penser les travaux antérieurs (TERMIER, 1936 ; MORIN, 1951 ; MAHMOOD, 1980). En effet, il est constitué de deux associations granitiques (BOUSHABA, 1984 ; BOUSHABA & GAGNY, 1986 ; BOUSHABA, 1990) (figure I-5 et tableau 1) :

la première, **calco-alkaline**, comprend : (1) le faciès **granodioritique porphyroïde** à plagioclase (An35-An20), biotite ferrifère, titanomagnétite, zircon, apatite et à enclaves d'origine sédimentaire, ou microdioritique quartzique correspondant à un stade précoce de la différenciation de ce faciès (DIDIER, 1973). (2) le faciès à tendance **monzonitique** à plagioclase (An30-An07), sidérophylite, phengite ferrifère, andalousite parfois rétro-morphosée, et des minéraux hydrothermaux : tourmaline, muscovite et topaze.

la seconde association, de type **leucogranitique**, est constituée : (1) d'une cohorte d'une dizaine de petites intrusions sub-kilométriques de **leucogranite fin** à deux micas (sidérophylite et muscovite deutérique) et à albite (An10-An00) (BOUSHABA & al., 1982). (2) d'une intrusion de **leucogranite grossier** à sidérophylite, topaze et albite (An05-An00). (3) d'un **leucogranite fin** très évolué à zinnwaldite, topaze et albite (An05-An00).

2. PÉTROLOGIE DU COMPLEXE GRANITIQUE DU MENT

2. 1. L'association calco-alkaline

2.1.1. Géochimie (tableaux 8c et 8e)

Elle est caractérisée par des teneurs élevées en CaO, MgO, Fe₂O₃, TiO₂, Ba, Sr, TR et

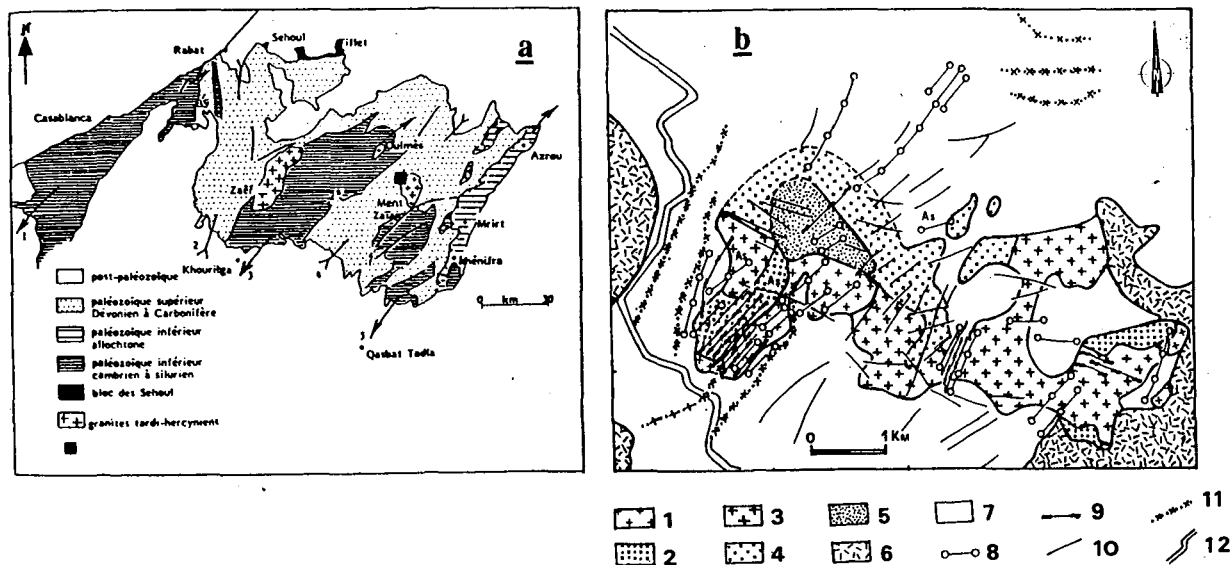


Fig. I-5 : (a) Situation du secteur d'étude (d'après BOUABDELLI, 1989). 1. Anticlinorium de Casablanca ; **2.** Synclinorium occidental ; **3.** Anticlinorium de Khouribga-Oulmès ; **4.** Synclinorium de Fourhal ; **5.** Anticlinorium de Kasbat Tadla-Azrou ; **6.** Situation de la région étudiée. **(b) Carte géologique de l'apophyse d'Ez-Zirari (BOUSHABA, 1984 ; modifiée).** **1.** Granite calco-alcalin porphyrique à biotite ferrifère (faciès principal du Ment) ; **2.** Leucogranites fins à deux micas ; **3.** Leucogranite grossier à sidérophyllite et à topaze ; **4.** Leucogranite fin à zinnwaldite et à topaze (faciès à stockscheider) ; **5.** Greisens ; **6.** Volcanisme quaternaire ; **7.** Encaissant métamorphique d'âge namurien ; **8.** Veines et filons de quartz ; **9.** Tourmalinites ; **10.** fractures et failles ; **11.** Filons de greisens (0,5 à 5 m d'épaisseur) ; **12.** Route.

Caractéristiques	Faciès granitiques	Composition modale pondérale calculée à partir de l'analyse de la roche totale et de ses minéraux cardinaux en poids d'oxdes				Micas colorés					Minéraux accessoires et autres caractéristiques
		Quartz	Fk	Pl	Micas	type micas	% FeO T	% MgO	% F	% TiO2	
Association calco-alcaline (type M/I)	Granite porphyrique à biotite ferrifère (granodiorite)	28,0 à 36,0	12,3 à 21,5	29,0 à 40,0 An35-An20	3,3 à 14,1	Biotite ferrifère	15,7 à 24,8	5,9 à 6,4	0,3 à 0,6	3,5 à 4,5	Chlorite II, apatite, titanomagnétite, zircon, enclaves d'origine magmatique et sédimentaire.
	Granite non porphyrique à sidérophylite et à andalousite (monzogranite)	40,3 à 45,4	3,5 à 15,6	37,6 à 41,1 An30-An07	1,3 à 8,8	Sidérophylite	21,4 à 25,5	1,9 à 2,0	1,1 à 1,9	1,1 à 3,3	Andalousite, apatite, zircon, muscovite II, tourmaline, kaolinite et topaze.
Association Leucogranitique (type C/S)	Leucogranites fins à deux micas	36,1 à 42,8	21,0 à 35,3	20,6 à 31,5 An10-An00	2,6 à 17,6	Sidérophylite	25,7 à 26,6	2,5 à 3,1	0,6 à 1,3	2,4 à 2,7	Muscovite II, chlorite II, apatite, kaolinite et zircon.
	Leucogranite grossier à sidérophylite et à topaze	32,2 à 46,8	16,0 à 22,7	15,7 à 33,4 An05-An00	11,1 à 21,5	Sidérophylite	19,9 à 23,7	0,2 à 0,6	1,3 à 1,4	0,4 à 1,0	Topaze, tourmaline, zircon, apatite et muscovite II.
	Leucogranite fin à zinnwaldite et à topaze	30,7 à 46,7	14,7 à 27,7	11,5 à 35,7 An05-An00	12,8 à 27,3	Zinnwaldite	8,6 à 11,6	0,0 à 0,2	2,7 à 4,9	0,0 à 0,6	Topaze, tourmaline, muscovite II, apatite, zircon, feldspath potassique en forme de stockscheider intragranitique.

Tableau 1: Caractéristiques pétrographiques et minéralogiques des deux principales associations granitiques du Ment.

Y ; elle est pauvre en Al_2O_3 , SiO_2 et Rb (figures I- 6 et 9). Les échantillons de cette associations tombent dans le "Main Trend" (SHAW, 1968) pour le faciès le moins différencié, et évoluent vers le "Pegmatitic-Hydrothermal Trend" pour le faciès le plus différencié (figure I-8).

Le rapport isotopique initial du strontium (ISri) est bas ($87Sr/86Sr = 0,7054 \pm 0,0015$). Il indique une origine basi-crustale, prépondérante avec une grosse participation de matériel basique (MRINI, 1985).

Du faciès porphyroïde vers le non porphyroïde, on enregistre un enrichissement en SiO_2 , K_2O , Al_2O_3 , corindon normatif (Fig.7d et f), Li, F, Rb/Sr, $87Rb/86Sr$ (figures I- 9 à 13) et appauvrissement en CaO, MgO, Fe_2O_3 , TiO_2 , Ba, Sr, TR, La/Sm et Gd/Yb (figure I-7). Nous notons également une constance remarquable de l'allure des deux spectres de fractionnement des TR légères et lourdes avec une anomalie négative en Eu plus marquée pour le granite non porphyroïde à sidérophylite et à andalousite. Il est à noter que la majorité de ces diagrammes suggèrent fortement l'indépendance du magma initial du granite porphyroïde à biotite ferrique (granodiorite) et du granite non porphyroïde à sidérophylite et andalousite (monzogranite). Cependant, nous ne pouvant pas exclure la possibilité de l'intervention du processus de différenciation magmatique, couplé à des phénomènes hydrothermaux ; dans la genèse du monzogranite à partir d'un magma parental représenté par la granodiorite et ses enclaves basiques d'origine mantellique.

2.1.2. Conditions de mise en place

Pour approcher les conditions de formation, la composition d'un granite n'est pas en elle-même, suffisante (STEINER et al., 1975). Les conditions thermométriques de genèse et de cristallisation des magmas seront donc estimer à partir des travaux expérimentaux de TUTTLE & BOWEN (1958), LUTH & al. (1964), MAALOE & WYLLIE (1975), WINKLER (1979), LE BEL (1979), HAMILTON & MYERS (1967), JAMES & HAMILTON (1969) et VELDE & KORNPBST (1969).

2.1.2.1. Granodiorite

La solubilité de Ti exprimée en nombre d'atomes par unité formulaire sur la base de 22 oxygènes dans la biotite ferrique de ce faciès, donne une fourchette de T° de cristallisation de l'ordre de 590 (Ti=0,4) à 775°C (Ti=0,5) (LE BEL, 1979). Cette température pourrait correspondre à la température de la genèse ; car elle est déduite de la biotite, considéré ici comme un minéral précoce dans la course de cristallisation.

La projection du granodiorite dans le diagramme normatif Q-Ab-Or de TUTTLE & BOWEN (1958) (figure I-12a) donne des PH₂O de 4 à 1Kb. Cette donnée nous autorise à utiliser la séquence de cristallisation de MAALOE et WYLLIE (1975) (figure I-11), qui nous permettra d'estimer la quantité d'eau à partir de l'ordre de cristallisation. En effet, l'apparition de la biotite avant celle de feldspath potassique (BOUSHABA, 1984), implique une quantité

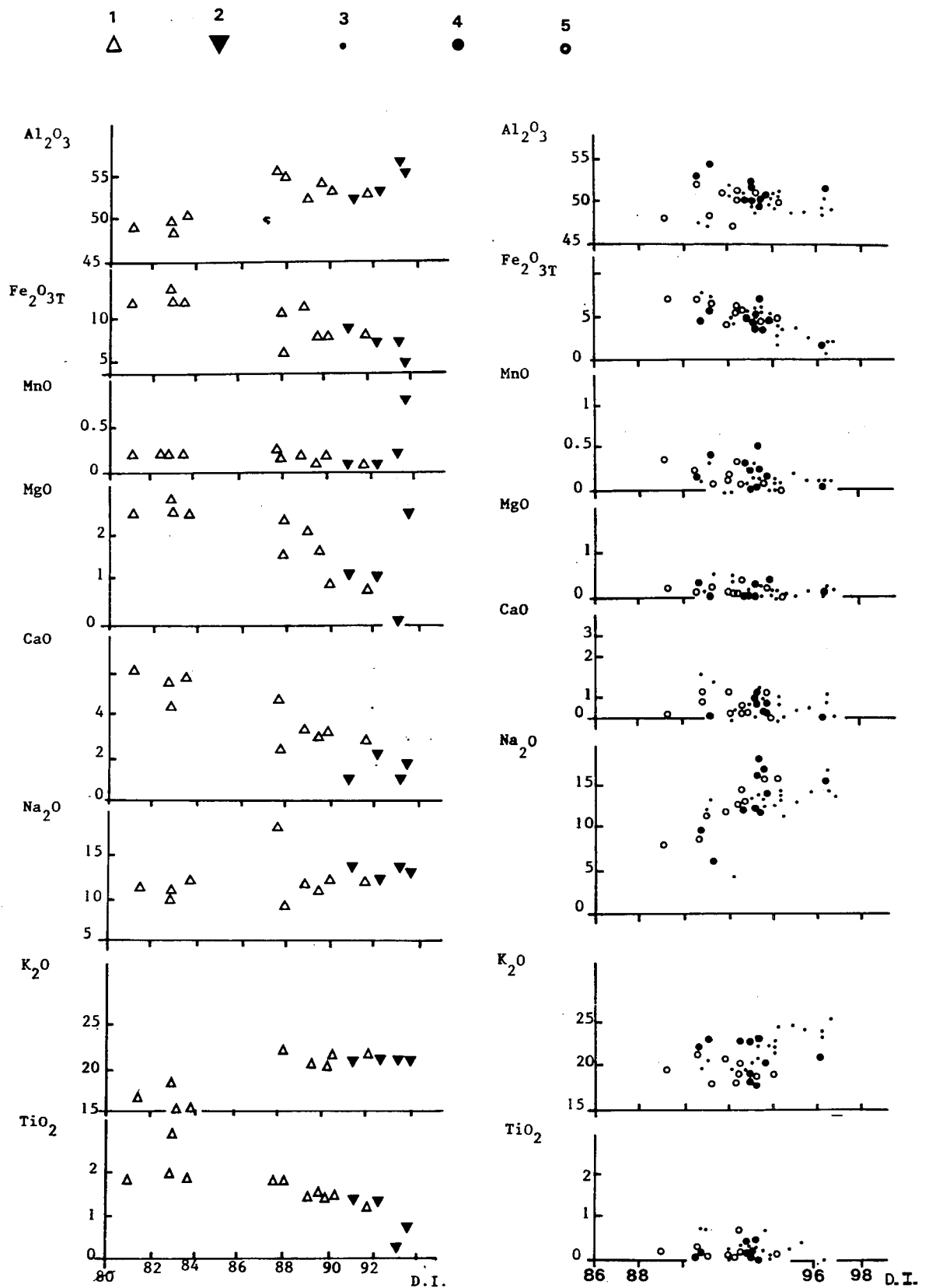


Fig. I-6 : Diagrammes oxydes versus (D.I.) pour l'association calco-alkaline (a) et leucogranitique (b). Le total des oxydes est égal à 100, la teneur en SiO₂ étant éliminée (BONIN, 1982). 1. Granite porphyrique à biotite ferrifère (granodiorite) ; 2. Granite non porphyrique à sidérophyllite et à andalousite (monzogranite) ; 3. Leucogranites fins à deux micas ; 4. Leucogranite fin à zinnwaldite et à topaze ; 5. Leucogranite grossier à sidérophyllite et à topaze.

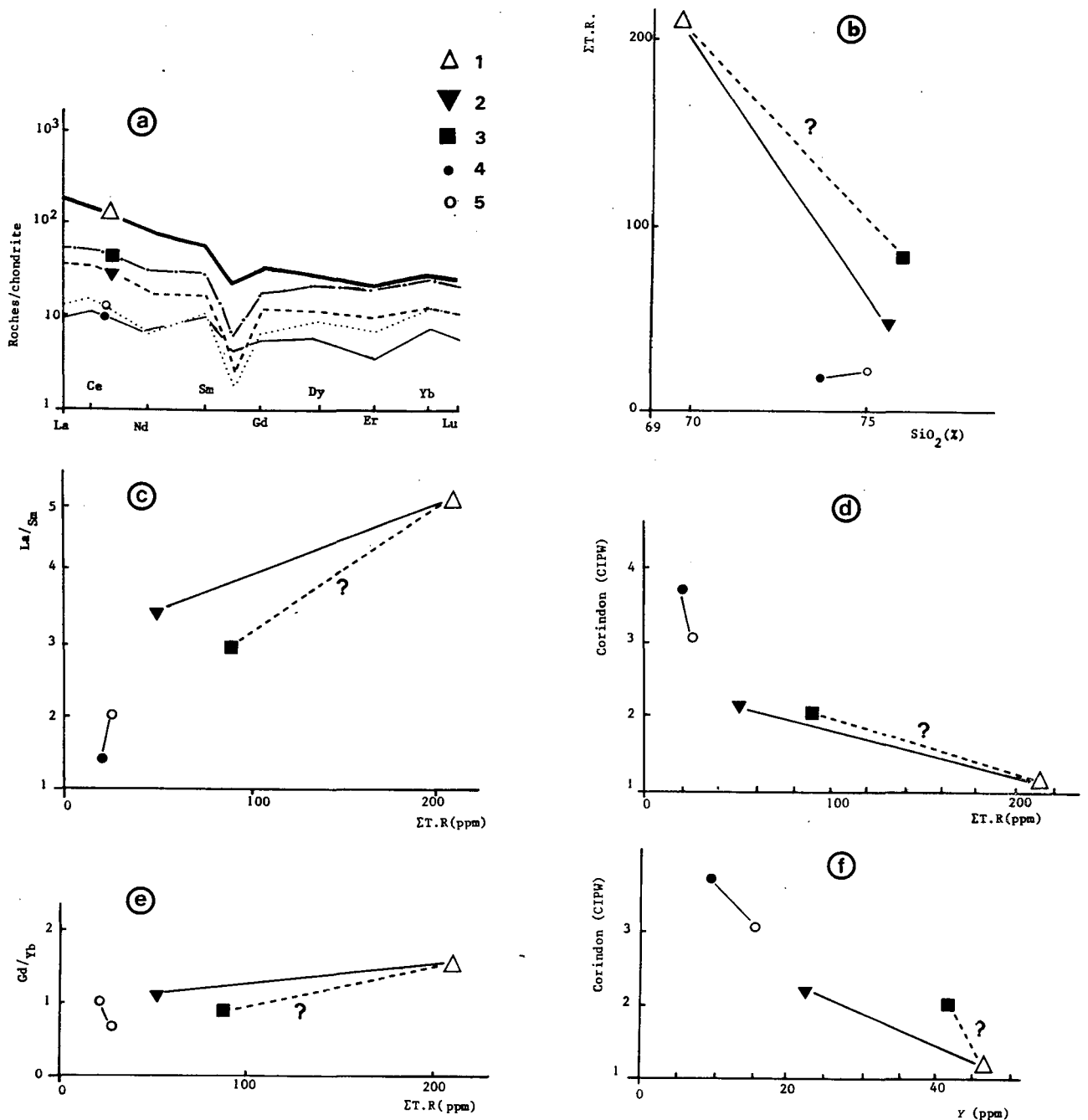


Fig. I-7 : Comportement des terres rares (TR) dans le complexe granitique du Ment. **a.** Courbes de normalisation des TR par rapport aux chondrites C1 pour le complexe granitique du Ment ; **b.** Diagramme somme TR en ppm vs. SiO₂ en % ; **c.** Évolution du rapport La/Sm (indice de fractionnement des TR légères) vs. somme TR en ppm ; **d.** Diagramme corindon normatif vs. somme TR en ppm ; **e.** Évolution du rapport Gd/Yb (indice de fractionnement des TR lourdes) vs. somme TR en ppm ; **f.** Diagramme corindon normatif vs. Yttrium en ppm.
1. Granite porphyrique à biotite ferrifère (granodiorite) ; **2.** Granite non porphyrique à sidérophyllite et à andalousite (monzogranite) ; **3.** Leucogranites fins à deux micas ; **4.** Leucogranite fin à zinnwaldite et à topaze ; **5.** Leucogranite grossier à sidérophyllite et à topaze.

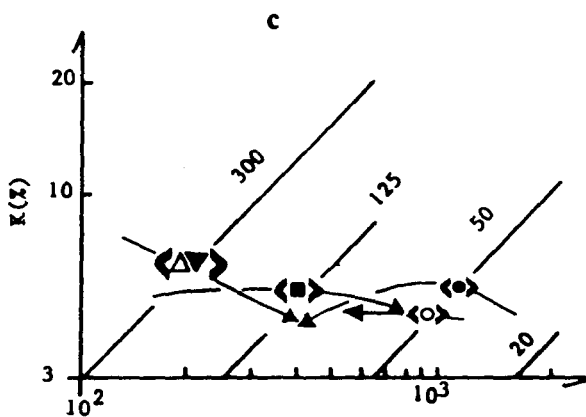
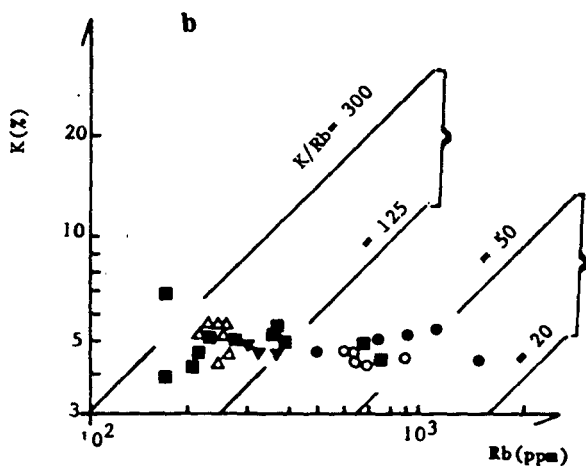
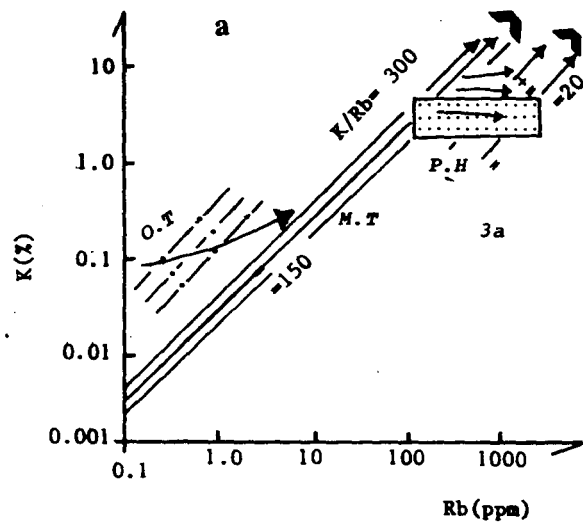


Fig. I-8 : **a.** Diagramme K₂O (en %) vs. Rb (en ppm) de SHAW (1968). O.T. = Oceanic Tholeiitic basalt ; M.T. = Main Trend ; P.H. = Pegmatitic hydrothermal. **b.** Projection des faciès granitiques du Ment dans le diagramme de SHAW (1968). **c.** Évolution de chaque faciès granitique dans le diagramme de shaw (1968).

1 2 3 4 5
 Δ ▼ ■ ● ○

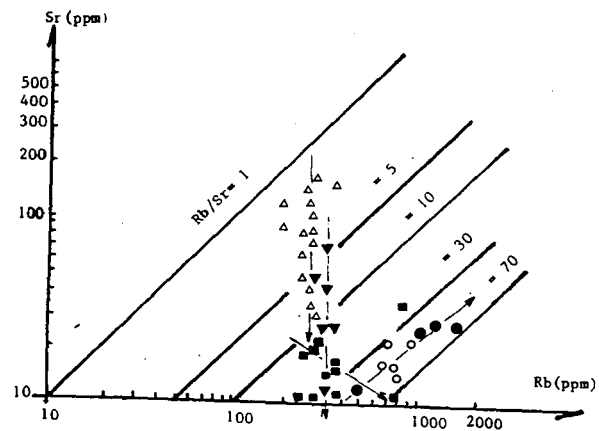


Fig. I-9 : Diagramme logSr (en ppm) vs. logRb (en ppm) pour les faciès granitiques du Ment.

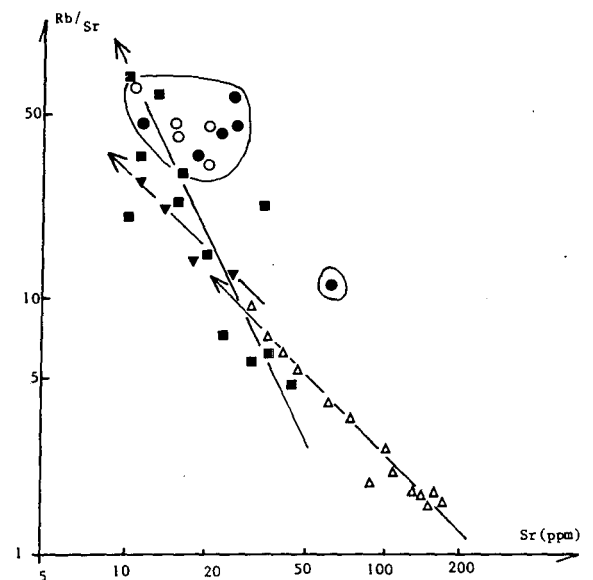


Fig. I-10 : Diagramme log(Rb/Sr) vs. logSr (en ppm) pour les faciès granitiques du Ment.

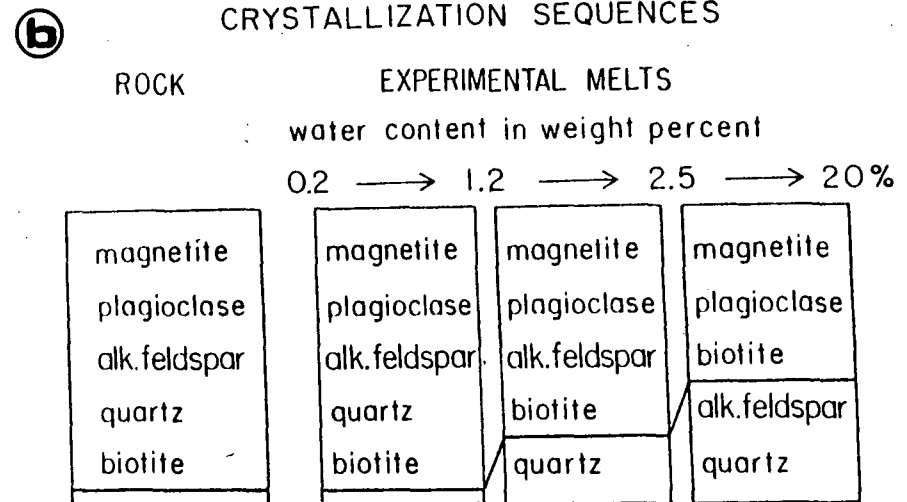
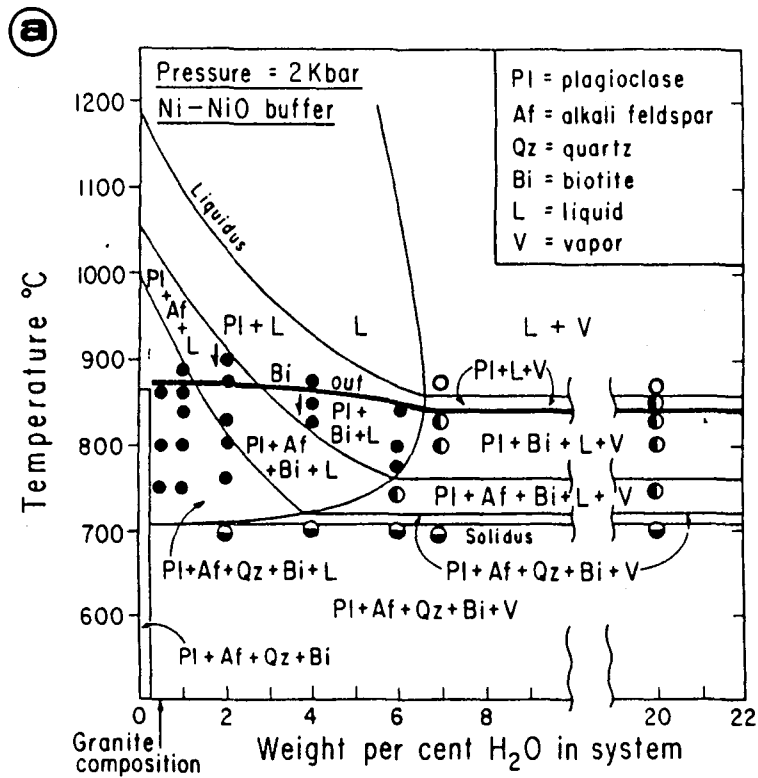


Fig. I-11 : **a.** Champs de stabilité des silicates déterminés expérimentalement pour le granite MG1 à 2Kb d'après MAALOE & WYLLIE (1975). **b.** Séquence de cristallisation du même granite déduite d'après la texture, comparée aux séquences de cristallisation obtenues expérimentalement pour différentes teneurs en eau du même magma (MAALOE & WYLLIE, 1975) ; (in GASQUET, 1991).

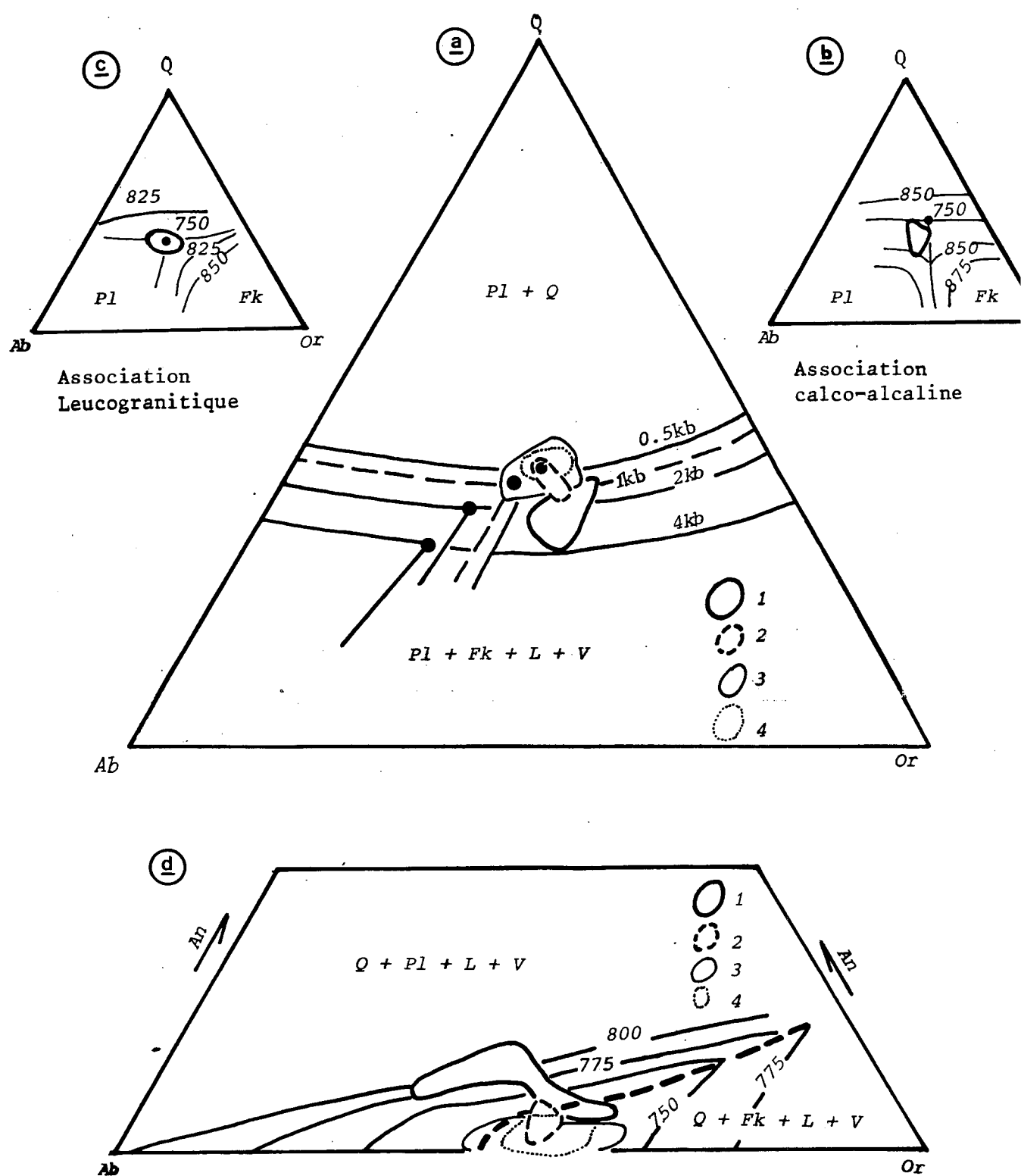


Fig. I-12 : Estimation des conditions thermobarométriques des faciès granitiques du Ment.

a. Aire de répartition des associations calco-alcalines et leucogranitique dans le système Q-Ab-Or pour des pressions d'eau de 0,5 ; 1 et 2 Kb (TUTTLE & BOWEN, 1958).

b. Projection de l'association calco-alcaline ($Q+Ab+Or = 95\%$ et $An = 5\%$) dans le système Q-Ab-Or à $PH_2O = 1$ Kb et An_{05} (JAMES & HAMILTON, 1969).

c. Projection de l'association leucogranitique ($Q+Ab+Or = 97\%$ et $An = 3\%$) dans le système Q-Ab-Or à $PH_2O = 1$ Kb et $An = 3\%$ (JAMES & HAMILTON, 1968).

d. Aire de répartition des associations calco-alcaline et leucogranitique dans le système Ab-Or-An à $PH_2O = 1$ Kb (JAMES & HAMILTON, 1968).

1. Granite porphyrique à biotite ferrifère (granodiorite) ; 2. Granite non porphyrique à sidérophyllite et à andalousite (monzogranite) ; 3. Leucogranites à topaze (fin à zinnwaldite et grossier à sidérophyllite) ; 4. Leucogranites fins à deux micas.

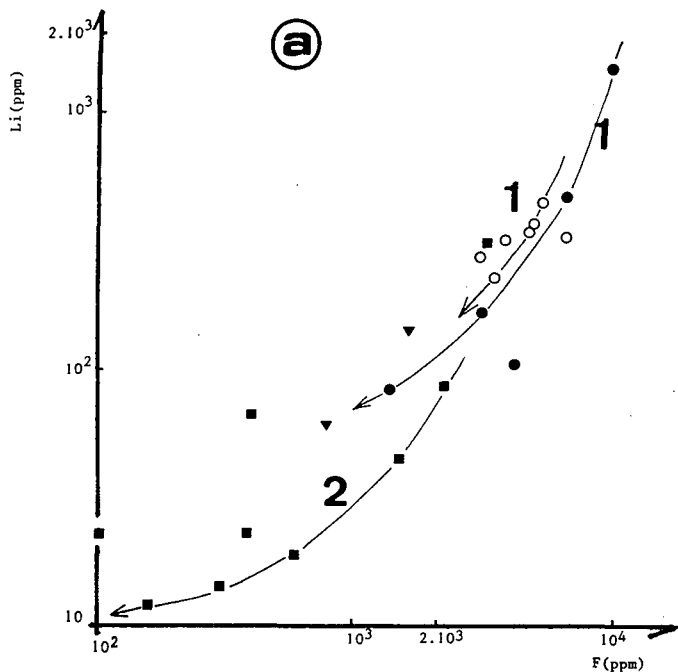


Fig. I-13a : Diagramme logLi (en ppm) vs. logF (en ppm) de l'association leucogranitique et le granite non porphyrique à sidérophyllite et à andalousite. 1. "Trend" évolutif des leucogranites à topaze ; 2. "Trend" évolutif des leucogranites fins à deux micas.

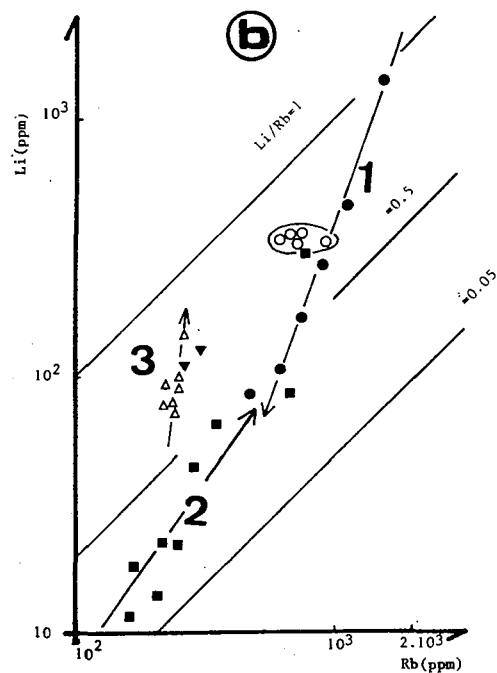


Fig. I-13b : Diagramme logLi (en ppm) vs. logRb (en ppm) des faciès granitiques du Ment. 1. "Trend" évolutif des leucogranites à topaze ; 2. "Trend" évolutif des leucogranites fins à deux micas ; 3. "Trend" évolutif de l'association calco-alcaline.

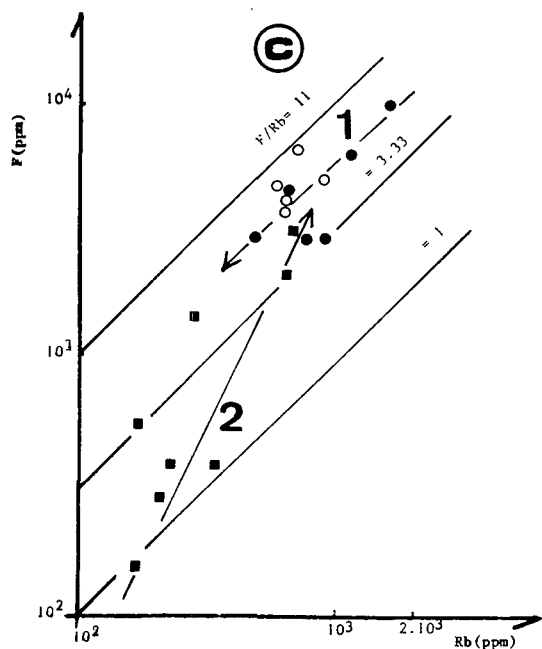


Fig. I-13c : Diagramme logF (en ppm) vs. logRb (en ppm) de l'association leucogranitique du Ment. 1. "Trend" évolutif du leucogranite fin à zinnwaldite et à topaze ; 2. "Trend" évolutif des leucogranite fins à deux micas.

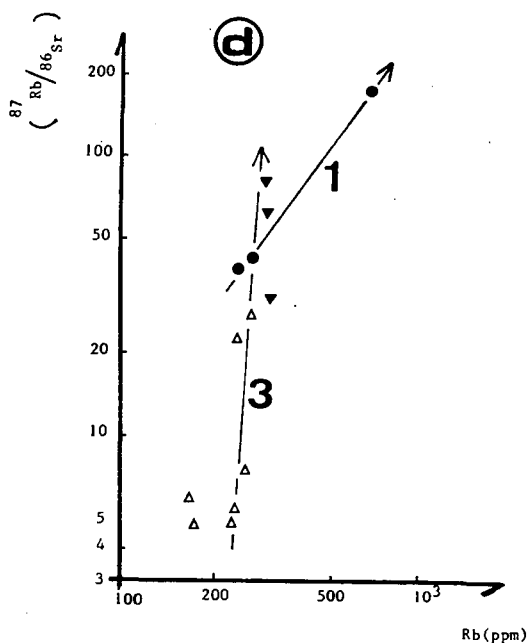


Fig. I-13d : Diagramme log/log des variations du rapport isotopique $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ en fonction de Rb (en ppm) de quelques faciès granitiques du Ment (données de MRINI, 1985). 1. "Trend" évolutif des leucogranites fins à deux micas ; 3. "Trend" évolutif de l'association calco-alcaline.

d'eau supérieure à 2,5% poids dans le magma granodioritique.

Étant donnée la teneur du $Q+Ab+Or=95\%$ et $An=5\%$ (BOUSHABA, 1990) et que PH_2O est comprise entre 1 et 4 Kb, nous nous sommes permis d'utiliser les diagrammes expérimentaux des systèmes Q-Ab-Or (figure I-12b) et Ab-Or-An (figure I-12d) à $PH_2O=1Kb$ pour les granitoïdes de JAMES & HAMILTON (1969). Ces deux diagrammes donnent des températures de mise en place situées entre 850 et 750°C.

Le fait que la granodiorite est à gros grains, implique que le magma s'est cristallisé dans le gisement ; les teneurs en H_2O dans ce cas sont évaluées d'après WHITNEY (1988) entre 2 et 4% en poids, ce qui correspondrait en moyenne à une pression de l'ordre de 1 à 2 Kb.

Nous concluons donc que la genèse du magma granodioritique dans le Ment a été probablement réalisée sous des températures de l'ordre de 590 à 775°C (T° de cristallisation de la biotite) et des pressions de l'ordre de 4 Kb donnée par le diagramme Q-Ab-Or de TUTTLE & BOWEN (1958), ce qui correspondrait à des profondeurs de l'ordre de 12 à 13 Km.

Par ailleurs, la mise en place du massif granitique de Ment s'est probablement réalisée à des température de l'ordre de 750 à 850°C (cristallisation de la fraction quartzo-feldspathique proche du minimum ternaire) et des pression proches de 1 à 2Kb, la teneur en eau est évaluée entre 2 et 4% (WHITNEY, 1988). Ces résultats correspondraient donc à une mise en place à des profondeurs de l'ordre de 3 à 6Km.

2.1.2.2. Granite fin non porphyroïde à sidérophyllite et à andalousite (monzogranite)

La projection des teneurs normatives de la fraction quartzo-feldspathique de ce faciès dans le diagramme Q-Ab-Or de TUTTLE & BOWEN (1958) (figure I-12a) donne des pressions d'eau de 2 à 0,5 Kb ; dans le diagramme Ab-Or-An à $PH_2O=1kb$ de JAMES & HAMILTON (1969), donne une température de l'ordre de 750°C (figure I-12d).

Le fait que ce magma s'est cristallisé en grain fin, impliquerait selon WHITNEY (1988) une cristallisation durant l'ascension avant d'atteindre le gisement ; ainsi, le pourcentage de H_2O serait supérieur à 4%, ce qui signifie un magma saturé en eau, cristallisant à haute pression. La paragenèse magmatique primaire "andalousite-phengite ferrifère-quartz" (BOUSHABA & GAGNY, 1986), permet de suggérer un début de cristallisation à une pression d'environ 4Kb (VELDE & KORNPORBST, 1969).

Cette contradiction entre les valeurs thermobarométriques plus basses obtenus à partir des diagrammes Q-Ab-Or et Ab-Or-An et celles nettement plus importante, donnée par la paragenèse minérale initiale peut-être expliquée par la richesse de ce faciès en élément volatils tels H_2O , F, Li et B ; ce qui abaisse largement le solidus sur les diagrammes normatifs (GLYUK & TRUFANOVA, 1977 ; CHORLTON & MARTIN, 1978 ; MANNING, 1980 ; PICHAVANT, 1981a ; PICHAVANT & al., 1987).

Ainsi, nous concluons que le granite non porphyroïde a commencé à cristalliser lors de son ascension à une pression de 4 Kb avant d'atteindre le gisement à une pression de l'ordre de 0,5Kb; ce qui correspondrait à des profondeurs comprises entre 12Km et 2Km et des températures de l'ordre de 750°C.

2.1.2.3. Conclusion

La mise en place du faciès granitique calco-alcalin porphyroïde du Ment serait légèrement plus tardive que celle des granites comparables dans les Zaer et Oulmès. Il perce sa couverture comme un poinçon avec une forme quasi-circulaire, d'où des minéraux granitiques sans aucune orientation interprétable et un métamorphisme de contact post-tectonique (présence des minéraux équants) lié à son installation définitive. De là, on peut conclure que le granite calco-alcalin porphyroïde du Ment est un massif lié à un contexte de déformation faible de degré métamorphique anchi- à épizonal, dont la mise en place définitive s'est faite selon des zones décrochantes profondes ductiles NNE-SSW (BOUSHABA, 1989 ; BOUSHABA, 1990). Le granite non porphyroïde à tendance monzonitique du Ment correspond au dernier liquide magmatique différencié, ayant été mis en place de manière pénécontemporaine au granite calco-alcalin porphyroïde selon la direction hercynienne NE-SW déjà décrite par BOUSHABA, 1990 ; cf. infra)

2.2. Les enclaves

2.2.1. Pétrographie

Seul le faciès porphyroïde à biotite ferrifère (faciès principal du Ment) contient des enclaves. Elles sont d'autant plus abondantes et de plus grande taille que l'on se rapproche de la bordure sud du massif granitique du Ment. Elles sont principalement de trois types:

(i) **Enclaves d'origine sédimentaire** (xénolites) souvent anguleuses, de quelques centimètres à plusieurs mètres (au niveau de Bled Sidi Otmane au NW du massif, une enclave d'origine sédimentaire atteint 10 m). Elles sont constituées de biotite, plagioclase souvent séricitisé, le feldspath potassique est rare, alors que le quartz xénomorphe occupe l'espace interstitiel. Le contact avec le granite hôte est caractérisé par un net enrichissement en quartz et orthose au niveau du granite hôte. Ces enclaves témoignent d'un fort métamorphisme de contact avec recristallisation complète de l'enclave grésopélique en cornéenne feldspathique.

(ii) **Enclaves microgrenues claires** à bordure le plus souvent franche, mais parfois avec une zone périphérique plus claire. Leur taille varie de quelques mètres au Sud à quelques centimètres vers le Nord, elles sont le plus souvent de forme globuleuse ou en galette. Ce type d'enclave montre une texture microgrenue porphyroïde et une composition minéralogique

semblable à celle du faciès hôte : quartz sub-automorphe à parfois xénomorphe ; biotite en lamelles automorphes, à inclusion de zircon et apatite, souvent en voie de chloritisation ; plagioclase en petites lattes automorphes, le plus souvent zoné avec An40 au coeur et An25 à la périphérie (détermination faite au microscope optique) ; feldspath potassique en phénocristaux ou en petites plages xénomorphe ; et apatite.

(iii) **Enclaves microgrenues sombres** se trouvant essentiellement dans le granite principal au contact de l'encaissant intrudé de dolérites et gabbros. L'examen microscopique montre que ces enclaves ont une texture doléritique, leur composition minéralogique est dominée par du plagioclase, pyroxène, amphibole et quelques minéraux d'altération comme la chlorite, la calcite et le quartz.

2.2.2. Géochimie (tableaux 8e et 9)

Géochimiquement, les enclaves du Ment montrent des compositions variées, allant du terme gabbro (le plus basique) au terme granite (le plus acide) en passant par du monzodiorite-quartzique et granodiorite (figure I-14). Le terme granitique de ces enclaves présente la même composition géochimique que le granite hôte.

Les diagrammes Na+K vs P (figure I-15) et FeOt vs FeOt/MgO (figure I-18) montrent clairement l'alignement des enclaves type quartz monzodiorite, granodiorite et granite avec le granite hôte du Ment, alors que l'enclave type gabbro s'écarte nettement de ce dernier.

Le diagramme Rb/Sr vs Sr (figure I-16), nous permet de distinguer deux "Trend" à évolution différente. Le premier, qui concerne les enclaves, montre une pente peu ou pas négative, presque parallèle à l'axe des ordonnées Rb/Sr. Le deuxième, qui englobe d'une part les enclaves de type granite et d'autre part le faciès granitique hôte, montre une évolution différente, caractérisée par une pente largement négative.

L'allure parallèle de spectre des TR des enclaves de nature pétrologique proche du granite hôte et celle de ce dernier (figure I-17), nous suggère une évolution pétrogénétique semblable pour ces deux magmas. L'enrichissement de ces enclaves en TR, les rapports La/Yb, La/Sm et Gd/Yb, la pauvreté en SiO₂ par rapport au granite hôte nous impose un degré de différenciation magmatique moins important pour ces enclaves.

Tenant compte de toutes ces données géochimiques nous concluons que : (1) il est probable que les enclaves type gabbros peuvent avoir une parenté avec les magmatites basiques filoniennes du plateau du Ment, ultérieures à la mise en place du granite hôte ; (2) les enclaves de type quartz monzodiorite peuvent représenter le magma basique initial à l'origine du granite principal du Ment. L'étroite parenté entre les enclaves type granodiorite et surtout granite peut être attribuée: (1) soit aux interactions chimiques secondaires (hybridation "sélective" ; ZORPI, 1991) entre les enclaves de type quartz monzodiorite et leur matrice (magma du faciès hôte) (LETERRIER & DEBON, 1978 ; DIDIER & BARBARIN, 1991) ; (2) soit au brassage mécanique (hybridation "masse à masse" ; ZORPI, 1991) qui intervient lors de la mise en contact de ces deux magmas encore en partie liquide, et pendant l'ascension du système. Le magma basique est en partie assimilé, les proportions restantes forment les enclaves magmatiques basiques.

2.3. L'association leucogranitique

2.3.1. Géochimie: individualisation de deux lignées leucogranitiques (tableaux 8a, 8b et 8e)

Contrairement à l'association calco-alkaline, l'association leucogranitique est particulièrement riche en SiO_2 , Al_2O_3 (figure I-6), corindon normatif (figure I-7), Rb, F, Li (figure I-13) avec des rapports en Rb/Sr (figure I-10), $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (figure I-11) élevés ; et pauvre en CaO, MgO, TiO_2 (figure I-6), Sr (figure I-10), Ba, TR, Y avec des rapports faibles de La/Yb et Gd/Yb (figure I-7). Cependant, le leucogranite fin à deux micas est plus riche en SiO_2 , K_2O , Ba, Sr, TR, Y, La/Yb et La/Sm et plus pauvre en Al_2O_3 , corindon normatif, Rb, F et Li que les leucogranites à topaze. De plus, le leucogranite fin à deux micas tombe dans le "Main Trend" et évolue vers le "Pegmatitic Hydrothermal Trend" (figure I-8), avec un enrichissement en Rb, F et Li ; alors que les leucogranites à topaze passent du "Pegmatitic Hydrothermal Trend" vers le "Main Trend".

2.3.2. Pétrologie des deux lignées leucogranitiques

Le leucogranite fin à deux micas proviendrait d'un magma originel riche en Ba, Sr, TR et Y, pauvre en Al_2O_3 , Rb, F, Li (homologue au magma original de l'association calco-alkaline) ; il

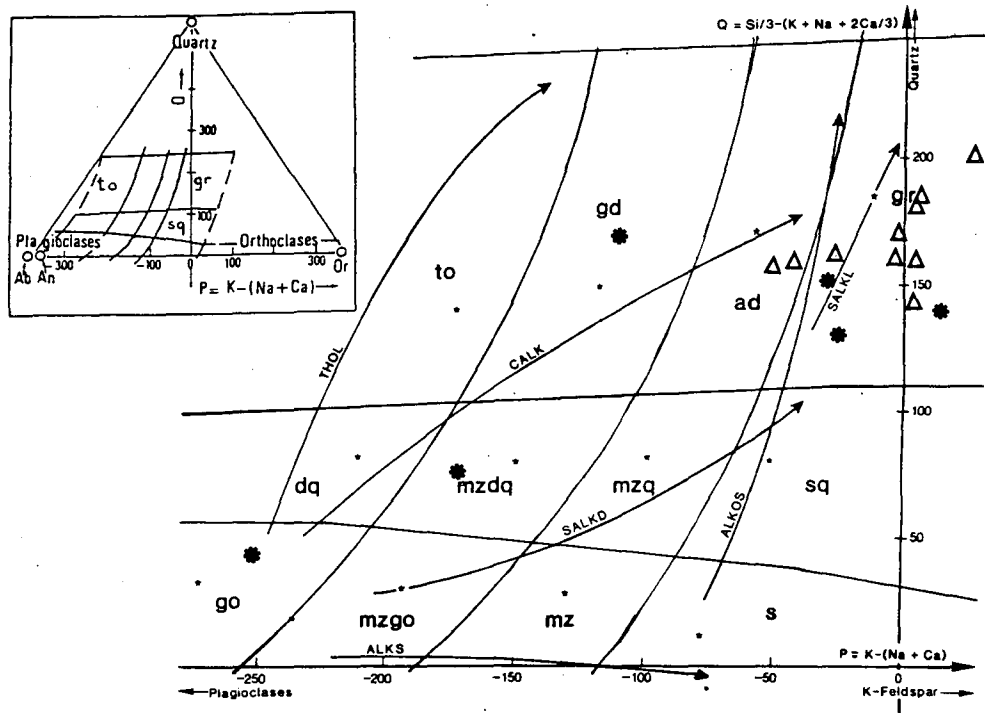


Fig. I-14 : Position des enclaves magmatiques basiques et du granite hôte du Ment dans le "diagramme de nomenclature" de De La ROCHE (1964, 1966).

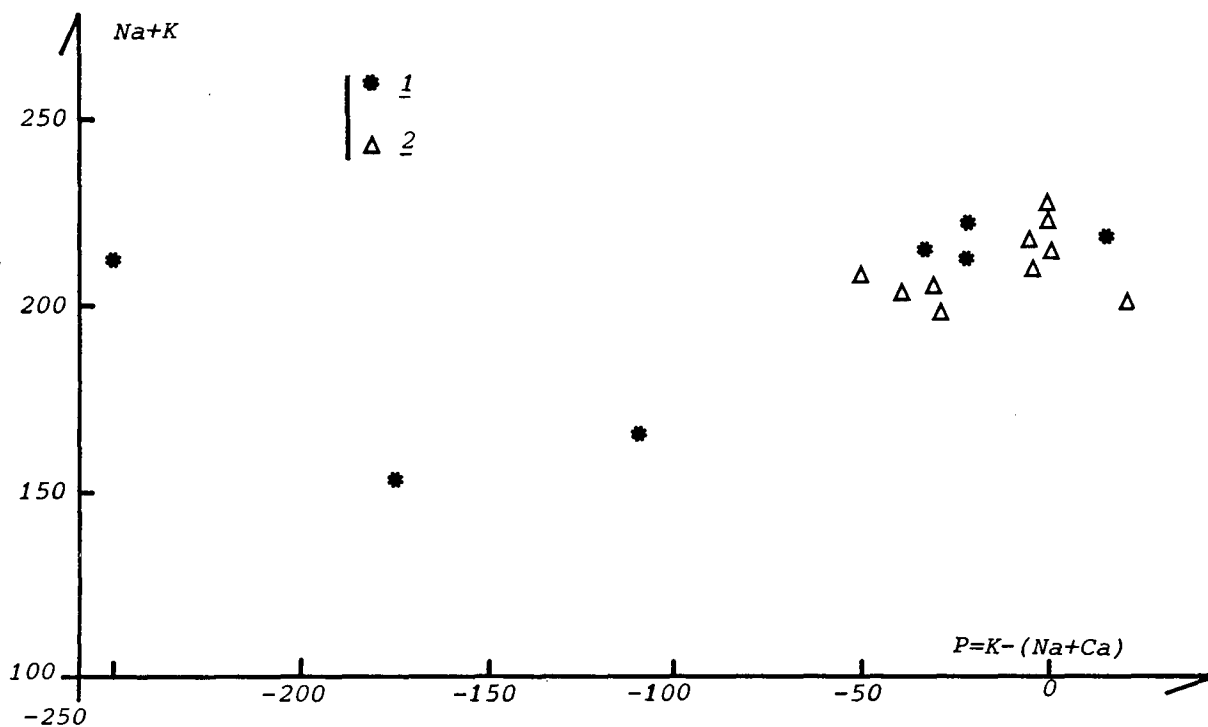


Fig. I-15 : Position des enclaves magmatiques basiques et du granite hôte du Ment dans le diagramme (Na+K) vs. P = K - (Na+Ca) de DEBON (1975). 1. Enclaves ; 2. Granite hôte.

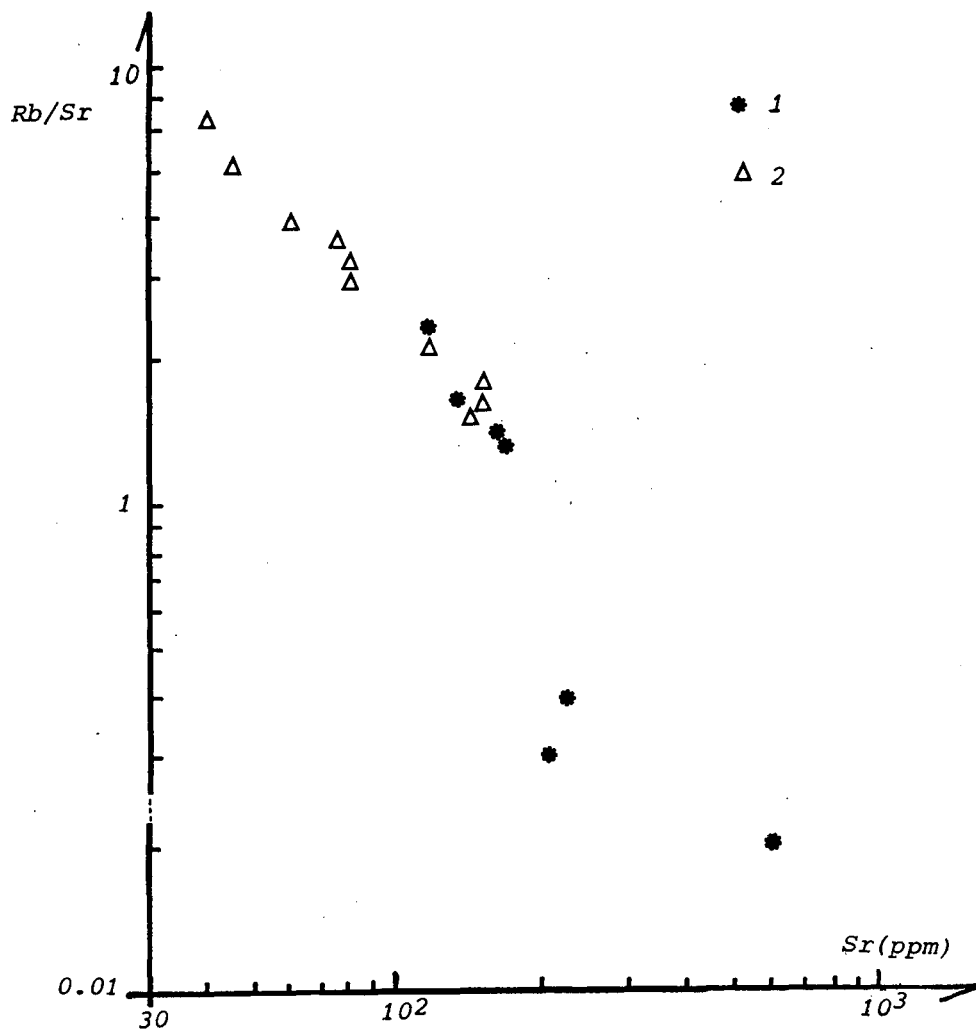


Fig. I-16 : Projection des enclaves magmatiques basiques et du granite hôte du Ment dans le diagramme Rb/Sr vs. Sr. 1. Enclaves ; 2. Granite hôte.

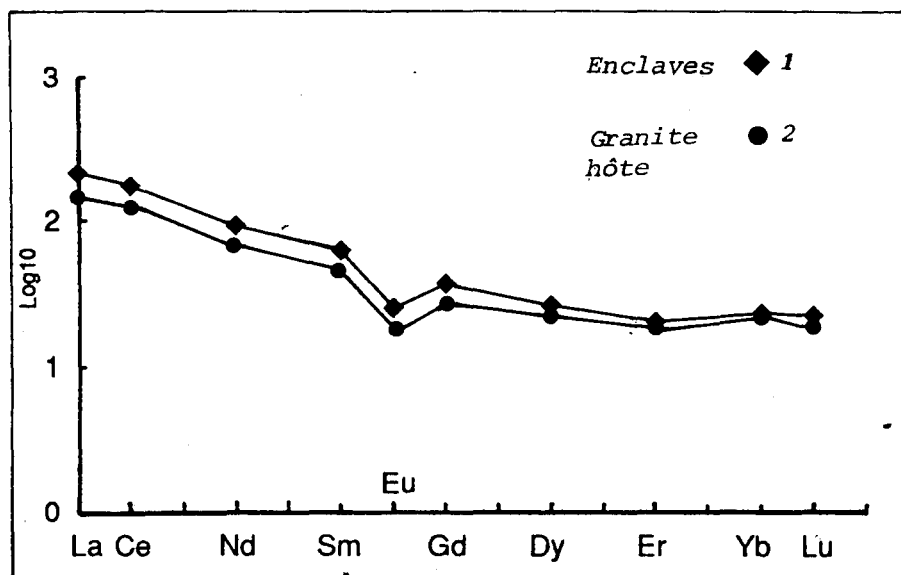


Fig. I-17 : Courbe de normalisation des TR par rapport aux chondrites C1 pour les enclaves basiques (1) et pour le granite hôte du Ment (2).

ne peut en aucun cas avoir des liens génétiques avec le magma qui est à l'origine des leucogranites à topaze riches en Al_2O_3 , Rb, F, Li et pauvre en Sr, TR et Y. Les diagrammes ($\log \text{Rb/Sr}$; $\log \text{Sr}$) (figure I-10), (TR ; SiO_2) (figure I-7b), (La/Sm ; TR) (figure I-10e), (corindon normatif ; TR) (figure I-7d) et (corindon normatif ; Y) (figure I-7f), font suspecter que l'individualisation du magma ayant été à l'origine du leucogranite fin à deux micas est le résultat d'une refusion partielle du granite porphyroïde ; c'est peut être la raison pour laquelle ce faciès leucogranitique tombe dans le domaine du minimum ternaire du système Q-Ab-Or (figure I-12a). L'individualisation d'un tel magma à partir de granodiorites à biotites a été évoqué par GAUTHIER (1974), De La ROCHE & ISNARD (1978), De La ROCHE & al.(1980) et GIULIANI (1984).

Les données géochimiques portant sur les éléments majeurs, traces, terres rares nous permettent d'assurer que le magma originel des leucogranites à topaze était initialement riche en Rb, Li, F et pauvre en TR. Parmi eux, le leucogranite grossier à sidérophyllite plus riche en SiO_2 , FeO_3 , CaO, TR, La/Sm et Y, semble être moins évolué et plus précoce que le leucogranite fin à zinnwaldite qui est plus riche en Rb, F, Li, Na_2O , K_2O , corindon normatif et Gd/Yb. Il est très probable que l'importance de l'anomalie négative en Eu dans le premier cas, caractérise une différenciation avancée où intervient le plagioclase et le feldspath potassique, contrairement au deuxième cas (liquide magmatique très évolué) où l'intervention du plagioclase dans le processus est limitée. Le comportement différent de l'euprium prouve que ces deux types de leucogranites correspondent à des lignées magmatiques distinctes.

2.3.3. Conditions de mise en place

La majorité des analyses géochimiques des leucogranites ont une moyenne normatif de 30% Ab, 30% Or et 40% Q (BOUSHABA, 1984), ce qui correspond au champ de cristallisation primaire de Pl-Or-Q (HAMILTON & MYERS, 1967). La comparaison du champ qu'occupent les leucogranites du Ment avec ceux du diagramme expérimental de LUTH & al.(1964) pour les résultats moyens normatifs, nous donne une $\text{PH}_2\text{O}=4,9\text{Kb}$, une température de l'ordre de 770°C et une teneur en eau de 3% en poids, ce qui est couramment admis dans les magmas acides (2 à 4% d'après WHITNEY, 1988).

Cependant, le leucogranite fin à zinnwaldite et à topaze et celui à deux micas, vue leur texture à grain fin, devait avoir une teneur en eau, largement supérieure à 4%, donc, ils ont cristallisé à haute pression et durant l'ascension sous forme de faciès à grain fin avant d'atteindre le gisement (GASQUET, 1991). Le leucogranite grossier à sidérophyllite et à topaze a cristallisé dans le gisement.

Par ailleurs, la position des faciès leucogranitiques dans les diagrammes de TUTTLE & BOWEN (1958) (figure I-12a), nous permet de suggérer une pression inférieure à 1,5Kb (1Kb en moyenne). Dans le diagramme de JAMES & HAMILTON (1968) (figure I-12c et d) ces faciès leucogranitiques nous donnent une température de cristallisation de la fraction quartzo-feldspathique proche de celle du minimum ternaire, de l'ordre de 750°C .

Également ici, nous notons une nette différence entre la pression obtenue à partir des résultats expérimentaux de LUTH & al. (1964) et celles tirés du diagramme normatif Q-Ab-Or (figure I-12a). Cette contradiction trouve son explication dans la richesse en élément volatils dans ces magmas leucogranitiques, notamment en H_2O , F, Li et B ; ce qui a contribué à abaisser le solidus.

En conclusion, nous suggérons que les leucogranites à grain fin ont cristallisé à partir

d'un magma saturé en eau ($H_2O > 4\%$ poids), à haute pression ($P_{H_2O} > 4Kb$), à des températures proche du minimum ternaire ($T = 770^\circ C$) et à une profondeur supérieure à 12Km ; durant l'ascension avant d'atteindre le gisement. Quant au leucogranite à grain grossier, il a cristallisé à partir d'un magma à teneur en eau avoisinant 3% poids, sous des conditions de température ($T = 750^\circ C$) et pression proche du minimum ternaire (1,5 à 0,5Kb). Ces conditions barométriques correspondent à des profondeurs de mise en place de l'ordre de 5 à 2Km.

2.4. Implications métallogéniques

En somme, les leucogranites à topaze ainsi que le granite non porphyroïde de l'association calco-alkaline à qui sont associés des dépôts de sulfures (BOUSHABA & GAGNY, 1986), montrent un spectre des TR exceptionnellement plat (La/Yb, Ba). De tels spectres sont décrits dans les laves rhyolitiques évoluées (par exemple: HILDRETH, 1979 ; KEITH, 1980 ; BACON & al., 1981 ; EWART & al., 1977) ; c'est le type de beaucoup de rhyolites à topaze (CHRISTIANSEN & al., 1981, 1983 ; MUECKE & CLARKE, 1981) souvent associées aux dépôts de sulfures (CAMPBELL & al., 1981).

Les caractères géochimiques des leucogranites évolués du Ment sont ceux des granites spécialisés (TISCHENDORF, 1977) qui sont susceptibles de donner naissance à des minéralisations hydrothermales à métaux rares (Sn, W notamment). L'absence de gisement de telles minéralisations dans le massif du Ment présente donc un caractère paradoxal, qui fera l'objet d'une discussion approfondie plus loin dans ce mémoire.

2.5. Place du complexe granitique du Ment dans l'évolution géodynamique du magmatisme hercynien du Maroc central (tableau 2)

L'histoire géodynamique pendant le cycle varisque commence par la progression de l'orogénèse hercynienne aux alentours du Dévonien moyen depuis la Meseta orientale à l'Est (zone de Midelt) où les roches cristallophylliennes ont été datées de 365 Ma par CLAUER & al. (1980), vers l'Ouest ; elle gagne la Meseta centro-orientale (région d'Azrou) vers 340 Ma et la région de la Meseta centrale (Fourhal-Telt, Khouribga-Oulmès, Sidi Bettache) vers 310 Ma (début du Westphalien), (LAGARDE, 1985 ; HUON, 1985 ; IZART & BEAUCHAMP, 1987).

En ce qui concerne la région du Ment, l'évolution commence au Viséen par la formation de bassins structurés en horsts et grabens, contrôlés par un jeu de faisceaux de failles préexistantes orientées NE-SW, qui pourrait être due, d'une part, à la fermeture de l'océan "proto-atlantique" à la fin de l'orogénèse calédonienne (PIQUÉ, 1979 ; ROLET & al., 1986) dominée par un régime distensif au cours du Dévonien inférieur et moyen ; d'autre part, à une tectonique distensive syn-viséenne également orientée NE-SW, associée à l'ouverture de bassins en transtension (PIQUÉ, 1979 ; GAILLET, 1984).

Ces bassins ont commencé par enregistrer des pulsations volcaniques et hypovolcaniques au sein du Viséen comme le témoigne les manifestations basiques suivantes :

(i) roches ultrabasiques à basiques, débitées en coussins, repérées dans le Chougrane (KHARBOUCH, 1988) et à Tazougaght dans la région de Aït Haddou ou Hammou au SW du Ment (BOUSHABA, 1990). Ce volcanisme basique sous-aquatique à sub-aérien s'injecte à la faveur des fissures en extension (failles bordières des bassins viséens).

(ii) mise en place des filons doléritiques précoces antérieurs à la phase de déformation intra-viséenne (BOUABDELLI, 1989 ; N'TARMOUCHANT, 1991).

Il est à noter que le Viséen s'est déposé dans les conditions de plate-forme distale (IZART & BEAUCHAMP, 1987) débutant par des dépôts conglomératiques de calcaires récifaux, d'épaisses séries turbiditiques troublées par des arrivées chaotiques conglomératiques et olistolitiques ainsi que des nappes synsédimentaires (BOUABDELLI, 1989) ; il se poursuit par une épaisse série pélitique passant progressivement à des flyschs viséo-namuriens.

C'est après le Namurien et avant le Westphalien supérieur qu'a lieu la phase majeure de plissement hercynien synschisteux (MICHARD, 1976), d'un métamorphisme régional de degré anchi à épizonal et de chevauchement: il s'agit de la phase asturienne (MICHARD, 1976). Cette dernière phase est à l'origine de l'architecture en synclinoria et en anticlinoria dans le Maroc central.

Pendant cette phase de serrage, des filons basiques de nature doléritique, gabbroïque et dioritique ont intrudé parallèlement à la direction de raccourcissement, l'encaissant viséo-namurien du synclinorium de Fourhal-Telt et de l'anticlinorium de Zyar-Mrirt tout en édifiant, au niveau de l'auréole du granite de Ment, un métamorphisme de contact (à quelques centimètres d'épaisseur de part et d'autre des épontes) à minéraux orientés (cordiérite et micas) dans la même direction que la schistosité principale. Ces filons basiques (recoupés et métamorphisés par le granite du Ment) se présentent en lames (1 à 10m d'épaisseur, la longueur peut atteindre plusieurs kilomètres) recoupant le plus souvent les formations viséo-namuriennes (dykes) ; parfois, ils s'y injectent en intrusions stratiformes (sills).

A la même époque, une large anomalie liée aux granitoïdes du Maroc central commence à se faire sentir comme en témoigne la trajectoire de la schistosité (PIQUÉ, 1979 ; LAGARDE, 1985). C'est ainsi que des granitoïdes syntectoniques (granite à biotite des Zaër et les faciès granitiques précoces d'Oulmès) se mettent en place tout en développant une auréole de contact syncinématique (BOUSHABA & CAILLEUX, 1988 et 1992). L'interaction entre l'épisode compressif hercynien et le magmatisme granitique se traduit par la mise en place de diapirs syn à tardi-tectoniques (BOUSHABA, 1984 ; DIOT & BOUCHEZ, 1986 ; BOUSHABA & GAGNY, 1986 ; BOUSHABA & CAILLEUX, 1988 et 1992 ; DIOT, 1989) en relation avec des zones de cisaillement ductile organisées en deux familles ENE-WSW dextre et subméridienne senestre (PIQUÉ, 1979 ; LAGARDE, 1985).

Plus tard, de grandes fractures ont joué pendant le Westphalien-Autunien, aboutissant à des bassins limniques en "pull-apart" comblés de dépôts conglomératiques, témoins de la rapidité de la remontée du bâti (JEBRAK, 1982).

D'importants décrochements qui morcellent l'ensemble du Maroc central au Néo-Permien (MICHARD, 1976) sont à l'origine, une seconde fois, de la formation des bassins en "pull-apart", d'une activité volcanique extrusive basique à acide (basalte, andésite, dacite et rhyolite) (BOUSHABA & al., 1987 ; EL WARTITI, 1990 ; CAILLEUX, 1974 ; YOUNI, 1990) et de leucogranites spatialement associés aux granites calco-alcalins des Zaër, Oulmès, Ment, Aouam etc. (BOUSHABA & al., 1982 ; BOUSHABA, 1984 ; GIULIANI & al., 1989 ; N'TARMOUCHANT, 1991).

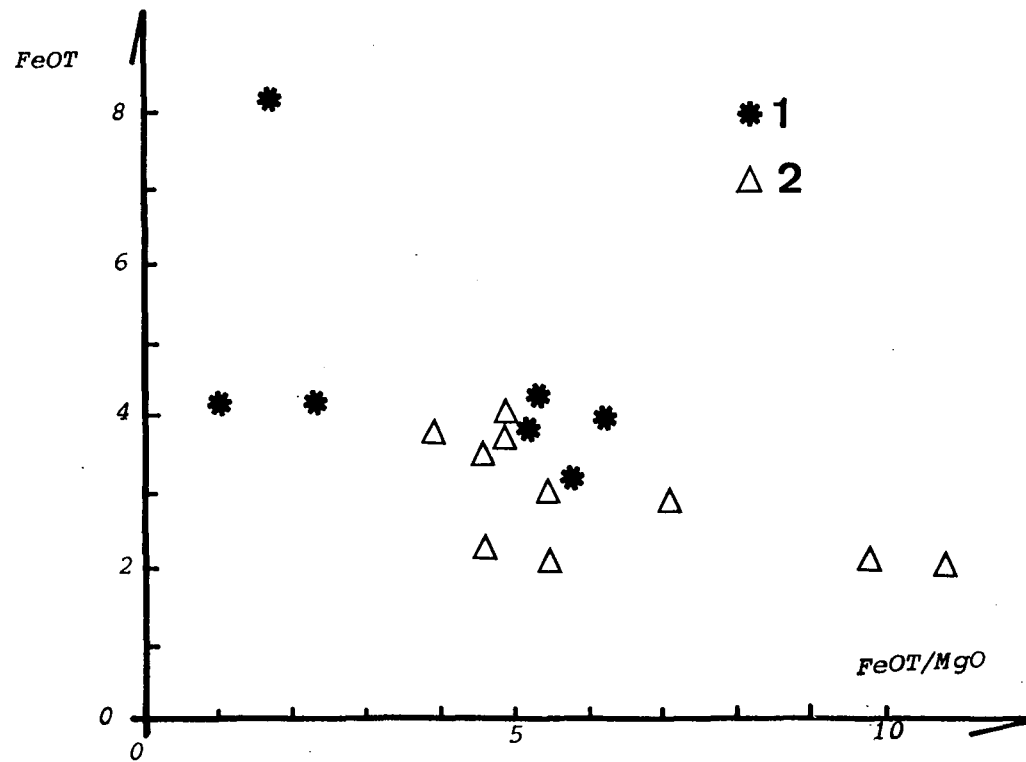


Fig. I-18 : Diagramme binaire FeO_T vs. FeO_T/MgO de MIYASHIRO (1974) pour les enclaves basiques (1) et le granite hôte du Ment (2).

2 .6. Conclusion

L'origine des magmas calco-alkalins du Maroc central doit être recherchée dans la production de magma de nature calco-alkaline, d'origine mantellique métalumineuse plus ou moins contaminée par la croûte continentale, ou à partir d'une fusion de matériel crustal sous l'effet de l'intrusion d'un magma basaltique (DIDIER & LAMEYRE, 1969 ; LETERRIER & DEBON, 1978 ; ALBAREDE & al., 1979) comme l'a suggéré CHEILLETZ (1984) pour le granite calco-alkalin d'Aouam (Maroc central oriental).

***I.2.B.* LES ROCHES MAGMATIQUES BASIQUES
HERCYNiennes DU PLATEAU DU MENT (
BASSIN DE FOURHAL, MAROC CENTRAL)**

I.2.B. LES ROCHES MAGMATIQUES BASIQUES HERCYNiennes DU PLATEAU DU MENT (BASSIN DE FOURHAL, MAROC CENTRAL)

Les roches magmatiques basiques se répartissent entre Boujad au Sud-Ouest et Sidi Bou Abed au nord-est. Elles sont connues dans le bassin de Fourhal depuis TERMIER (1936), qui les a décrit comme étant plutôt des sills que des filons, malgré que plusieurs d'entre-elles recoupent les bancs du Dinantien (Tournaisien-Viséen) et y introduisent un métamorphisme de contact. Ainsi, il conclut que ces roches basiques sont des sills, qu'il appelle communément "filons de dolérites".

La présence d'un magmatisme basique "précoce" à proximité d'un massif granitique (le Ment) caractérisé par une forte interaction acido-basique, justifiait une étude détaillée de ces roches, dont l'étude à en outre permis de préciser le mode de gisement.

1. MODE DE GISEMENT

Nous distinguons quatre types de roches basiques dans le plateau du Ment (BOUSHABA, 1990 ; BOUSHABA & MARIGNAC, 1994 a) :

- Coulées basaltiques de Aït Haddou ou Hammou au SW du Ment synchrones des dépôts namuriens de Fourhal.
- Lamprophyres en sills interstratifiés dans le Viséo-Namurien.
- Sills de dolérites, gabbros et diorites quartziques situés selon une bande de direction moyenne NE-SW, large de 5 à 10 km, longue de plus de 100 km, constituée d'environ 5 à 10 filons magmatiques basiques. Certaines de ces sills doléritiques sont affecté par la phase majeure, ils sont donc anté-tectoniques; d'autres induisent un métamorphisme de contact (TERMIER, 1936) syntectonique (BOUSHABA, 1984 ; BOUSHABA & CAILLEUX, 1992).
- Dolérites tardi-hercyniennes localisées et rares dans le plateau du Ment. Elles recoupent nettement la stratification et la schistosité en la désorganisant.

2. CARACTÉRISATION PÉTROGRAPHIQUE

Elle a été déjà esquissée par TERMIER (1936), qui met l'accent surtout sur les roches basiques du type dolérite. Nous détaillons ici l'étude pétrographique selon le mode de gisement de chaque type de roches basiques.

2.1. Coulées basaltiques

Ce sont des roches mélanocrates, qui se présentent sous forme de boules de quelques centimètres à quelques décimètres de diamètre, s'empilant les unes sur les autres ; avec, en coupe, une bordure figée centimétrique et un coeur plus riche en cristaux ; elles sont affectées de cassures rayonnantes et de minces écailles périphériques (témoins d'une importante desquamation) : ce sont les laves en coussins (ou Pillow Lavas). Ces dernières peuvent

s'accompagner localement de laves en tubes, parfois plissés, larges de 25cm et longs de plusieurs décamètres. Ces coulées basaltiques ont été tectonisées (schistosées et fracturées) et serpentinisées par la phase hercynienne majeure.

Microscopiquement, la roche est de texture microlitique ; le verre est peu abondant ; les minéraux sont principalement l'olivine, des microlites de plagioclase calcique à An50-An75 (labrador), le pyroxène (augite), et accessoirement les micas noirs, l'amphibole, l'actinote, la néphéline, la serpentine, la magnétite et l'ilménite.

2.2. Lamprophyres

Seules des kersantites ont été signalées dans le massif d'Oulmès par GENTIL (in TERMIER, 1936) et au Nord-Ouest du massif du Ment, à proximité de la colline d'Ez-Zirari par TERMIER (1936), décrit une roche à biotite très dominante, à plagioclase, apatite et amas de matière noire.

En fait, l'étude que nous avons menée sur ces roches au Nord-Ouest du Ment (entre Ez-Zirari et l'Oued Bou Lahmayel) et au Sud-Ouest à Bou Idjaa est plus complexe, elle montre en effet la présence de trois faciès : le premier est verdâtre à texture microgrenue avec prédominance de biotite et de plagioclase (An30-An60) sur le pyroxène, l'amphibole, l'épidote, la magnétite, l'ilménite ; ce faciès correspond à des lamprophyres de type **kersantites**, en sills schistosés par la phase tectonique majeure ; Le deuxième faciès est de structure grenue à grain fin, constitué principalement d'hornblende verte (40 à 50%), de feldspath potassique (20 à 30%), de biotite (10 à 15%), de pyroxène (5 à 7%) et accessoirement d'apatite, de pyrite, chalcopyrite, magnétite et ilménite. Cette composition correspond à des lamprophyres de type **vogésite** (WILLIAM & al., 1955) ; le troisième est nettement moins riche en ferro-magnésien et reste à déterminer, il peut correspondre à des roches basiques appartenant à d'autres générations.

2.3. Filons de dolérites, gabbros, diorites et diorites quartziques

Ces roches sont de couleur grise à noire, le plus souvent vert sombre, leur texture peut être soit doléritique, soit microgrenue à grenue intersertale soit parfois ophitique. La composition minéralogique varie entre des termes où les lattes de plagioclase (labrador) sub-automorphes sont relativement développés par rapport aux ferro-magnésiens et des termes où ce sont les grands cristaux d'augite qui prédominent et englobent des petites lattes de plagioclase (andésine-labrador).

Globalement ces roches basiques sont composées de plagioclase à An40 à An75 (andésine-labrador), de pyroxènes (augite, diopside, pigeonite) d'amphiboles (hornblende verte ou brune, actinote et trémolite). On peut cependant rencontrer accessoirement biotite, olivine, néphéline, chlorite, séricite, épidote, ilménite, magnétite, pyrite, chalcopyrite et arsénopyrite.

2.4. Dykes de dolérites tardives

Elles sont très rares dans le plateau du Ment. On les a repérées à Aït Haddou ou Hammou, à Bou Idjaa, et au NE d'Ez-Zirari. Ces roches sont à texture doléritique à gros cristaux de plagioclase sub-automorphe (labrador) déchiquetés aux bords, et à enclaves arrondies de dimension millimétrique (5 à 10mm) à texture grenue et à auréole réactionnelle, composée de gros cristaux de pyroxène, de calcite, d'actinote, d'épidote et parfois de cristaux de quartz

xénomorphe. La mésostase est constituée principalement de petits cristaux inframillimétrique de plagioclase (andésine) en lattes, de pyroxène, de chlorite, d'épidote et de quelques rares cristaux de feldspath potassique. Les lattes de plagioclase moulent les phénocristaux de plagioclase et les enclaves arrondies. Ces enclaves arrondie peuvent être des morceaux arrachées lors de la mise en place de ces filons doléritiques, aux gabbros ou aux diorites de la région du Ment.

3. CARACTÉRISATION GÉOCHIMIQUE

3.1. Composition géochimique : Variations des éléments majeurs et traces (tableau 9)

3.1.1. Laves en coussins saines et serpentinisées

Les teneurs en SiO₂ varient de 37,45 à 49,01%, TiO₂ de 2,12 à 2,65%, MgO de 12,08 à 8,57%, Na₂O de 0,65 à 0,79%, K₂O de 0,85 à 1,82% et CaO de 4,50 à 5,25% dans les laves en coussins saines. Dans la roche serpentinisée SiO₂ varie de 46,57 à 51,29%, TiO₂ de 2,08 à 2,24%, MgO de 5,37 à 6,22%, Na₂O de 4,00 à 4,34%, K₂O de 0,03 à 0,77% et CaO de 7,98 à 8,35%.

les éléments traces varient de 107 ppm à 981 ppm pour Ba, de 414 ppm à 421 ppm pour Cr, de 29 ppm à 41 ppm pour Rb, et de 111 ppm à 193 ppm pour Sr. La même roche serpentinisée voit ces éléments varier de 65 à 223 ppm pour Ba, de 334 à 366 ppm pour Cr, de 7 à 23 ppm pour Rb et de 335 à 399 ppm pour Sr. Les éléments hygromagmaphiles varient de 171 à 217 ppm pour Zr, de 34 à 41 ppm pour Y, de 5 à 11 ppm pour Nb, le Th est toujours inférieur à 5 ppm. Dans la même roche serpentinisée ces éléments varient pour Zr de 173 à 188 ppm, pour Y de 38 à 40 ppm, pour Nb et Th les teneurs sont toujours inférieures à 5 ppm.

3.1.2 . Lamprophyres

Les lamprophyres type vogésite ont leur teneur en SiO₂ qui varient entre 44,78 et 48,42%, TiO₂ entre 0,40 et 2,16%, MgO entre 13,38 et 8,50%, Na₂O entre 1,92 et 2,65%, K₂O entre 1,12 et 2,27% et CaO entre 8,85 et 10,41%. Dans le cas du type kersantite, les teneurs en SiO₂ varient de 51,44 à 69,50%, TiO₂ de 0,40 à 2,16% et MgO de 1,04 à 5,97%.

Dans les vogésites les éléments traces varient de 2257 à 3266 ppm pour Ba, de 333 à 514 ppm pour Cr de 36 à 71 ppm pour Rb, de 1460 à 2364 ppm pour Sr; les hygromagmaphiles varient de 320 à 418 ppm pour Zr, de 37 à 44 ppm pour Y, de moins de 5 ppm à 12 ppm pour Nb, de 18 à 24 ppm pour Th. Dans la kersantite, ces éléments varient de 176 à 592 ppm pour Ba, de 93 à 369 ppm pour Cr, de 19 à 93 ppm pour Rb, de 326 à 387 ppm pour Sr; les hygromagmaphiles varient de 174 à 185 ppm pour Zr, de 13 à 38 ppm pour Y, de moins de 5 ppm à 13 ppm pour Nb, et de 5 à 19 ppm pour Th.

3.1.3.Sills doléritiques

Dans ces roches les teneurs en SiO₂ varient de 46,78 à 51,17%, TiO₂ de 0,76 à 2,49%, MgO de 5,87 à 11,16%, Na₂O de 1,82 à 3,77%, K₂O de 0,05 à 0,86 et CaO de 8,53 à 11,88%.

Les éléments traces varient de 19 à 899 ppm pour Ba de 230 à 447 ppm pour Cr, de 5 à

28 ppm pour Rb, de 123 à 1775 ppm pour Sr, les hygromagmaphiles varient de 54 à 212 ppm pour Zr, de 18 à 44 ppm pour Y, de moins de 5 ppm à 9 ppm pour Nb et de moins de 5 ppm à 19 ppm pour Th.

3.1.4. Dolérites tardives

Les dolérites tardives ont des teneurs en SiO₂ qui varient de 53,94 à 54,46%, TiO₂ de 1,13 à 1,20%, MgO de 5,87 à 11,16%, Na₂O de 4,08 à 6,69%, K₂O de 0,28 à 0,60% et CaO de 3,54 à 4,37%.

Les éléments varient de 121 à 198 ppm pour Ba, de 102 à 127 ppm pour Cr, de 9 à 12 ppm pour Rb, de 252 à 502 ppm pour Sr; les hygromagmaphiles varient de 247 à 259 ppm pour Zr, de 21 à 22 ppm pour Y, de 8 à 10 ppm pour Th, les teneurs en Nb sont toujours inférieures à 5 ppm.

3.2. Nomenclature des types pétrographiques

3.2.1. Lamprophyres

Dans le diagramme de De La ROCHE (1964, 1966) (figure I-21) les lamprophyres se situent dans le domaine des gabbros-diorites quartziques pour les kersantites et dans le champ du gabbro et monzogabbro pour les vogésites. La projection des analyses des lamprophyres dans le diagramme oxyde/silice de HARKER, 1909 (figure I-20) montre un alignement de points, ainsi, des vogésites aux kersantites, on assiste à la chute des teneurs de K₂O, MgO et l'augmentation de Na₂O, Al₂O₃ et TiO₂ ; ce qui peut correspondre à une différenciation magmatique des vogésites vers les kersantites. Cette tendance est marquée par la présence d'une anomalie négative au sein des lamprophyres dans le diagramme Rb/Sr vs. Sr (ppm) (figure I-23).

3.2.2. Magma basique précoce (sills doléritiques anté à syntectoniques et laves basaltiques) et dolérites tardives.

La projection des analyses de ces magmatites basiques dans le diagramme de nomenclature Q vs P (figure I-21) pour les roches plutoniques communes de De La ROCHE (1964, 1966), montre que les coulées de laves basaltiques montrent la même composition que les gabbros, ce qui justifie leur nom de coulées de laves basaltiques ; la même roche serpentinisée montrent une première tendance vers le champ des granodiorites et une deuxième vers le quartz monzonites, cette tendance est due à un enrichissement relatif simultanée en silice et potassium. Les sills de dolérites occupent les domaines de gabbros, monzogabbro et de quartz diorite avec signature nettement tholéitique. Les dykes de dolérites tardives tombent dans les champs de gabbro, diorite quartzique et tonalite. La tendance vers la tonalite peut être expliqué soit par une différenciation magmatique des gabbros, soit par une silicification liée à l'altération.

La projection de ces magmatites basiques sur le diagramme AFM de KUNO, 1968 (figure I-22) montre un enrichissement en fer caractéristique des séries tholéitiques certaines comme les coulées de laves basaltiques ou les sills de dolérites tombent dans le champs du basalte initial. La dispersion des analyses dans ce diagramme est peut être attribuée à la mobilité des éléments alcalins (K₂O et Na₂O).

Zones structurales ———>	ZONE INTERNE MESETA ORIENTALE (Haute Moulouya)	MESETA CENTRE -ORIENTALE (Azrou-Khénifra)	ZONE EXTERNE MESETA CENTRAL (Fourhal-Telt, Khouribga-Oulmes, Sidi Bettache).
Age (d'après G-S ODIN,1994)	(EMBERGER,1965 ; MICHARD,1976 ; • CLAUDE et al.,1980; HCEPFNER, 1986)	(TERMIER,1936 ; MORIN,1962 ; HUVELIN,1973 ; ALLARY et al.,1976 ; MICHARD,1976 ; JEBRAK,1984 ; CHEILLETZ,1984 ; BOUABDELLI,1989 ; YOUBI,1990 ; N'TARMOUCHANT,1991)	(TERMIER,1936 ; MICHARD,1976 ; CAILLEUX,1974 ; PIQUE,1979 ; JEBRAK,1982 ; BOUSHABA,1984 ; BOUABDELLI,1989 ; EL WARTITI,1990 ; BOUSHABA, 1990; BOUSHABA & al., 1993).
245 Ma Thuringien	- Minéralisation et relation avec les horsts et les grabens (Pb, Ag, Ba).	- Compression N-S ouvrant des bassins sur décrochement senestre à l'origine d'importantes manifestations volcaniques (basaltes, andésites, dacites et rhyodacites) et hypo-volcaniques (Leucogranites et esméraldites).	- Minéralisations de F, Ba, Zn en relation avec les horsts et les grabens (Zrahina et El Hammam).
Autunien 295 Ma	- Volcanisme : basaltes et trachytes. - Dépôts de marnes et des conglomérats.	- Minéralisation de Ag, Ba-Zn, F, Ba etc... dans les secteurs de Aouam et de Zrahina.	-Grands décrochements datés de Néo-Permien N90 à N110 à l'origine des: • Leucogranites (Zaër, Ment, Oulmès). • Bassins en pull-apart où s'installe une importante manifestation volcanique (basaltes, andésites, dacites et rhyodacites).
Stéphanien 305 Ma		- Minéralisation polymétalliques (W, Mo, Cu, As, etc...) - Mise en place tardi-tectonique des stocks granitiques calco-alcalins de Aouam.	- Formation des minéralisations en Sn, W, F, sulfures. - Rejeux des grands décrochements à l'origine des bassins en pull-apart. - Mise en place tardi-tectonique des granitoïdes calco-alcalins du Ment et de Moulay Bouazza.
Westphalien 315 Ma	- Fracturation et compartimentage en horsts et grabens.	- Mise en place des filons de gabbros, diorites quartziques et de microgranites. - Le régime compressif (phase ASTURIENNE) cesse dès la fin Namurien.	- Mise en place des filons de dolérites, gabbros diorites et microgranites suivie de celle des granitoïdes calco-alcalins syntectoniques des Zaër et d'Oulmès. - Régime compressif (phase ASTURIENNE), structuration du synclinorium de Fourhal-Telt et l'anticlinorium de Khouribga-Oulmes.
Tournaisien 360 Ma	- Mise en place des granitoïdes calco-alcalins à métamorphisme de contact post-cinématique.	- Intrusions de filons doléritiques précoces. - Dépôt de séries grésos-conglomératiques grauwakeuses rougeâtre, tournaisiennes et de calcaires, brèches, pélite et d'épaisses séries turbiditiques troublées par des arrivées chaotiques conglomératiques et olistolitiques, ainsi que des nappes synsédimentaires d'âge viséen.	- Coulées basaltiques intraviséennes souvent en coussins. -Régime distensif avec basculement de blocs ou glissement gravitaire d'E en W.
Dévonien sup. Dévonien inf. 385 Ma	- Régime compressif (phase BRETONNE).	- Dépôts caractérisant des environnements instables (calcaires griottes, Conglomératiques, récifaux et cherts) correspondant au talus.	- Formation de rides et sillons. - Régime distensif.

Tableau 2 : Evolution géodynamique simplifiée pendant le cycle hercynien depuis la Haute Moulouya à l'Est jusqu'à l'Ouest du Maroc central

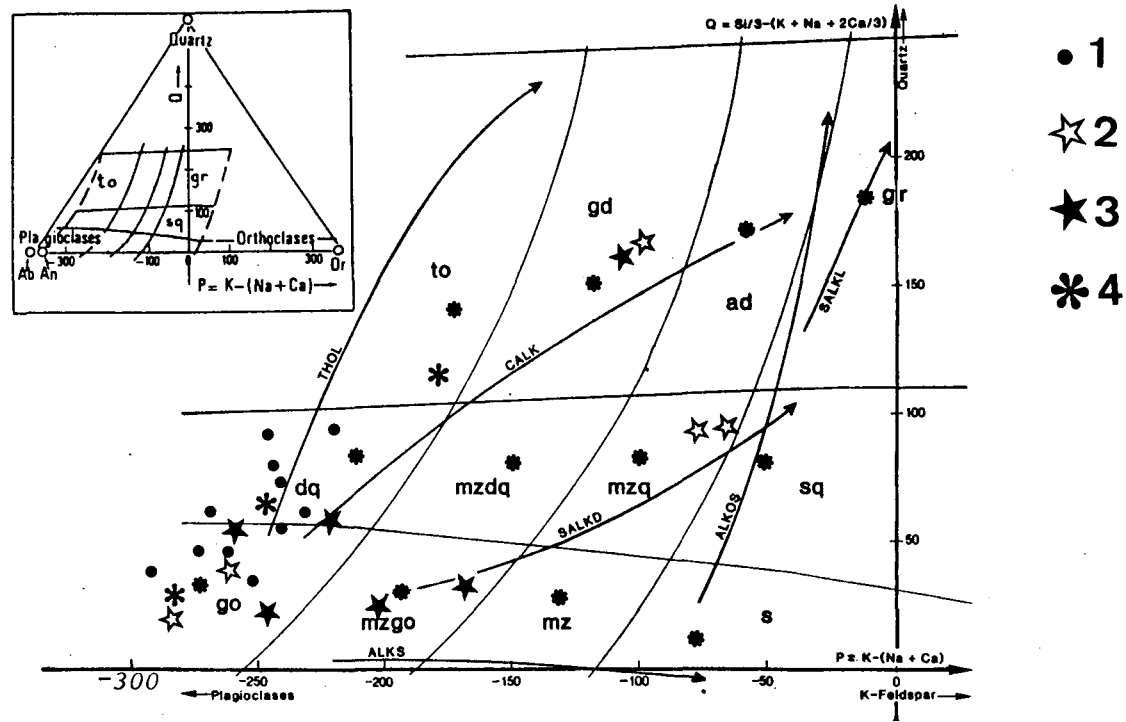


Fig. I-19 : Position des magmatites basiques du plateau du Ment dans le "diagramme de nomenclature" de De LA ROCHE (1964, 1966). 1. Dolérites syntectoniques ; 2. Pillow Lava ; 3. Lamprophyres ; 4. Dolérites tardives.

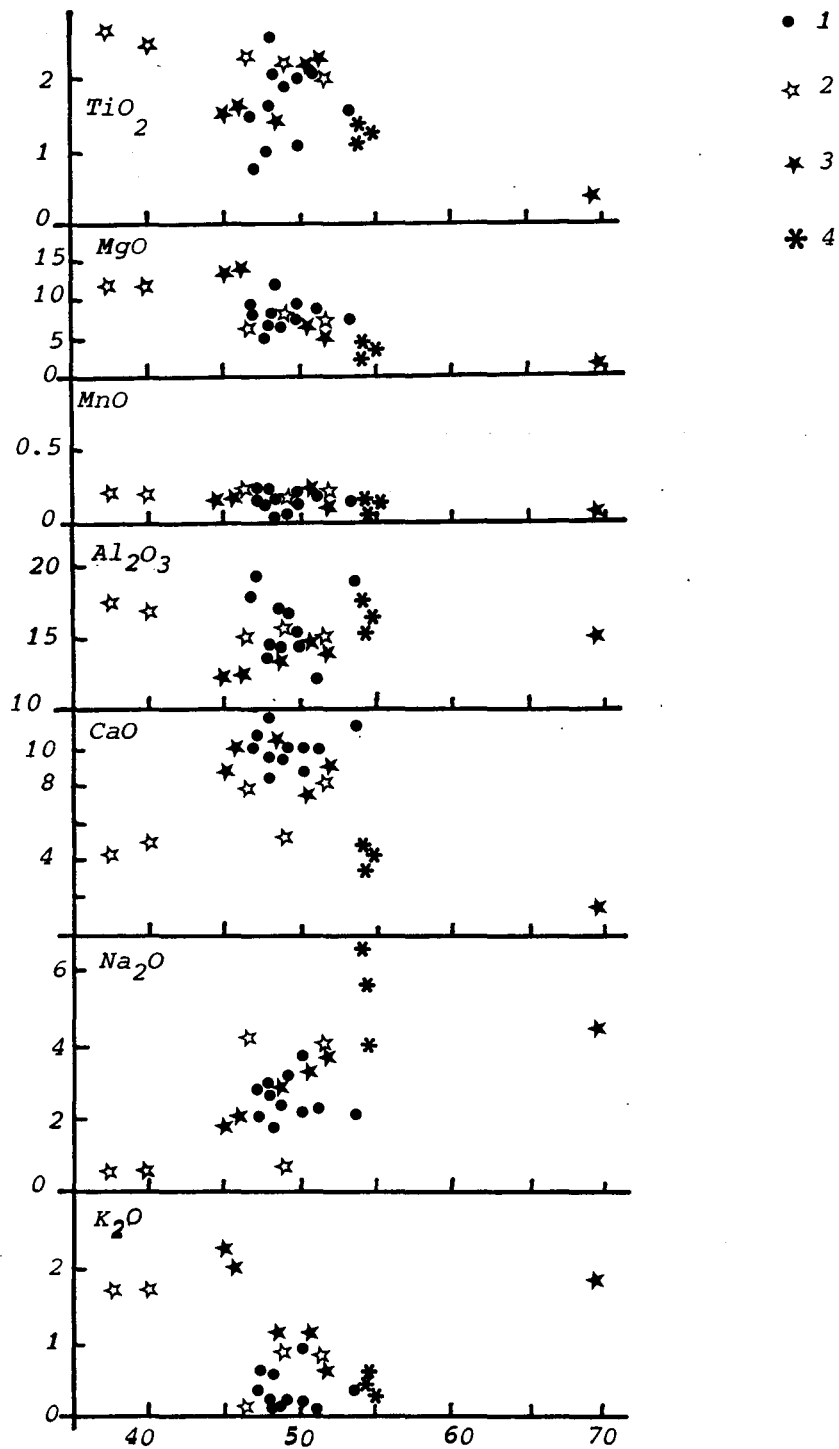


Fig. I-20 : Diagramme des oxydes vs. silice de HARKER (1909). 1. Dolérites syntectoniques ; 2. Pillow Lava ; 3. Lamprophyres ; 4. Dolérites tardives.

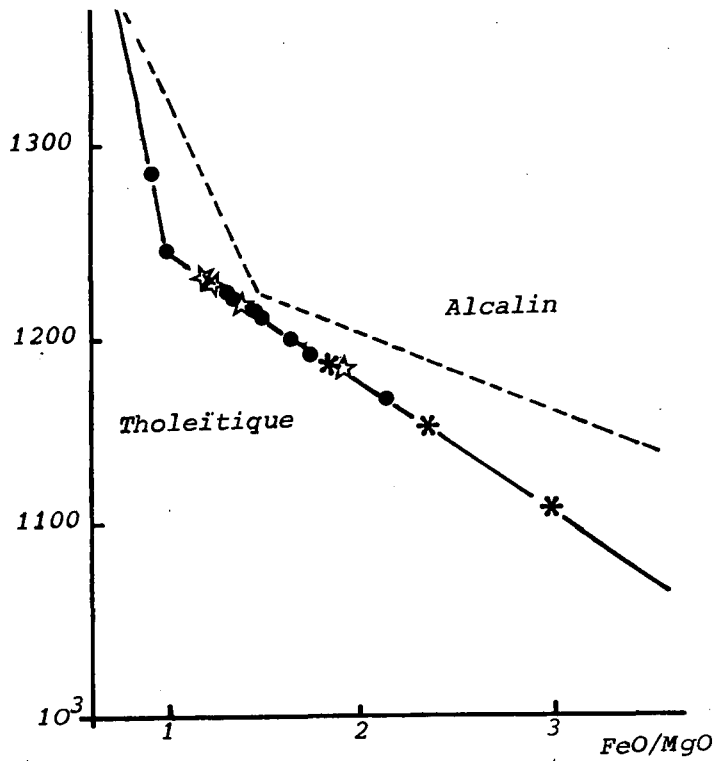


Fig. I-21 : Estimation des températures de formation des magmatites basiques à partir du diagramme T°C vs. FeO/MgO de GILL (1981). 1. Dolérites syntectoniques ; 2. Pillow Lava ; 3. Lamprophyres ; 4. Dolérites tardives.

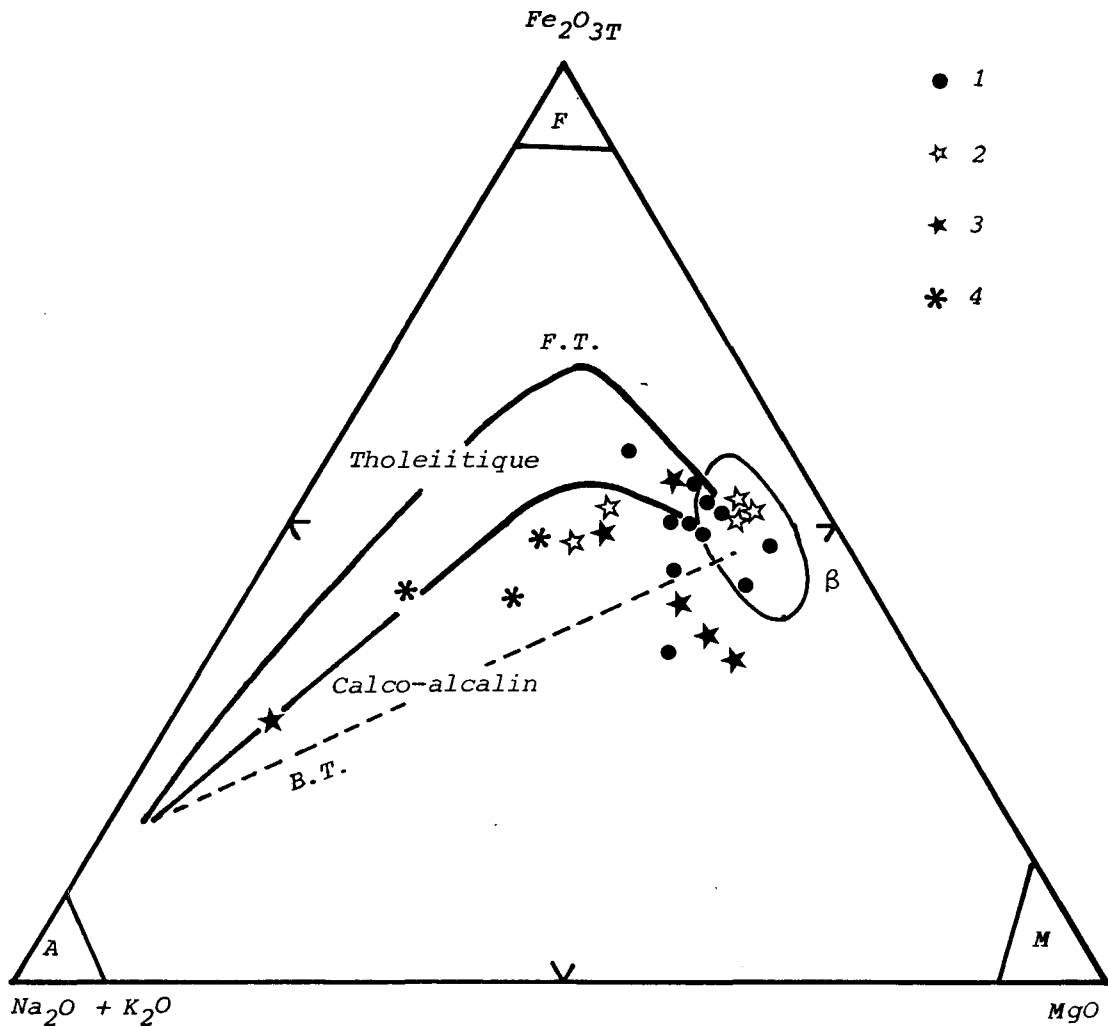


Fig. I-22 : Les magmatites basiques du plateau du Ment dans le diagramme AFM de KUNO (1968). FT. Fenner Trend, BT. Bowen Trend, B. Basalte initial. 1. Dolérites syntectoniques ; 2. Pillow Lava ; 3. Lamprophyres ; 4. Dolérites tardives.

Dans le diagramme oxydes/silice (HARKER, 1909) (figure I-20), les points sont alignés dans le cas des laves basaltiques où on assiste en fonction de SiO₂ croissant à une chute de K₂O, Al₂O₃, MgO et TiO₂ ; accompagnée d'un accroissement de Na₂O et CaO dû à une serpentinisation importante associée à l'altération des minéraux ferro-magnésiens calciques en calcite et de l'albitisation des plagioclases calciques, ensuite la roche a été lessivée, ce qui est à l'origine du départ de MgO, TiO₂ et Al₂O₃.

Les résultats de cette étude, nous permet de suggérer l'existence d'au moins deux magmas basiques indépendantes ; (1) un magma précoce à l'origine des coulées de laves basaltiques et des sills doléritiques syntectoniques et (2) un magma tardives à l'origine des dykes doléritiques.

3.3. Caractérisation magmatique et relations géotectoniques

Pour mieux comprendre les spécificités géochimiques des roches magmatiques basiques étudiées, afin de les caractériser d'une part et de les utiliser comme marqueurs du cadre géodynamique de leur mise en place d'autre part ; nous sommes contraint d'utiliser les éléments hygromagmaphiles réputés les moins mobiles comme Nb, Th, Ti, Cr, Y et Zr (PEARCE & CANN, 1973 ; WINCHESTER & FLOYD, 1977 ; PEARCE & NORRY, 1979 ; PEARCE, 1980 ; PHARAOH & PEARCE, 1984 ; MESCHEDE, 1986).

D'ailleurs, les rapports de ces éléments chimiques (Nb, Ti, Y, Sr) semblent caractéristiques des sites géotectoniques, des sources et des processus ayant engendré les magmas. Nous citons comme exemple le Th, qui s'il est pris comme indice de différenciation, illustre bien d'après ALLEGRE & al. (1977) les divers processus pétrogénétiques (notamment la fusion partielle et la cristallisation fractionnée). Cependant, nous allons utilisé ces concepts établis sur des roches actuelles avec le maximum de précaution pour caractériser les sites anciens.

3.3.1. Lamprophyres

Les lamprophyres montrent une nette corrélation entre Th et les éléments de transition de la série 3d (Cr, Ni, Co et Sc) (figures I- 25 a, b, c, et d). ce comportement caractérise le processus de la fusion partielle. D'ailleurs, leur projection dans le diagramme de PEARCE & al., 1981 (figure I-24) donne un taux de fusion de magma parental de l'ordre de 5% .Placés dans le diagramme de CABANIS, 1986 (figure I-30), ils occupent le domaine anorogénique ; dans le diagramme de PEARCE & al. , 1981 (figure I-29) ; ils tombent dans le domaine MORB ; et dans le diagramme de La ROCHE (1964, 1966) (figure I-21) ils montrent une tendance sub-alkaline sombre.

3.3.2. Magmas basiques précoces et dolérites tardives

La température de formation de ces roches magmatiques de nature tholéitique a été approchée à l'aide de diagramme T° C vs Fe₂O₃/MgO (GILL, 1981) (figure I-21). Ainsi la température de formation des coulées basaltiques est estimée entre 1180 et 1230°C, celle des sills doléritiques entre 1160 et 1280°C ; et celle des dykes doléritiques tardifs entre 1110 et 1190°C.

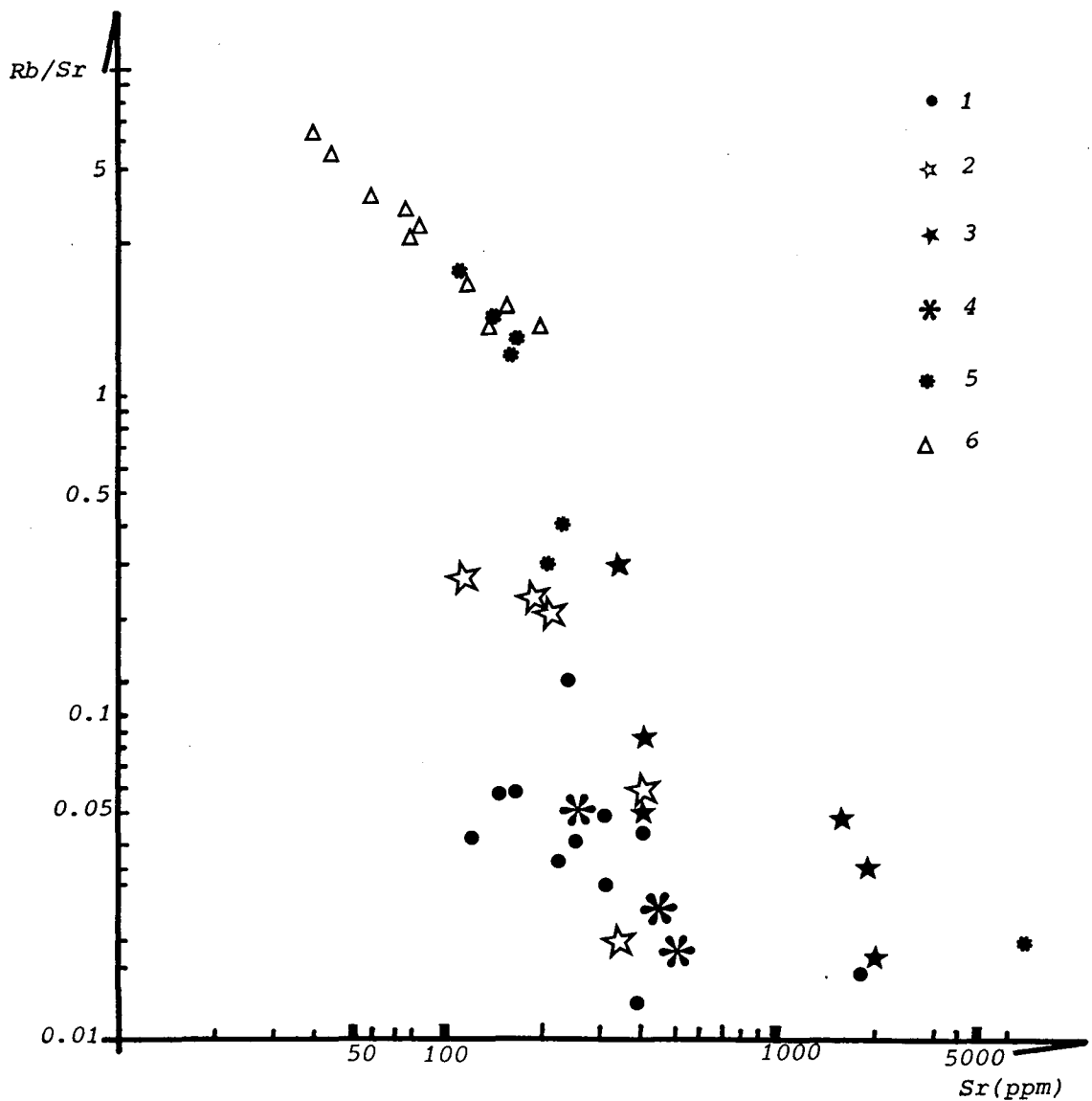


Fig. I-23 : Projection des magmatites basiques et acides (enclaves et leur granite hôte) dans le diagramme Rb/Sr vs. Sr. 1. Dolérites syntectoniques ; 2. Pillow Lava ; 3. Lamprophyres ; 4. Dolérites tardives ; 5. Enclaves magmatiques ; 6. Granite hôte.

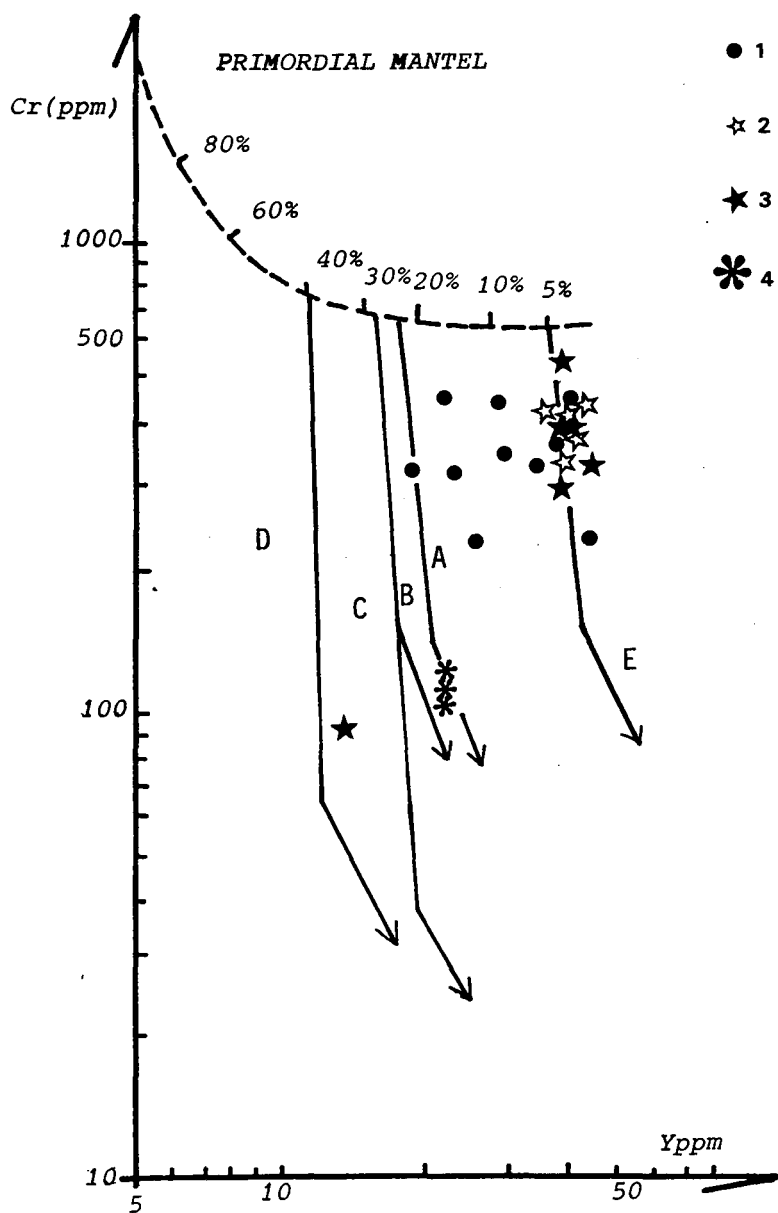


Fig. I-24 : Estimation du taux de fusion des magmatites basiques du plateau du Ment (diagramme de PEARCE & al., 1981). 1. Dolérites syntectoniques ; 2. Pillow Lava ; 3. Lamprophyres ; 4. Dolérites tardives ; 5. Enclaves magmatiques ; 6. Granite hôte.

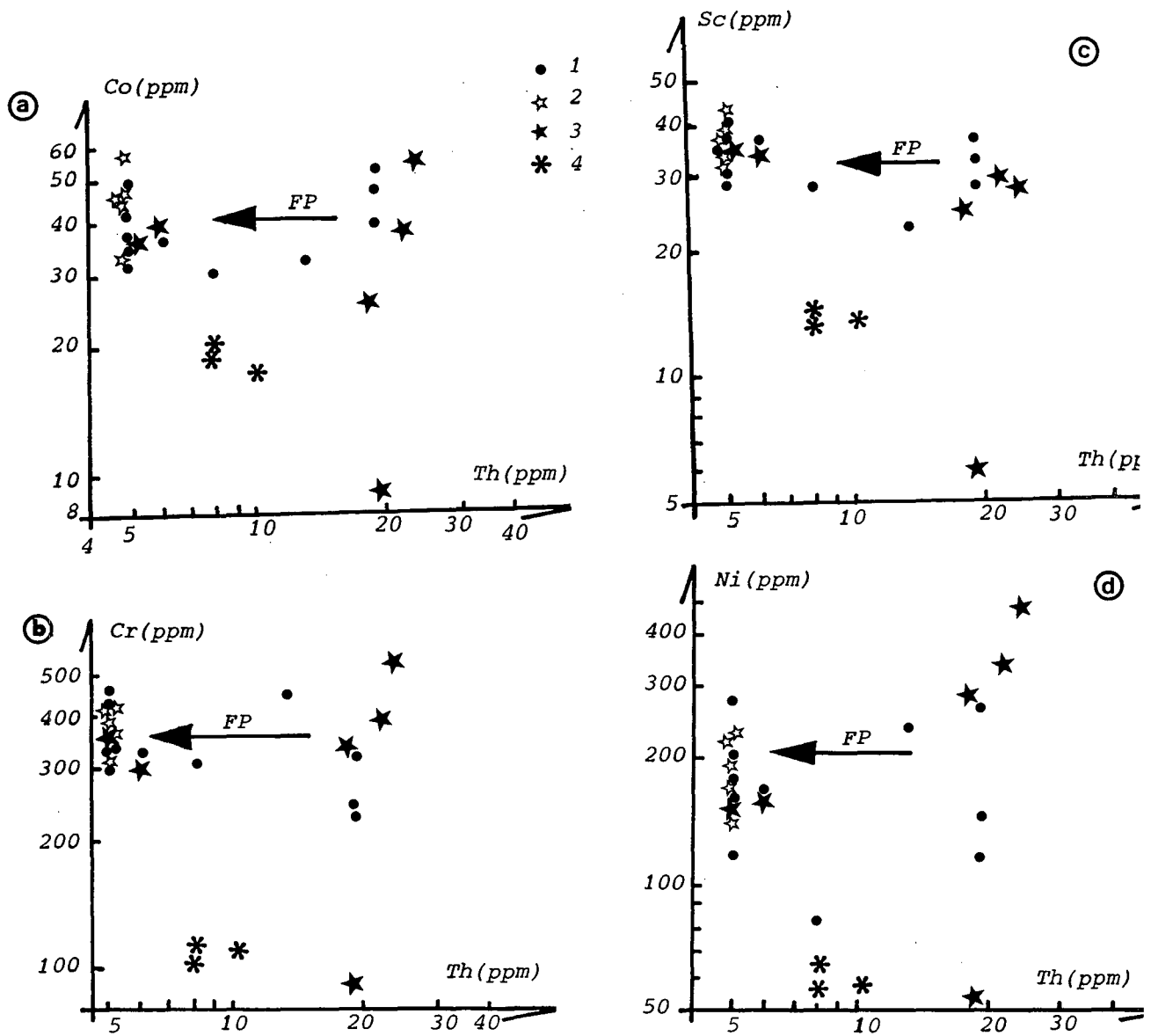


Fig. I-25a, b, c et d : Diagrammes log(élément de transition : Co, Sc, Cr et Ni) vs. log (Th). 1. Dolérites syntectoniques ; 2. Pillow Lava ; 3. Lamprophyres ; 4. Dolérites tardives ; FP. Fusion Partielle.

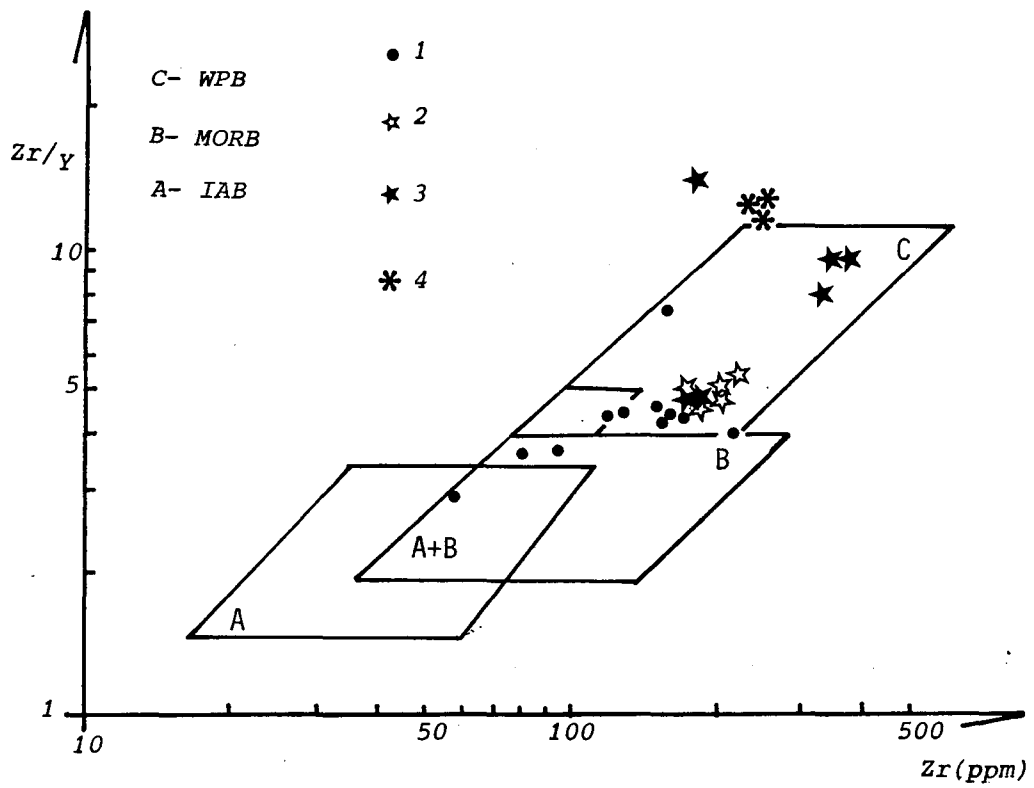


Fig. I-26 : Diagramme Zr/Y vs. Zr de PEARCE & NORRY (1979) pour les roches magmatiques étudiées. 1. Dolérites syntectoniques ; 2. Pillow Lava ; 3. Lamprophyres ; 4. Dolérites tardives ; C. Within Plate Basalt ; B. Mid-Ocean Ridge Basalt ; A. Island Arc Basalt.

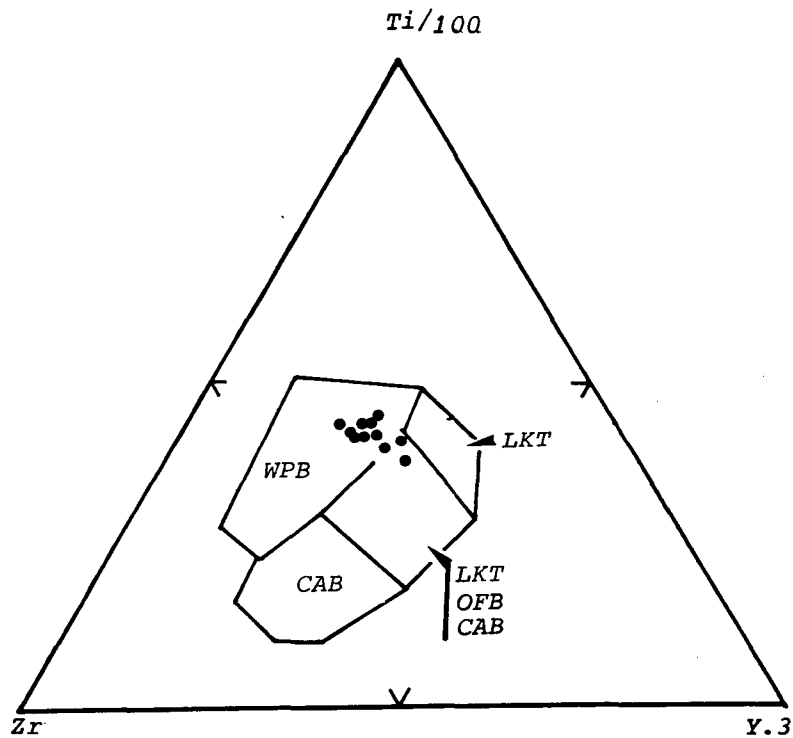


Fig. I-27 : Situation des dolérites syntectoniques (1) du plateau du Ment dans le diagramme de PEARCE & CANN (1973). LKT. Tholéiitites pauvres en potassium des arcs insulaires ; OFB. Basaltes de plancher océanique ; CAB. Basalte calco-alcalin ; WPB. Basalte intraplaque.

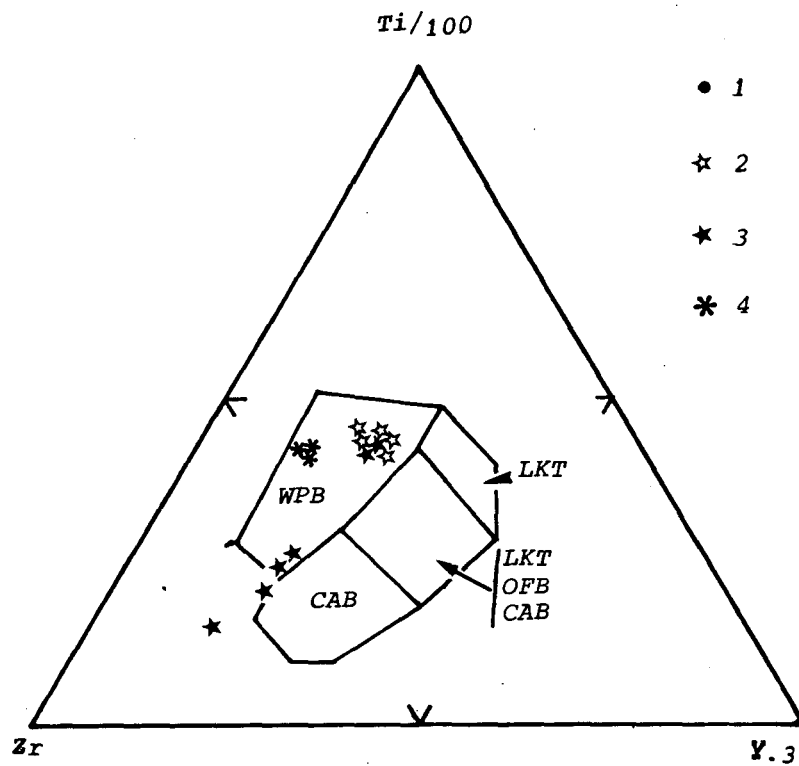


Fig. I-28 : Situation des Pillow lava (2), des lamprophyres (3) et des dolérites tardives (4) du plateau du Ment dans le diagramme de PEARCE & CANN (1973). LKT. Tholéiitites pauvres en potassium des arcs insulaires ; OFB. Basaltes de plancher océanique ; CAB. Basalte calco-alcalin ; WPB. Basalte intraplaque.

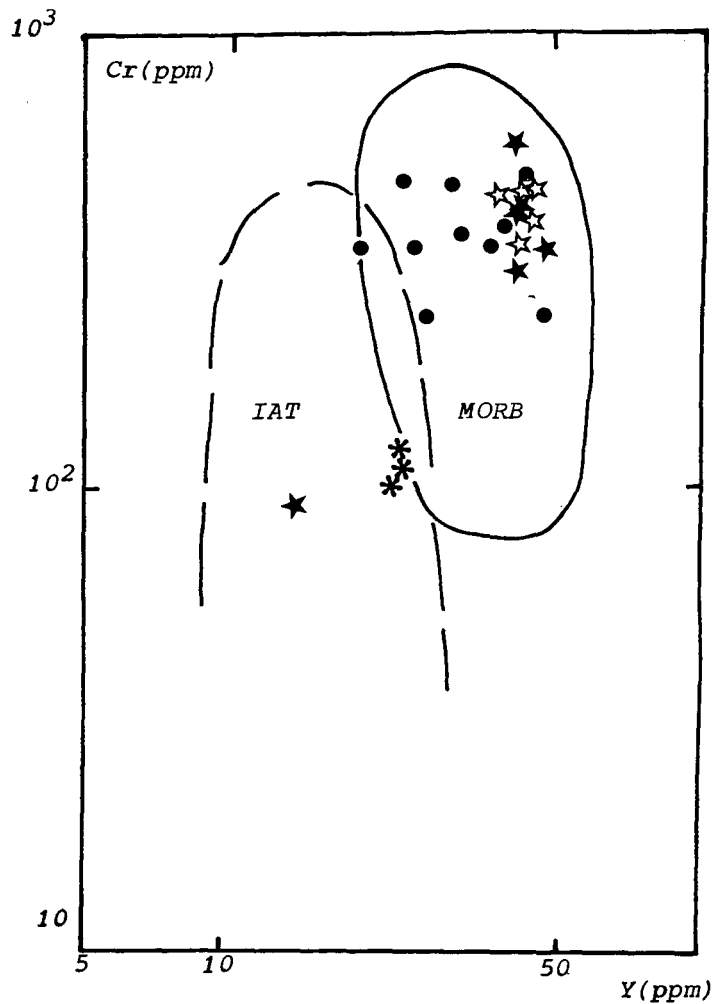


Fig. I-29 : Position des roches magmatiques basiques du plateau du Ment dans le diagramme de PEARCE & al. (1981). 1. Dolérites syntectoniques ; 2. Pillow Lava ; 3. Lamprophyres ; 4. Dolérites tardives.

Les diagrammes Zr/Y vs Zr (PEARCE & NORRY, 1979) (figure I-26), Ti/100-Zr-Y.3 (PEARCE & CANN, 1973) (figures I- 27 et 28) et Cr vs Y (PEARCE & al., 1981) (figure I-29) montrent sans ambiguïté que les roches magmatiques basiques du plateau du Ment présentent le caractère des basaltes intraplaques de type MORB.

Placés dans le diagramme ternaire $TiO_2 \times 5 / Al_2O_3 / MgO$ (CABANIS, 1986) (figure I-30), les points représentatifs des magmatites basiques du plateau du Ment se disposent à l'intérieur du domaine anorogénique pour les coulées basaltiques, et certains sills de dolérites. Le reste des sills de dolérites et les dykes de dolérites occupent le domaine orogénique. Il est à noter que la majorité de ces roches pivotent autour du MORB.

Ces résultats confirment l'observation de terrain, ainsi les coulées basaltiques intrasédimentaires, et certains sills de dolérites anté-tectoniques sont anorogéniques, alors que le reste des sills de dolérites syntectoniques et les dykes de dolérites tardives sont orogéniques.

Placés dans les diagrammes binaires de type $\log(\text{élément de transition})$ vs $\log(\text{Th})$ (figures I- 25 a, b, c et d), les points représentatifs de ces magmatites ne montrent aucune corrélation significative entre le Th et les éléments de transition de la série 3d (Cr, Ni, Co et Sc), par contre, on note une relative constance des teneurs en éléments de transition pour des variations importantes du Th. Ce comportement caractérise en effet, le processus de fusion partielle et écarte celui de cristallisation fractionnée pour la genèse de ces roches.

Le diagramme Cr (ppm) vs Y (ppm) de PEARCE & al., 1981 (figure I-24) montre une hétérogénéité des origines de ces roches magmatiques basiques. Ainsi le taux de fusion du magma parental est très variable et le trend de la fusion partielle peut-être évalué entre 5 et 35%. le processus génétique principal de ces roches serait plutôt le taux de fusion du magma parental ("Primordial Mantle"). La cristallisation fractionnée n'a joué qu'un rôle minime.

4. CONCLUSION

L'approche pétrogénétique que nous venons de tenté à travers les différents diagrammes discriminants (tableau 3) montrent que les magmatites basiques du plateau du Ment appartiennent à la série tholeïtique enrichie en fer, à caractère intraplaque ; de type MORB, dont les premières manifestations magmatiques basiques (coulées de laves basiques synsédimentaires, et sills doléritiques anté-tectonique) ont une tendance anorogénique bien exprimée, alors que les dernières manifestations magmatiques basiques (sills doléritiques syntectoniques et dykes doléritiques post-tectoniques) ont une signature plutôt orogénique.

Cet étude a montré qu'il n'y a probablement pas de lien génétique entre ces magmas basiques, et que le processus génétique principal serait plutôt le taux de fusion (évalué entre 5 et 35%) du magma parental mantellique que la cristallisation fractionnée, qui n'a certainement joué qu'un rôle limité. Il n'y a apparemment pas de parenté entre ces magmas basiques et le granite calco-alcalin du Ment. Cependant, l'examen du diagramme Rb/Sr vs Sr (figure I-23) et celle du diagramme de La ROCHE (1964, 1966) (figures I- 14 et 21), suggère que le magma basique précoce du plateau du Ment est du même type que celui des enclaves cogénétiques du granite porphyroïde du Ment.

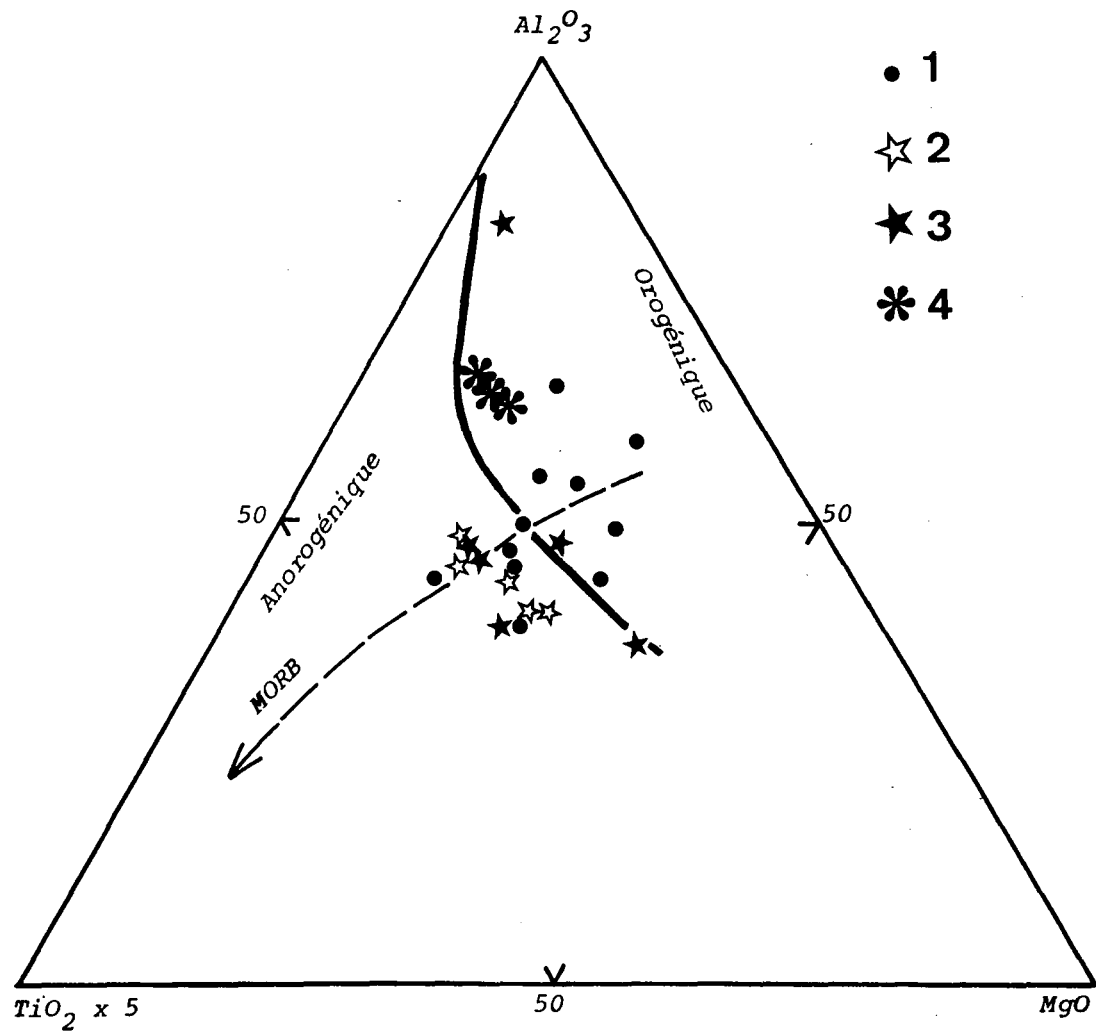


Fig. I-30 : Position des roches magmatiques basiques du plateau du Ment dans le diagramme $5xTiO_2 - Al_2O_3 - MgO$ de CABANIS (1986). 1. Dolérites syntectoniques ; 2. Pillow Lava ; 3. Lamprophyres ; 4. Dolérites tardives.

I.2.C. MODÈLE DE MISE EN PLACE DES MAGMATITES BASQUES ET ACIDES DANS LE PLATEAU DU MENT (BASSIN DE FOURHAL, MAROC CENTRAL)

1. MAGMA BASIQUE THOLEIITIQUE

Tout commence par un amincissement crustal hétérogène guidé par une grande zone de cisaillement à jeu normal d'un bloc continental préalablement structuré en grabens (figures I-31 et I-32), ce qui a permis d'une part la fusion du magma parental mantellique et d'autre part l'épanchement des coulées basaltiques (Laves en coussins) lors du comblement du bassin de Fourhal (plateau du Ment) (figures I-31 et I-39). A la fin du comblement et avant le début de la phase hercynienne majeure, on assiste à la mise en place des lamprophyres (vogésites et kersantites) et certains sills doléritiques (figure I-32). Cette activité magmatique basique a également accompagné la phase tectonique majeure (Westphalien-Stéphanien) par la mise en place de sills doléritiques à caractère syntectonique ; elle s'achève par la mise en place de dykes doléritiques tardifs (figure I-33).

2. MAGMA ACIDE CALCO-ALCALIN (Lignée monzo-granodioritique)

La phase majeure hercynienne d'âge westphalien-stéphanien a pour conséquence un important épaissement crustal qui aurait été suivi d'une érosion rapide (JEBRAK, 1982 ; MICHARD, 1976 ; BOUSHABA & al., 1989), provoquant ainsi une brusque décompression dans les niveaux supérieurs du manteau et inférieur de la croûte continentale ; ce qui crée une importante anomalie géothermique qui induit une importante fusion basi-crustale (figure I-34), se traduisant par la production d'un magma calco-alkalin (figure I-35) à forte composante basique (WINKLER, 1979 ; AUTRAN & COGNE, 1980 ; BROWN & HENESSY, 1978 ; ALBAREDE, 1976).

3. MAGMA LEUCOGRANITIQUE (lignée leucogranitique)

L'intrusion de magma acide calco-alkalin de la lignée monzo-granodioritique, induirait la fusion mésocrustal, ce qui pourrait être à l'origine de magma à tendance leucogranitique (leucogranites à deux micas). De grandes failles intra-crustales achèvent l'évolution géodynamique hercynienne et aboutissent à la production de mobilisats crustaux à l'origine, en grande partie, de la lignée leucogranitique (granites à muscovite et granites à topaze) (figures I-37a et b ; figure I-39d).

	Coulées basaltiques	lamprophyres		Sills de dolérites	dykes de dolérites tardives
		<i>Vogésites</i>	<i>Kersantites</i>		
Relation avec l'encaissant	Synsédimentaire	post-sédimentaires et anté-tectoniques		anté à syntectonique	tardi-tectonique
Texture	microlitique	grenue à grain fin	microgrenue	doléritique, microgrenue intersertale, ophitique	doléritique
Composition minéralogique	Olivine, plagioclase (labrador), pyroxène, (augite), avec peu d'amphibole, actinote, néphéline, magnétite, ilménite et serpentine.	Hornblende verte, FK, biotite, pyroxène; et peu d'apatite, pyrite chalcopynte, magnétite et ilménite.	Biotite, plagioclase (andésine-labrador), peu de pyroxène, amphibole, épidote, magnétite, et ilménite.	Plagioclase (andésine-labrador), augite, pigeonite, amphibole (hornblende verte et brune), actinote, trémolite accessoirement l'olivine, néphéline, chlorite, séricite, épidote, ilménite, magnétite, pyrite, chalcopyrite et arsénopyrite.	Phénocristaux de plagioclase (labrador), enclaves millimétriques* à texture grenue à gros cristaux de pyroxène, de calcite, d'actinote, d'épidote et parfois du quartz secondaire (*ce sont des morceaux des sills doléritiques).
T° de formation	1180 à 1230 °C			1160 à 1280 °C	1110 à 1190 °C
Types pétrographiques	Gabbro	Gabbro-Quartz diorite	Gabbro à monzogabbro	Gabbro-quartz diorite	Gabbro-quartz diorite tonalite
Série magmatique	tholeitique avec enrichissement en fer				
Caractérisations géochimiques	Basalte intraplaque Anorogénique Type MORB	Basalte intraplaque Anorogénique Type MORB	Basalte sub-alcalin Intraplaque Anorogénique Type MORB	Basalte sub-alcalin Intraplaque Anorogénique au début, orogénique à la fin Type MORB	Trachy-andésite Intraplaque Orogénique Type MORB

Tableau 3 : Caractérisations minéralogiques et génétiques des principales magmatites basiques du plateau du Ment.

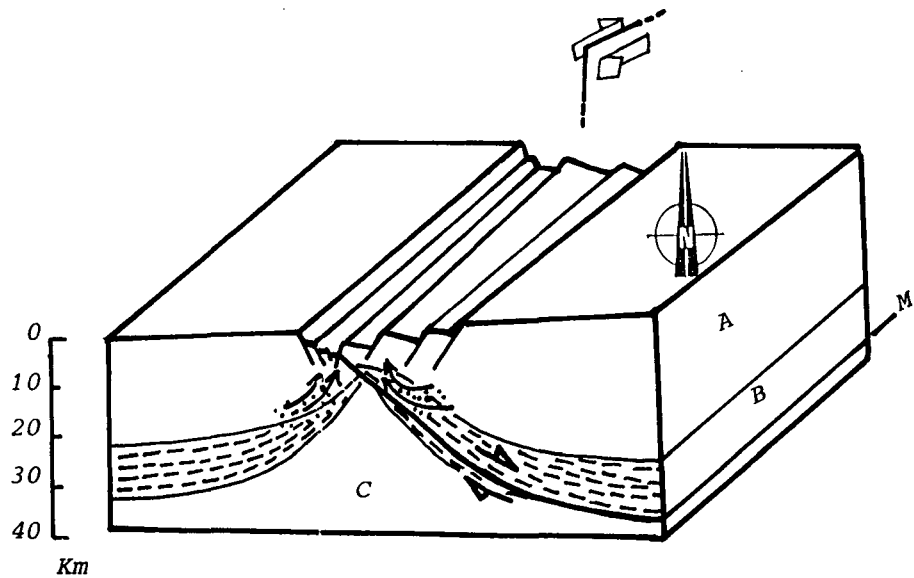


Fig. I-31 : Amincissement crustal hétérogène au Viséen supérieur, guidé par une grande zone de cisaillement à jeu normal (inspiré de WERNICKE, 1985). C. Manteau supérieur, M. Moho, B. Croûte inférieure, A. Croûte supérieure.

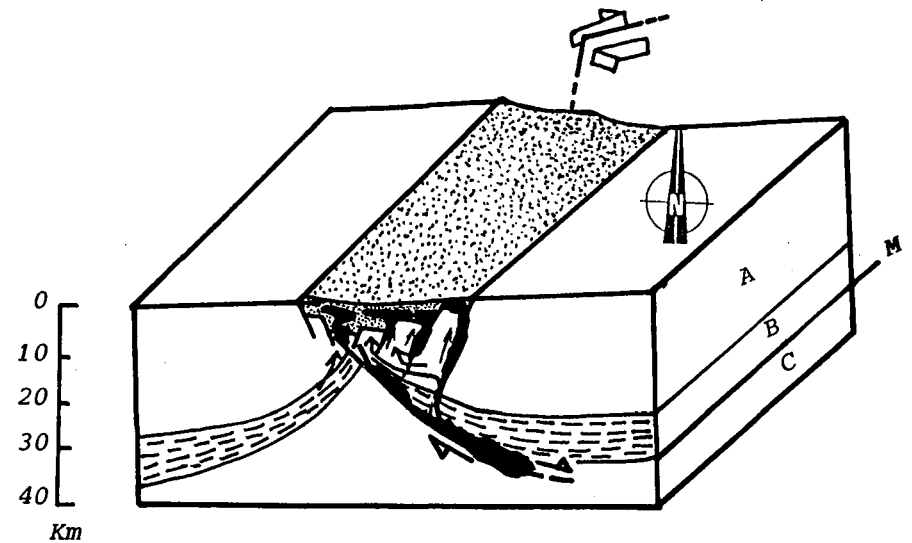


Fig. I-32 : Fusion du magma parental mantellique et épanchement des coulées basaltiques lors du comblement du bassin de Fourhal au Viséen supérieur, suivie de mise en place des lamprophyres et des sills doléritiques. M. Moho, B. Croûte inférieure, A. Croûte supérieure.

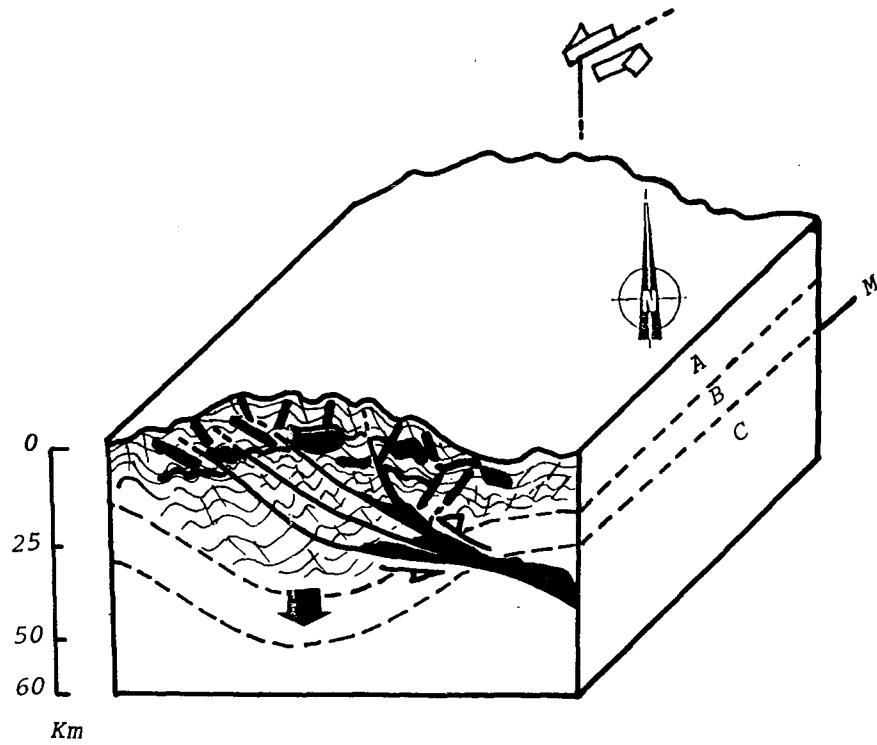


Fig. I-33 : Phase de déformation majeure (phase asturienne) au Westphalien supérieur, accompagnée par la mise en place des sills doléritiques syntectoniques et achevée par des dykes doléritiques tardi-tectoniques. M. Moho, B. Croûte inférieure, A. Croûte supérieure.

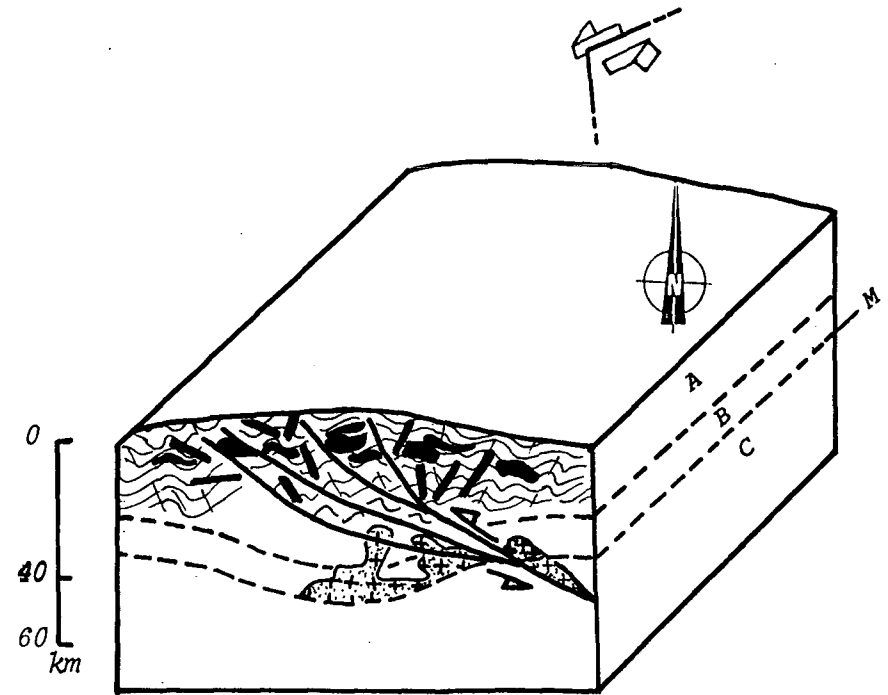


Fig. I-34 : Érosion rapide pendant l'Autunien provoquant une importante fusion basi-crustale à l'origine de la production d'un magma calco-alcalin à composante mantellique prédominante. M. Moho, B. Croûte inférieure, A. Croûte supérieure.

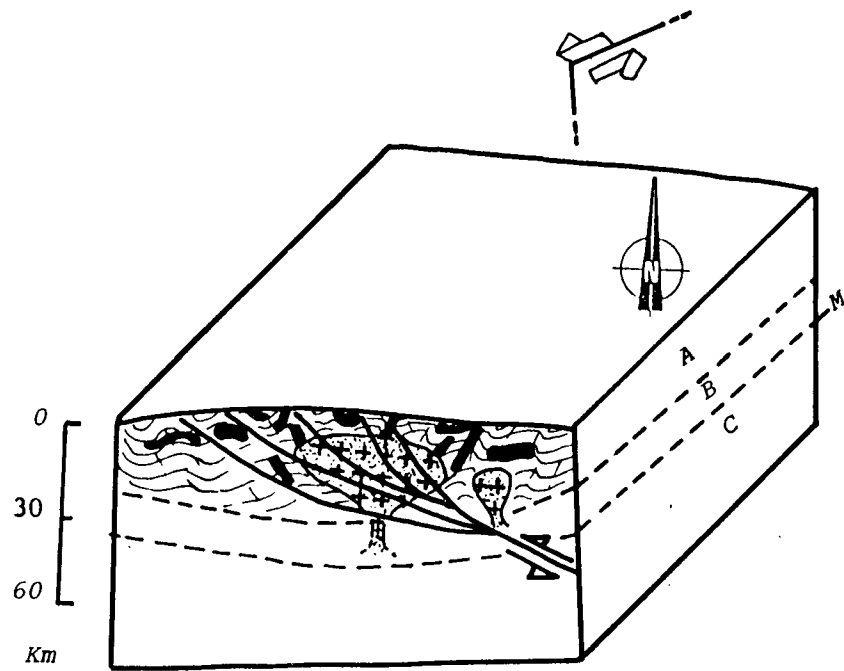


Fig. I-35 : Intrusion de magma calco-alcalin fini-carbonifère, suivie d'une fusion mésocrustale à l'origine des leucogranites à deux micas. M. Moho, B. croûte inférieure, A. Croûte supérieure.

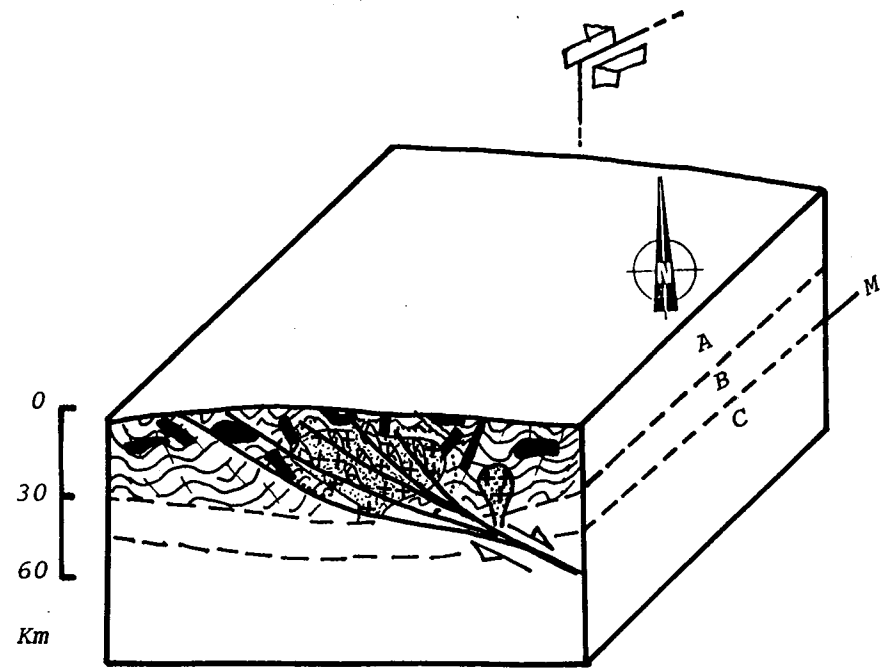


Fig. I-36 : Réactivation dextre au Permien inférieur des décrochements senestres de la phase hercynienne majeure. M. Moho, B. Croûte inférieure, A. Croûte supérieure.

4. CONCLUSION

Il est à noter que l'évolution magmatique dans le plateau du Ment est en parfaite accord avec l'évolution cinématique des bassins de Fourhal (TAHIRI, 1991) et celui d'Azrou-Khénifra (BOUABDELLI, 1989) au Paléozoïque (figure I-39).

Fig. I-37 : Fusion crustale fini-permienne et création de nouveaux bassins intracontinentaux. M. Moho, B. Croûte inférieure, A. Croûte supérieure.

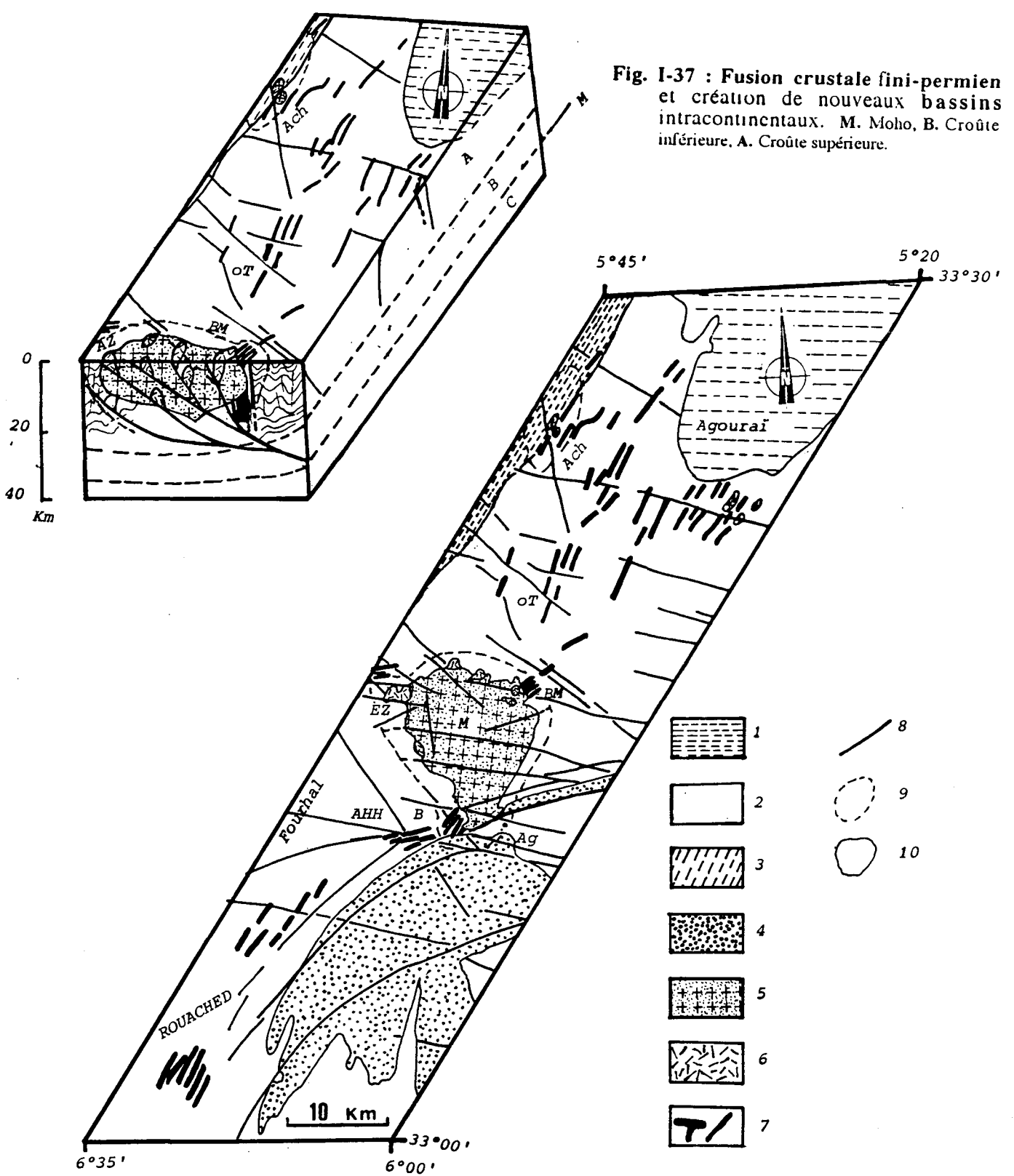


Fig. I-38 : Schéma géologique actuel simplifié du bassin de Fourhal-Telt (tiré de la carte géologique du Maroc au 1/1000 000 ème, 1985).
 1. Corniches calcaires liasiques ; 2. Schiste viséo-namurien ; 3. Calcaire et pelite du Siluro-Dévonien ; 4. Pelite et quartzite du Cambro-Ordovicien ; 5. Massif granitique calco-alcalin du Ment ; 6. Leucogranite du Ment ; 7. Filons de magmatites basiques du plateau de Fourhal-Telt ; 8. Failles ; 9. Auréole de contact du Ment ; 10. Contour géologique ; Ach. Achunèche ; T. Tifoughaline ; BM. Bou Mimoun ; Ez. Ez-Zirari ; M. Ment ; B. Bou Idja ; Ag. Aguelmous ; AHH. Ait Haddou ou Hammou.

CHAPITRE 1-3 :

**GRANITE DE MOULAY BOU AZZA
(MAROC CENTRAL)**

I.3. GRANITE DE MOULAY BOU AZZA (MAROC CENTRAL) : PÉTROGRAPHIE, GÉOCHIMIE ET MÉTAMORPHISME DE CONTACT.

A. INTRODUCTION

Le secteur de Moulay Bou Azza est situé dans le massif hercynien central ou Maroc central (TERMIER, 1936), le long d'une ligne d'accidents majeurs appelée "Faille Smaâla-Oulmès" (CAILLEUX, 1984 ; DIOT & al., 1987 ; TAHIRI & HOEPFFNER, 1987 ; PIQUE & MICHARD, 1989) ou "Couloir d'Oulmès" (TAHIRI, 1991). Cette faille NE-SW sépare le Maroc central en deux unités structurales importantes : à l'Ouest, l'anticlinorium de Khouribga-Oulmès, à l'Est, le synclinorium de Fourhal-Telt (figure I-40a et b). Nous l'appellerons ici le "Linéament Smaâla-Oulmès" (LSO).

Le fonctionnement du LSO peut être repéré à différentes étapes de l'évolution structurale de la chaîne hercynienne du Maroc.

Pendant le Dévonien supérieur et le Carbonifère inférieur, le LSO sépare le domaine du Bassin de Sidi Bettache-Tiliouine (BSB) de type bassin de déchirure sur décrochement (PIQUE, 1979 ; TAHIRI, 1991) et le domaine du Bassin d'Azrou-Khénifra (BAK) (BOUABDELLI, 1989) intermédiaire entre bassin sur décrochement et bassin d'avant-pays (PIQUE, 1994).

Pendant la tectonique varisque, le linéament présente un fonctionnement complexe. Dans sa partie méridionale, des Smaâla à Oulmès, il correspond à une zone de cisaillement à vergence vers le NW, le Carbonifère, structuré par plusieurs épisodes de plissements chevauche le Paléozoïque de l'anticlinorium de Fourhal-Telt avec des phénomènes d'écaillages souvent importants dans les Smaâla (CAILLEUX, 1974), dans la région de Moulay Bou Azza (OUBBIH, 1991) et à Oulmès (TAHIRI & HOEPFFNER, 1987). Dans sa partie septentrionale, de El Hammam à Bou Alzaz, les structures sont par contre nettement déversées vers le SE (CAILLEUX, 1987 ; TAHIRI, 1991 ; PIQUE, 1994). Pendant cette phase tectonique hercynienne majeure, le LSO correspond selon les auteurs à une zone de concentration de la déformation soulignée notamment par un flux thermique élevé (CAILLEUX, 1981 ; TAHIRI, 1991). Cette tectonique plicative, synschisteuse, est suivie de mouvements transcurrents, d'abord senestres puis surtout dextres, ces derniers étant sans doute tardi-hercyniens, liés à l'ouverture des bassins permien (EL WARTITI, 1990 ; TAHIRI, 1991). Le LSO est enfin jalonné par des pointements granitiques affleurants (granites de Moulay Bou Azza, Oulmès, El Hammam) ou cachés (granite d'Oued-Zem).

Le pointement granitique de Moulay Bou Azza est situé à environ 3km du village de Moulay Bou Azza. Sur la carte géologique du Maroc à 1/500000 (1952), il apparaît au sein de terrains siluriens. La carte géologique de OUBBIH (1991) à 1/50000 montre par contre qu'il se présente comme une ellipse d'environ 0,4 x 0,8 km intrusive dans les terrains namuriens du synclinorium de Fourhal qui affleurent sur le versant sud de la crête de quartzites ordoviciens de Ghir ou Roumi (figure I-40c). Plusieurs filons de microgranites de 1 à 10 m d'épaisseur, dirigés NE-SW, intrudent l'encaissant granitique en recoupant la S₀₋₁.

Du point de vue géologique, ce secteur correspond à un empilement de lames d'Ordovicien et de Namurien écaillées vers le NW (domaine des écaillures) sur le domaine occidental (figure I-41). Le pointement granitique est situé dans les terrains namuriens de l'écaille

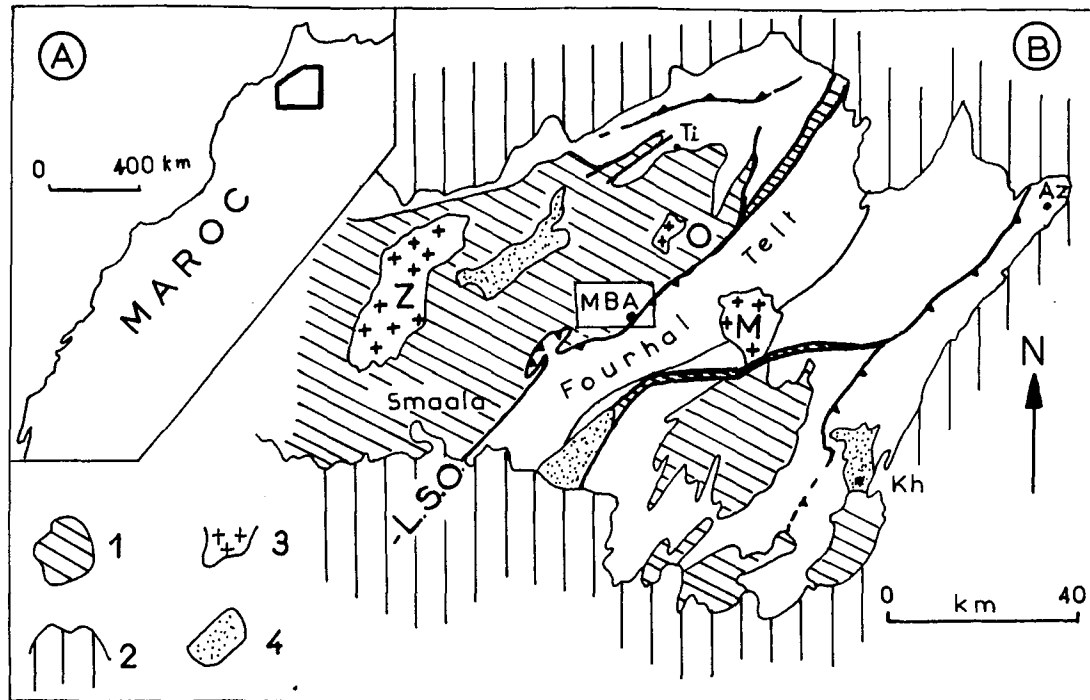


Fig. I-40 : A. Situation du Maroc central (encadré)

B. Schéma structural du Maroc central (inspiré de CAILLEUX, 1987). 1. Socle paléozoïque inférieur (hachures) ; 2. Couverture post-paléozoïque ; 3. Principaux massif granitiques (Z = Zaer, O = Oulmès, M = Ment) ; 4. Molasse tardi-hercynienne ; L.S.O. Linéament Smaâla-Oulmès ; M.B.A. Moulay Bou Azza ; Ti. Tiliouine ; Kh. Khénifra ; Az. Azrou.

supérieure sur le contact anormal avec le domaine oriental, qui correspond ici à un cisaillement vers le NW. Le granite semble sceller ce contact, mais des jeux tardifs sont cependant signalés par OUBBIH (1991) dans des zones broyées avec filons de quartz à mispickel où des stries indiquent des cisaillement vers le NW.

Cartographiquement, l'ellipse granitique est allongée selon la direction de la schistosité régionale (figure I-40b). La limite NW est masquée par des éboulis provenant de la crête ordovicienne de Ghir ou Roumi, par contre, les limites NE et SE sont bien visibles sur la bordure SE. La schistosité régionale N45 est parallèle au contact du granite ; au NE, le granite s'injecte en filonnets dans cette dernière, mais surtout selon des fractures orientées N130-140.

B. DÉFORMATION

1. Dans le granite

Il n'y a pas de fabriques magmatiques ou tectoniques nettement exprimées, à l'exception d'une fluidalité plano-linéaire soulignée par endroits dans le granite porphyroïde par les feldspaths et les micro-enclaves d'encaissant. Le granite présente par contre une fracturation organisée en deux systèmes répartis de façon assez homogène; N 00, pendage faible 30°W et N 110-140, pendage variable 20-70° SW ; dans ce système, s'observent des jeux cisailants selon la direction N25. On n'observe aucune déformation pouvant être associée aux mouvements de cisaillements du linéament Smaâla-Oulmès.

2. Dans l'encaissant.

L'encaissant est constitué par des roches d'âge namurien correspondant à des sédiments initialement pélitiques et grésopélitiques. Près du contact, on observe des schistes siliceux ou "schisto-cornéennes" se débitant en plaquettes millimétriques ou centimétriques. La foliation est toujours bien marquée. En s'éloignant du contact, on passe à des schistes tachetés puis à des schistes satinés. En prenant les schistes tachetés comme marqueurs de l'auréole thermique, on remarque que celle-ci est peu étendue (figure I-40c).

Au microscope, la fabrique planaire est une schistosité lisse, continue, ou foliation. La stratification est entièrement transposée dans la schistosité par le plissement isoclinal. La S1 est soulignée par le quartz en plaquettes allongées, et les micas. Dans les niveaux quartzitiques à proximité immédiate du granite, le quartz en mosaïque indique une recristallisation à haute température. Dans les schistes tachetés (figure I-42A), les taches (concentrations d'opaques) infra-millimétriques dessinent des ellipses allongés suivant la S1, mais clairement post-cinématiques. Dans les schisto-cornéennes, apparaissent des biotites et des andalousites nettement sécantes sur la foliation indiquant le caractère post-tectonique des cristallisations directement liées au métamorphisme thermique (figures I-42B et C). Notons par ailleurs, des films d'opaques représentant des reliques de S1 incorporées dans l'andalousite blastique post-cinématique.

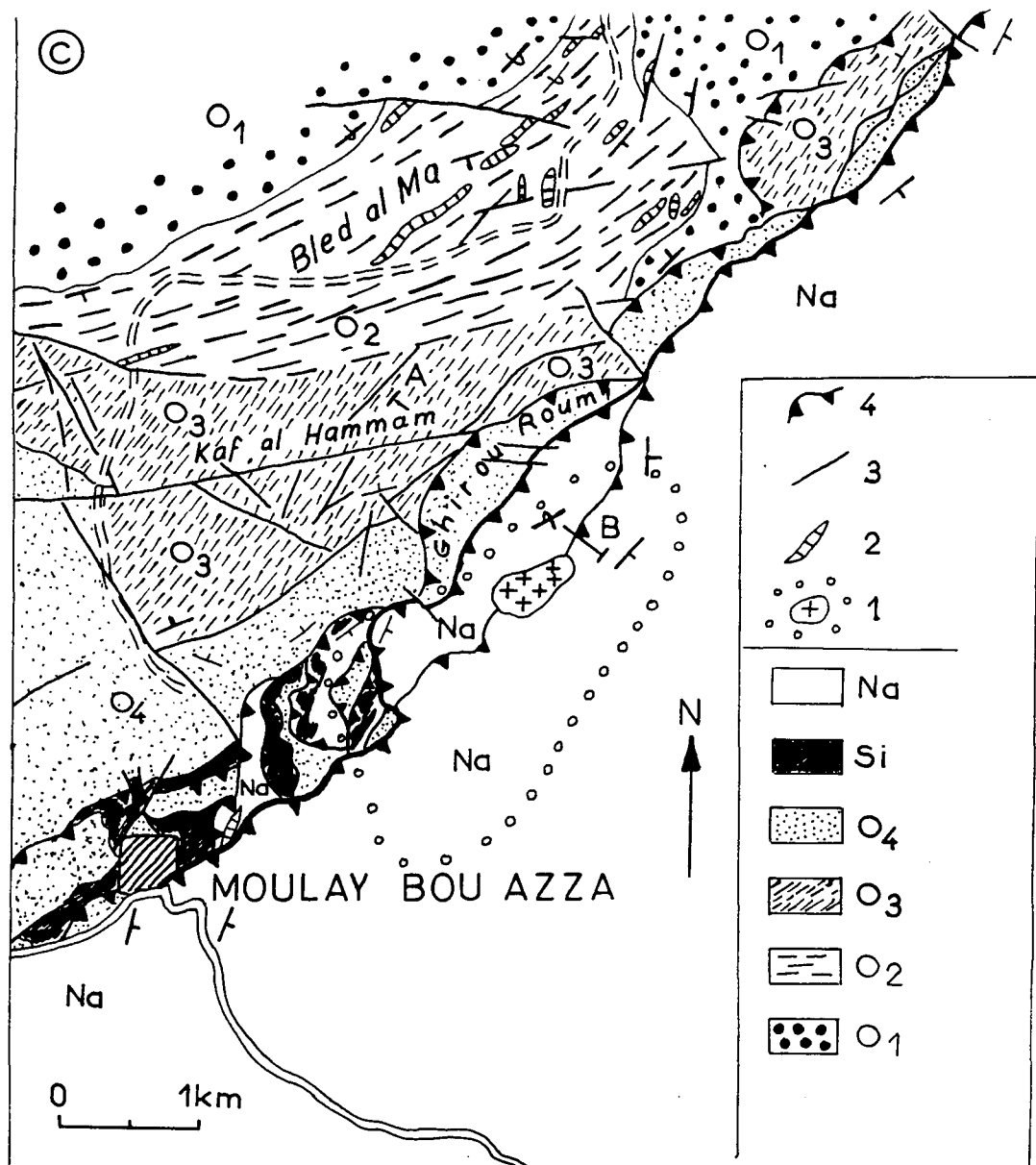


Fig. I-40C : Carte géologique des environs de Moulay Bou Azza (OUBBIH, 1991).
 1. Granite et son auréole de contact ; 2. Filons de microgranite ; 3. Failles ; 4. Contact chevauchant ;
 O1 (Trémadoc) et O2 (Arénig) représentent l'Ordovicien inférieur; O3 (Llanvirm) et O4 (Llandeilo)
 représentent l'Ordovicien moyen. A-B. Localisation de la coupe de la figure 41.

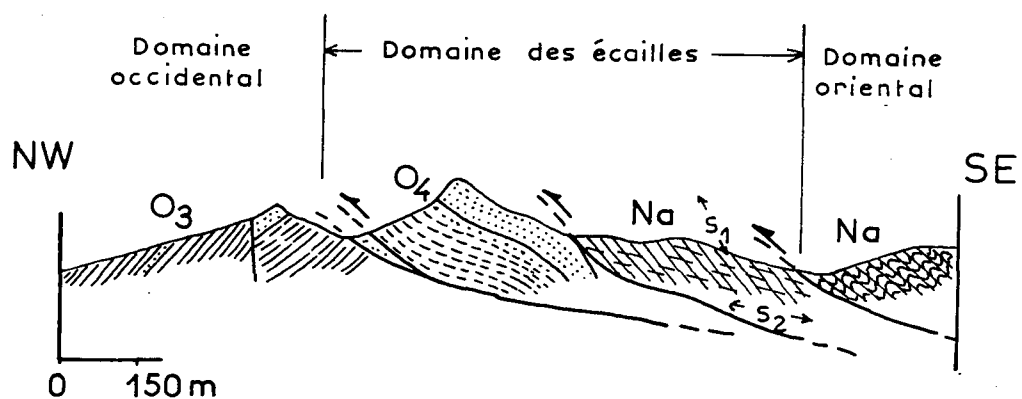


Fig. I-41 : Coupe géologique dans la zone des écailles de Moulay Bou Azza (d'après OUBBIH, 1991). Na. Namurien de l'auréole de contact ; O3 (Llanvirm) et O4 (Llandeilo) représentent l'Ordovicien moyen ; S1 et S2. Schistosités hercyniennes.

3. Conclusions

Le granite de Moulay Bou Azza se caractérise par une mise en place tardi-tectonique (minéraux thermiques post-tectoniques), dans des terrains déformés par un plissement synschisteux associé à un métamorphisme régional de bas degré. Il ne présente aucune déformations internes corrélables avec celles de l'encaissant. Le niveau structural de sa mise en place est relativement superficiel comme l'indique la faible extension de l'auréole et le fort contraste de viscosité entre le granite et son encaissant.

C. PÉTROGRAPHIE

1. Granite principal

Le granite principal de Moulay Bou Azza (MBA) montre une couleur grise à gris jaune, une texture grenue porphyroïde et une composition minéralogique dominée par la biotite (8,5%), le quartz (31,0%), le feldspath potassique (23,5%) et le plagioclase (35,0%). Comme minéraux secondaires on rencontre la muscovite (1,5%) et la chlorite (<0,5%). Les phénocristaux de feldspath potassique peuvent atteindre 4 x 3 x 1 cm de dimension. Ce stock granitique présente quelques rares enclaves basiques sombres, à texture microgrenue, de dimensions centimétriques.

Microscopiquement ce granite est constitué de phénocristaux de feldspath potassique, automorphes à sub-automorphes, en tablettes pouvant atteindre 4 centimètres de dimension maximale (4 x 3 x 1cm) et de gros cristaux de quartz (de 1 à 0,5cm) plus au moins arrondis. Le tout baigne dans une mésostase à grain moyen (au maximum 3mm) composée de feldspath potassique sub-automorphe, souvent maclé carlsbad, largement perthitique avec des inclusions de plagioclase et/ou de biotite. La biotite montre une couleur brune, très pléochroïque (brun rouge foncé), elle contient en inclusion l'apatite et le zircon ; partiellement muscovitisée et chloritisée, elle reste automorphe quand elle se trouve en inclusion dans les feldspaths. Le plagioclase, fréquemment zoné à coeur faiblement séricitisé, est sub-automorphe et maclé albite. Il englobe des inclusions de biotite automorphe.

En utilisant le critère d'inclusion où le minéral inclus, lorsqu'il est automorphe à sub-automorphe, est généralement tenu pour antérieur au minéral porteur, et en considérant les minéraux interstitiels comme étant toujours postérieurs aux phénocristaux ; l'ordre apparent de cristallisation peut être approché par la synthèse des observations texturales réalisées en lames minces. Ainsi dans le granite principal de MBA, mise à part les phénocristaux de feldspath potassique dont la cristallisation est largement antérieure, ce sont la biotite et le plagioclase qui cristallisent les premiers. Ils sont partiellement déstabilisés (chloritisation pour la biotite et séricitisation pour le plagioclase) avant et pendant le développement du feldspath potassique et du quartz. La muscovite existe comme minéral d'altération de la biotite et des feldspaths.

La projection des analyses modales de ce granite dans le diagramme Q-A-P modal de STRECKEISEN (1976) le place dans le champ des granites au sens strict (ROSÉ, 1987).

2. Granite aplitique

Le granite aplitique recoupe en plusieurs points le granite principal. Microscopiquement, il a une texture aplitique (dimension des minéraux inférieur à 1mm), il est composé de quartz le plus souvent xénomorphe à extinction roulante, le feldspath potassique est le minéral le plus

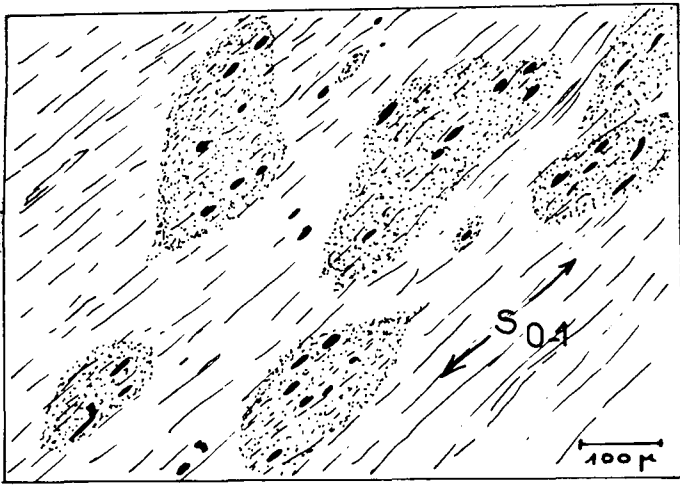


Fig. I-42a : Schiste tacheté (lame BA9), situé au NW du granite principal. Les taches en amas ellipsoïdaux sont composés de micas et d'oxydes de fer, leur aplatissement dans la fabrique S0-1, témoignent du caractère syn-tectonique de la remobilisation des oxydes.

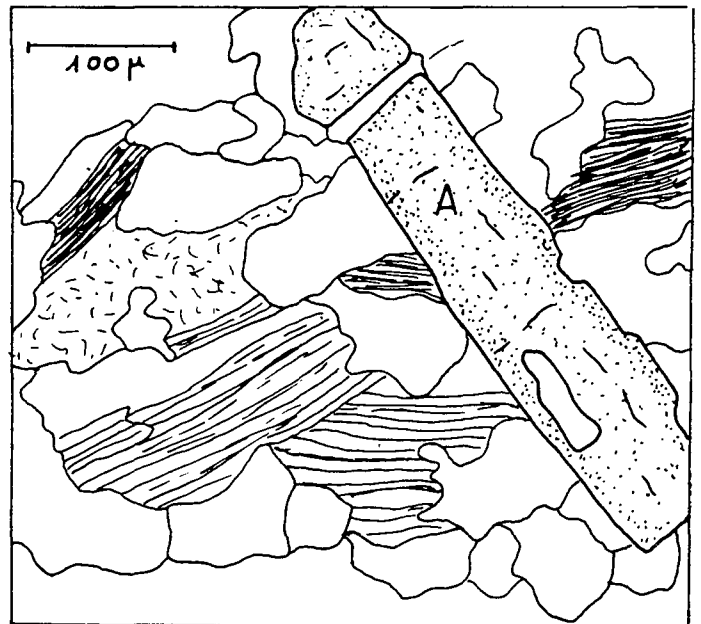


Fig. I-42c : Cornéenne (lame BA8) située à 5m du contact granite-encaissant, au SW du granite principal. Elle montre une structure équante de cornéenne à andalousite (A), muscovite (Ms) et biotite (Bi).

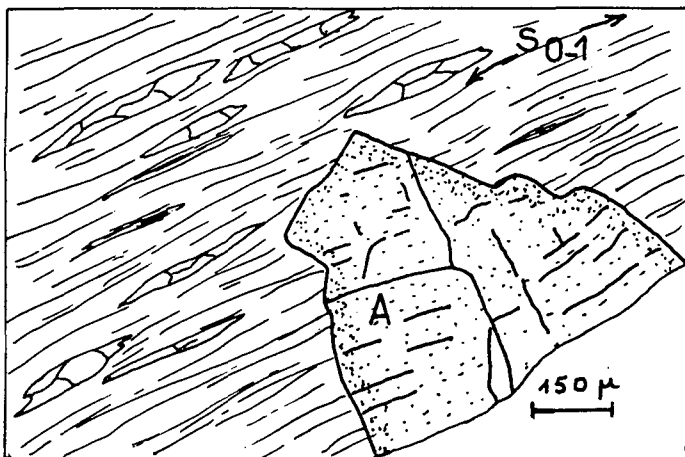


Fig. I-42b : Schisto-cornéenne (lame BA5) située à 3m du contact granite-encaissant, au NE du granite principal. L'andalousite (A) sécante sur la foliation S0-1, montre sans ambiguïté un caractère tardi-tectonique. Il est à noter que S0-1 est soulignée par des muscovites, chlorites et quartz en plaquettes allongées.

représenté, maclé carlsbad, il montre une large altération en minéraux argileux. Le plagioclase est rare, toujours maclé albite, jamais zoné. La méthode dite des sections perpendiculaires à g1 (010) ou méthode de Michel Levy, donne un plagioclase de type oligoclase (An17 à An15). La biotite est souvent tordue, à faible pléochroïsme, fréquemment altérée en muscovite secondaire à structure en éventails ou en rosettes. Cette muscovitisation presque totale de la biotite témoigne d'un important hydrothermalisme ayant affecté le faciès aplitique.

3. FILONS DE MICROGRANITES

Leurs textures est microgrenue feldspathique avec deux stades de cristallisation distincts : (1) le stade phénocristaux (dimension des minéraux largement supérieur à 3mm) est caractérisé par la présence de quartz automorphe à globulaire corrodé, parfois à structure graphique ; de feldspath potassique, maclé carlsbad, argilitisé ; de plagioclase à macle exclusivement polysynthétiques, de nature albitique (An12 à An05) (méthode de Michel Levy) ; de biotite effilée, souvent altérée en muscovite ; (2) le stade mésostase, dont les minéraux n'excèdent guère 1mm de dimension, présente la même composition minéralogique que le stade phénocristaux.

D. MINÉRALOGIE

1. Biotite (tableau 10)

Sa formule structurale oscille entre **a** et **b** :

a : (K1,844 \leftrightarrow Na0,067 0,089) (Mg2,044 Mn0,041 Fe2,172 Al0,866 Ti0,353 \leftrightarrow 0,524) (Si5,561 Al2,439) (OH F)4

b : (K1,831 Na0,045 \leftrightarrow 0,124) (Mg2,138 Fe2,048 Al0,857 Ti0,409 \leftrightarrow 0,548) (Si5,540 Al2,460) (OH F)4

Elle occupe un champ intermédiaire entre le domaine des Fe-biotites et celui des Mg-biotites dans le diagramme de FOSTER (1960) (figure I-45B), et le champ des biotites non accompagnées d'autres minéraux ferro-magnésiens dans le diagramme de NOCKOLDS (1947) (figure I-45A). La projection de Ti exprimé en nombre d'atomes par unité formulaire sur la base de 22 oxygènes dans le diagramme de LEBEL (1979), donne une température de formation de biotite primaire comprise entre 730°C et 500°C (figure I-45C). Dans le diagramme Al_{Tot} en f(Mg) (figure I-47) de NACHIT & al. (1985), elle classe le granite principal de MB dans la série alumino-potassique.

2. Plagioclase (tableau 11)

Il se présente dans la roche sous forme d'individus zonés ou non. Le plagioclase zoné, est fréquent dans la roche, l'étude à la microsonde montre que le zoning est normal et progressif avec un coeur plus calcique de type andésine (An39.05) et une bordure de type oligoclase (An33.89 à An24.47) (figure I-46).

Sa formule structurale oscille entre (**a**) et (**b**) :

a : (Ca0,277 Na0,653 K0,019) (Al1,275 Si2,735 O8)

b : (Na0,917 K0,004) (Al0,988 Si3,023 O8)

E. GÉOCHIMIE

La géochimie du stock granitique de Moulay Bou Azza sera traité à partir des éléments majeurs, traces et terres rares (tableaux 17 et 18).

1. Éléments majeurs et traces

1.1- Granite principal (Éléments majeurs)

L'évolution des différents oxydes en fonction de la silice (figure I-43) fait ressortir l'homogénéité du stock granitique de Moulay Bou Azza avec une faible augmentation de MgO liée au phénomène de chloritisation vue en lames minces. La diminution de Fe_2O_3T est liée à la cristallisation précoce de la biotite, alors que celle de CaO est en relation avec l'évolution du plagioclase observée (variations globales de An39.05 à An0.00).

Dans le diagramme AFM (KUNO, 1968), le stock granitique de Moulay Bou Azza se situe dans le domaine calco-alcalin (figure I-44) montrant un enrichissement en alcalins. Ce résultat est contradictoire avec les compositions des biotites, qui conduisent à placer ce granite dans la lignée alumino-potassique.

1.2. Granite aplitique et les microgranites filoniens :

Le diagramme oxydes en fonction de SiO_2 (figure I-43) montre que lorsque SiO_2 croit, les éléments majeurs (CaO, MnO, Fe_2O_3T , Al_2O_3 et TiO_2) chutent, du granite principal de Moulay Bou Azza vers les aplites et les microgranites, excepté K₂O qui a un comportement opposé aux autres éléments majeurs dans le cas des aplites, ceci s'explique par l'abondance de feldspath potassique dans les aplites par rapport au granite principal. Les points représentatifs du granite principal, du granite aplitique et des microgranites sont alignés dans le diagramme log Rb/Sr vs log Sr (figure I-55). Dans le diagramme AFM (figure I-44) tous ces faciès granitiques tombent dans le domaine de la série calco-alcaline. Ce comportement des éléments majeurs, ainsi que l'alignement des faciès dans le diagramme log Rb/Sr vs log Sr, peut être expliqué par une différenciation magmatique par cristallisation fractionnée ; à partir d'un magma de même origine et un processus d'altération hydrothermale (muscovitisation de la biotite plus ou moins prononcée).

2. Terres rares (TR)

L'enrichissement en TR par rapport aux chondrites (environ 100 x chondrites en La et Ce et 10 x chondrites en Yb et Lu), ainsi que celui des TR légères plus ou moins prononcé vis à vis des TR lourdes, montre que le spectre du granite principal de Moulay Bou Azza (figure I-50) est très proche de celui des granites calco-alcalins (figure I-49) (COCHERIE, 1978 et 1984). Le spectre des TR pratiquement lisse, caractérisé par l'absence de l'anomalie en Eu traduit, d'une part la richesse en biotite de ce faciès, elle-même riche en inclusion de zircon et d'apatite et d'autre part la cristallisation tardive des feldspaths (notamment l'albite). Il montre un grand fractionnement des TR lourdes et légères.

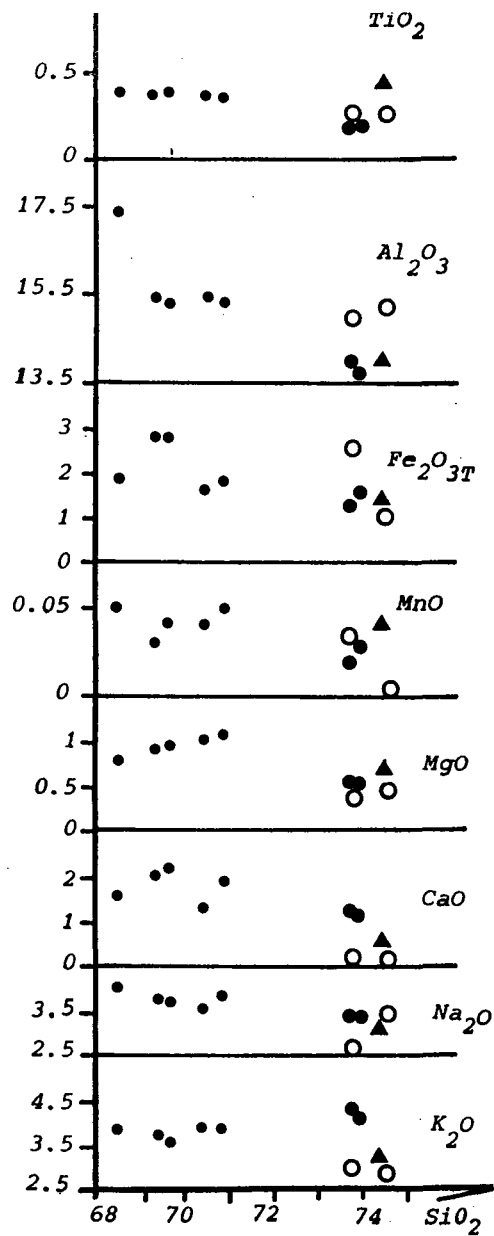


Fig. I-43 : Diagramme oxydes vs SiO_2 des principaux faciès granitiques de Moulay Bou Azza. 1. Granite principal sain ; 2. Aplite ; 3. Granite principal altérée ; 4. Microgranites filoniens

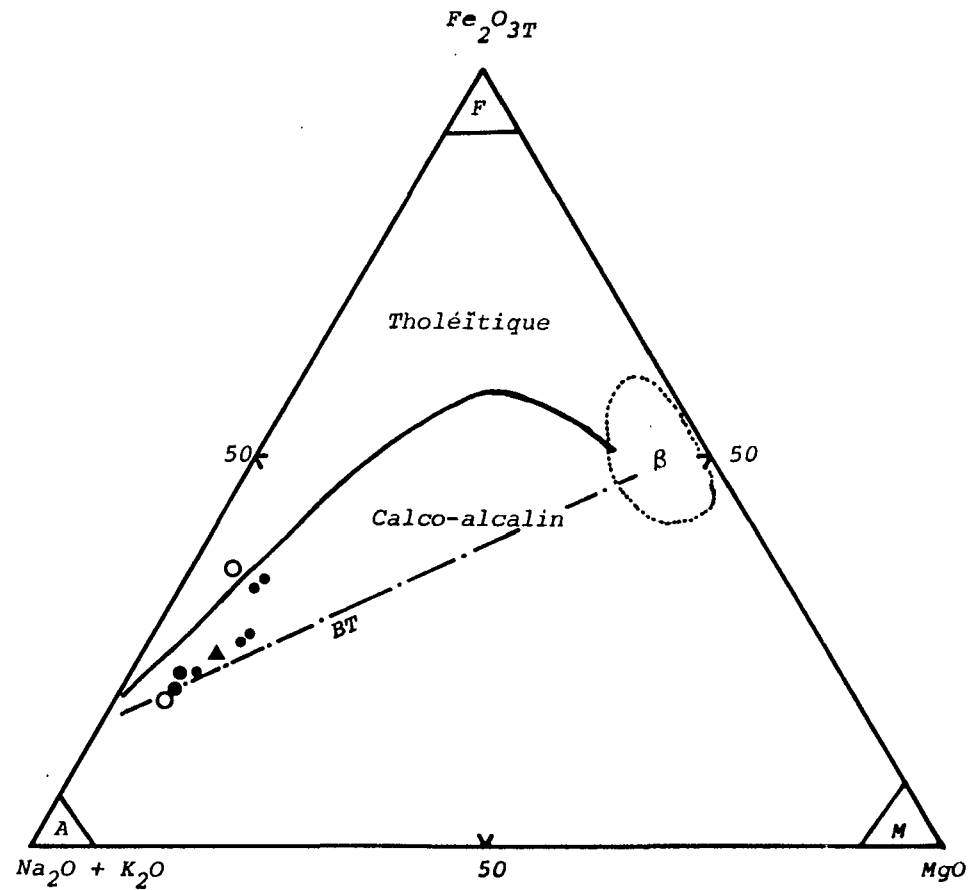


Fig. I-44 : Les principaux faciès granitiques de Moulay Bou Azza dans le diagramme AFM de KUNO (1968). 1. Granite principal sain ; 2. Aplite ; 3. Granite principal altérée ; 4. Microgranites filoniens ; B. Basalte initial ; BT. Bowen Trend.

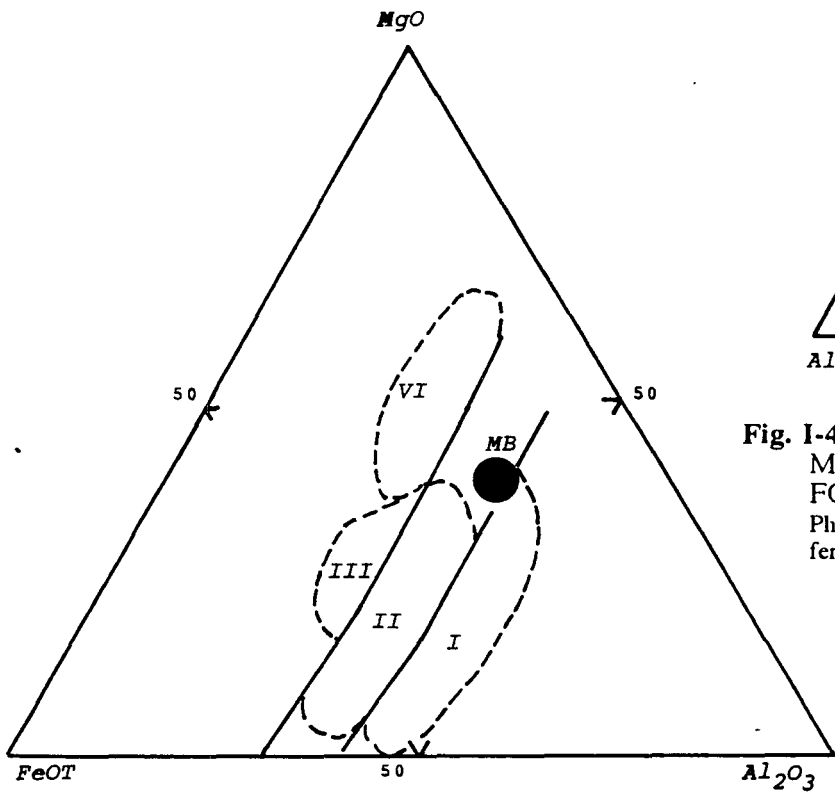


Fig. I-45a : Position des biotites du granite principal de Moulay Bou Azza (BA) dans le diagramme de NOCKOLDS (1947). I. Champ des biotites associées à la muscovite ; II. Champ des biotites non accompagnées d'autres minéraux ferro-magnésiens ; III. Champ des biotites associées à la hornblende ; IV. Champ des biotites associées au pyroxène et/ou à l'olivine.

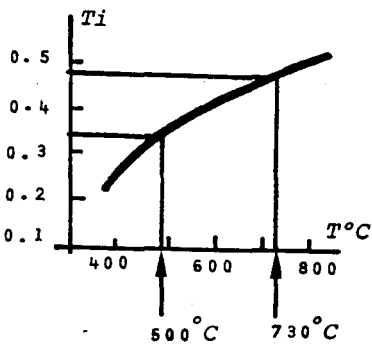


Fig. I-45c : Évaluation de la température de cristallisation des biotites du granite principal de Moulay Bou Azza à partir du diagramme Ti vs. T°C de LEBEL (1979).

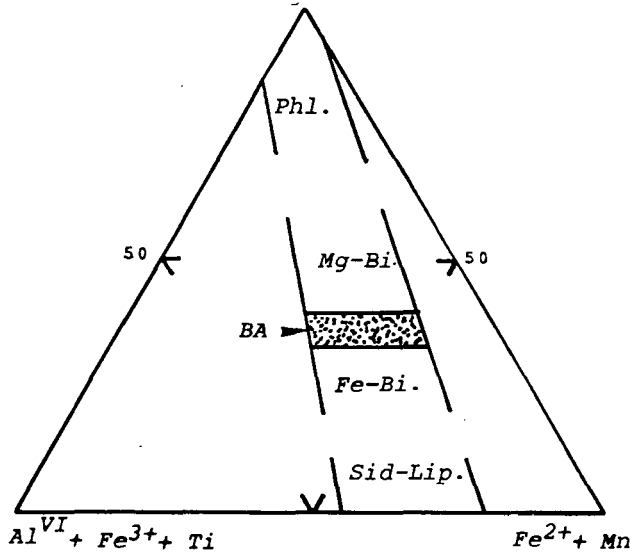


Fig. I-45b : Position des biotites du granite principal de Moulay Bou Azza (BA) dans le diagramme de FOSTER (1960). BA. Champ de Moulay Bou Azza ; Phl. Phlogopite ; Mg-Bi. Biotite magnésienne ; Fe-Bi. Biotite ferrique ; Sid-Lép. Sidérophyllite, Lépidoilite.

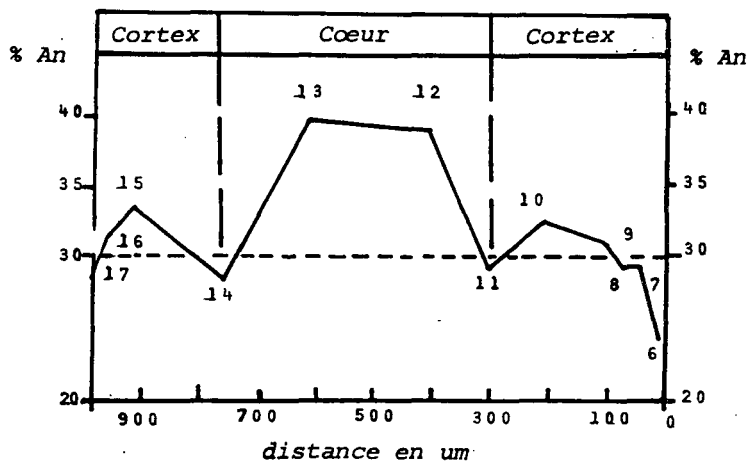


Fig. I-46 : Courbe de variation de % An vs. distance en um dans un plagioclase zoné du granite principal de Moulay Bou Azza. Les chiffres de 6 à 17 représentent les points analysés à la microsonde électronique (CAMEBAX).

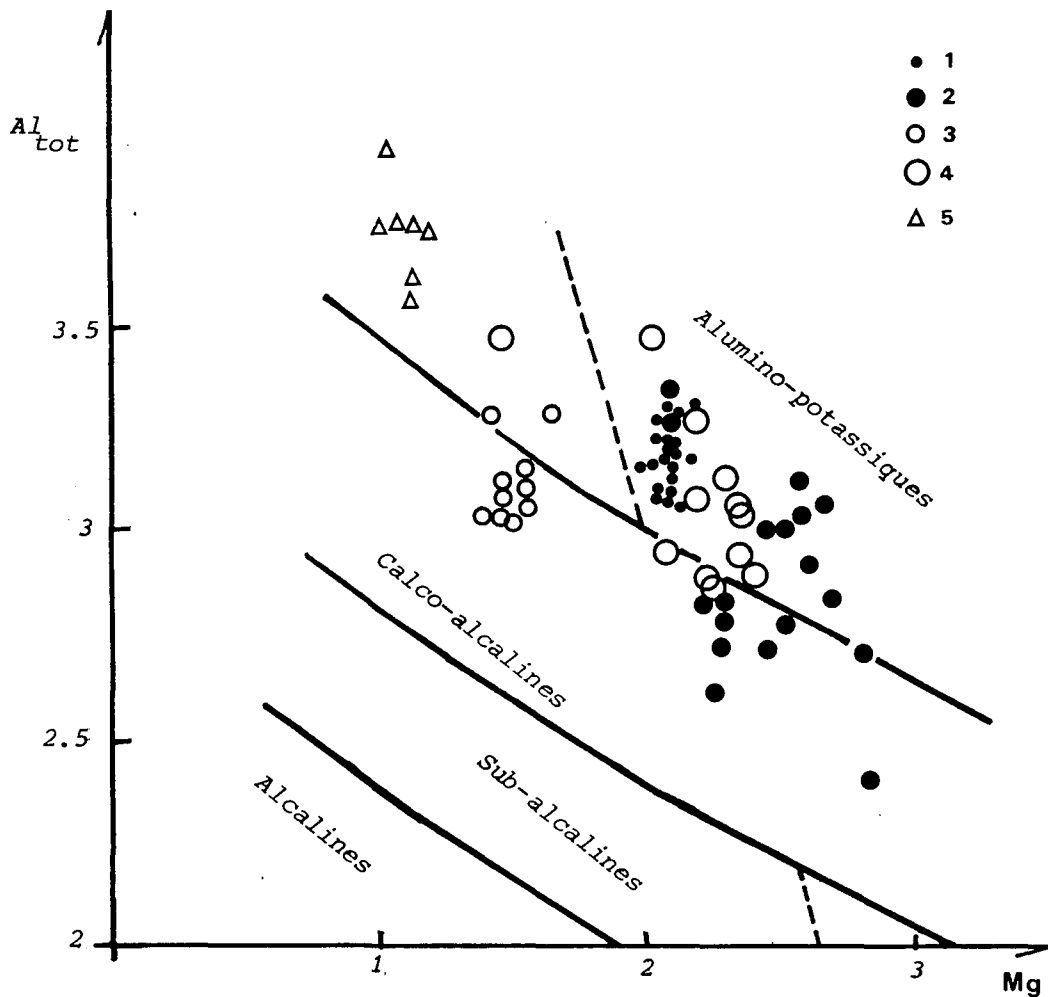


Fig. I-47 : Projection des biotites de l'ensemble des granitoïdes biotitiques (ou faciès principaux) du Maroc central hercynien dans le diagramme Al_{tot} vs. Mg de NACHIT et al. (1985). 1. Moulay Bou Azza ; 2. Jbel Aouam ; 3. Ment ; 4. Zaer ; 5. Oulmés.

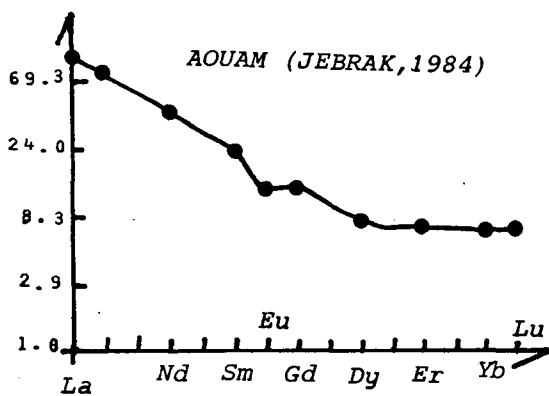


Fig. I-48 : Courbe de normalisation des TR par rapport aux chondrites pour le faciès granitique à biotite de Djebel Aouam (JEBRAK, 1984).

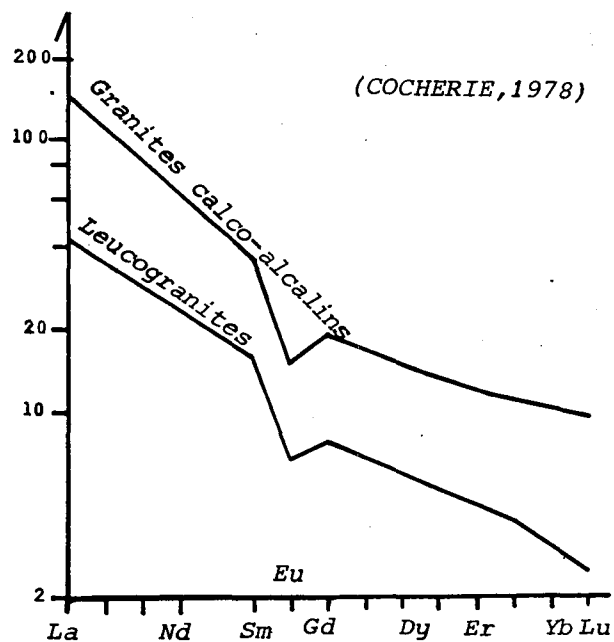


Fig. I-49 : Spectres de TR moyens pour les granites calco-alcalins et les leucogranites (COCHERIE, 1978).

3. Conclusion

L'étude pétro-géochimique montre que le faciès principal de MBA est un granite à biotite porphyroïde et à enclaves "basiques", appartenant à la série calco-alcaline à tendance alumino-potassique, dont la mise en place définitive est post-tectonique (tardi-hercynien) (BOUSHABA & al. 1994)

F. DISCUSSION : COMPARAISON AVEC LES GRANITOÏDES BIOTITIQUES SYN A TARDI- HERCINIENS DU MAROC CENTRAL (tableau 4)

Le granite principal de Moulay Bou Azza ressemble beaucoup, du point de vue minéralogique (biotite à composition chimique entre Mg-biotites et Fe-biotites, plagioclase zoné de type andésine à oligoclase) au faciès principal des Zaer (granite type I et II à biotite : MAHMOOD, 1980 ; GIULIANI & al., 1989). Ils se placent tous deux entre celui de Aouam (Granite à Mg-biotites, plagioclase à An40-An25 : CHEILLETZ, 1984 ; GIULLIANI & al., 1989) et ceux du Ment (Granite à Fe-biotite, plagioclase à An35-An20 : BOUSHABA, 1984) et d'Oulmès (Granite d'El Qurit à enclaves basiques et à Fe-biotite et le granite principal à Fe-biotites : TERMIER & al., 1950 ; BOUTALEB, 1988).

La projection des biotites de ces faciès granitiques principaux du Maroc central (du tableaux 10-12-13-14-15 et 16), place le faciès du Ment, des Zaer et celui de Aouam dans le domaine des granitoïdes de la série calco-alcaline à légère tendance alumino-potassique, alors que ceux d'Oulmès et de Moulay Bou Azza sont franchement alumino-potassiques.

La projection des éléments majeurs de tous les faciès biotitiques syn à tardi-hercyniens du Maroc central dans le diagramme AFM, les situe dans le champ des granitoïdes calco-alcalins.

Les spectres des terres rares des granitoïdes biotitiques principaux du Ment (figure I-52), Oulmès (granite d'El Qurit) (figure I-53) Aouam (figure I-48), Moulay Bou Azza (figure I-50), et El Hammam (figure I-51), montrent les caractéristiques suivantes:

a- teneurs en TR élevées (T.R.>80 ppm)

b- leurs profils sont pentés de la Sm à Lu et peu pentés de Gd à Lu. Les rapports La/Sm (figure I-56) et Gd/Yb (figure I-57) sont inversement proportionnels à la somme des T.R. (Σ T R.). Ils présentent toujours une anomalie négative en Eu ; très prononcée pour le Ment, moins prononcée pour Aouam et à peine décelable pour El Hammam et Moulay Bou Azza.

En conclusion, comme pour les granitoïdes à biotite du Maroc central, le granite à biotite de MBA s'intègre bien dans la lignée calco-alcaline.

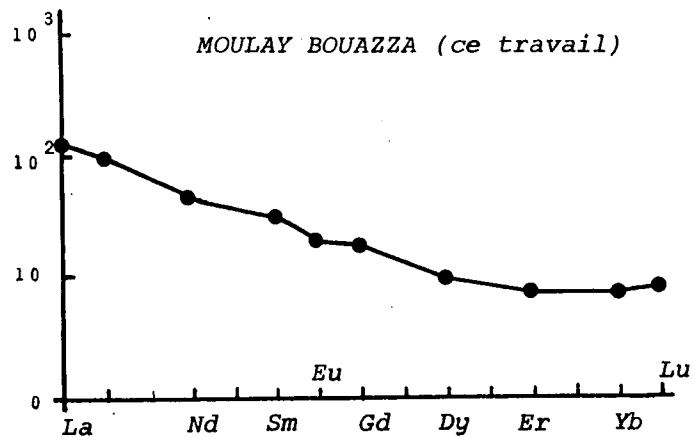


Fig. I-50 : Courbe de normalisation des TR par rapport aux chondrites pour le granite principal de Moulay Bou Azza.

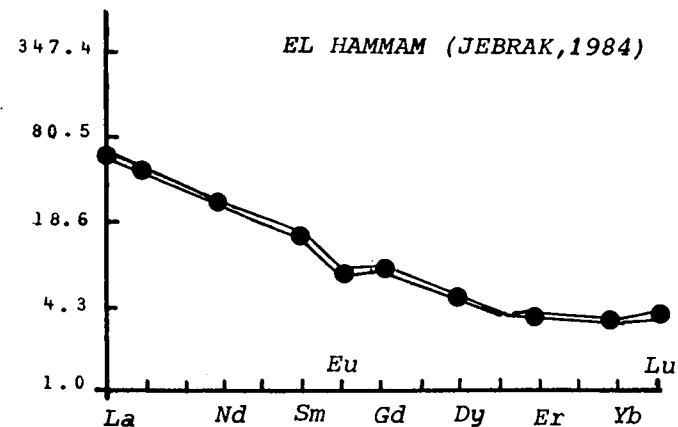


Fig. I-51 : Courbe de normalisation des TR par rapport aux chondrites pour le granite principal d'El Hammam (JEBRAK, 1984).

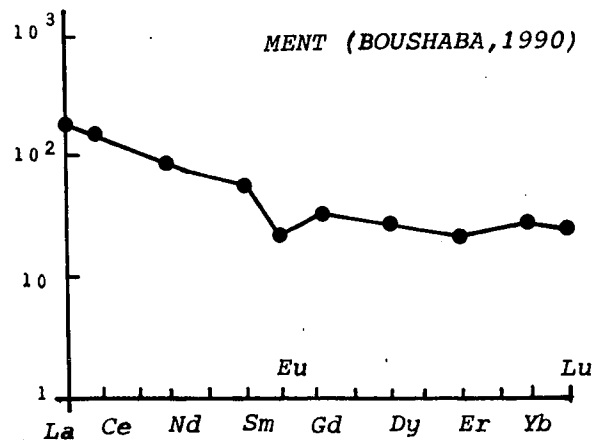


Fig. I-52 : Courbe de normalisation des TR par rapport aux chondrites pour le granite principal du Ment (BOUSHABA, 1990).

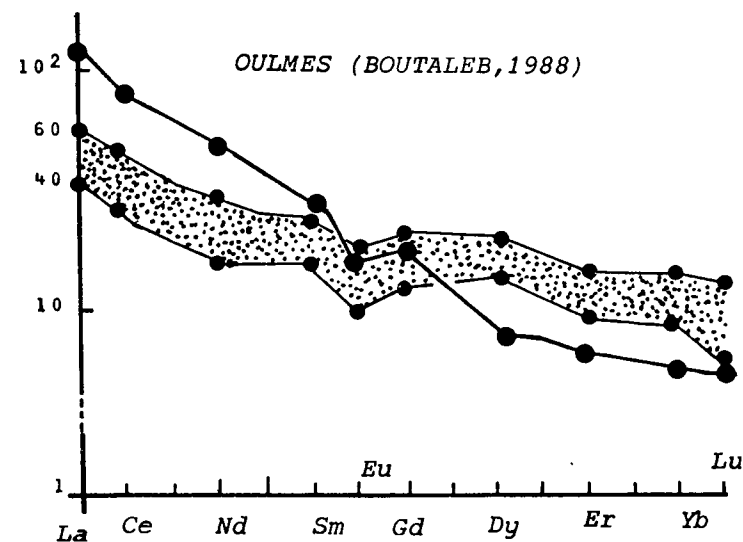


Fig. I-53 : Courbe de normalisation des TR par rapport aux chondrites pour le granite principal d'Oulmès (BOUTALEB, 1988)

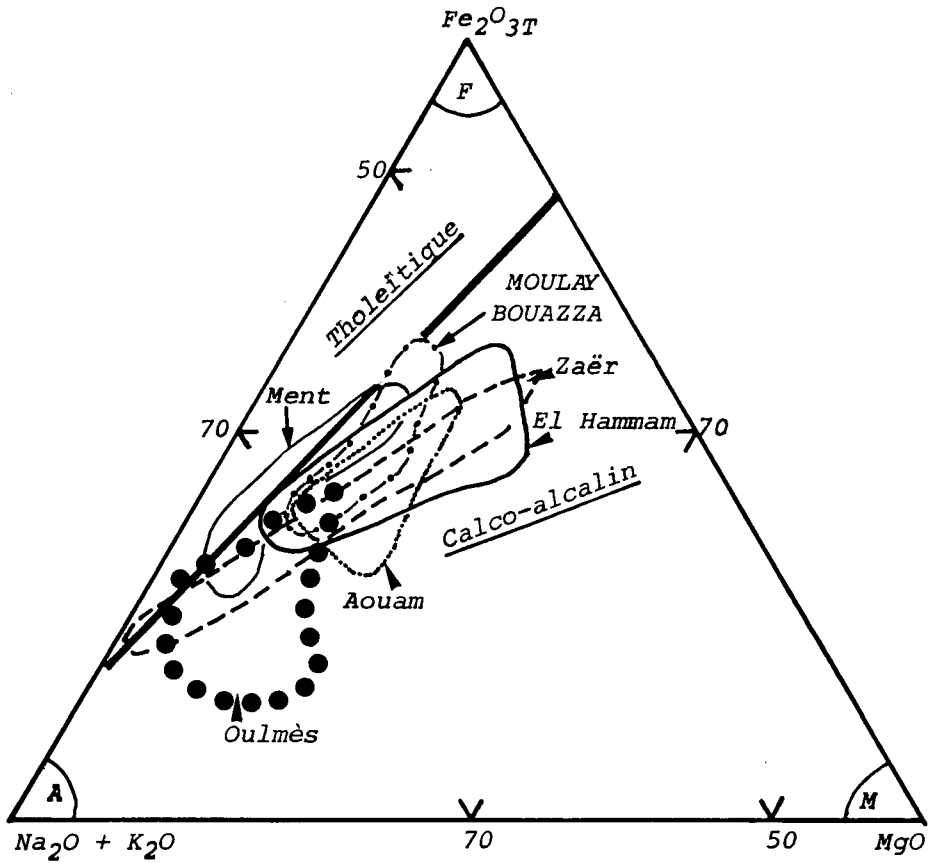


Fig. I-54 : Projection des faciès principaux des granitoïdes hercyniens du Maroc central dans le diagramme AFM de KUNO (1968).

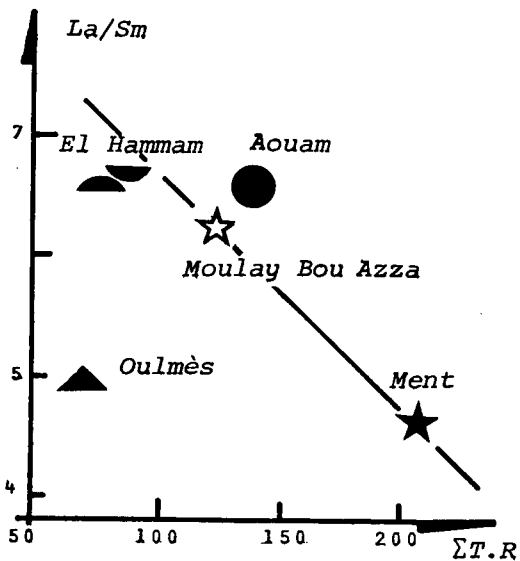


Fig. I-55 : Diagramme La/Sm vs. Somme TR pour les faciès principaux des granitoïdes hercyniens du Maroc central.

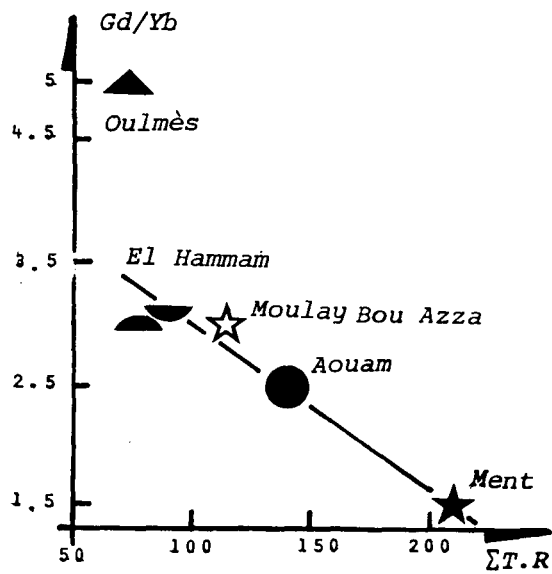


Fig. I-56 : Diagramme Gd/Yb vs. Somme TR pour les faciès principaux des granitoïdes hercyniens du Maroc central.

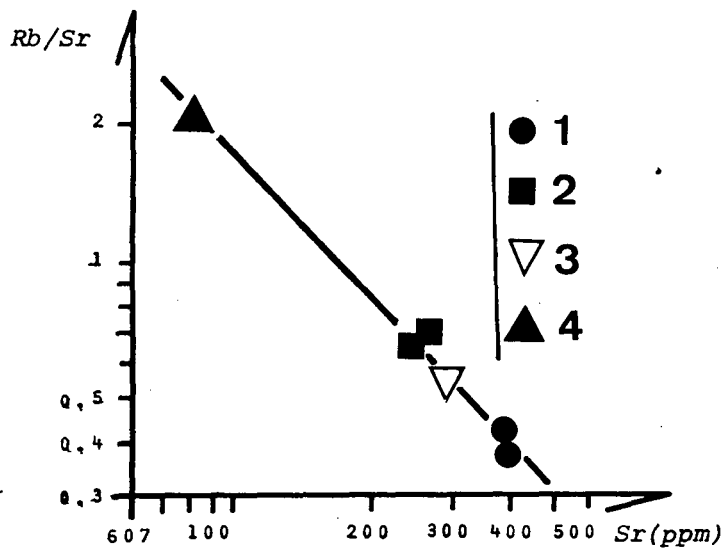


Fig. I-57 : Diagramme logRb/Sr vs. logSr pour les roches plutoniques de Moulay Bou Azza. 1. Granite principal ; 2. Granite aplitique ; 3. Microgranite à biotite (faciès +/- altéré) ; 4. Microgranite à biotite (faciès sain).

Massif (Faciès principal)	Biotite	Plagioclase	Enclaves Ma	Série	Isr	Age	Origine	Observations
Zaer (MAHMOOD, 1980) (GUILLIANI, 1982)	Mg-Bi à Fe-Bi	Andésine- oligoclase (An 37 à An 25)	Enclaves "basiques" (microgrenues claires)	Calco-alkaline à tendance alumino- potassique	0,7054± 0,0002	298 ± 3	-Mixte -Basi-crustale	-Syntectonique -présence de leucogranites
Oulmès (MAHMOOD, 1984) (BOUTALEB, 1988) (ce travail)	Fe-Biotite	Oligoclase- albite	-Xénolites	Calco-alkaline à tendance alumino- potassique	< 0,7176 ± 0,0011 (MRINI)	> 262 ± 4 (300 Ma ?) (Rb/Sr)	-Mixte à composante crustale prédominante	- syntectonique -transformé ultérieurement -présence de leucogranite
Aouam (CHEILLETZ, 1984)	Mg-Biotite	Andésine- Oligoclase (An40-An25)	-Enclaves "basiques" -Restites	Calco-alkaline à tendance alumino- potassique	0,706	293 (Rb/Sr)	-Mixte -Basi-crustale	-post-tectonique -présence de leucogranite
Ment (BOUSHABA, 1984)	Fe-Biotite	Andésine- oligoclase (An35-An20)	-Enclaves "basiques" microgrenues sombres et claires -Xénolite	Calco-alkaline	0,7054 ±0,0015 Rb/Sr	279 ± 6 (MRINI, 1985)	-Mixte -Basi-crustal	-Mise en place post tectonique précédé d'un flux de chaleur -présence de leucogranite
Moulay Bou Azza (MAHMOOD BENANI, 1984) (BOUSHABA & al., 1994)	Mg-Bi à Fe-Bi	Andésine- oligoclase (zoné: An39,05, An24,47 Oligoclase- albite (non zoné: An29,17- An0,00)	enclaves basiques peu fréquentes	calco-alkaline à tendance alumino- potassique	0,704	280±10 (CHARLOT, 1967) 275±7 (TISSERANT, 1977) (Rb/Sr)	-Mixte -Basi-crustal	-Mise en place post-tectonique précédé d'un flux de chaleur -présence de leucogranite
El Hammam (JEBRAK, 1984) (SONNET, 1981)	Biotite des- tabilisée totalement en chlorite	Andésine- oligoclase (An30-An20)		Calco-alkaline peralumineuse		> 243±7 (K/Ar)	-Mixte -Basi-crustal	-post-tectonique -transformé ultérieurement (structures C/S) -présence de leucogranite

Tableau 4: Caractérisations minéralogique et génétiques des principaux massifs granitiques biotitiques du Maroc central

CHAPITRE : I-4

**ESSAI DE CLASSIFICATION DES GRANITOÏDES
HERCYNINIENS MAROCAINS**

ESSAI DE CLASSIFICATION DES GRANITOÏDES HERCINIENS MAROCAINS

A. GÉNÉRALITÉS

Parmi les critères de classification des granitoïdes les plus connus dans la littérature on cite :

(i) Les enclaves (DIDIER & LAMEYRE, 1969 ; DIDIER & al., 1982 ; DIDIER & BARBARIN, 1991).

(ii) La pétro-minéralo-géochimie de la roche (éléments majeurs, traces, rares et isotopes stables et instables) (HARKER, 1909 ; KUNO, 1959 ; McDONALD & KATSURA, 1964 ; PITCHER, 1978 et 1983 ; MIYASHIRO, 1978 ; ORSINI, 1979 ; COLLINS & al., 1982 ; De La ROCHE, 1986 ; DEBON & LEFORT, 1983 et 1988 ; PEARCE & al., 1984 ; BARBARIN, 1990).

(iii) L'environnement tectonique (PITCHER, 1974 ; 1983).

De ces nombreux critères de classification des roches magmatiques ressortent trois caractères synthétiques : (1) génétiques, types basi-crustal (type C/M) et igné-sédimentaire (type I/S) ; (2) lignée ou séries magmatiques (granodioritiques, tholéitiques, monzonitiques et leucogranitiques) et (3) géodynamique (contexte géologique de mise en place). Pour représenter la réalité des phénomènes magmatiques seules quelques conceptions de classification seront appliquées aux granitoïdes hercyniens du Maroc. Tenant compte de ces critères, il ressort que les granitoïdes du Maroc hercynien se résument en deux grandes séries ou lignées magmatiques (BOUSHABA & al, 1987):

(a) La lignée monzo-granodioritique d'origine mantellique ou mixte (type M) ou méta-ignée (type I), appartenant à la série calco-alkaline métalumineuse caractérisée par des teneurs élevées en K₂O et basse en CaO.

(b) La lignée leucogranitique, d'origine principalement crustale ou sédimentaire (type C/S) parfois contaminée par le manteau, peralumineuse autochtone ou intrusive.

B. ESSAI DE CLASSIFICATION DES GRANITOÏDES HERCINIENS MAROCAINS

1. Caractérisations pétro-géochimique et génétique des principales lignées magmatiques des granitoïdes hercyniens

A partir des travaux effectués sur les granitoïdes du Maroc hercynien, dont les résultats sont consignés dans les tableaux 5 a, b et c, nous suggérons la présence de deux lignées magmatiques principales :

1.1. Lignée calco-alkaline à tendance monzonitique

Cette lignée englobe principalement les faciès granodioritiques et monzo-granodioritiques. Elle est caractérisée par l'omniprésence d'enclaves magmatiques basiques ; d'une composition minéralogique où le plagioclase est de type andésine-oligoclase, la biotite est surtout de type magnésienne ou ferrifère, rarement de type phlogopite, l'amphibole et le pyroxène sont rarissimes, excepté pour le pluton composite de Tichka. La minéralisation associée à cette lignée

est de type Sn-W-Mo.

Du point de vue génétique, la lignée calco-alcaline métalumineuse basi-crustale est en relation intime avec des zones de collision ou post-collisions intracontinentales, dans un contexte de type calédonien.

1.2. lignée leucogranitique

Cette dernière, regroupe les granites à muscovite (leucogranites), dépourvus d'enclaves magmatiques basiques ; où la composition minéralogique est dominée par l'omniprésence de la muscovite, le plagioclase de type albite, la biotite est souvent remplacée par la sidérophyllite ou parfois la zinnwaldite. La minéralisation associée est principalement de type As, S, Cu, Bi, Pb et Ag ; mais également de type Sn-W.

Du point de vue génétique, la lignée leucogranitique peralumineuse est plutôt de type hercynotype, caractérisée par des collisions continentales souvent guidées par des zones de cisaillement ductiles préexistantes.

2. Données du couple (Sr,Rb) et du rapport isotopique initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des granitoïdes hercyniens

Les propriétés géochimiques de ces éléments (Sr,Rb et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) ont fait l'objet de nombreux travaux, dont ceux de HEIR et ADAMS (1964), HEIR & BILLINGS (1970) pour le Rb ; de TAYLOR (1965), PETERMAN & HEDGE (1974) pour le Sr ; FAURE (1977), DUTHOU (1977), PINTO (1982), TEIXEIRA et al. (1987) ont combiné sur des diagrammes d'une part, le Sr versus Rb ; d'autre part le $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus âge de mise en place. La plupart de ces auteurs considèrent en effet les variations des teneurs de ces éléments comme un outil précieux pour la compréhension des granitoïdes (nature de la source, genèse et contexte géodynamique de mise en place). C'est dans cet esprit que nous allons exploiter ces deux types de diagrammes en y plaçant les données de TISSERANT (1977), MAHMOOD (1980), GIULLIANI (1982), TARGUISTI (1983), BOUSHABA (1984), EL AMRANI (1984), MRINI (1985), RAFI (1988), BOUSHABA (1990), GASQUET (1991) et MRINI & al. (1992).

2.1. Données du diagramme Sr vs Rb (figure I-58 à figure I-67)

Les résultats sont consignés dans les tableaux.5 a, b et c. Ils nous permettent de conclure que la lignée magmatique calco-alcaline montre des valeurs de Rb/Sr relativement faibles et des corrélations négatives parfois absentes. Par contre, la lignée leucogranitique s'individualise par des valeurs de Rb/Sr nettement plus élevés et des corrélations positives à légèrement négatives.

2.2. Évolution isotopique des principaux granitoïdes de la chaîne hercynienne du Maroc (figure I-68)

Le diagramme d'évolution isotopique ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial vs "âge de mise en place" de la plupart des granitoïdes de la chaîne hercynienne du Maroc, dégage deux grandes familles de lignées magmatiques.

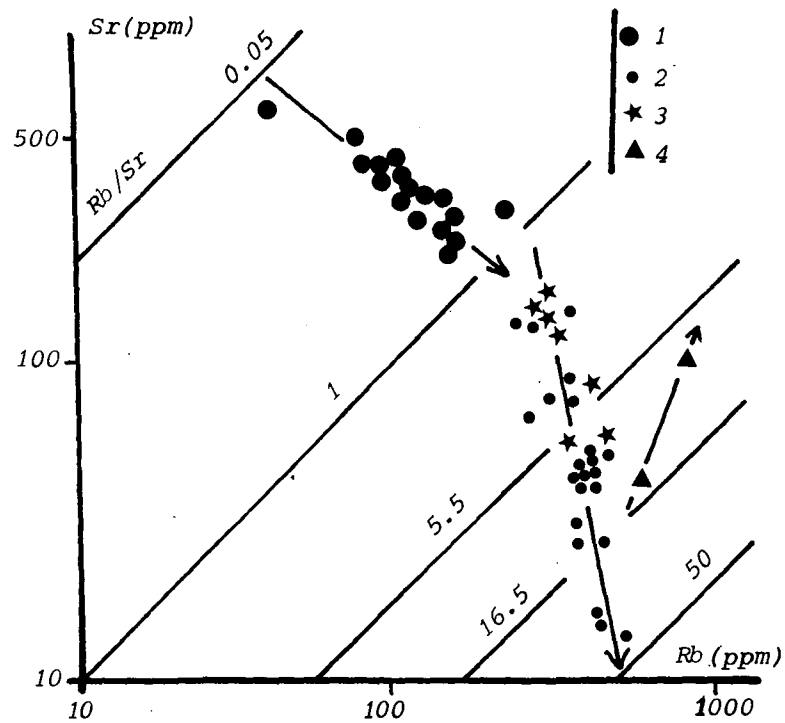


Fig. I-58 : Massif granitique des **Zaër** dans le diagramme $\log Sr$ vs $\log Rb$. 1. Granite à biotite (type I et II), 2. Granite à deux micas et à gros grain (type III), 3. Granite à biotite (type II) rééquilibré, 4. Granite à muscovite seule.

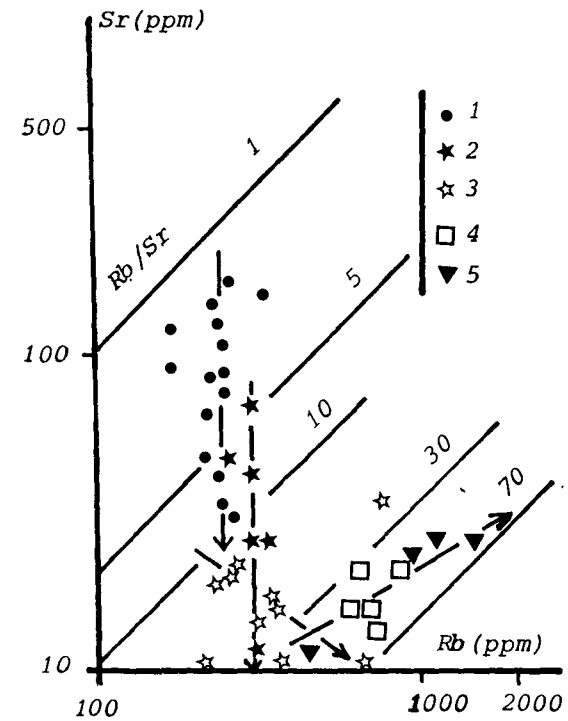
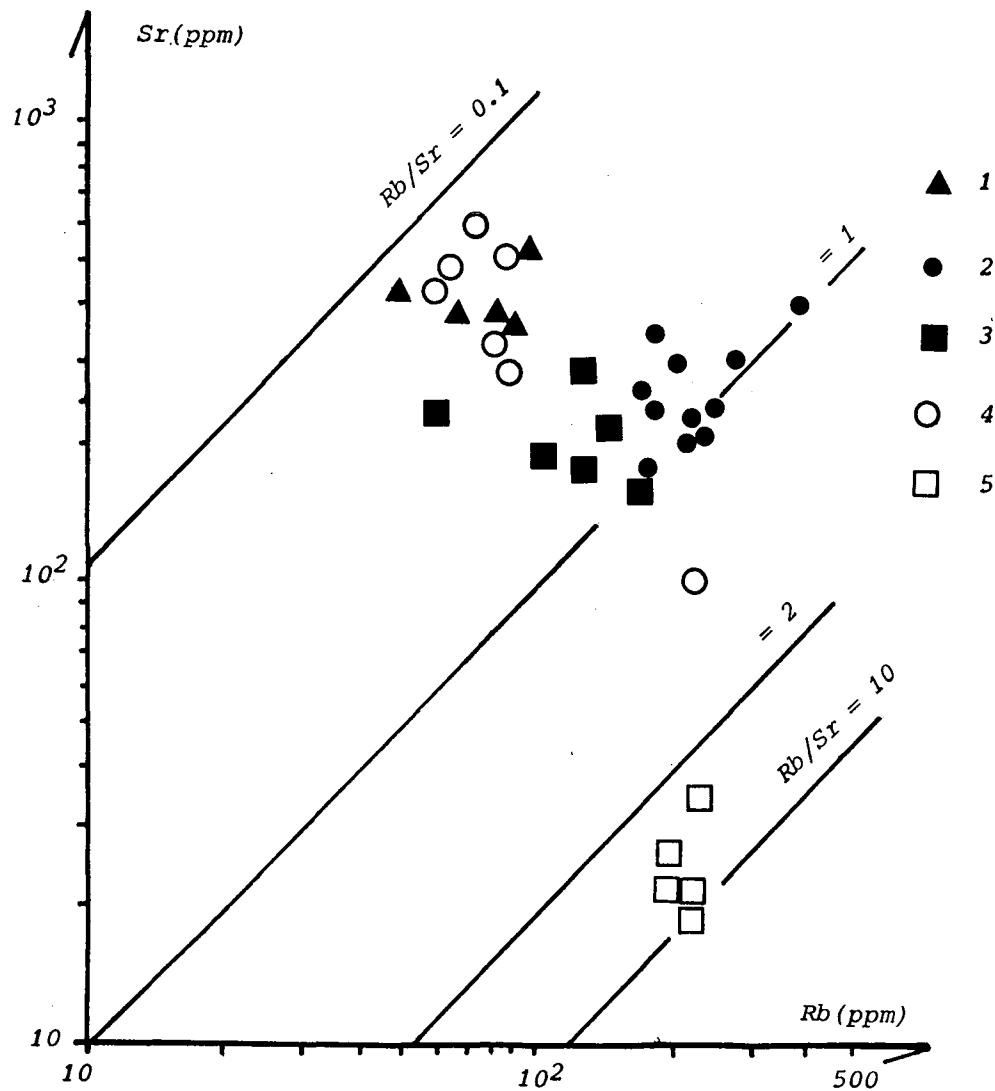


Fig. I-59: Massif granitique du **Ment** dans le diagramme $\log Sr$ vs $\log Rb$. 1. Granite calco-alcalin porphyrique à biotite ferrifère, 2. Granite calco-alcalin peu ou pas porphyrique à sidérophylite et à andalousite, 3. Leucogranites fins à deux micas, 4. Leucogranite grossier à sidérophylite et à topaze, 5. Leucogranite fin à zinnwaldite et à topaze.



87

Fig. I-60 : Granitoïdes de Djebel Aouam dans le diagramme logSr vs. logRb. 1. Microdiorite quartzique, 2. Stocks granodioritiques, 3. Microgranite à biotite, 4. Microgranodiorite, 5. Leucogranites

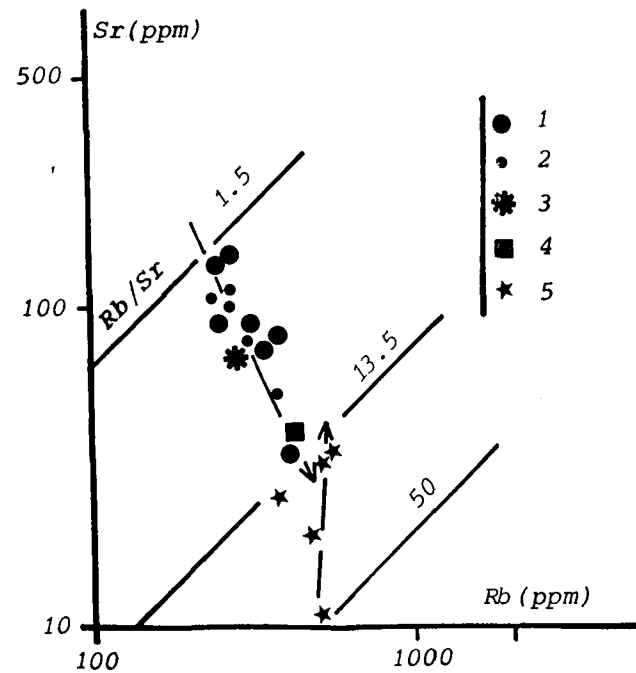


Fig. I-61: Massif granitique d'Oulmès dans le diagramme logSr vs. logRb. 1. Granite principal, 2. Granite à grain fin et à deux micas, 3. Granite porphyrique à grain fin, 4. Granite à micas noir prédominant, 5. Granite à microgranite à micas blanc (leucogranite).

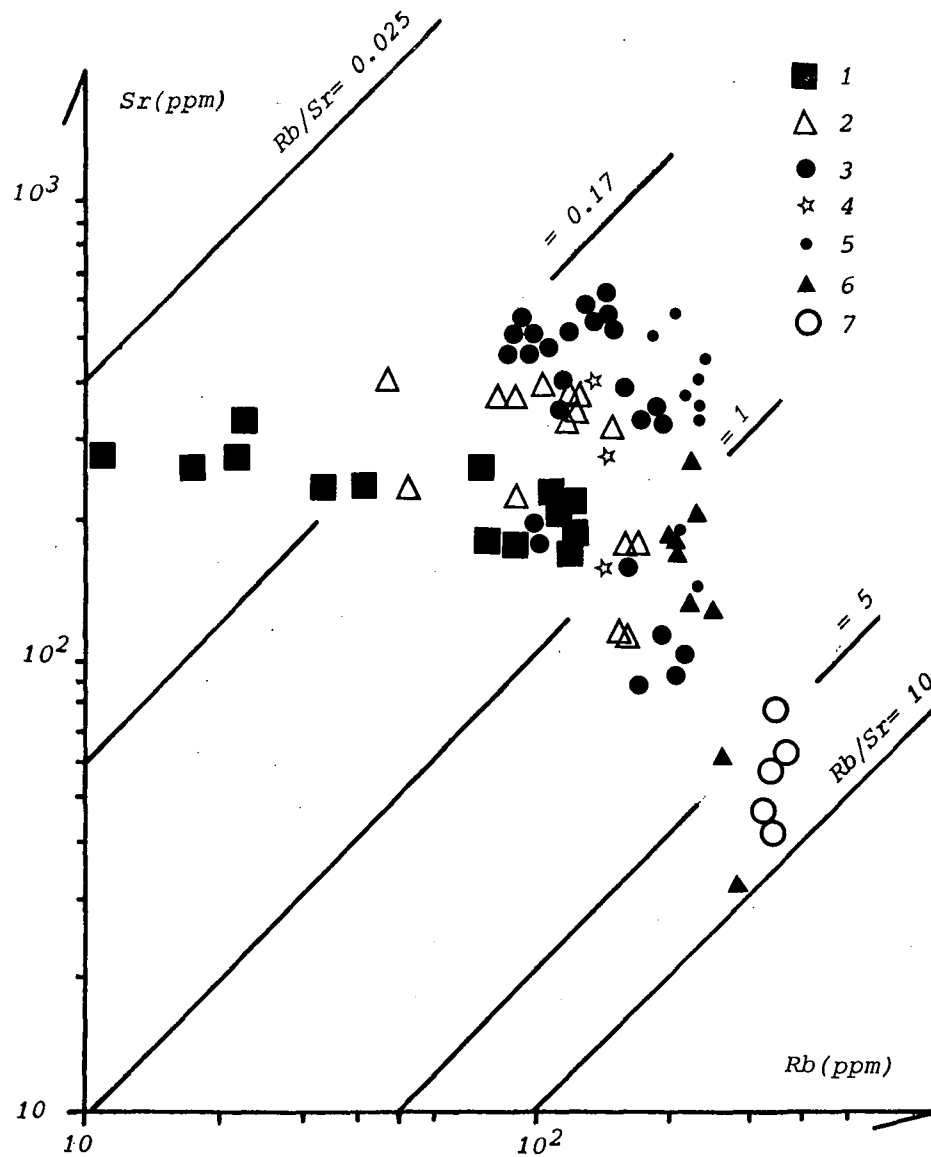


Fig. I-62 : Massifs granitiques du Maroc oriental dans le diagramme $\log Sr$ vs. $\log Rb$. 1. Granodiorite, tonalite et diorite de Zekkara ; 2. Granodiorite, tonalite et diorite de Taghilest ; 3. Granodiorite, monzogranite et diorite de Tannecherfi ; 4. Granodiorite de Beni Snassen ; 5. Granodiorite de Merguechoum ; 6. Monzogranite de Boudoufoud ; 7. Leucogranite de Tazekka.

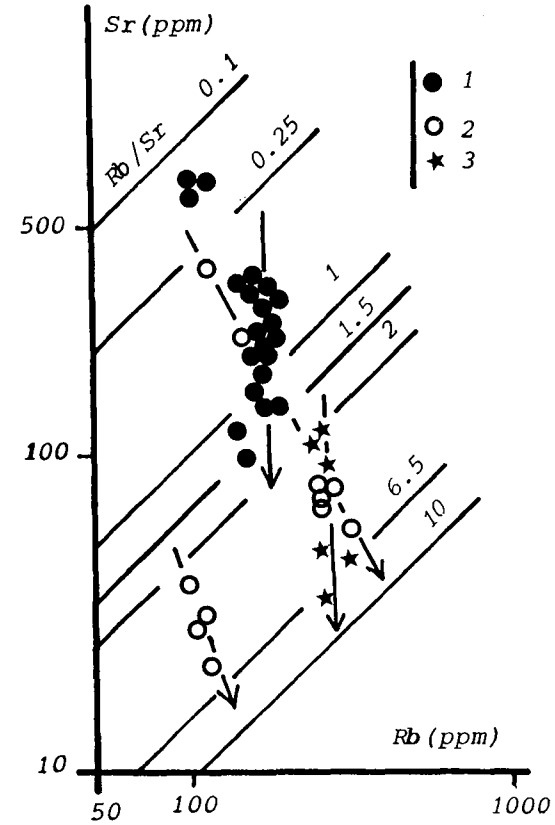


Fig. I-63 : Massif granitique des Jebilet dans le diagramme $\log Sr$ vs. $\log Rb$. 1. Granite à biotite d'Ouled Ouslam, 2. Granite à biotite de Bamega-Tabouchent, 3. Leucogranite de Bramram.

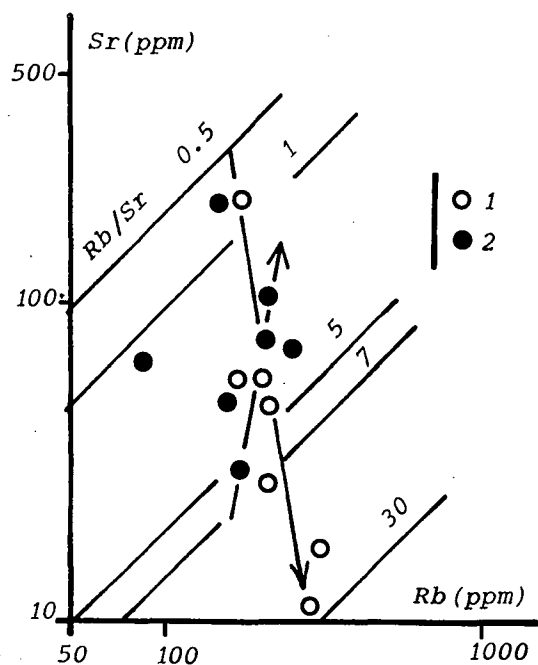


Fig. I-64 : Massif granitique des Rehamna dans le diagramme logSr vs logRb. 1. Granite monzonitique de Sebt Brikiine, 2. Leucogranite de Ras El Abiod.

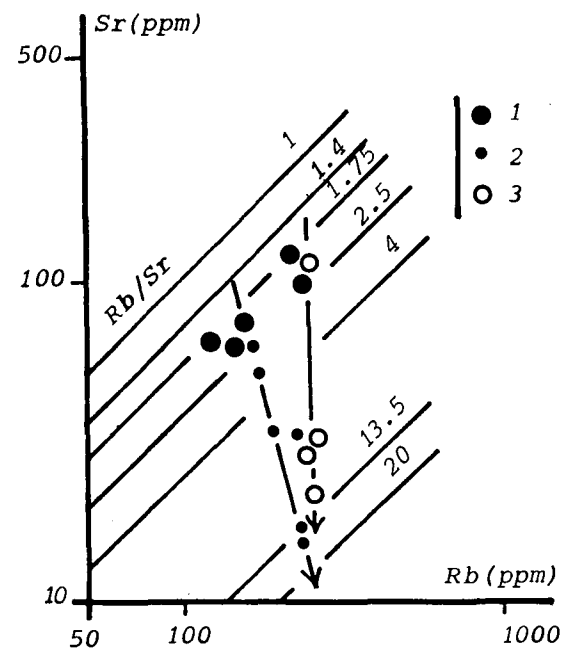


Fig I-65 : Massif granitique d'Azzour dans le diagramme logSr vs logRb. 1. Granite à grain moyen et à biotite, 2. Granite à grain moyen et sa variété le granite rose leucocrate à grain grossier à biotite, 3. Granite à grain fin et sa variété le granite rosé leucocrate à grain fin porphyrique à biotite.

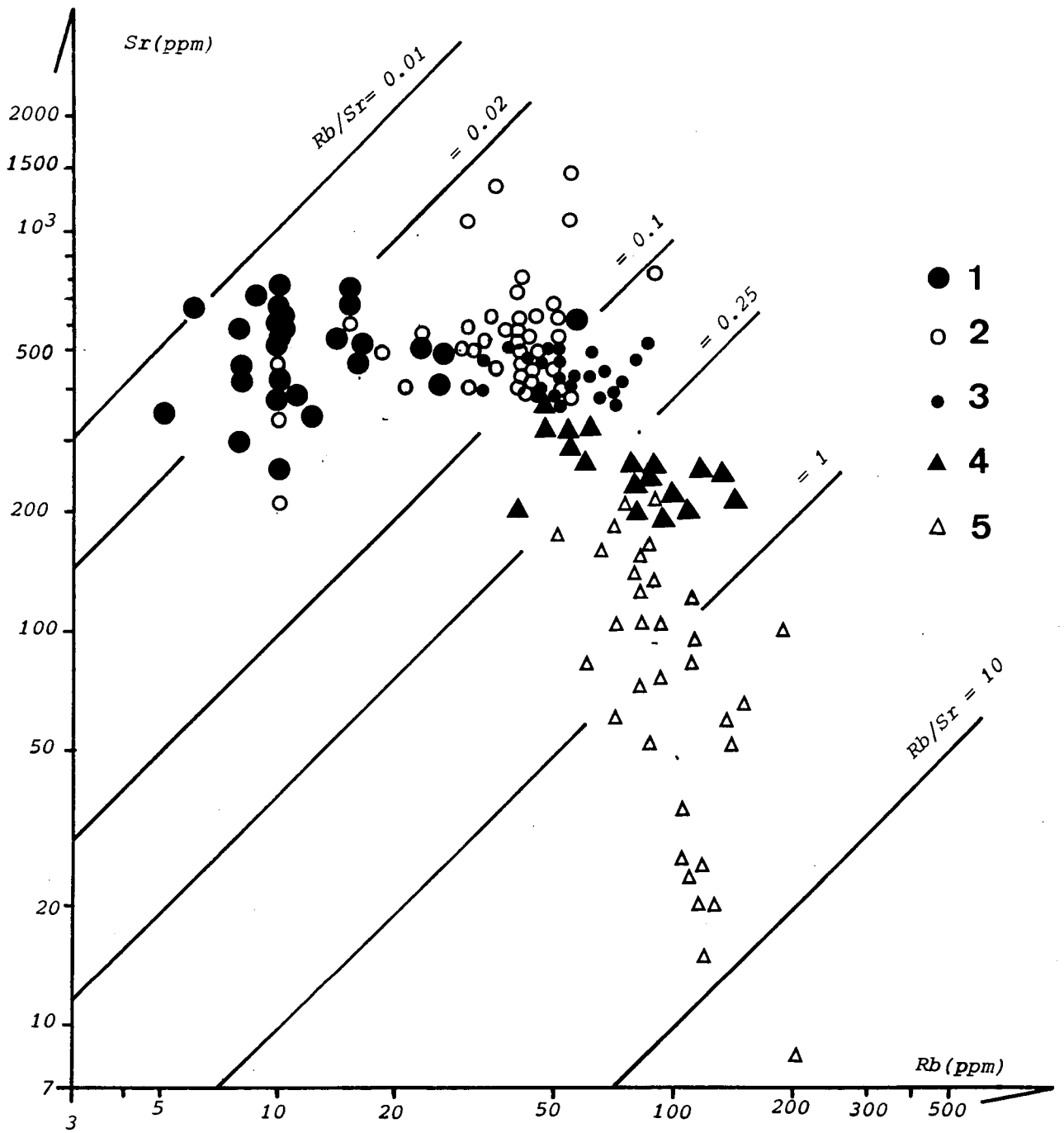


Fig. I-66 : Massif granitique du Tichka dans le diagramme logSr vs. logRb.
 1. Gabbros, 2. Diorites, 3. Granodiorite-tonalite, 4. Microgranites, 5. Leucogranites.

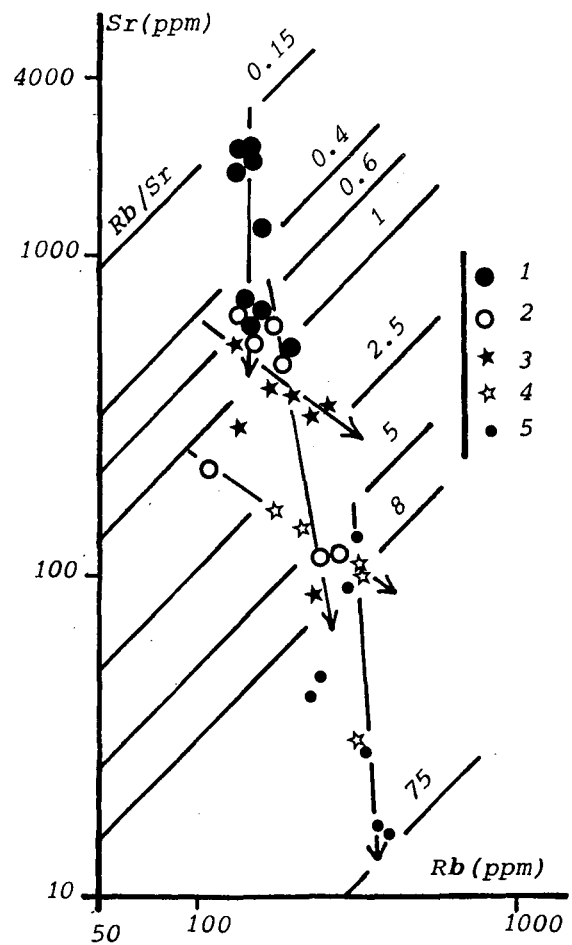


Fig. I-67a : Massif granitique d'Aouli dans le diagramme logSr vs logRb. 1. Granodiorite, 2. Granite calco-alcalin, 3. Granite muscovitisé, 4. Granite alcalin, 5. Granite à structure graphique.

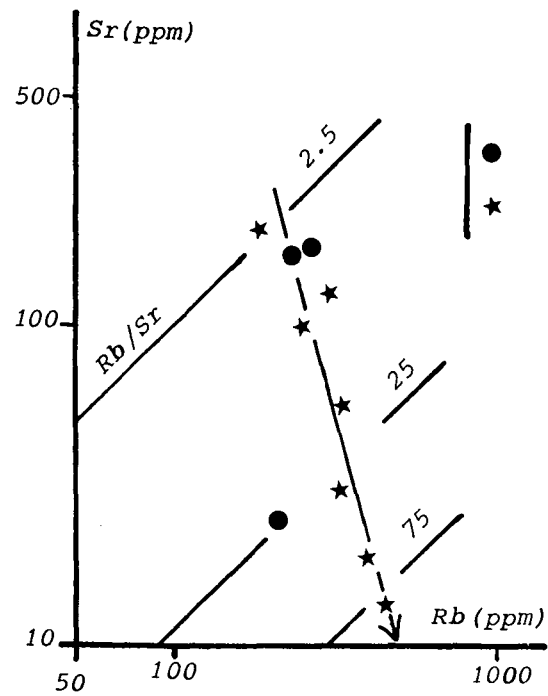


Fig. I-67b : Massif granitique de Bou Mia dans le diagramme logSr vs logRb. 1. Granite calco-alcalin, 2. Granite porphyrique.

MASSIF	FACIÈS	COMPOSITION MINÉRALOGIQUE	ENCLAVES	MINÉRALISATION ASSOCIÉE	VALEUR Rb/Sr	CORRELATION Rb/Sr	Isri & ÂGE (Ma)	SÉRIE MAGMATIQUE	TYPE
ZAER (Fig. 58)	Granodiorites	Qz, Fk, Pl (andésine-oligoclase), biotite	-Magmatiques basiques de composition tonalite à diorite quartzique - Schlierens		0,05 à 1	négative	+ 301 ± 8.2 0.70514±0.00009 + 303 ± 13 0.7050±0.0003	Calco-alkaline	M / Caledonien type
	Granite à deux micas (leucogranite)	Qz, Fk, Pl (albite-oligoclase), muscovite, biotite (peu), grenat et tourmaline (peu)	- Fragments de granodiorite - Amas surmicacées et schlierens	Sn - W - Mo	1 à 50	Négative faible	283.4 ±6.2 0.70836 ±0.00055	Leucogranitique	C Hercynotype
	Granite à muscovite (leucogranite)	Qz, Fk, albite pure, muscovite ± grenat			5.5 à 16.5	positive	?	Leucogranitique	C Hercynotype
MENT (Fig.59)	Granodiorite à tendance monzonitique	Qz, Fk, Pl (andésine-oligoclase), biotite	-Magmatiques basiques (type microdiorite quartzique. -Enclaves de l'encaissant grésopelitique	Sn - W - Mo	1 à 30	Absente	279 ±6 0.7054 ± 0.0015	Calco-alkaline	M Caledonien type
	Leucogranites fins à deux micas	Qz, Fk, Pl (oligoclase-albite, Sidérophyllite tourmaline, muscovite II	Enclave de granodiorite	As, S, Cu, Bi...	10 à 70	Négative	270 ±3 0.7155 ± 0.0014	Leucogranitique	C Hercynotype
	Leucogranites à topaze	Qz, Fk, Pl (albite) Zimwaldite ou sidérophyllite, muscovite II, topaze			30 à 70	Positive	243 ±6 0.7120	Leucogranitique	C Hercynotype
AOUAM (Fig. 60)	Granodiorite	Qz, Fk, Pl (andésine-oligoclase), biotite	Restites à biotite et/ou muscovite et corindon	W, Pb, Ag, Zn	0.1 et 1.0	Négative	293 0.706	Calco-alkaline	M Caledonian type
	Leucogranites	Qz, Fk, Pl(albite), biotite (rare) Muscovite	-		2.0 et 10	Positive	-	Leucogranitique	C Hercynotype

Tableau 5a: Caractérisations minéralogique, pétro-géochimique et génétique des principaux faciès des granitiques des Zaer ,Ment, et Aouam (Maroc hercynien).

MASSIF	FACIÈS	COMPOSITION MINÉRALOGIQUE	ENCLAVES	MINÉRALISATION ASSOCIÉE	VALEUR Rb/Sr	CORRELATION Rb/Sr	IsrI ET ÂGE (Ma)	SÉRIE MAGMATIQUE	TYPE
OULMES (Fig. 61)	-Granite principal à biotite porphyrique -Granite fin à biotite d'El Quirit	Qz, Fk, Pl, (oligoclase-andésine biotite, muscovite II	- Xénolites	Sn - W-Mo-Be	1.5 à 13.5	Négative	298 0.7100	Calco-alkaline	M Caledonian type
	Leucogranites	Qz,Fk,Pl (albite) muscovite biotite (peu), Tourmaline	- Enclaves du granite principal - Enclaves de l'encaissant quartzo-pelitique	Sn	3.5 à 50	Positive légère	262 ± 4 0.7176 ± 0.0011	Leucogranitique	C Hercynotype
MOULAY BOU AZZA (Fig.9)	Granodiorite	Qz,Fk,Pl (oligoclase - andésine), Biotite	-Enclaves magmatiques basiques -Schlierens	Pb-S-Au	0.4 et 2.2	Négative	275 ± 7 0.704	Calco-alkaline	M Caledonian type
MAROC ORIENTAL (Fig. 62)	Granodiorite monzodiorite Quartzique tonalite	Qz,Fk,Pl (oligoclase-andésine), biotite ± amphibole	- Enclaves magmatiques basiques -Enclaves de l'encaissant métamorphique		0.025 à 5	négative	-328 ± 19 à 247 ± 7 - 0.7092 ± 0.0003 à 0.7049 ± 0.0001	Calco-alkaline	M Caledonian type
	Leucogranites	Qz, Fk, Pl (oligoclase), biotite, muscovite, tourmaline	-Enclaves de l'encaissant métamorphique surmicacées ou en forme de schlièrens		5 à 10	positive	?	Leucogranitique	C Hercynotype
JEBILET (Fig.63)	Granodiorites	Qz,Fk,Pl (oligoclase-andésine) biotite cordiérite Muscovite (peu)	- Enclaves magmatiques basiques - Enclaves d'encaissant		0.1 à 6.5	négative	327 ± 4 0.7081 ± 0.0001	Calco-alkaline	M Caledonian type
	Leucogranites	Qz,Fk,Pl (oligoclase - andésine) biotite (rare), muscovite, tourmaline	- Fragments d'encaissant (rares)		2 à 10	absente	295 ± 15 0.7177 ± 0.0018	Leucogranite	C Hercynotype
REHAMNA (Fig. 64)	"Granites roses leucocrates" ou Granodiorites	Qz,Fk,Pl (albite-oligoclase) biotite	-Enclaves magmatiques microgrenues sombres à biotite prédominante		0.5 à 30	négative	268 ± 6 0.7055 ± 0.0012 290 ± 9	Calco-alkaline à tendance monzonitique	M Caledonian-type
	Leucogranites	Qz,Fk,Pl (oligoclase) Muscovite, biotite (peu),tourmaline		Sn-W	0.5 à 7	positive	275 ± 7 0.712	Leucogranitique	C Hercynotype

Tableau 5 b: Caractérisations minéralogique, pétro-géochimique et génétique des principaux faciès des granites d'Oulmès, de Moulay Bou Azza, du Maroc oriental, des Jebilet et des Rehamna (Maroc hercynien).

MASSIF	FACIÈS	COMPOSITION MINÉRALOGIQUE	ENCLAVES	MINÉRALISATION ASSOCIÉE	VALEUR Rb/Sr	CORRELATION Rb/Sr	Isr ⁸⁷ & ÂGE (Ma)	SÉRIE MAGMATIQUE	TYPE
AZGOUR (Fig. 65)	Monzogranite	Qz, Fk, Pl (oligoclase-albite), biotite		W-Mo	1.4 à 20	négative	271 ± 3 0.7051 ± 0.0004	Calco-alcaline à tendance monzonitique	M Caledonian-type
	Leucogranite	Qz, Fk, Pl (albite-oligoclase), biotite (peu de muscovite et de tourmaline)			1.75 à 13.5	absente	?	Leucogranitique	C Hercynotype
TICHKA (Fig. 66)	Gabbros	Olivine, pyroxène, plagioclase (labrador - andésine), amphibole, biotite (Annite-phlogopite)			0.01 à 0.15	Absente	291 ± 5 0.703481 ± 0.00004	Calco-alcaline	M Caledonian-type
	Diorites	pyroxène, plagioclase (labrador - andésine), amphibole, biotite (Annite-phlogopite) +/- quartz	magmatiques basiques dans diorites						
	Granodiorites tonalites monzogranite	Qz, Fk, Pl (oligoclase-andésine) biotite (phlogopite-annite) amphibole	- Enclaves de type dioritiques - Enclaves d'origine sédimentaire		0.06 à 0.70	négative	291 ± 5 0.703481 ± 0.00004		
	Leucogranites	Qz, Fk, Pl (albite), biotite amphibole ± andalousite ± cordiérite			0.25 à 10	négative à positive		Leucogranitique	C Hercynotype
HAUTE MOULOUY A (Fig. 67) A: Aouli B: Boumia	Granodiorite tonalite, monzogranite (A)	Qz, Fk, Pl (andésine-albite), biotite ± muscovite ± amphibole	- Enclaves magmatiques basiques - Enclaves de l'encaissant grésopélitique ou amphibolitique		0.15 à 75	négative	336 ± 17 à 290 ± 3 0.7052 ± 0.0005 à 0.7101 ± 0.0009	Caco-alcaline	M Caledonian-type
	Leucogranites (B)	Qz, Fk, Pl (oligoclase), biotite (peu) muscovite			0.6 à 2.5	négative	271 ± 3 0.7204 ± 0.0005	Leucogranitique	C Hercynotype

Tableau 5c: Caractérisations minéralogique, pétro-géochimique et génétique des principaux faciès des granites d'Azgour, de Tichka et de la Haute Moulouya (Maroc hercynien).

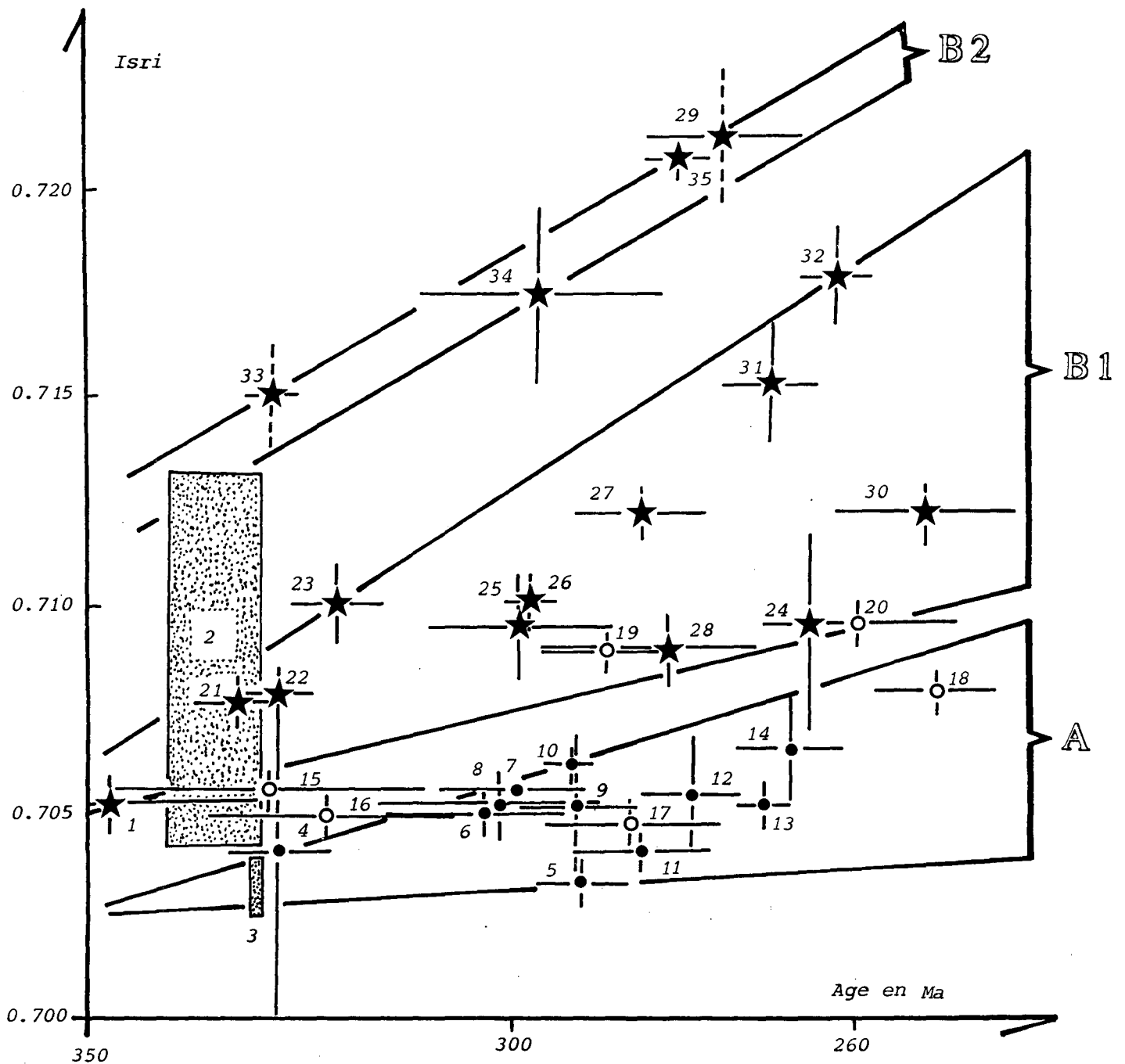


Fig. I-68 : Diagramme $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ vs. (Âge de mise en place des granitoïdes hercyniens du Maroc) (BOUSHABA & al., 1987 ; modifié).

- Δ. Lignée monzo-granodioritique (type M/I) : 2. Bamega-Tabouchent, 3. et 5. Tichka, 4. Aouli, 6. et 8. Zaër, 7. et 14. Rehamna, 9. Alouana, 10. Aouam, 11. Moulay Bou Azza, 12. Ment, 13. Azgour, 15. Taghilest, 16. Marguechoum, 17. Tannecherfi, 18. Beni Snassen, 19. Zekkara, 20. Boudoufoud.
- ⊠1. & ⊠2. Lignée leucogranitique (type C/S) : 1., 23. et 25. Aouli ; 21. Bramram ; 22. et 34. Jebilet ; 24. et 28. Zaër ; 25. et 3. Bou Mia ; 26. et 32. Oulmès ; 27. Rehamna ; 30. et 31. Ment ; 36. Boudoufoud.

2.2.1. La lignée monzo-granodioritique (type "M")

cette lignée englobe l'ensemble des granitoïdes de la série calco-alcaline ("granite à biotite") caractérisés par un rapport du strontium initial de l'ordre de 0,7050 en moyenne (variable entre 0,7060 et 0,7025), ce qui témoigne d'un magma d'origine mantellique, type "M" (DIDIER & LAMEYRE, 1969 ; CHAPPEL & WHITE, 1974 ; COLLINS & al., 1982 ; DIDIER & al., 1982). Le rapport isotopique initial de cette lignée augmente dans le temps (0,7025 pour les granites anciens et 0,7050 pour les granites les plus jeunes), ce qui pourrait être le résultat du mélange entre le magma mantellique initial et le produit de la fusion crustale provoquée par ce même magma initial lors de son ascension. Il est à noter, cependant, que le domaine de variation de ce rapport reste relativement étroit, ceci signifie que l'ensemble de la lignée monzo-granodioritique du Maroc hercynien pourra être issue d'un magma initial semblable malgré l'âge de mise en place qui diffère d'une région à l'autre.

2.2.2. Lignées leucogranitiques (type C)

Le même diagramme met en évidence deux lignées leucogranitiques distinctes:

(i) La lignée leucogranitique type "C1" (DIDIER & LAMEYRE, 1969 ; CHAPPEL & WHITE, 1974 ; COLLINS & al., 1982 et DIDIER & al., 1982) caractérisée par un rapport isotopique initial oscillant entre 0,7050 et 0,7108, ce qui indique un magma d'origine essentiellement crustale, mais qui peut être encore plus au moins pollué par l'apport de magma mantellique de la lignée monzo-granodioritique.

(ii) La lignée leucogranitique type "C2" se distingue par un rapport isotopique initial très élevé, s'étalant entre 0,713 et 0,721, ce qui montre une origine purement crustale (DIDIER & LAMEYRE, 1969 ; DIDIER & al., 1982) qui peut ne pas avoir de lien de parenté avec les lignées précédentes.

C. CONCLUSION

En conclusion, nous notons le parfait accord entre les résultats obtenus par l'intermédiaire du couple (Sr,Rb) et ceux obtenus à partir de l'utilisation du rapport isotopique initial $87\text{Sr}/86\text{Sr}$, en fonction de l'âge de mise en place de chaque faciès granitique. Les deux études aboutissent à distinguer la présence de deux familles de lignées granitiques (lignée monzo-granodioritique type "M", lignée leucogranitique type "C") qui ne montrent aucun lien génétique entre elles et dont chacune correspondrait à une venue magmatique issue d'une source différente.

Nous notons que cette classification diverge avec celle de ROSÉ (1987) qui propose : (i) les granitoïdes de la série calco-alcaline (les plus précoces : 330 à 290 Ma), associés à la subduction continentale ; (ii) les leucogranites (295 à 265 Ma), en relation avec la collision continentale et (iii) les granitoïdes de la série monzonitique (290 Ma à l'Est et 265 Ma à l'Ouest), associés aux rejeux de grands accidents lithosphériques.

CHAPITRE 1-5 :

**LES RELATIONS MÉTAMORPHISME -
DÉFORMATION AU VOISINAGE DES
GRANITOÏDES HERCYNINIENS DU MAROC
CENTRAL**

LES RELATIONS MÉTAMORPHISME - DÉFORMATION AU VOISINAGE DES GRANITOÏDES HERCINIENS DU MAROC CENTRAL

Ce chapitre présente une revue complétée de travaux personnels des phénomènes développés autour des trois plutons granitiques du Ment, des Zaer et d'Oulmès. Elle envisage les interférences existant entre la mise en place des différents faciès granitiques, les déformations régionale et locale et le métamorphisme péribatholitique (BOUSHABA & CAILLEUX, 1992).

L'étude des granitoïdes du Maroc central a été focalisée sur l'aspect pétro-géochimique des plutons eux-mêmes, n'évoquant que rapidement leurs relations avec l'encaissant. Parmi les trois principaux massifs, la seule véritable étude du métamorphisme et les relations avec la déformation ne porte que sur l'auréole du batholite d'Oulmès. Ainsi aucun travail ne regroupait, pour pouvoir comparer, les relations métamorphisme-déformation au voisinage des granitoïdes hercyniens du Maroc central. Nous voulons ici ouvrir cette voie.

A. GRANITE DES ZAER

1. Généralités

Des trois massifs, celui des Zaer est le plus étendu. Il présente la forme d'une ellipse très allongée, et recoupe les terrains d'âge ordovicien-dévonien de l'anticlinorium de Khouribga-Oulmès sur son flanc NW. Son étude, menée par MAHMOOD (1980, 1985) et GIULIANI (1982), a permis de regrouper ses différents faciès en deux types (figure I-69) :

- (i) l'un à biotite, granodioritique.
- (ii) l'autre à deux micas, leucogranitique.

L'âge de sa mise en place a été estimé à 298 ± 3 Ma par GIULIANI & SONNET (1982), avec une légère antériorité du faciès granodioritique. Ensuite, MRINI (1985) a nettement distingué la granodiorite datée de 303 ± 13 Ma du leucogranite daté de 279 ± 11 Ma. GIULIANI & al (1989) ont finalement daté le faciès granodioritique à $301 \pm 8,2$ Ma. Régionalement, la déformation hercynienne majeure namuro-westphalienne D1 (MICHARD, 1976) est placée sous le contrôle d'une échine thermique centrée sur le granite et atteint le stade de la schistosité de flux (S1) développée dans le domaine épizonal (PIQUÉ, 1975 ; CAILLEUX, 1981 ; PIQUÉ & al., 1991). Localement, le granite est entouré d'une zone où un second épisode de déformation D2 reprend le premier débit en le crénulant (clivage S2).

2. Relations métamorphisme-déformation autour du faciès à biotite

Celles-ci seront établies à partir d'observations microscopiques. Les lames minces proviennent de prélèvements faits sur les bords nord et sud de la partie NE du massif.

2.1. En bordure nord du massif

La coupe le long de la R.P. 22 intéresse des faciès azoïques pélitiques et gréseux compris entre le Dévonien moyen carbonaté de Koudiat Chérif et les quartzites de l'Ordovicien supérieur qui jouxtent le granite. L'aspect général est celui d'un monoclinale à pendage nord, où le débit planaire principal est la schistosité de flux, lustrée, parallèle ou très peu oblique à la stratification, à une direction moyenne N70. Les structures fondamentales observables sont des plis métriques, anisopaques, sub-isoclinaux à surface axiale fortement pentée. Les quelques axes visibles plongent ici vers le NE, mais des coupes parallèles montrent que les plis sont en fait à axes courbes.

Au pied sud de Koudiat Chérif, la schistosité principale est une trame essentiellement chloriteuse dont les plans enveloppent individuellement chaque grain de quartz détritique, en début de déformation ou déjà bien étiré. L'examen microscopique révèle en outre la présence d'agrégats de petites biotites brunes, légèrement pléochroïques, de basse température et qui scellent la schistosité.

En s'approchant du granite, la roche est plus riche en matériel pélitique et la schistosité, très pénétrative, est disposée parallèlement aux bancs gréseux. Une schistosité plus récente de type "strain slip", de plan axial des microplis, reprend ce premier débit. Le métamorphisme de contact se traduit par deux générations d'andalousite correspondant à deux venues magmatiques distincts. Il ne reste que des plages micacées correspondant à la déstabilisation de porphyroblastes d'andalousite. L'état extrême d'altération empêche de voir les relations avec la schistosité (S1), mais la déformation des amas par le clivage (S2), indique leur antériorité par rapport à l'épisode D2. La seconde génération est marquée par des andalousites fraîches dont la croissance est tardi-cinématique de la phase D2 (figure I-70).

L'influence thermique du pluton granodioritique s'exprime en outre par le drainage du fer disséminé dans la roche et sa concentration en tâches circulaires à sub-circulaires présentant vis à vis de la phase D2 les mêmes relations que les andalousites 2. Ces facules ferrugineuses à travers lesquelles transparait la trame schisteuse, ne sont pas des minéraux (s.s.). On doit distinguer ces tâches non pléochroïques, des rassemblements de cristaux de biotite post S2. Les lames taillées à 500m au Nord du granite permettent de faire, sur un fond dense de micas les mêmes observations que ci-dessus. Il s'y ajoute une légère évolution minéralogique des tâches et la croissance de biotite dont les cristaux scellent la schistosité S1 mais sont statistiquement orientés par la S2 crénelante. Les derniers prélèvements ont été faits au voisinage immédiat du batholite. La roche plus gréseuse que les précédentes est cornéifiée et les clivages ont disparu. On note l'existence d'andalousites très fraîches, à peine auréolées d'une frange d'altération chloriteuse (figure I-71), des cordiérites altérées en amas micacés de grande taille à contours amiboïdaux, des biotites parfois à cheval sur les deux minéraux précédents et des muscovites poeciloblastiques se développant sur les cordiérites.

2.2. En bordure sud du massif

Les nombreux échantillons prélevés entre la R.P.22 et le granite, permettent de construire une coupe synthétique, qui corrobore et complète les observations précédentes. Ce transect, a en effet l'avantage de montrer dans certaines lames, des andalousites de première génération qui ne sont pas totalement déstabilisées et dont les relations avec la première schistosité sont encore visibles. Ces andalousites, de grande taille, présentes à 1,25 km du pluton se sont développées

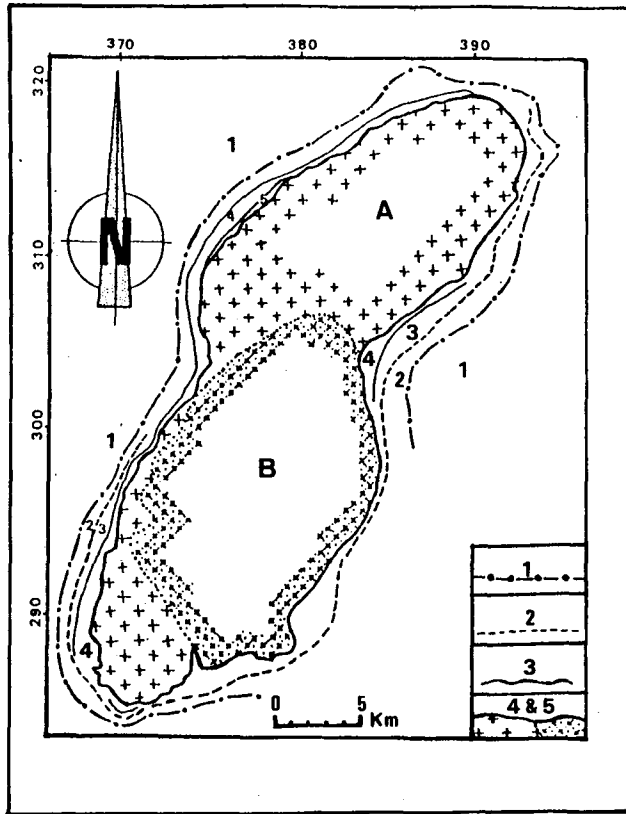


Fig. I-69 : Le granite des Zaër et la zonation de son auréole de contact (d'après MAHMOOD, 1985). **A.** Granodiorite, **B.** Leucogranite. Auréole de contact : **1.** zone non transformée, **2.** zone à muscovite et biotite, **3.** zone à andalousite, **4.** zone à cordiérite, **5.** zone à sillimanite ou orthose.

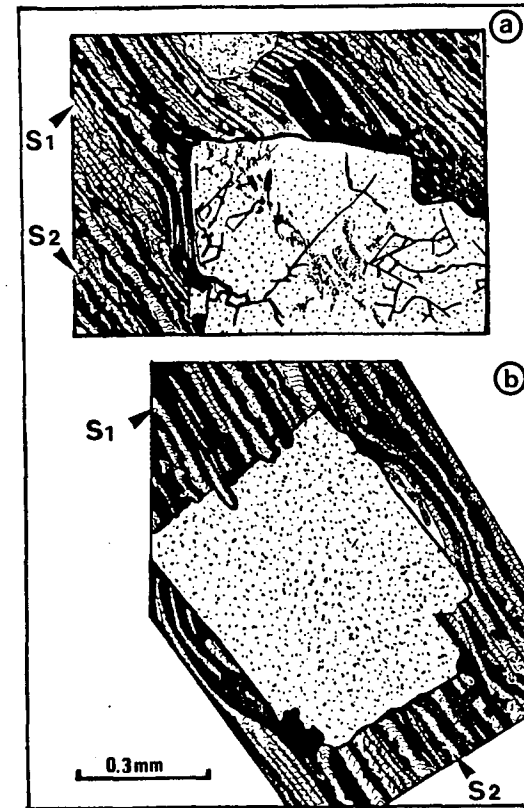


Fig. I-70 : Auréole de contact du granite des Zaër (zone N-E). Andalousite 2 et S2.

a. Dans un premier temps l'andalousite joue le rôle d'un objet post-cinématique vis à vis de S2 (trait plein), crénulation de la S1 (trait mince).

b. Un aplatissement affecte S2 après la croissance de l'andalousite.

2.1. Secteur sud

L'examen des lames minces de diverses coupes révèle les transformations suivantes à gradient thermique croissant :

(i) La migration du fer dans les plans de la matrice schisteuse, dont la concentration aboutit à la formation d'un premier type de tâche, de densité et d'opacité variables ;

(ii) L'apparition de l'andalousite, statique, totalement sécante sur la schistosité S1, qu'elle oblitère. Son caractère atectonique se traduit de plus par son aspect en rosette (figure I-77) ;

(iii) La modification de la minéralogie de la trame de S1, par la cristallisation de phengites puis de petites muscovites. La disposition de ces phyllites est le plus souvent dans la trame schisteuse (minéraux mimétiques) mais s'en écarte parfois et les petits micas scellent alors la schistosité.

(iiii) Une seconde cristallisation de minéraux phylliteux, nettement différente de la précédente. Les micas blancs, les chlorites et les biotites de deuxième génération sont en effet de très grande taille, englobent les cristaux préexistants et ont souvent des contours lobés. Ces minéraux qui apparaissent dans toute la lame mince sont cependant plus particulièrement concentrés dans les passées pélitiques. Leur occurrence correspond sur la figure I-76 au domaine compris entre le batholite et l'isograde M2. A cette phase de croissance s'associent le développement d'un quartz à caractère poeciloblastique ; la déstabilisation des premières andalousites post-tectoniques et un début de biotitisation des chlorites de "restites". La fin de cet épisode de néogénèse, appréhendé tout à fait au contact du granite, se traduit par la cristallisation de cordiérite, des phénomènes de chloritisation et par l'apparition d'une seconde andalousite post-tectonique. Son habitus est en gros grains arrondis ou en poeciloblastes. Le stade ultime est la venue de la tourmaline d'origine purement métasomatique, sous contrôle des fluides de percolation issus du granite.

Tectoniquement, une schistosité S2 s'imprime entre les deux épisodes de néogénèse des phyllites : la trame à minéraux fins et mimétiques est affectée par des ondulations ou des crénelations que viennent cacheter les poeciloblastes.

2.2. Secteur nord (figure I-74)

L'étude de cette seconde zone a été entreprise pour déterminer si la venue de leucogranites, postérieure à la mise en place de la masse granodioritique, à une répercussion sur la géométrie ou la minéralogie de l'auréole principale. On retrouve dans celle-ci les phénomènes déjà décrits de transformation des textures issues du plissement par des épigénies micacées fines (figure I-75) puis poecilitiques (isograde M2). On note cependant quelques variations ; d'une part l'andalousite post-tectonique va paraître plus tôt, synchrone des poeciloblastes, avec habitus en rosette ; d'autre part, une remobilisation de la tourmaline sédimentaire présente dans les niveaux grésopélitiques du Namurien (BOUSHABA, 1984 ; BOUSHABA & al., 1989) va se manifester tout au long des phénomènes thermiques.

Comme dans le cas du granite des Zaer, il ne se développe pas d'auréole propre aux leucogranites : aucun autre minéral que ceux du Sud du Ment n'apparaît et la forme de l'auréole principale n'est pas affectée par l'apophyse d'Ez-Zirari. La seule modification semble être une simple altération des andalousites. La déstabilisation est elle aussi, observée au Sud, où un granite à grain fin, non porphyroïde, à sidérophyllite et andalousite intrude le granite principal.

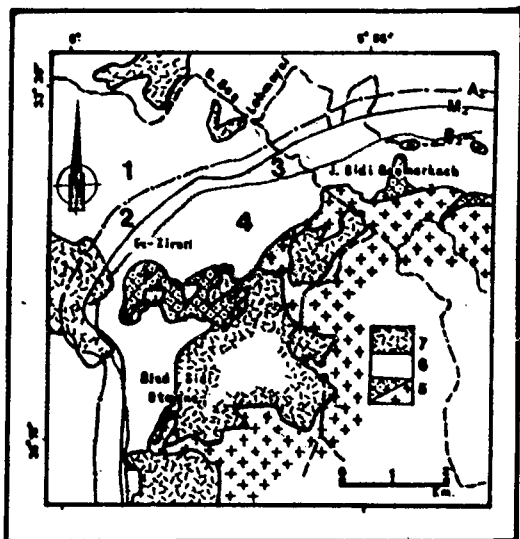


Fig. I-74 : Le granite du Ment et la zonation de son auréole nord (d'après BOUSHABA & CAILLEUX, 1992). 1. Zone à quartz recristallisé ; 2. Zone à andalousite ; 3. Zone à muscovite et andalousite ; 4. Zone à biotite, muscovite et andalousite ; 5. Granite ; 6. Encaissant métamorphique ; 7. Volcanisme quaternaire.

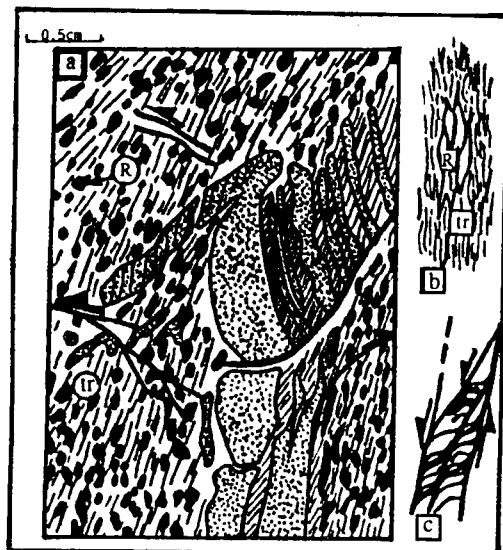


Fig. I-75 : Auréole de contact nord du Ment (d'après BOUSHABA & CAILLEUX, 1992). a. & b. microstructure synschisteuse épigénisée ultérieurement par les phyllites du métamorphisme de contact (traits fins, tr). Il subsiste des îlots chloriteux initiaux non transformés (tâches noires, R). c. Cisaillements S2 affectant tr.

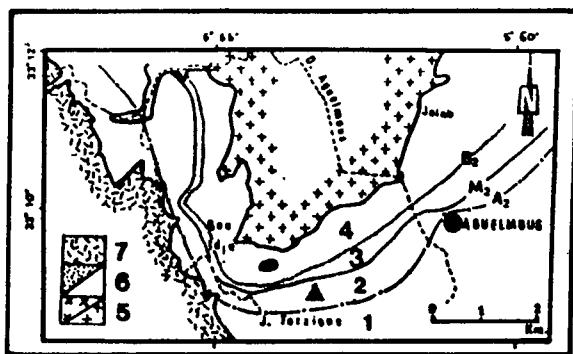


Fig. I-76 : Le granite du Ment et la zonation de son auréole sud (d'après BOUSHABA & CAILLEUX, 1992). 1. Zone à quartz recristallisé ; 2. Zone à andalousite ; 3. Zone à muscovite et andalousite ; 4. Zone à biotite, muscovite et andalousite ; 5. Granite ; 6. Encaissant métamorphique ; 7. Volcanisme quaternaire.



Fig. I-77 : Auréole nord du Ment (d'après BOUSHABA & CAILLEUX, 1992). Andalousite post-tectonique (A), à habitus en rosette. a. Empilement de sections transversales maillées; b. Sections longitudinales de deux rosettes accolées (I & II); tr. Trame ferrugineuse; ta. Tâches d'éclaircissement.

C. GRANITE OULMÈS

1. Généralités

Ce petit massif de 10 x 8 km, allongé en direction NE-SW, intrusif dans les grès et pélites du Cambro-Ordovicien au Nord de l'anticlinorium de Khouribga-Oulmès est le plus connu des trois sur le plan tectono-métamorphique. La mise en place du massif a été l'objet d'analyses fines (DAHMANI, 1985 ; AIT OMAR, 1986 ; DIOT & al., 1987 ; BOUTALEB, 1988 ; DIOT, 1989 et LAGARDE & al., 1990) succédant à la monographie de TERMIER & al. (1950) ; d'où il ressort un caractère syntectonique net sous contrôle d'un cisaillement ductile. La nature syncinématique est confirmée par les datations absolues tant dans le massif lui-même que dans son encaissant (MRINI, 1985 ; HUON, 1985).

Nous n'avons pas jugé utile de reprendre la minéralogie de l'auréole. Nous préférons plutôt susciter une réflexion sur les problèmes posés par la morphologie de cette auréole.

2. Morphologie de l'auréole

Le tracé des isogrades est, selon AIT OMAR (1986), régulier et aboutit à une représentation cartographique "en cocarde" (figure I-78I). Ce n'est pas le cas sur les cartes de TERMIER & al. (1950) ou de DAHMANI (1985). Dans ces deux documents, qui ne diffèrent que dans le positionnement des limites des zones métamorphiques, on remarque principalement une disparition vers le Sud du massif de la zone à andalousite, remplacée par une zone à biotite (figures I-78II et III). L'explication d'un contrôle lithologique du phénomène, n'est pas recevable : les terrains étant les mêmes dans l'une et l'autre zone. C'est donc du côté du granite qu'il faut chercher la solution.

Dans l'hypothèse simplificatrice de la montée d'un seul batholite granitique, il est difficile d'envisager une mise en place en deux temps, chacun avec une auréole légèrement différente (la première à andalousite, la seconde à biotite et poinçonnant la première). BOUSHABA & CAILLEUX (1988) ont proposé un mécanisme à deux batholites, l'un issu de l'autre, et deux auréoles excentrées (résultat confirmé par BOUTALEB, 1988 et BENNANI, 1988).

Par ailleurs, à partir d'observations pétrographiques, nous distinguons deux faciès granitiques à l'intérieur de ce qui a été nommé "granite principal". L'un au Nord, porphyroïde, est à caractère plus basique que celui du Sud, à grain grossier. Cette différence s'exprime en outre dans les types de minéralisations associées à chacun des deux plutons (celui du Nord à Sn et celui du Sud à W). Le modèle d'Oulmès serait alors le suivant: le granite du Sud à tendance leucogranitique, est légèrement plus tardif mais toujours syntectonique, et s'installerait sur l'auréole du granite nord. Il développerait ainsi à son pourtour une zone à biotite brune où subsistent quelques andalousites relictuelles. En fait la répartition spatiale des deux types de granites est sans doute moins tranchée, et l'interpénétration de faciès leucogranitiques dans la zone nord pourrait bien être responsable de la disparition de portions de la ceinture de cornéennes et de micaschistes relevée sur la carte de DAHMANI (1985).

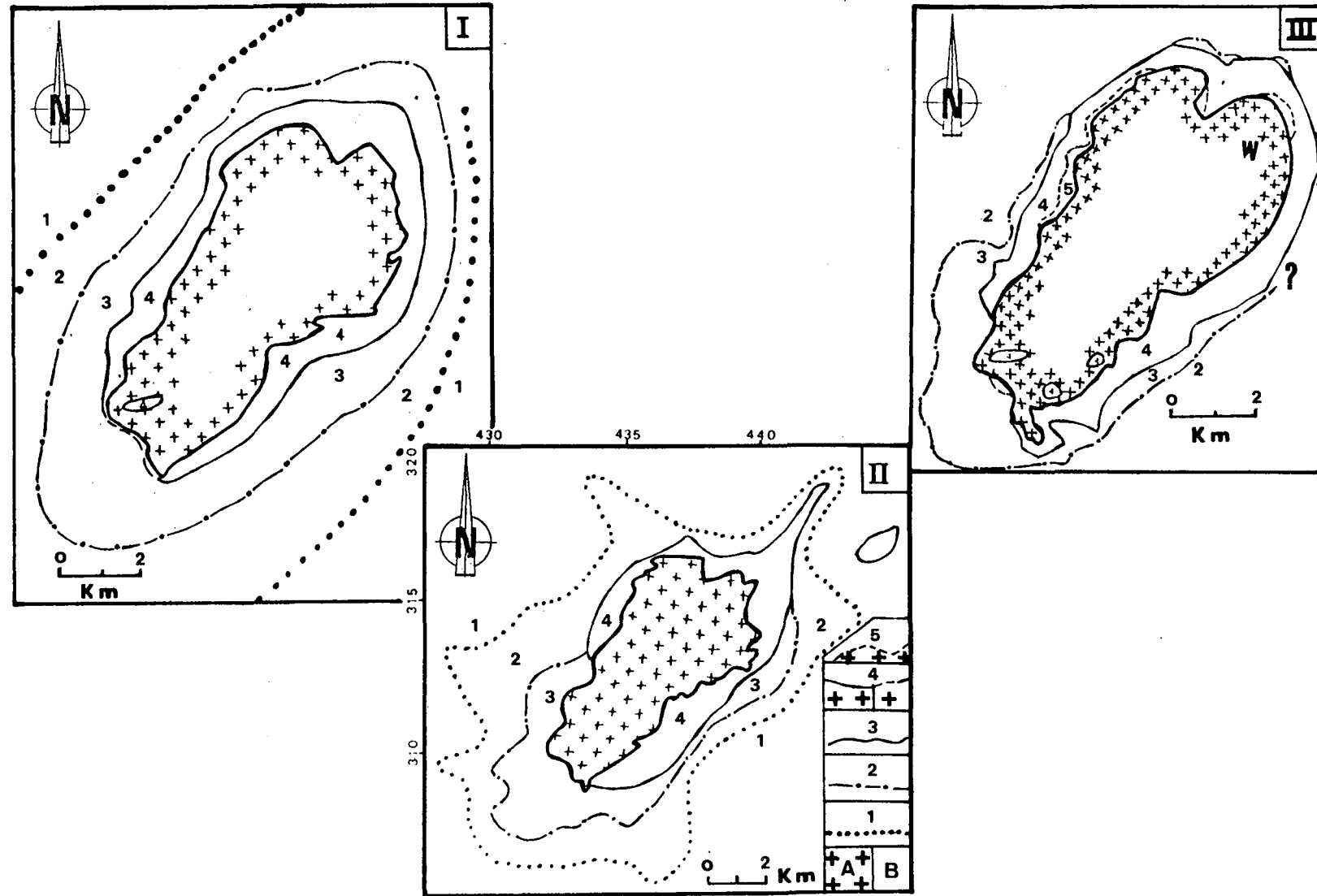


Fig. I-78 : Le granite d'Oulmès. Trois représentations de son auréole d'après AÏT OMAR, 1986 (I) ; TERMIER & al., 1950 (II) ; DAHMANI, 1985 (III). A. Granite, B. Encaissant sédimentaire, 1. Zone à chlorite, 2. Zone à micas verts et micas blancs, 3. zone à biotites, 4. zone à andalousite, 5. Cornéenne et micaschistes (+/- staurotide, grenats, sillimanite).

D. CONCLUSION

Nos considérations concernant les relations entre structure et métamorphisme montrent que les trois principaux complexes granitiques du Maroc central et leur auréoles apparaissent trop simplifiés sur les cartes géologiques. Les structures de l'encaissant montrent qu'il s'agit au moins pour Zaer et Oulmès d'un épisode de mise en place syntectonique d'âge carbonifère supérieur (DIOT, 1989 ; BOUCHEZ & DIOT, 1990). Cet épisode s'accompagne, à proximité immédiate d'un pluton de nature calco-alcaline, d'un métamorphisme de contact syncinématique qui relaie le métamorphisme régional exprimé à l'intérieur d'une plus vaste anomalie thermique lié aux premières manifestations des granitoïdes. Une schistosité secondaire contemporaine du métamorphisme de contact marque la poussée du pluton. Le second épisode est plus atypique. Il peut s'agir de la mise en place d'un faciès leucogranitique dont l'âge d'installation est variable: sub-contemporain de la première venue à Oulmès, il est différé jusqu'au Permien dans le massif des Zaer. Il peut aussi s'agir comme dans les exemples du Ment et de Moulay Bou Azza d'un second cycle granitique complet, avec granodiorite. Excentré par rapport à la masse granodioritique, les leucogranites s'installent sur la première auréole et dans tous les cas ne donnent qu'un métamorphisme de contact de grade plus bas.

CONCLUSION

GÉNÉRALE

(Première partie)

CONCLUSION GÉNÉRALE

(Première partie)

A. INTRODUCTION

L'origine de la mise en place des granitoïdes hercyniens marocains a été discuté par divers auteurs à base de critères principalement : (i) géochimiques (nature calco-alcaline des magmas, la succession dans le temps des séries calco-alcalines, leucogranitique et monzonitique) ; (ii) et structuraux (déversement des plis, sens de cisaillement). Parmi les modèles proposés nous citons:

(i) l'hypothèse de subduction localisée à l'Ouest du Maroc hercynien, au large du Môle côtier et la Meseta Ibérique avec le plan de subduction vers l'Ouest (SOLER, 1973) ou vers l'Est (HURLEY & al., 1974 ; PIQUÉ, 1979).

(ii) l'hypothèse de subduction localisée à l'Est dans le domaine interne de la chaîne, avec un plongement du plan de subduction vers l'Ouest où la Meseta marocaine est une plaque continentale avec sa partie orientale en position de marge active et la partie ouest en position de bassin d'arrière-arc (HOEPFFNER, 1987 ; LAGARDE, 1987).

Cependant, l'absence en Meseta marocaine de témoins de croûte océanique ou de roches métamorphiques de haute pression et de basse température, va à l'encontre d'une hypothèse de subduction océanique de type andin comme l'envisagent HOEPFFNER (1987), LAGARDE (1987), ROSÉ (1987), LAGARDE (1989) et MRINI & al. (1992).

(iii) la troisième hypothèse interprète les granitoïdes de la Meseta marocaine comme liés à des décrochements crustaux (CHEILLETZ, 1984 ; BOUSHABA & al., 1987 ; DIOT, 1989 et TAHIRI, 1991).

B. CONTEXTE GÉODYNAMIQUE DE MISE EN PLACE DES GRANITOÏDES HERCYNINIENS

Comme contexte géodynamique de mise en place des principaux granitoïdes hercyniens (notamment ceux du Maroc central, des Rehamna, des Jebilet et du Maroc oriental) nous proposons l'hypothèse qui interprète les granitoïdes de la Meseta marocaine comme liés à des décrochements crustaux pour les raisons suivantes :

(a) L'absence de toute trace d'océanisation durant le paléozoïque (BOUSHABA & al., 1987 et 1988 ; BOUABDELLI, 1989 ; BOUSHABA, 1990 ; TAHIRI, 1991) au Maroc.

(b) La présence d'un faisceau de failles orientées NE-SW, lié à des mouvements verticaux recoupant la Meseta occidentale et créant ainsi une architecture en horsts et en grabens (HAMOUMI, 1988, BOUSHABA, 1990 ; TAHIRI, 1991 ; ATTOU, 1992).

(c) Le métamorphisme de degré faible (anchi à épizonal).

(d) L'emplacement des coulées volcaniques des diorites, gabbros, dolérites et microgranites selon des linéaments conformes aux zones de cisaillements lithosphériques

(e) L'alignement d'anomalies gravimétriques négatives (VAN DEN BOSCH, 1974).

(f) Les trajectoires du plan d'aplatissement post-viséen (PIQUE, 1979 ; LAGARDE, 1985 ; TAHIRI, 1991).

(g) La dissymétrie de bassins paléozoïques de la Meseta occidentale (GAILLET, 1984 ; IZART & BEAUCHAMP, 1987 ; BOUABDELLI, 1989 ; FADLI, 1990 ; ATTOU, 1993).

(h) La présence des granitoïdes à l'aplomb des grandes zones de cisaillement (LAGARDE & al., 1990), héritées de l'Ordovicien supérieur (ATTOU, 1992). Parmi ces accidents, on cite selon les localités :

1. Khénifra-Azrou : La faille de Tazekka-Bsabis-Bekrit (HOEPFFNER, 1987 ; BOUABDELLI, 1989), la faille d'Adarouch (OUARHACHE, 1987) et la faille d'Aguelmous (RIBEYROLLES & al., 1972 ; CHEILLETZ, 1984).

2. Khouribga-Oulmès : La faille d'Oulmès (AIT OMAR, 1986 ; TAHIRI & HOEPFFNER, 1987 ; LAGARDE & al., 1990 ; TAHIRI, 1991), la faille de Moulay Bouazza (OUBBIH, 1991) et la faille des Smaâla (CAILLEUX, 1974 & 1981 ; OUBBIH, 1991).

3. Zaër : Les failles bordières du bassin de Sidi Bettache (PIQUÉ, 1979 ; FADLI, 1990).

4. Rehamna-Jebilet : La zone de cisaillement de la Meseta occidentale (PIQUÉ & al., 1980 ; PIQUÉ, 1994).

5. Haut Atlas : L'accident Sud atlasique (TERMIER & TERMIER, 1971 ; LAGARDE & RODDAZ, 1983).

L'ensemble de ces critères suggèrent (mis à part le massif de Tichka) un même mode de mise en place pour l'ensemble des granitoïdes de la lignée calco-alcaline. Leur mise en place est systématiquement liée à des bassins sédimentaires préalablement structurés en horsts et grabens (ATTOU, 1992) greffés sur des accidents lithosphériques le plus souvent à jeu normal décrochant. Le scénario de mise en place de l'ensemble des magmatites hercyniennes peut se résumer selon le modèle suivant:

Au cours du Carbonifère inférieur et moyen (Struno-Namurien) se fait l'ouverture des principaux bassins hercyniens du Maroc, préparée au moins depuis le Dévonien moyen, par un amincissement crustal (WERNICKE, 1981 ; 1985) caractérisé par une déformation (résultat de l'asymétrie des bassins paléozoïques marocains) guidée par des fractures d'ordre crustal profondes permettant l'injection de magma basique (Pillow lava), décrite dans le bassin de Sidi Bettache en Meseta côtière (CHALOUAN, 1977 ; PIQUÉ, 1979), dans le Chougrane (KHARBOUCH, 1988), dans le SW du Ment (région d'Aït Haddou ou Hammou) (BOUSHABA, 1990 ; GHFIR, 1993), dans les Jebilet (HUVELIN, 1977 ; BORDONARO, 1983) dans les Rehamna (HOEPFFNER, 1982 ; EL MAHI, 1991). Ces bassins de type marin sont individualisés et comblés avant le Westphalien Stéphanien (phase hercynienne majeure). La déformation débute par les phases anté-viséennes (Dévonien supérieur-Viséen supérieur) et atteint son paroxysme au Westphalien-Stéphanien.

L'activité magmatique basique ne s'est pas poursuivie uniquement pendant la période du comblement des bassins par des intrusions en sills de type gabbros, diorite, quartz gabbros et quartz diorite ; mais elle a accompagné également la phase tectonique hercynienne majeure par la mise en place de sills doléritiques syntectoniques ayant la même composition géochimique que les sills et grosses masses granodioritiques syntectoniques précédents à signature géochimique calco-alcaline (gabbros, diorite et diorite quartzique). L'activité magmatique basique s'achève par la mise en place de dykes doléritiques largement post-tectoniques.

L'étude géochimique détaillée montre que ces magmatites basiques appartiennent à la série tholeïtique enrichie en fer, à caractère intraplaque de type MORB, dont les premières manifestations (coulées de laves basaltiques synsédimentaires, lamprophyres post-sédimentaires et anté-tectoniques et sills doléritiques anté-tectoniques) ont une tendance anorogénique bien exprimée. Elles caractérisent donc un domaine en distension crustale au Viséo-Namurien. Alors que les dernières manifestations magmatiques basiques (sills doléritiques syntectoniques et dykes

doléritiques post-tectoniques) ont une signature plutôt orogénique en relation avec la tectonique majeure. Ces différents magmas basiques sont génétiquement indépendants et semblent être contrôlés par des taux de fusion différents du manteau. Une parenté entre ces magmas basiques et les enclaves cogénétiques du granite principal du Ment est possible.

La production de magmas de granodiorites syntectoniques à signature géochimique calco-alcaline est le résultat combiné de l'épaississement crustal (dû à l'orogénèse hercynienne) ; de la création d'un gradient géothermique lié à la production et à la montée des magmas basiques ; du rejeux décrochant des zones de cisaillement qui ont focalisé la fusion de la croûte inférieure.

Cet épaississement aurait été suivi d'une érosion rapide (JEBRAK, 1982 ; MICHARD, 1976 ; BOUSHABA & al., 1989), provoquant une brusque décompression dans les niveaux supérieurs du manteau et inférieur de la croûte continentale ; ce qui crée une importante anomalie géothermique. Cette dernière induirait une fusion basi-crustale se traduisant par l'apparition d'un magma calco-alcalin à forte composante basique (ALBARÈDE, 1976 ; BROWN & HENESSY, 1978 ; WINKLER, 1979 et AUTRAN & COGNÉ, 1980).

L'ascension de ce premier magma à forte composante basique crée à son tour, un deuxième gradient géothermique, qui aurait été à l'origine de la fusion crustale ; ce qui produirait un magma acide. Les deux magmas peuvent subir une hybridation pour engendrer un magma basi-crustal, mais cette fois-ci à forte composante crustale. Mais, ils peuvent par ailleurs, également subir un brassage mécanique dans lequel de rares fragments des magmas à forte composante basique auraient été incorporés aux magmas hybrides (magma mixte) ; ceci est à l'origine d'enclaves magmatiques basiques dans les granitoïdes de la lignée monzo-granodioritique. Dans le Maroc hercynien, cette lignée est caractérisée par sa richesse en enclaves magmatiques basiques (MAHMOOD, 1980 ; ROSÉ, 1987 ; BOUSHABA, 1990 ; EL MOUROUAH, 1993 ; EL AMRANI, 1994) ses rapports isotopiques initiaux en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ bas (ISr autour de 0.7050).

L'intrusion de ces de granitoïdes hercyniens calco-alcalins de la série monzo-granodioritique, induirait la fusion mésocrustale, ce qui pourrait être à l'origine de magmas à tendance leucogranitique.

De grandes failles intra-crustales achèvent l'évolution géodynamique hercynienne au Maroc, en même temps qu'il y a production de magma purement crustal (mobilisés crustaux) à l'origine de la lignée leucogranitique. Cette dernière est peralumineuse, dépourvue d'enclaves magmatiques basiques et possède un rapport isotopique initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ élevé (ISr > 0.7050).

Il est à noter que pendant cette époque et dans des bassins permien on assiste à la production d'un magmatisme basique appartenant soit à la série calco-alcaline de type marge continentale active, soit à la série intermédiaire (hybride ou transitionnelle) entre l'alcalin et le calco-alcalin (YOUBI, 1990 ; EL WARTITI, 1990). Ce volcanisme est étroitement sous le contrôle de grandes failles décrochantes intra-continentales à l'origine des bassins d'effondrement permien, d'importance variable (GONORD & al., 1980 ; EL WARTITI, 1981 ; ZOUINE, 1986 ; CAILLEUX & al., 1986 ; YOUBI, 1990 ; CHALOT-PRAT, 1990 et TAHIRI, 1991).

DEUXIÈME PARTIE

**LES PHÉNOMÈNES HYDROTHERMAUX ASSOCIÉS
AU MASSIF GRANITIQUE DU MENT :
CONSÉQUENCES PÉTROGÉNÉTIQUE ET
MÉTALLOGÉNIQUE**

CHAPITRE II-1 :

**LES ALTÉRATIONS HYDROTHERMALES DANS LE
MASSIF DU MENT**

II-1-A. LES ALTÉRATIONS HYDROTHERMALES DANS LE MASSIF DU MENT

Les phénomènes hydrothermaux associés au massif granitique du Ment (greisénisation, tourmalinisation à quartz stable et altérations à quartz instable) se développent dans des systèmes de coupes leucogranitiques en position haute (Ez-Zirari, Amahroq) ou dans la masse du granite principal (figure II-1 et figure II-2) dans des systèmes de fractures associées à une tectonique permienne en décrochement. Chaque étape hydrothermale est caractérisée par la nature des altérations comme par l'orientation des systèmes de contrainte (BOUSHABA & MARIGNAC, 1994b ; BOUSHABA & MARIGNAC, 1995).

A. TYPOLOGIE, RELATIONS CHRONOLOGIQUES ET CONTRÔLES STRUCTURAUX DES ALTERATIONS DU MASSIF DU MENT

1. La fracturation dans le Ment : étude globale

Après les levés géologiques sur le terrain, l'étude de la fracturation du massif du Ment a fait appel à deux approches différentes : (1) l'établissement d'une carte structurale du bassin du Ment par l'interprétation des images satellites Landsat (bandes MSS4, prises le 07/12/79) et NASA ERTS (bande prise le 25/01/1974) (figure II-3) ; (2) l'analyse de la carte tectonique dressée à partir de l'interprétation des photographies aériennes (figure II-4).

L'interprétation des images satellites met en évidence des "linéaments" qui, pour la plupart, correspondent à des structures tectoniques (failles, fractures, etc...). Trois grandes classes de "linéaments" ont été ainsi définies par leurs directions moyennes : (1) N00° à N50°E ; (2) N80° à N100°E ; (3) N150° à N180°E (figure II-3a), avec principalement trois directions fréquentes : (1) N170° à N05°E, (2) N30° à N40°E et (3) N80° à N90°E.

Ces directions se retrouvent sur la carte tectonique de la figure II-4 et on constate que deux d'entre elles (E-W et N30°-40°E) sont également soulignées par des systèmes quartzeux filoniens (figure II-5).

2. Répartition de l'activité hydrothermale

Une nette opposition existe entre la répartition des filons de quartz non associés à une altération de leur encaissant, qui occupent essentiellement la moitié SE du Ment (figure II-5), et celle des altérations (greisens, épi-syénites, tourmalinites), qui sont concentrées dans la moitié NE (figure II-6). Parmi celles-ci, on distingue notamment :

- des complexes de greisens, toujours localisés : Ez-Zirari, M'Tiazdant, Amahroq ;
- de grandes bandes de tourmalinites, dont deux sont particulièrement développées : l'une, grossièrement E-W, joignant Ez-Zirari et M'Tiazdant ; l'autre, globalement N170°E, joignant Errif à M'Tiazdant. On peut y ajouter une bande E-W passant à Bled Sidi Otmane et une bande à N60°E dans la région de Tawrirt.
- des zones tourmalinisées dans l'encaissant Namurien d'Ez-Zirari.

Par ailleurs, d'autres altérations (épi-syénites, muscovitites, tourmalines diffuses, veinules à tourmaline) se développent également, dans les mêmes domaines que les altérations plus spectaculaires dont il vient d'être question.

Deux secteurs, où l'intensité et la complexité des phénomènes atteignent un maximum, demandent une présentation plus détaillée ; ce sont les secteurs d'Ez-Zirari et d'Amahroq.

5°55'

5°50'

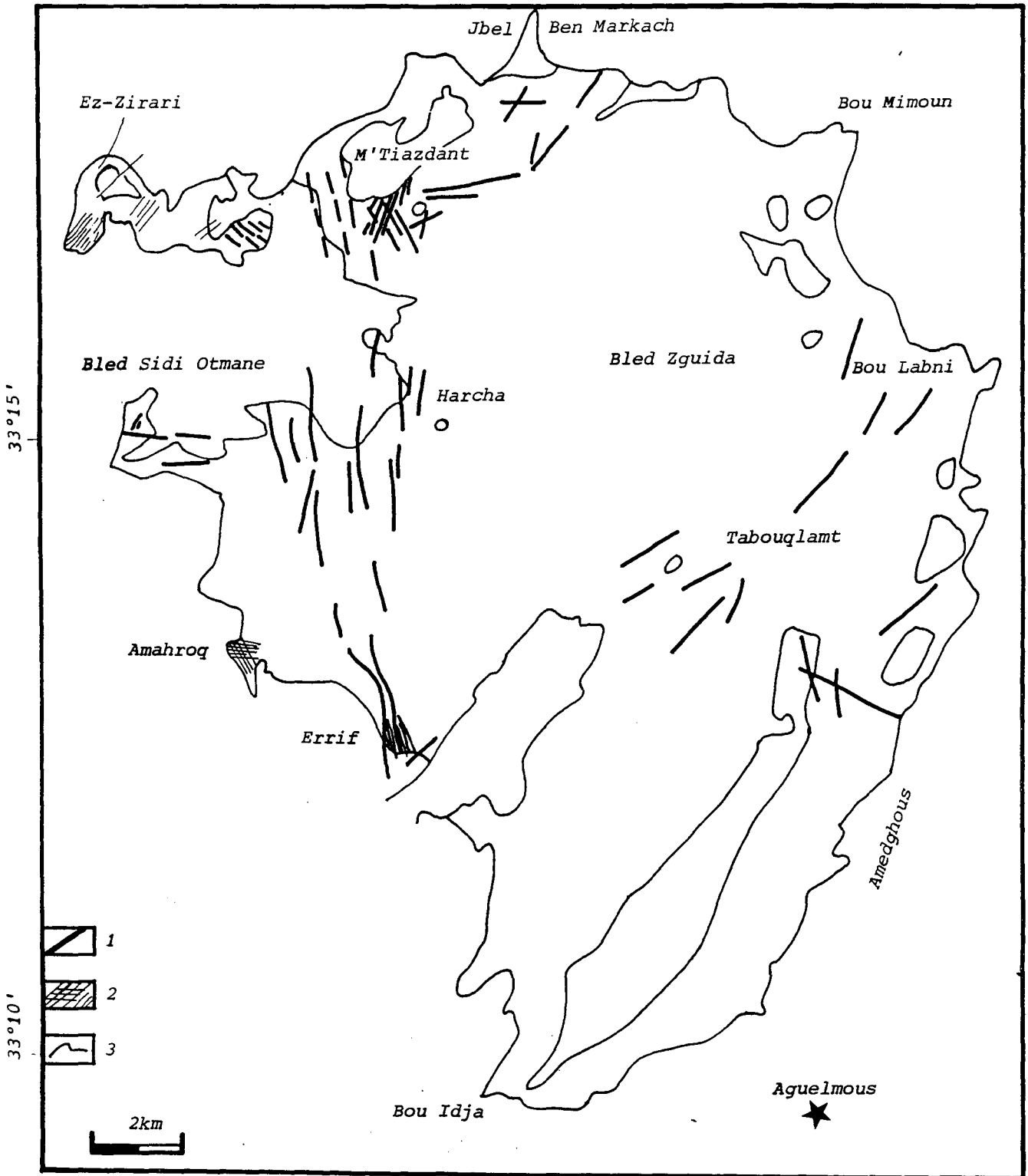


Fig. II-6 : Carte de localisation des grandes manifestations hydrothermales dans le massif granitique du Ment. 1. Tourmalinite; 2. Greisens filoniens associés ou non à la tourmalinite, armés ou non d'une veine de quartz; 3. Greisens massifs; 4. Contour géologique.

2.1. Ez-Zirari

Sur la petite colline d'Ez-Zirari affleurent en coupole les granites calco-alcalins du Ment, recoupés par deux générations de leucogranites, d'abord un leucogranite grossier à sidérophyllite et topaze, ensuite un leucogranite fin à zinnwaldite et topaze, dont le massif, en forme de feuillet, occupe le sommet de la colline (figure II-7).

Un complexe de greisens fissuraux recoupe tous les granites et se noie dans un greisen massif, essentiellement développé aux dépens du leucogranite à zinnwaldite. Ce réseau, globalement organisé selon une bande à N30-40°E, est étroitement localisé à l'Ouest du dispositif granitique. Un intense réseau de veinules à tourmaline est omniprésent et, vers l'Est, commence à se développer la bande de tourmalinite qui se prolonge vers M'Tiazdant.

Au Sud, bien visible le long de la route d'Oulmès, l'encaissant métamorphique est intensément tourmalinisé selon une bande hectométrique grossièrement orientée à N50°E ; de même, de petits chapeaux schisteux décamétriques, préservés de l'érosion et totalement tourmalinisés, s'observent, notamment au toit du leucogranite grossier.

2.2. Amahroq

Le secteur d'Amahroq montre également, au contact de l'encaissant, les deux générations de granites calco-alcalins du Ment, recoupés par une petite coupole de leucogranite à deux micas qui monte dans les schistes namuriens (figure II-8). Un remarquable dispositif s'observe dans cette coupole :

- loin de l'apex, dans le leucogranite ou dans les granites calco-alcalins, on ne trouve que des réseaux de veinules de tourmaline, relativement dispersées ;
- la densité de ces veinules augmente vers l'apex, en même temps qu'apparaissent des greisens fissuraux, de plus en plus développés lorsque l'on s'élève dans le leucogranite ;
- à l'apex, enfin, les altérations (greisens, tourmaline) sont omniprésentes, en même temps que se manifeste une muscovitisation, dont l'intensité est maximale sur quelques décimètres au contact du toit ;
- dans l'encaissant Namurien, sur quelques mètres en direction radiale, on constate les effets d'une tourmalinisation et d'une muscovitisation "lit par lit", mais on n'observe le passage d'aucune manifestation fissurale à travers le contact du leucogranite avec les schistes.

3. Caractéristiques des manifestations hydrothermales

3.1. Les greisens

Minéralogiquement banals, les greisens du Ment sont des roches à quartz-muscovite, où l'on reconnaît encore les anciens quartz magmatiques, qui préservent localement des reliques de biotite ou des aiguilles de rutile (MARGINAC & ZOUHAIR, 1992). Sauf au sommet de la colline d'Ez-Zirari, où ils sont massifs, ils se présentent généralement comme des corps fissuraux, avec des frontières nettes et des épaisseurs dépassant rarement 30 cm, souvent très inférieures.

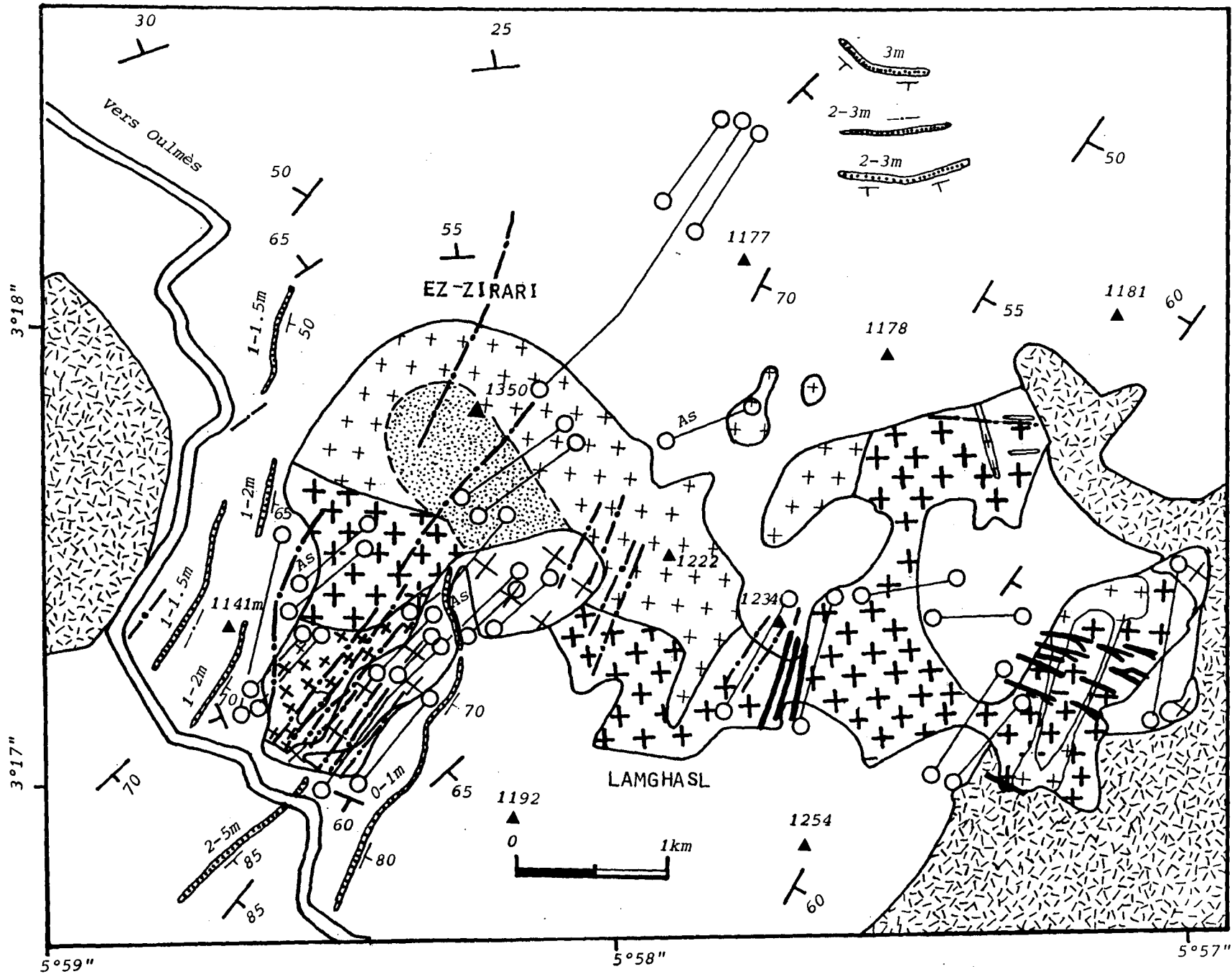
Localement, dans la partie Est de l'apophyse d'Ez-Zirari, des filonnets à quartz-topaze de direction NE-SW intrudent le leucogranite à zinnwaldite et à topaze.

3.1.1. Logiques structurales

Les fissures greisenisées sont loin d'être orientées au hasard et manifestent au contraire l'existence de dispositifs structuraux bien identifiables :

Fig. II-7 : Carte géologique détaillée de l'apophyse d'Ez-Zirari (Massif granitique du Ment, Maroc central).

1. Granite calco-alkalin porphyrique à biotite ferrifère et non porphyrique à sidérophyllite
2. Leucogranites fins à deux micas
3. Leucogranite grossier à sidérophyllite et à topaze
4. Leucogranite fin à zinnwaldite et à topaze
5. Greisens massifs
6. Greisens filoniens ou leucogranites plus ou moins greisés
7. Volcanisme quaternaire
8. Greisens filoniens associés ou non à la tourmalinite, armés ou non de veines de quartz
9. Tourmalinites
10. Filons de quartz
11. Route
12. Points côtés
13. Contour géologique
14. Encaissant métamorphique.



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14

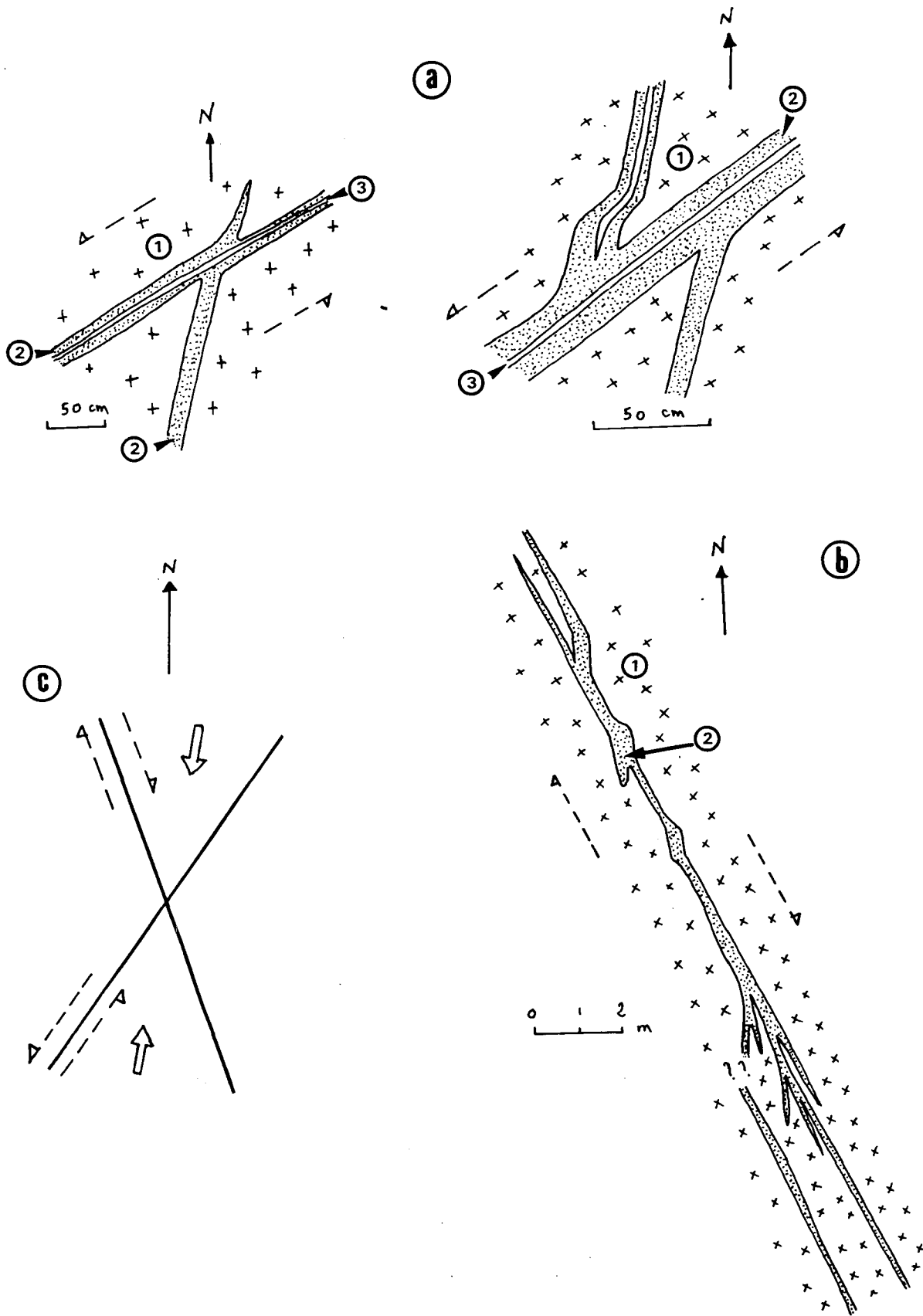


Fig. II-9 :Contrôle structural des greisens d'Ez-Zirari (a) et d'Amahroq (b); c : schéma interprétatif de (a) et (b). 1. Leucogranite; 2. Greisens; 3. Veine de quartz.

- à M'Tiazdant, dans le granite porphyroïde, un petit essaim de minces greisens de direction N45°E est recoupé par une aplite N15°E ; de telles aplites sont connues par ailleurs dans le même secteur ; elles y sont caractérisées par l'existence de petites miaroles à quartz-muscovite, propriété qu'elles partagent avec une petite intrusion de leucogranite hololeucocrate, recoupant le granite porphyroïde à quelques centaines de mètres au NW de l'observation précédente.

Il semble donc qu'un magmatisme leucogranitique se soit encore exprimé dans le Ment après la formation des greisens "en compression N-S" de type Ez-Zirari.

3.2. Les tourmalinites massives

Les tourmalinites massives sont des roches à quartz-tourmaline se présentant sous forme de corps à frontières nettes avec l'encaissant granitique et à morphologies filoniennes bien définies, quoique parfois compliquées par l'existence d'un réseau de veinules à tourmaline, dont la plupart sont en fait d'expression plus tardive (voir plus bas, 3.4.3).

3.2.1. Morphologie

On observe assez souvent un dispositif zonal :

- en bordure de ces corps filoniens, on trouve des tourmalinites riches en quartz, dont le grain, variable, reflète celui du granite encaissant et où le quartz est dans une large mesure hérité du granite sur lequel se développe la tourmalinite ; de telles roches sont donc des "greisens à tourmaline" ;

- au coeur, avec une frontière bien définie, on trouve des tourmalinites plus massives, à grain relativement fin, homogène, où le quartz, interstitiel, est surtout visible en lame mince.

Cependant, il arrive également fréquemment que seul soit présent le "greisen à tourmaline", qui est, en tout état de cause, le faciès symptomatique de ces altérations.

A l'échelle de l'affleurement, la morphologie est généralement celle d'un filon, plus ou moins lenticulaire, ou, plus rarement, d'un essaim de filons ; les puissances varient entre une dizaine de cm et un à deux mètres. Il arrive toutefois que la tourmalinisation utilise des discontinuités lithologiques à l'intérieur des granites, donnant naissance à des morphologies plus complexes. La figure II-11 en illustre un exemple particulièrement significatif, à l'Est d'Ez-Zirari.

3.2.2. Logiques structurales

Les filons de tourmalinite massive dessinent souvent des dispositifs structuraux analysables. Ainsi :

- à l'Est d'Ez-Zirari, les tourmalinites se présentent comme une série de lentilles décimétriques de puissances métriques, allongées selon deux directions, autour de N110°E (N105° à N120°E) et N130°E, dont l'organisation, loin d'être aléatoire (figure II-12), évoque celle d'une bande de cisaillement dextre à N110°E, avec une direction de raccourcissement à N130°E ;

- à Errif, on observe deux groupes de directions, l'une dominante, avec des continuités longitudinales importantes (30 à 50 m et plus), selon N160 à N175°E ; l'autre, subordonnée, se branchant sur la première (figure II-13), selon N130° à N150°E ; ce dispositif évoque un système en décrochement senestre à N170°E, avec une direction de raccourcissement à N130°E, remarquablement cohérent avec ce que l'on observe à Ez-Zirari ;

- localement, d'autres directions sont utilisées par la tourmalinisation ; ainsi, à M'Tiazdant, on trouve des directions à N30°-40°E ; il semble qu'il s'agisse de fractures plus précoces (appartenant à la logique structurale des greisens), comme le suggère leur décalage senestre par une tourmalinite à N170°E (figure II-14).

Il peut être intéressant de remarquer *a contrario* que les greisens "E-W" d'Amahroq sont en fait compatibles avec la logique structurale mise en évidence pour les tourmalinites massives.

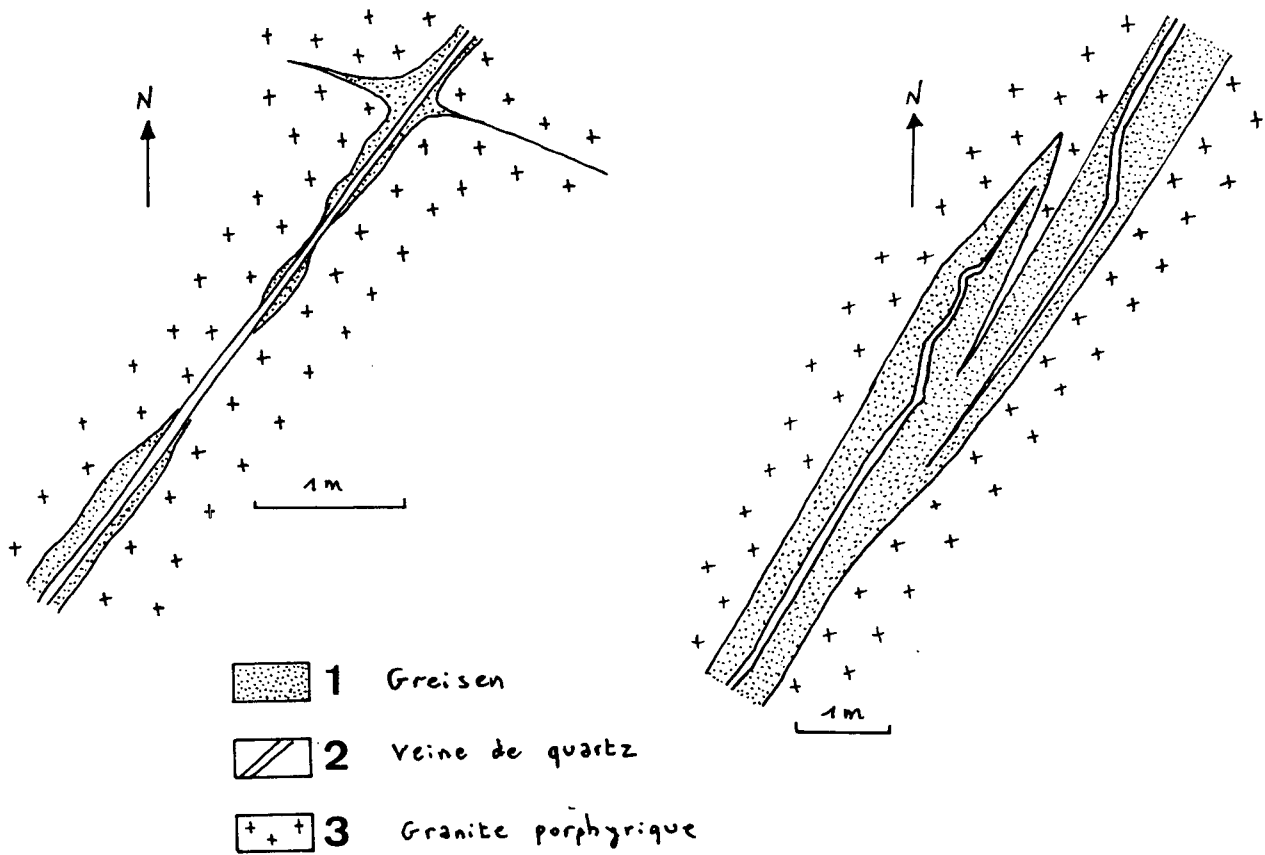


Fig. II-10 : Relations entre les greisens et les filons de quartz qui les arment (Ez-Zirari).

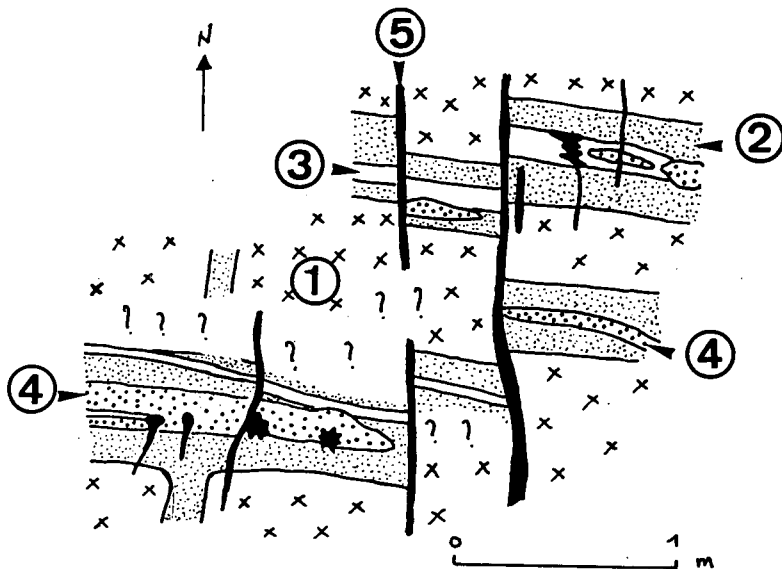


Fig. II-15 : Surimposition des altérations à quartz instable (muscovitites, tourmalinites) sur les greisens et les filons de quartz de la coupole d'Amahroq.
 Noter que la veine de quartz est sécante sur le greisen.
 1. Leucogranite; 2. Greisen; 3. Veine de quartz;
 4. Muscovitites; 5. Veines et plages de tourmaline.

3.2.3. Relations avec les greisens

De façon générale, les aires où se manifeste la tourmalinisation massive sont disjointes de celles où s'expriment les greisens.

Toutefois, dans la région de M'Tiazdant, la présence des deux phénomènes permet de s'assurer que la tourmalinisation est postérieure à la greisénisation : de fait, les tourmalinites recoupent non seulement les greisens, mais aussi les aplites qui leur sont elles-mêmes, on l'a vu précédemment, postérieures.

3.3. Les filons de quartz "E-W"

De grands réseaux de filons de quartz de direction globalement E-W caractérisent la moitié SE du massif du Ment (figure II-5). Ces réseaux sont typiquement absents de la moitié NW, où domine la tourmalinisation. En revanche, on note fréquemment, dans cette région, la présence de veinules, ou de lentilles très étirées, d'un quartz laiteux globalement E-W, qu'il est tentant d'assimiler aux précédents.

3.3.1. Logiques structurales

Les directions de ces veinules et lentilles sont comprises entre N90°-95°E et N120°-130°E, cette dernière direction étant apparemment la plus fréquente. Il est rare de trouver des dispositifs révélateurs de la logique structurale. Cependant, à l'Est de M'Tiazdant, une série de lentilles métriques (pour une puissance de 5 cm) d'orientation N120°-130°E dessinent des relais dextres le long d'une direction N160°E. Si cette observation a un caractère général, cela signifie que les veines de quartz se forment essentiellement dans les mêmes conditions tectoniques que les tourmalinites massives ; et que la plupart des veinules observées dans la moitié NW du massif auraient alors la valeur de fentes de tension.

3.3.2. Relations avec les greisens et les tourmalinites massives

A l'apex de la coupole de leucogranite d'Amahroq, des veinules de quartz d'orientation comprise entre N120° et N130°E recoupent nettement les greisens E-W (voir la figure II-15).

Dans le secteur d'Errif, de pareilles veinules, d'orientation comprise entre N85° et N130°E, recoupent indiscutablement les tourmalinites massives.

Il s'agit donc d'un épisode hydrothermal postérieur à la greisénisation et à la tourmalinisation massive.

3.4. Les altérations à quartz instable

Trois types d'altération impliquant la dissolution du quartz sont présentes dans le Ment : épsyénitisation feldspathique ; muscovitisation ; tourmalinisation.

3.4.1. Episyénites

Peu d'épsyénites macroscopiques sont visibles sur le terrain ; on peut citer un corps plus ou moins lenticulaire, dans le granite porphyroïde, à Bled Sidi Otmane ; ou, à l'Est de M'Tiazdant, des épsyénites filoniennes métriques, de direction N130°E. Dans ces objets, le quartz, dissous, est essentiellement remplacé par du feldspath potassique. Il s'agit donc autant d'une altération potassique que d'une épsyénitisation.

En revanche, les manifestations microscopiques du même phénomène se rencontrent fréquemment, en relation avec la muscovitisation (voir ci-dessous et figure II-16).

3.4.2. Muscovitites

Les manifestations macroscopiques du développement de la muscovite en l'absence de stabilité du quartz sont rares et essentiellement limitées à la coupole de leucogranite d'Amahroq.

Dans cette coupole, on observe non seulement des veinules de muscovite, de direction N110°E, mais aussi le développement, à l'emporte-pièce, de plages de muscovite remplaçant aussi bien les greisens que les veinules de quartz qui les recoupent (figure II-15)

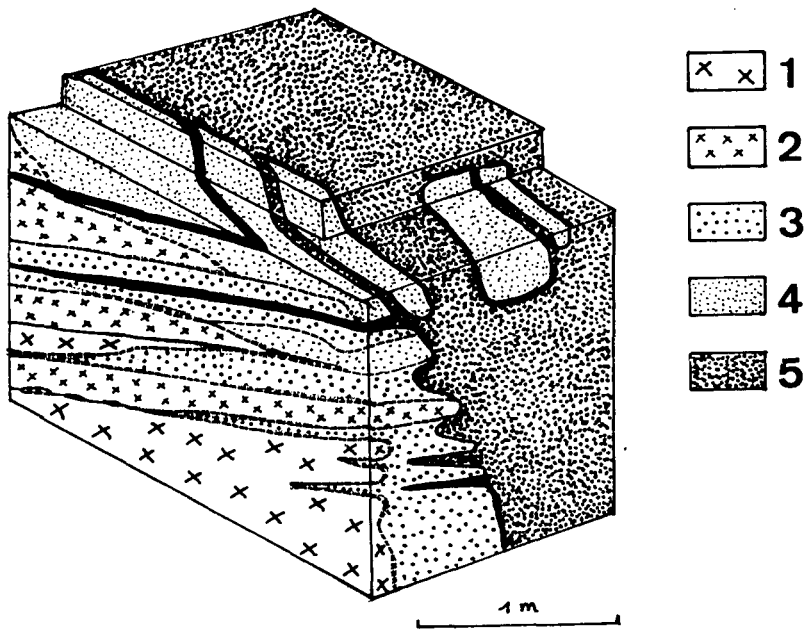


Fig. II- 11 : Contact d'un filon de Tourmalinite N130°E avec les granites d'Ez-Zirari (Fig. II- 12).Noter le contrôle qu'exerce la lithologie granitique sur le développement des tourmalinites : l'altération, partant d'une fissure à N130°E s'est propagée le long des contacts entre les filons de leucogranite fin et le leucogranite grossier; on observe que le grain des quartz-tourmalinites est hérité de celui des protolithes granitiques. 1. Leucogranite grossier; 2. Leucogranite fin à zinnwaldite ; 3. Quartz-tourmaline à gros grains; 4.Quartz-tourmaline fine; 5. Tourmalinite massive.

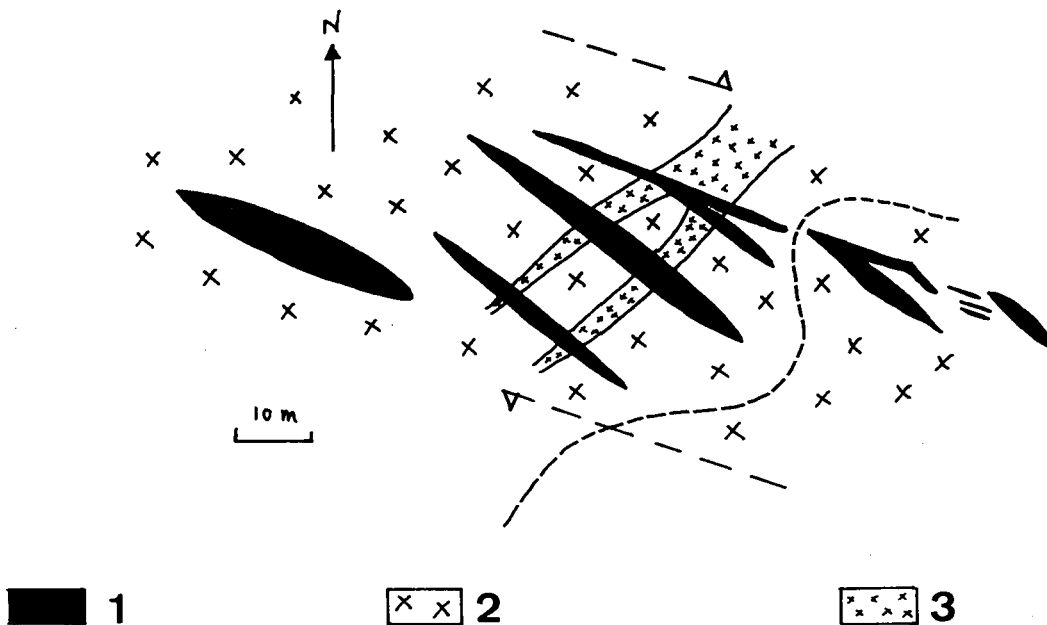


Fig. II-12 : Dispositif en cisaillement N110°E dextre des tourmalinites à l'Est d'Ez-Zirari. 1. Tourmalinite; 2. Leucogranite grossier; 3. Leucogranite fin à zinnwaldite.

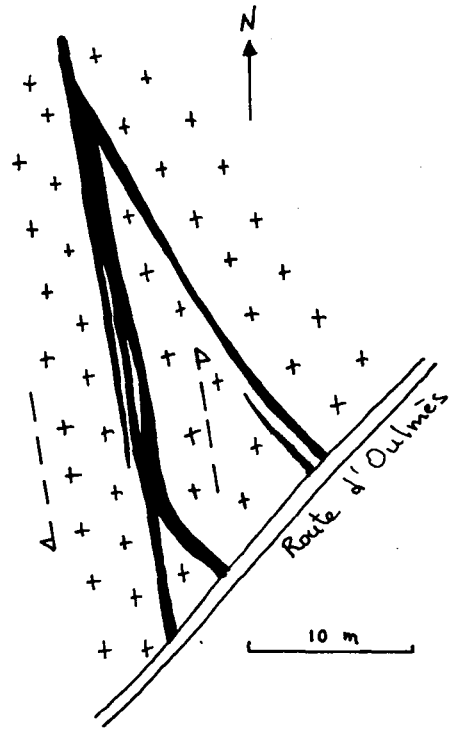


Fig. II-13 : Dispositif en cisaillement senestre à N170°E des tourmalinites d'Errif dans le granite porphyrique



Fig. II-14 : Réseau de tourmalinites à N35°-40°E décalées de façon senestre par un cisaillement tourmalinisé à N170°E, dans le granite porphyrique de MTiazdant.

Au microscope il apparaît, en bordure des plages de muscovites et corrodées par elles, des lisérés de feldspaths potassiques qui envoient des digitations dans le quartz, lequel est donc dissous (figure II-16). De même, du feldspath potassique accompagne/précède les muscovites tardives qui s'insinuent dans les muscovites des greisens (voir aussi chapitre II-2). Il semble donc exister un lien étroit entre l'épisyénitisation feldspathique et la muscovitisation, celle-ci succédant à celle-là en continuité apparente.

Ailleurs dans le Ment, et notamment à Ez-Zirari, l'observation microscopique permet souvent d'identifier également un épisode de muscovitisation à quartz instable, précédé du développement de feldspath potassique (épisyénitisation avortée).

3.4.3. *Tourmaline en veinules*

Comme le montre la figure II-15, des veinules de tourmaline recourent, dans la coupole d'Amahroq, l'ensemble des manifestations hydrothermales précédemment évoquées ; localement, ces veinules s'épanouissent en plages de remplacement du quartz, montrant qu'il s'agit encore d'une altération à quartz instable.

(i) Caractérisation d'une tourmalinisation tardive

De telles veinules sont extrêmement abondantes dans tout le domaine affecté par les altérations hydrothermales ; elles en sont, souvent, les seules manifestations visibles dans les granites. D'épaisseur millimétrique, elles sont exclusivement constituées de tourmaline - mais peuvent être réouvertes postérieurement à leur formation, avec dépôt d'une veinule centrale de quartz, généralement palissadique. En relation avec ces veinules, des cristaux isolés de tourmaline se développent dans les encaissants, quels qu'ils soient. En particulier, dans les greisens recoupés par des veinules de cette génération de tourmalines, l'observation microscopique montre que la tourmaline disséminée autour des veinules se développe aux dépens de la muscovite des greisens.

Très fréquemment, ces veinules sont encadrées par une mince bande de granite décoloré ou ayant, au contraire, acquis une teinte rose ; au microscope, on constate que ces bandes sont caractérisées par la disparition de la biotite, au profit d'un mica blanc ou d'une chlorite pâle ; la texture du granite est dans l'ensemble conservée ; tout au plus note-t-on dans certains cas une augmentation de la teneur en feldspath potassique (qui représente vraisemblablement une étape antérieure, voir plus haut). Localement, la densité de ces veinules peut être importante et elles peuvent atteindre des puissances décimétriques ; dans de telles zones, le granite encaissant est décoloré/rosi sur des puissances qui peuvent atteindre le mètre (voir la figure II-22).

Il convient de remarquer que des bandes décolorées similaires peuvent encadrer des greisens ou des tourmalinites massives ; dans de tels cas, toutefois, une observation attentive permet de démontrer que ces décolorations se produisent en relation avec des phénomènes plus tardifs (altération potassique ou développement des réseaux de veinules de tourmaline tardive).

Comme on l'a signalé en parlant d'Amahroq, la tourmalinisation tardive peut prendre un aspect plus massif, des plages pluricentimétriques de tourmalinite remplaçant quartz ou muscovite. Un cas extrême est connu à Bled Sidi Otmane, où une masse décimétrique de tourmalinite remplace une épisyénite feldspathique, en débordant sur le granite porphyroïde encaissant.

(ii) Logiques structurales

Les veinules de tourmaline tardive dessinent le plus souvent des géométries complexes, qui permettent de caractériser des dispositifs structuraux bien définis.

Le dispositif le plus répandu correspond à un retour aux conditions qui prévalaient lors de la greisenisation. Nous le présenterons sur trois exemples, pris respectivement à Ez-Zirari, Errif et Amahroq :

- à Ez-Zirari, un greisen N40°E est recoupé par une série de joints de tourmaline en

échelon, dessinant une bande de cisaillement N40°E senestre avec une direction de raccourcissement proche de N10°E (figure II-17) ;

- à Errif, on observe de même des bandes de cisaillement tourmalinisées de direction N20°E-N30°E (figure II-18), dont l'observation en trois dimensions montre par ailleurs que le cisaillement senestre peut avoir une composante normale (figure II-19) ;

- à Amahroq, dans le granite calco-alcalin non porphyrique (voir figure II-8), on observe un relais en baïonnette indiquant un cisaillement dextre à N150°E, avec une direction de raccourcissement à N5°E (figure II-20).

Un dispositif différent existe au centre du Ment, dans la région de Tawirt ; on y observe en effet des réseaux de veinules de direction dominante N50°-N60°E, avec des relais en baïonnette indiquant un cisaillement dextre en fonction d'une direction de raccourcissement E-W.

On peut rattacher à ce dernier dispositif deux types d'occurrences, rencontrées à Ez-Zirari et à Errif :

- à Ez-Zirari, dans le granite porphyroïde, s'observe un dispositif en faille N20°E dextre-inverse, avec des joints de tension subhorizontaux (figure II-21), indiquant une direction de raccourcissement à N105°E ;

- des dispositifs semblables s'observent également à Errif, où l'on connaît en outre des exemples de rejeux dextres sur N20°-N30°E et sénestres sur N150°-160°E (figure II-22). Un exemple particulièrement significatif montre la terminaison méridionale d'une bande de tourmalinite massive N160°E, découpée et tordue par une série de veines plus tardives, de direction N20°-25°E, correspondant à des cisaillements dextres (figure II-18) ; le fait qu'il s'agisse d'un rejeux sur la direction N20°E est souligné par le fait que les conjugués à N160°-170°E, également présents, ont conservé l'indication de leur jeu dextre antérieur, bien marqué par les décalages d'une veinule de quartz E-W.

Cette dernière observation suggère que les dispositifs à direction de raccourcissement "E-W" succèdent aux dispositifs à direction de raccourcissement "N-S".

Enfin, il faut signaler qu'à Amahroq, des veinules de tourmaline postérieures à des muscovitites affectent une direction à N130°E qui reste compatible avec les logiques structurales qui prévalaient à des stades antérieurs de l'évolution hydrothermale.

3.5. La tourmalinisation de l'encaissant

Comme signalé plus haut, une intense tourmalinisation affecte l'encaissant Namurien des coupes d'Ez-Zirari. Cette tourmalinisation se développe en plusieurs temps :

- il y a d'abord une tourmalinisation "lit par lit", les lamines ferro-magnésiennes des métasédiments namuriens rubanés étant convertis en tourmalinite ;

- s'y surimposent des veinules à tourmaline de direction N20°-N30°E, associées à des bréchifications et à une intensification de la tourmalinisation, qui peut affecter maintenant les lits quartzeux.

Un épisode à quartz s'interpose entre ces deux phases de tourmalinisation, avec le développement de fentes de tension N120°-N130°E, à quartz palissadique.

Cet ensemble de caractéristiques suggère que l'essentiel du développement de la tourmalinisation de l'encaissant, qui correspond à la tourmalinisation "lit par lit", a eu lieu en relation avec la formation des tourmalinites massives à l'intérieur du complexe granitique.

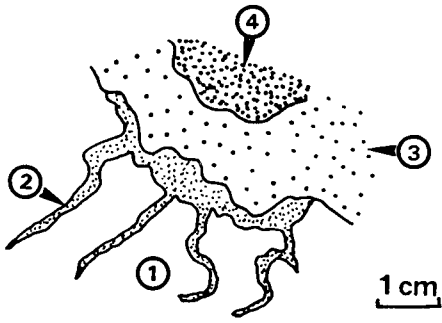


Fig. II-16 : Schéma des relations entre les altérations à quartz instable. 1. Quartz; 2. Feldspath potassique; 3. Muscovitites; 4. Tourmalinite.

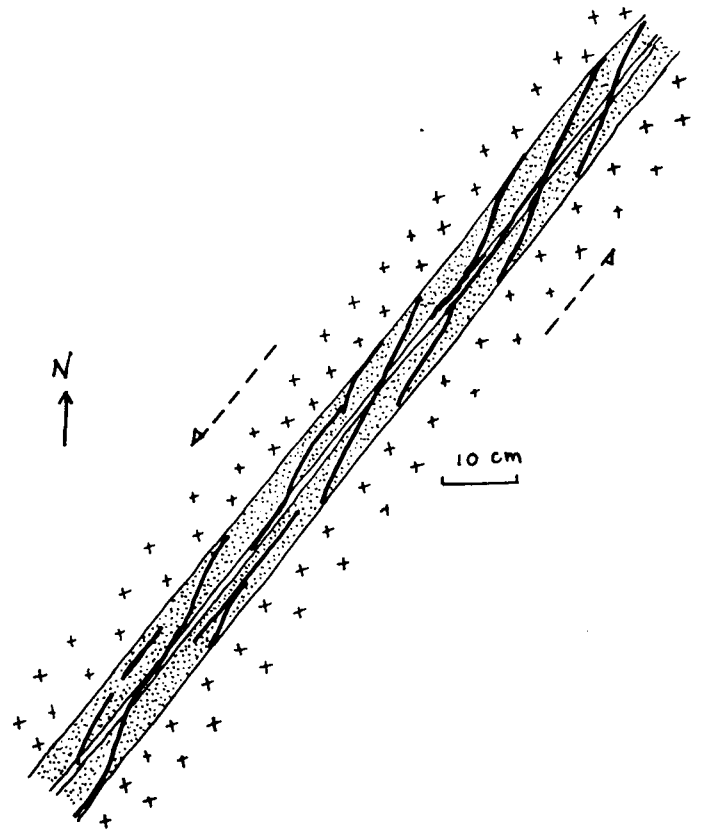


Fig. II-17 : Bande de cisaillement N40°E senestre marquée par la tourmalinite surimposée à un greisen de même direction que dans le granite porphyrique d'Ez-Zirari.

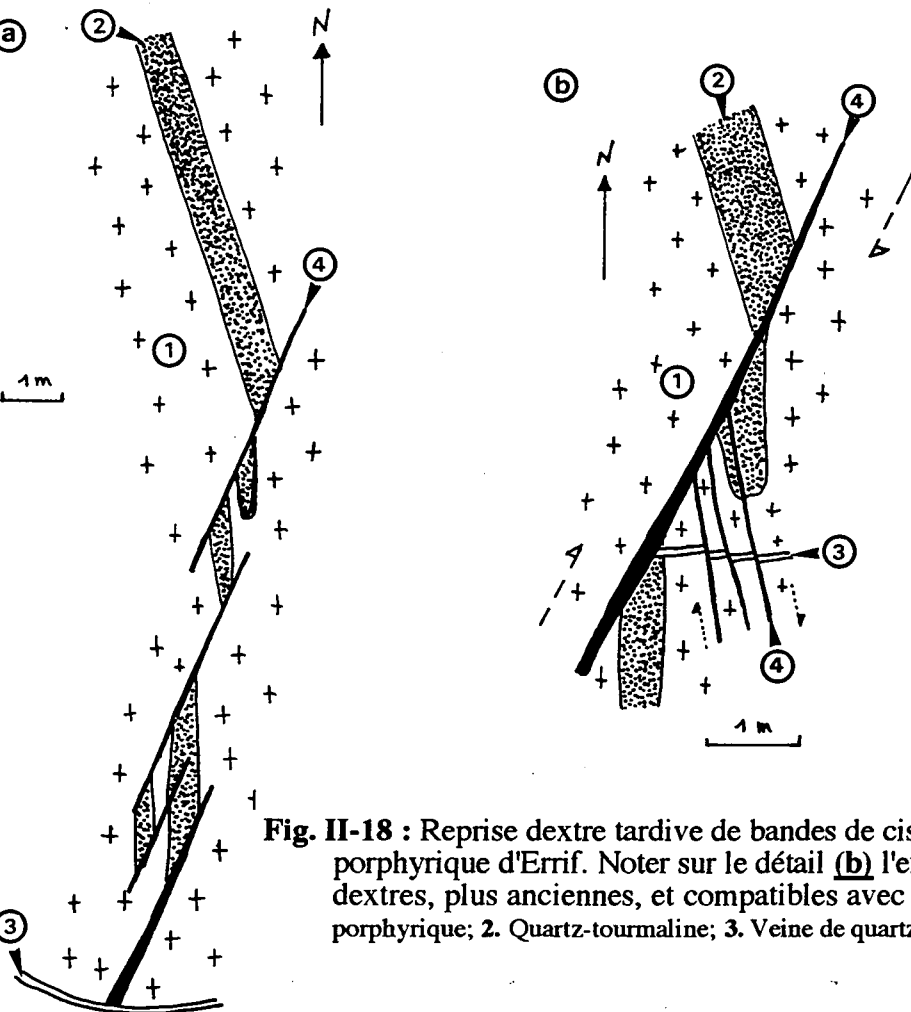


Fig. II-18 : Reprise dextre tardive de bandes de cisaillement à N20-25°E dans le granite porphyrique d'Errif. Noter sur le détail (b) l'existence de veines de tourmaline N170°E dextres, plus anciennes, et compatibles avec la cinématique de la Fig. II-19. 1. Granite porphyrique; 2. Quartz-tourmaline; 3. Veine de quartz; 4. Tourmalinite tardive.

4. Synthèse des données

L'ensemble des observations précédentes peut être résumé dans un tableau synthétique mettant en parallèle évolution tectonique, magmatisme et évolution hydrothermale (figure II-23).

Ce tableau met en évidence les faits suivants :

(i) Concernant l'hydrothermalisme :

- on observe un relais entre des manifestations localisées (greisens), pénécontemporaines des dernières manifestations magmatiques leucogranitiques ; et des manifestations plus diffuses, correspondant à des systèmes hydrothermaux d'amplitude kilométrique ;

- une discontinuité apparaît entre un hydrothermalisme caractérisé par des altérations à quartz stable (greisens, tourmalinites massives, veines à quartz) et un hydrothermalisme conduisant à des altérations à quartz instable (épisyténites feldspathiques, muscovitites, et surtout tourmalinisation tardive) ; en particulier, deux épisodes de tourmalinisation (T1 : "greisens à tourmaline" et T2 : "tourmaline tardive") s'individualisent nettement.

- enfin, des phénomènes de focalisation récurrente de l'activité hydrothermale se manifestent dans certains sites privilégiés : Ez-Zirari, Amahroq, Errif.

(ii) Concernant la tectonique :

- l'hydrothermalisme est un marqueur fin de la déformation, dans la mesure où les fluides circulant à un moment donné ne peuvent emprunter que les fractures existant à ce moment, ce qui permet d'apprécier des variations rapides du champ de contraintes local ; c'est ainsi que dans le Maroc on peut démontrer l'existence de fluctuations "à court terme" des directions de contraintes, qui ne se réduisent pas à un simple échange entre une et une autre contrainte ;

- on observe, après le régime de contraintes à N110°-130°E caractéristique de la fin du Stéphanien, l'établissement progressif d'un régime "N-S", bien documenté au Permien supérieur à l'échelle du Maroc (EL WARTITI, 1981 ; CAILLEUX & al., 1983 ; 1984 ; JEBRAK, 1985 ; ZOUINE, 1986 ; TAHIRI & MEDINA, 1989 ; YOUNI, 1990), passant finalement à un régime E-W, lui-même bien connu dans les déformations tardives datées de la fin du Permien au Maroc.

(iii) Concernant les relations de l'hydrothermalisme avec la tectonique :

- il est frappant de constater que chaque grand type d'hydrothermalisme est clairement associé à une direction de raccourcissement privilégiée : "N-S" pour les greisens ou la tourmalinisation tardive ; N130°E pour les tourmalinites massives T1 ; par exemple ;

- mais il n'est pas possible d'en déduire une relation causale ; en effet, d'une part, des changements majeurs dans le régime hydrothermal ont lieu sous le même régime tectonique : le passage des altérations à quartz stable aux altérations sous-saturées en silice se fait avec la même direction de raccourcissement NW-SE ; il en va de même du passage greisen/tourmalinite massive T1 ; et, d'autre part, le même type d'altération hydrothermale a lieu sous des régimes différents : c'est le cas des greisens ; c'est aussi le cas de la tourmalinisation tardive T2, dont les premières manifestations ont lieu avec une direction de raccourcissement à N130°E, les manifestations principales sous le régime N-S et les dernières expressions en régime E-W.

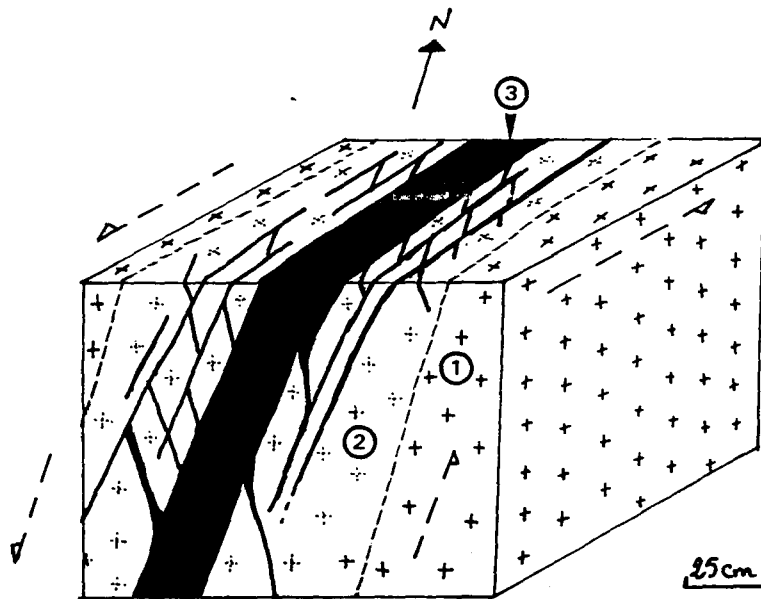


Fig. II-19 : Bande de cisaillement senestre normale à tourmaline dans le granite porphyrique d'Errif, le long de la route d'Oulmès. 1. Granite porphyrique; 2. Granite rosé; 3. Tourmalinite.

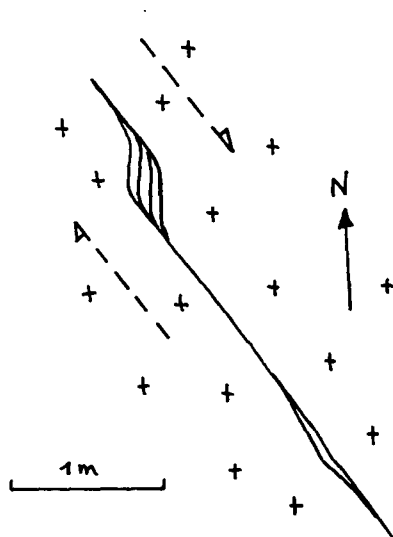


Fig. II-20 : Relais en baïonnette indiquant un cisaillement N130°E dextre dans les veinules à tourmaline découpant le granite calco-alcalin non porphyrique d'Amahroq.

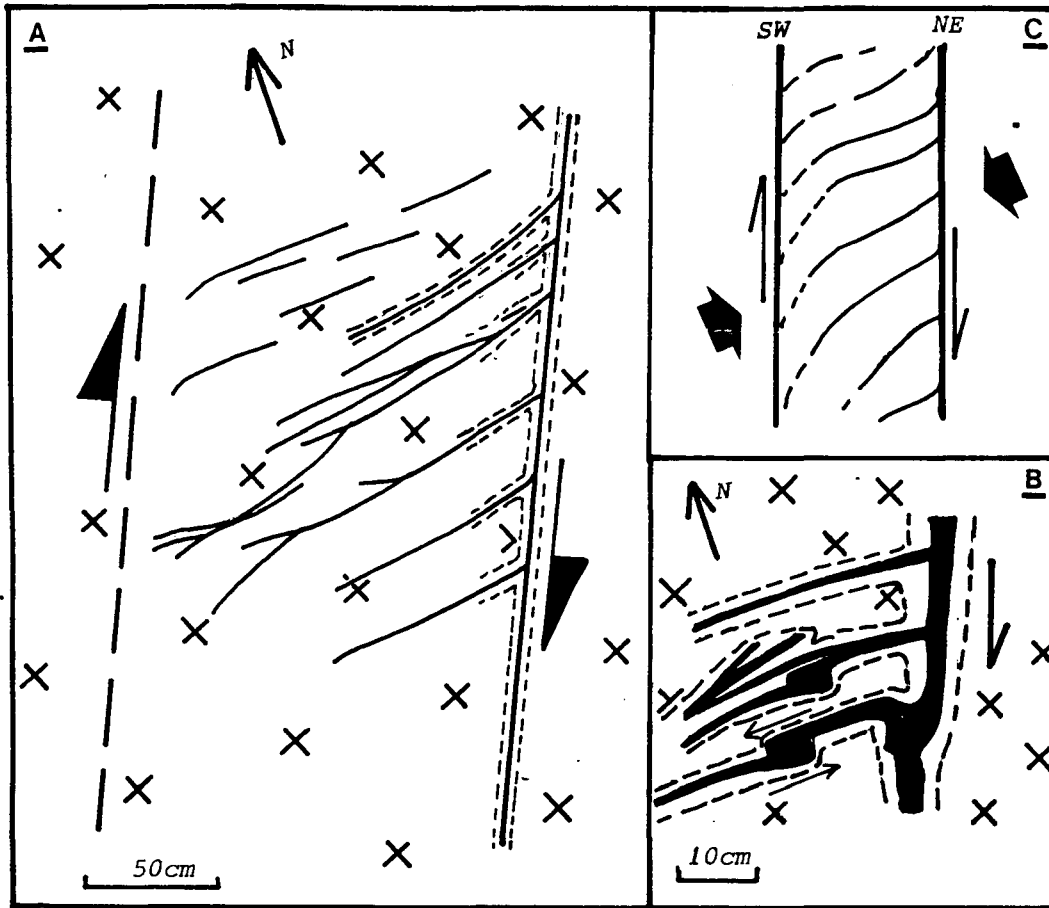


Fig. II-21 : Tourmaline dans une faille dextre inverse en compression "E-W", avec de part et d'autre une zone blanchie, dans le granite calco-alcalin porphyrique (A). B : vue microscopique des chevelures; C : schéma interprétatif du mécanisme du déformation.

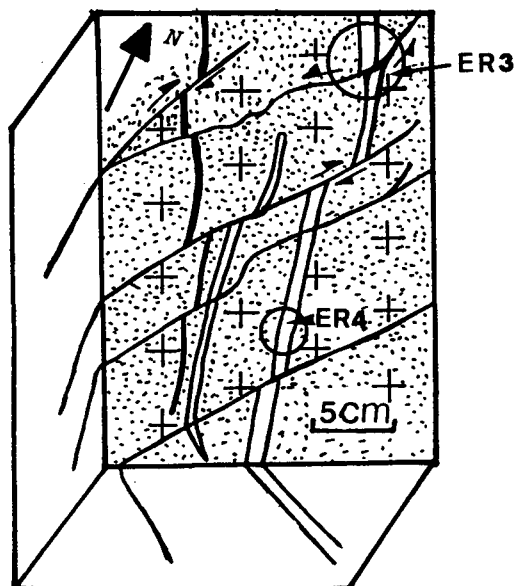


Fig. II-22 : Rejeux dextres sur des décrochements à tourmaline N20-30°E, dans le granite porphyrique d'Errif.

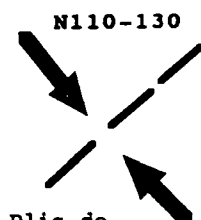

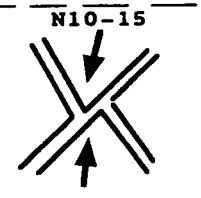



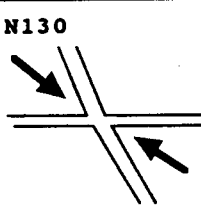

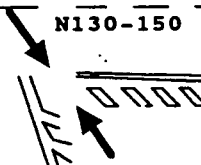
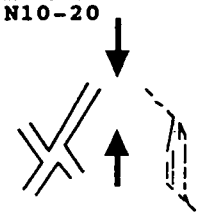

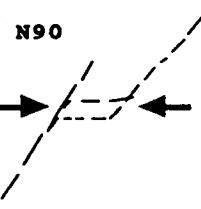


TECTONIQUE		MAGMATISME	HYDROTHERMALISME		
Compression NW-SE	N110-130 	Granite principal 			
	Plis de l'encassant				
Compression N-S	N10-15 	Leucogranites précoces 	Greisens 1 	Altération à quartz stable	Fluides C-O-H-N
		Leucogranites tardifs 			
Compression NW-SE	N130 		Tourmalinites (Tourmalinite I) 		
	N130-150 				
Compression N-S	N10-20 		Episyénites 	Altération à quartz instable	Saumures à R2+
Compression E-W	N90 		Muscovitites 		
			Veines à tourmalinite II 		

Fig. II-23 : Évolution dans le temps des manifestations tectoniques, magmatiques et hydrothermales du massif granitique du Ment. L'épisode des filons quartzeux E-W, entre tourmalinite I et épisyénites, a été omis.

II-1-B. PETROGRAPHIE MINERALOGIE ET GEOCHIMIE DES ALTERATIONS D'EZ-ZIRARI

Dans l'apophyse d'Ez-Zirari, un échantillon de greisen imprégné de tourmaline a été sélectionné pour donner une description détaillée des diverses altérations présentes dans le massif du Ment, telles qu'elles ont été présentées au chapitre II-1-A : greisenisation, épiyéénitisation embryonnaire, tourmalinisation.

Il s'agit d'un filon décimétrique de greisen N30°E, implanté dans le granite calco-alcalin porphyroïde. L'étude a porté sur la pétrographie, la minéralogie (analyses à la microsonde électronique) et la géochimie. Les analyses ont été effectuées pendant mon séjour au Laboratoire de Pétrologie Structurale et Métallogénie de l'Université Nancy 1.

I. PETROGRAPHIE ET MINERALOGIE (tableaux 51-52-53-54-55 et 57)

L'échantillon présente une structure zonaire, centrée sur l'axe de symétrie du filon de greisen (figure II-24) ; cinq zones peuvent être identifiées, chacune d'une épaisseur de quelques centimètres :

- le granite porphyroïde sain (Z5), à l'extérieur ;
- une bande de granite "rééquilibré" (Z4) ;
- une bande "épiyéénitique" (Z3), qui peut être subdivisée en une bande interne (Z3a), marquant le front de la tourmalinisation, et une bande externe (Z3b), pratiquement dépourvue de tourmaline ;
- une bande de greisen (Z2), ici assez mince, avec un peu de tourmaline disséminée ;
- une bande quartzeuse (Z1a), représentative du filon de quartz central fréquent dans les greisens (cf. Ch. II-1) ;
- une bande de tourmalinite (Z1b) au centre, correspondant à la réouverture du filon de quartz.

Au centre du dispositif, une veinule de quartz palissadique est tardive.

La figure II-25 consigne les résultats d'une analyse modale détaillée de cet échantillon.

1. Le granite sain encaissant (Z5)

La composition minéralogique du granite porphyroïde encaissant est typique (voir partie I), avec des macrocristaux de feldspath potassique microperthitique (Or90Ab4An6) et une mésostase à plagioclase zoné (An20-35), quartz, feldspath potassique, biotite ferrifère (Fe/Fe+Mg = 0.70), apatite et zircon (inclus dans la biotite).

La biotite de ce granite est parfois légèrement altérée en chlorite.

2. Le granite "rééquilibré" (Z4)

En étroite corrélation avec les altérations fissurales, le granite, macroscopiquement inchangé, présente au voisinage du greisen un certain nombre de modifications, concernant :

- la biotite, qui devient plus ferrifère (XFe = 0.86) et alumineuse (Al₂ = 1.93, contre 1.54 dans le granite sain), mais dont la teneur en Ti décroît ;
- le plagioclase, dont l'abondance est réduite et qui est beaucoup plus sodique (An08-13) ;
- le feldspath potassique, légèrement enrichi en sodium (Or90Ab10).

En outre, de la muscovite est présente ; il s'agit d'une phengite (Si_{3.15}) où domine la Fe-céladonite (XFe = 0.68), avec un taux de paragonite moyen (Na/(Na+K) = 0.05). Il y a également un peu de chlorite, qui est alumineuse et ferrifère, de formule : (Mg_{0.50}Mn_{0.07}Fe_{3.52})(Ti_{0.01}Al_{1.69})[(Al_{1.29}Si_{2.71})O₈(OH)₁₀].

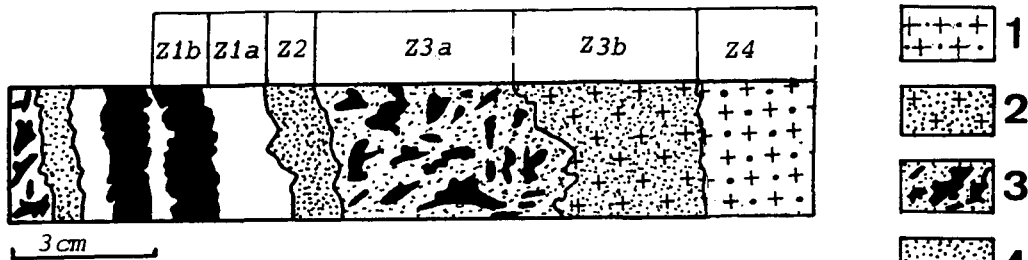


Fig. II-24 : Schéma des altérations de l'échantillon S49 (partie Est de l'apophyse d'Ez-Zirari).

1. Granite principal rééquilibré (Z4); 2. Épisyénite feldspathique (Z3b); 3. Épisyénite feldspathique à tourmaline (Z3a); 4. Greisens (Z2); 5. Veines de tourmalinite (Z1b); 6. Filonnets de quartz (Z1a); 7. Chevelures de tourmaline; 8. Greisens tourmalinisés.

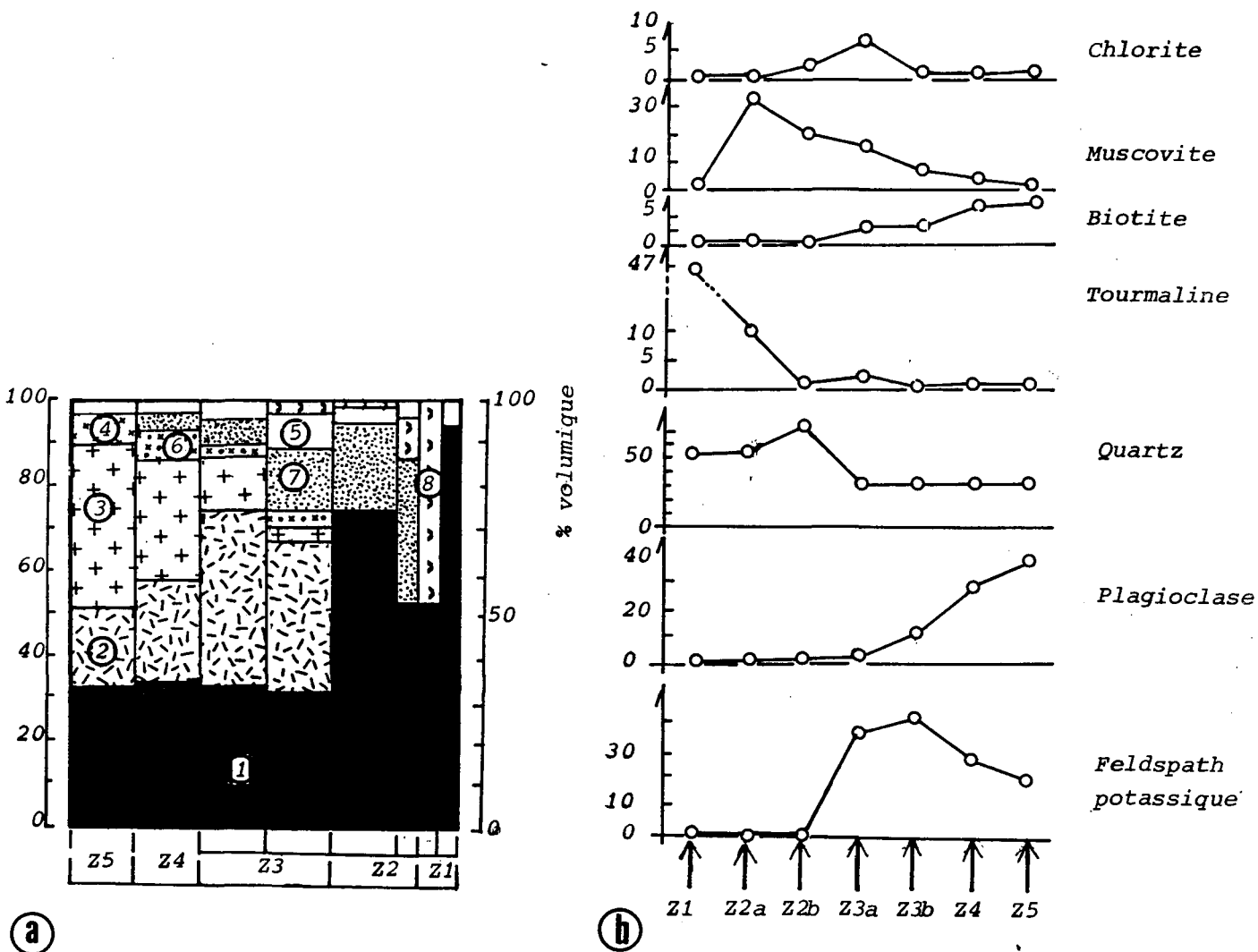


Fig. II-25 : Zonation des altérations de l'échantillon S49 récolté dans la partie Est d'Ez-Zirari. **a.** et **b.** = variations du pourcentage volumique des minéraux le long du profil d'altérations. 1. Quartz; 2. Feldspath potassique; 3. Plagioclase; 4. Biotite; 5. Chlorite et oxydes de fer; 6. Sidérophyllite; 7. Muscovite deutérique; 8. Tourmaline.

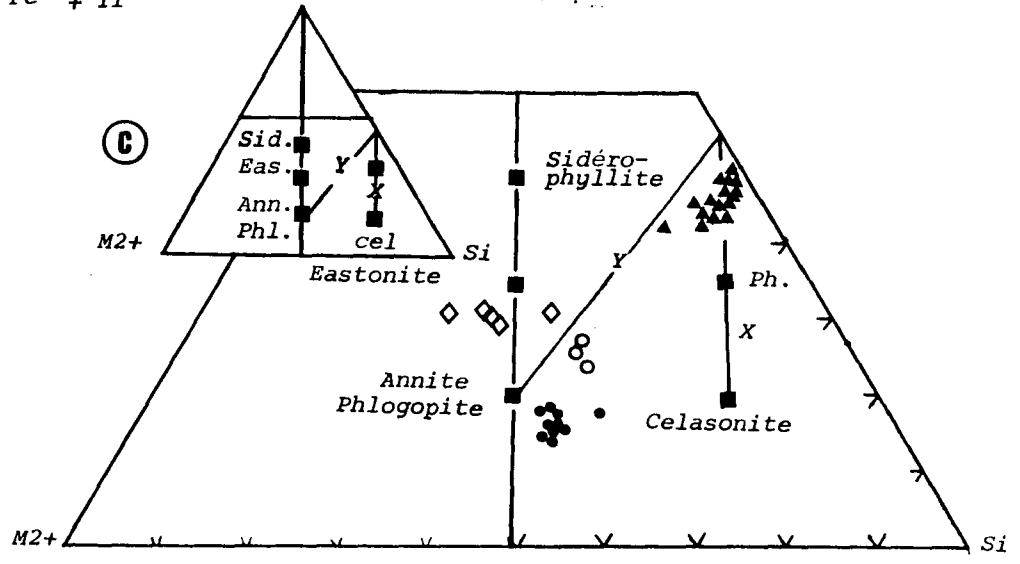
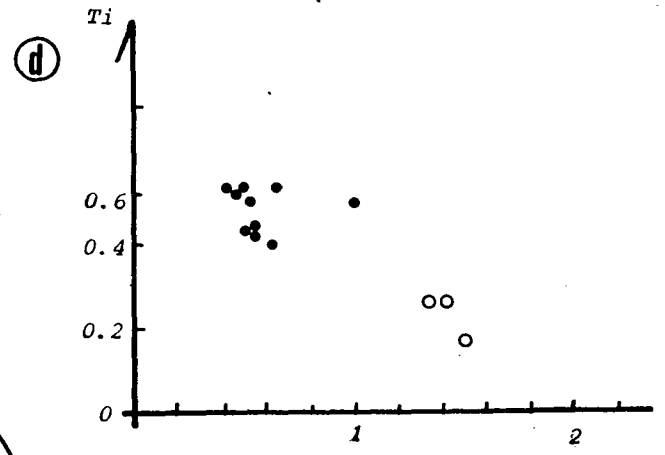
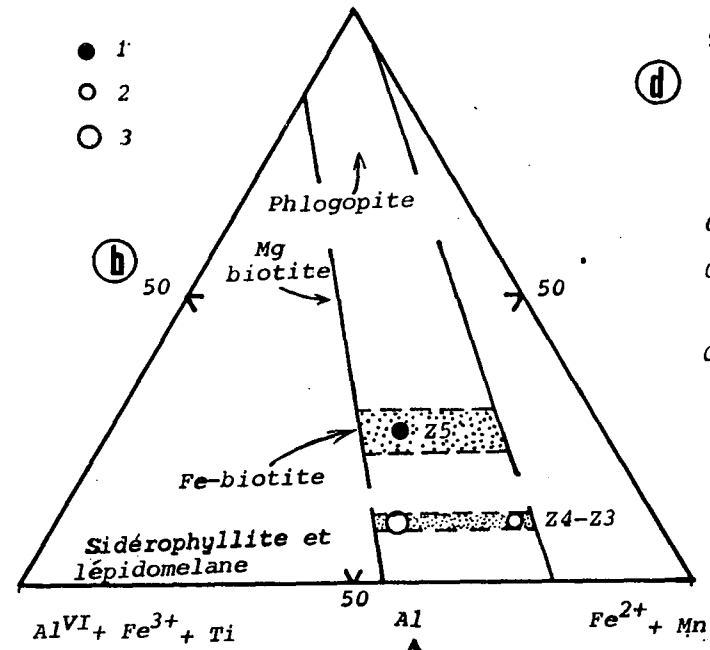
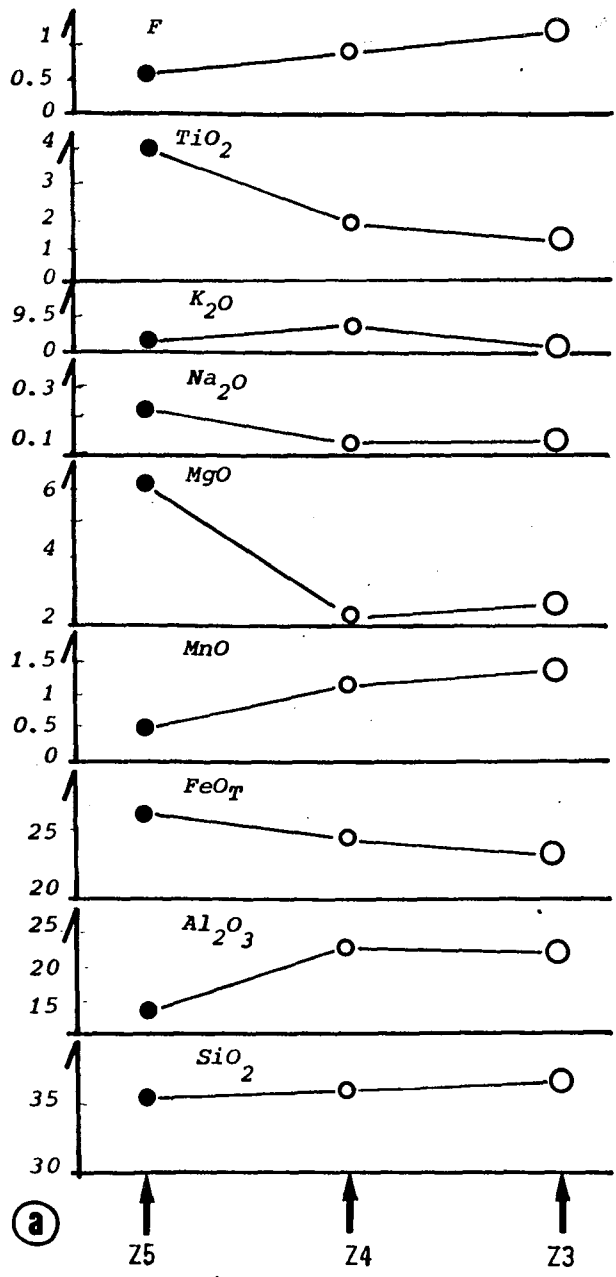


Fig. II- 26 : Variations de la composition des biotites de long du profil d'altérations de l'échantillon S49.
a. Variation des compositions élémentaires; 1= Biotite ferrifère (Z5), 2= Sidérophyllite (Z4), 3= Sidérophyllite (Z3). **b.** Diagramme Mg, Fe²⁺+Mn, R³⁺+R⁴⁺ de FOSTER (1960). **c.** Diagramme M²⁺-Al-Si de MONIER (1985). **d.** Variation des teneurs en titane.

3. La zone feldspathique (Z3)

Cette zone est caractérisée par l'abondance du feldspath potassique et la raréfaction du feldspath plagioclase. La composition du feldspath potassique est variable (Or99.5Ab0.5 à Or92Ab8), tandis que le plagioclase est de l'albite pratiquement pure. L'abondance du quartz reste constante, quoique puissent être observées des figures évoquant la corrosion du quartz par le feldspath potassique. La biotite est toujours présente ; comme dans Z4, elle est ferrifère (XFe = 0.834) et alumineuse (Alt = 1.94). L'apatite est un constituant significatif de la zone 3.

Muscovite et chlorite deviennent des constituants significatifs ; la muscovite est une phengite, moins céladonitique que dans la zone Z4 (Si3.10) mais toujours relativement ferrifère (XFe = 0.77), avec le même taux de paragonite (Na/Na+K = 0.05) ; la chlorite, toujours ferrifère, est sensiblement moins alumineuse que dans Z4, de formule : $K_{0.09}Na_{0.01}Ca_{0.02}(Mg_{0.39}Mn_{0.06}Fe_{2.91})(Ti_{0.03}Al_{2.01})[(Al_{0.87}Si_{3.13})O_8(OH)_{10}]$.

La tourmaline est présente dans Z3a ; elle y corrode nettement les phases alumineuses. Elle est zonée, avec un coeur et un cortex nettement différenciés morphologiquement, mais de chimismes peu contrastés (voir tableau ci-dessous) ; le coeur est cependant un peu moins alcalin que le cortex ; il s'agit d'une tourmaline ferrifère (XFe = 0.91) (voir la figure II-27).

	cortex	coeur
Z3a	$Na_{0.66}Ca_{0.05}Mg_{0.21}Fe_{2.21}Mn_{0.01}$ $Ti_{0.04}Al_{0.40}[Al_6Si_6.03 \dots]$	
	$Na_{0.62}K_{0.02}Ca_{0.05}Mg_{0.23}Fe_{2.16}Mn_{0.01}$ $Ti_{0.05}Al_{0.39}[Al_6Si_6 \dots]$	
	$Na_{0.73}Ca_{0.08}Mg_{0.10}Fe_{2.50}Mn_{0.00}$ $Ti_{0.08}Al_{0.07}[Al_6Si_6.02 \dots]$	$Na_{0.64}Ca_{0.15}Mg_{1.31}Fe_{1.04}Mn_{0.00}$ $Ti_{0.00}Al_{0.40}[Al_6Si_6.04 \dots]$
Z1		$Na_{0.52}K_{0.03}Ca_{0.03}Mg_{0.12}Fe_{2.01}Mn_{0.00}$ $Ti_{0.12}Al_{0.57}[Al_6Si_6.03 \dots]$

Variations de la composition des tourmalines des zones Z3a et Z1

4. Zone du greisen (Z2)

Il s'agit d'un greisen classique, à quartz et muscovite, où l'on reconnaît encore les globules du quartz magmatique du granite porphyroïde (singularisés par la présence d'aiguilles de rutil et de rares inclusions de biotite, non analysables) et des reliques corrodées de feldspath potassique (Or98Ab2). La muscovite est une phengite, très voisine de celle de Z3 par son taux de céladonite (Si3.10), également très ferrifère (XFe = 0.75) et légèrement plus riche en paragonite (XNa = 0.06).

La tourmaline, dispersée, corrode quartz et muscovite.

5. La zone de tourmalinite (Z1b)

C'est un agrégat de cristaux subautomorphes de tourmaline, les unes zonées, les autres non. Chez les tourmalines zonées, le contraste entre le coeur et le cortex est maximal (voir tableau ci-dessus) : le coeur est ferrifère (XFe = 0.96) et hypoalumineux, tandis que le cortex, aussi alumineux que les tourmalines de Z3a, est franchement magnésien (XFe = 0.44). Le chimisme des tourmalines non zonées est encore différent, puisqu'elles sont à la fois très ferrifères et très alumineuses (voir la figure II-27).

6. Interprétation

6.1. Synthèse

Les associations minérales qui viennent d'être décrites résultent de la superposition de trois phénomènes, dont on connaît l'ordre temporel (cf. chapitre II-1-A) :

- la greisenisation, qui affecte les feldspaths en les transformant en une association à muscovite (phengite)-quartz, est responsable du développement de la muscovite qui culmine dans la zone des greisens ; on peut lui rapporter la diminution progressive de la quantité absolue des plagioclases de Z5 vers Z2 (figure II-25), ainsi que l'évolution de leur composition vers des termes toujours plus albitiques (lessivage plus précoce du calcium) ; de même, le rééquilibrage des biotites de Z4 et de Z3 (résiduelles dans cette dernière), marqué par l'enrichissement en fer (lessivage préférentiel du magnésium), en aluminium et en fluor (figure II-26), peut-il être attribué au processus de greisenisation.

- l'épisyénitisation, marquée par la dissolution du quartz et la précipitation du feldspath potassique, serait plus justement qualifiée d'altération potassique ; elle est responsable de l'augmentation de la teneur en feldspath potassique de Z4 à Z3, ainsi que de l'augmentation des teneurs en sodium de ce feldspath.

- la tourmalinisation affecte les phases alumineuses et corrode le quartz ; dans les greisens, notamment, elle correspond à un apport d'éléments ferro-magnésiens. On peut se demander si la chloritisation, maximale dans la zone Z3, ne représente pas un équivalent latéral de ce processus. Les variations de composition de la tourmaline sont complexes (figure II-27) et leur analyse fera l'objet d'un chapitre séparé (voir ci-dessous II-3).

C'est dans la zone Z3a que la superposition des trois phénomènes est maximale ; les effets antagonistes de l'altération potassique et de la greisenisation sur la teneur en quartz s'y compensent plus ou moins, ce qui explique le profil relativement plat des teneurs en quartz de Z5 à Z3 sur la figure II-25.

Dans la plupart des zones, s'observent des marques de déformation (phyllites kinkées, quartz cataclaté) qui soulignent à ce niveau microscopique l'importance des déformations cassantes que le chapitre II-1-A avait déjà mis en évidence à l'échelle macroscopique pour le développement de ces altérations.

6.2. Estimations de température

La composition des phengites et des chlorites permet des estimations de leur température de formation :

- chez les phengites, la teneur en paragonite indique en principe à une température minimale de formation, celle qui correspond à l'équilibre phengite-paragonite sur le solvus entre ces deux minéraux (EUGSTER & al., 1972) ; on trouve ainsi des températures minimales de 440°C dans les zones Z4 et Z3 et de 500°C dans la zone Z1 (ce point sera repris avec plus de détail dans le chapitre II-2).

- chez les chlorites, CATHELINÉAU (1987) propose une régression linéaire entre la teneur en Al^{IV} et la température ; l'application de cette relation conduit à estimer des températures de 350°C dans la zone Z4 et de 220°C dans la zone Z3.

Ces estimations seront confrontées à celles que fournissent les inclusions fluides dans le chapitre II-4.

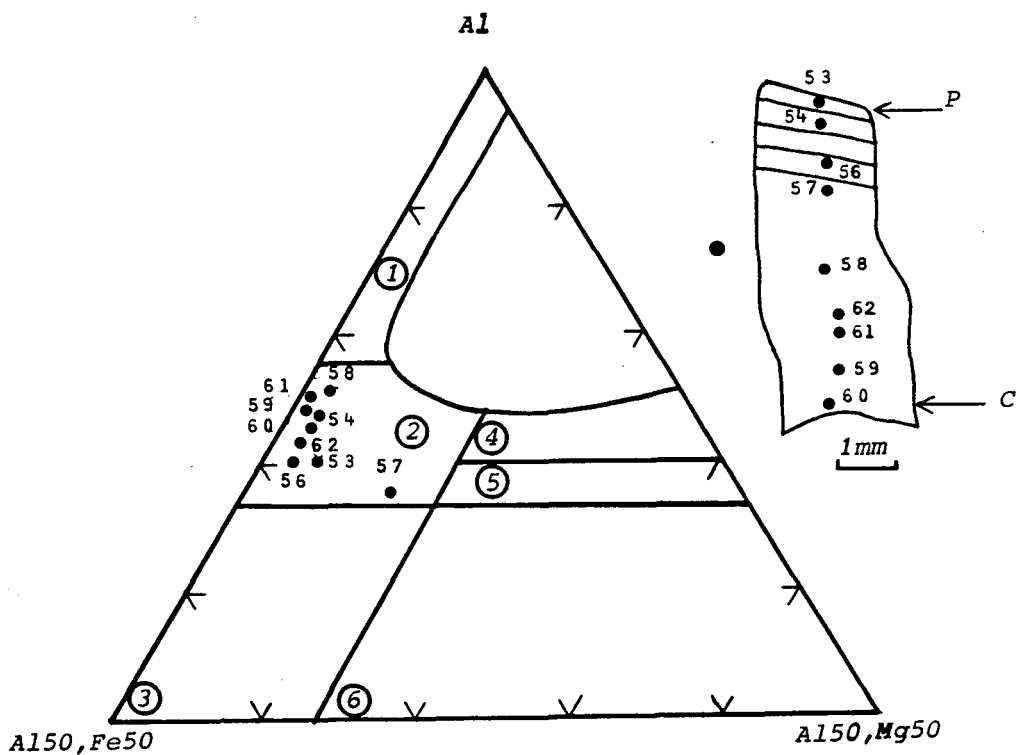
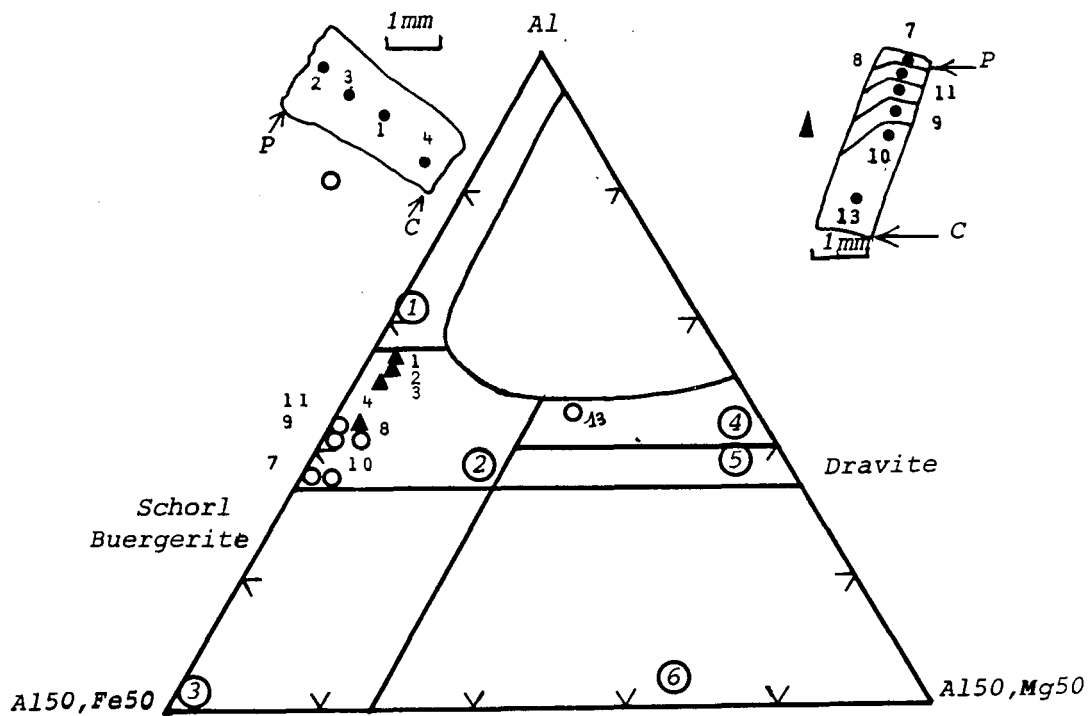


Fig. II-27a et b : Projection des analyses ponctuelles de la tourmaline non zonée (Tz1b1, triangles pleins) et zoné (Tz1b2, cercles vides) des veines de tourmalinites; et celles de la zone d'épisyênite feldspathique à tourmaline (Tz3a, cercles pleins), dans le diagramme de HENRY & GUIDOTTI, (1985). P= périphérie, C= centre de cristal (échantillon S49).

Légende du diagramme de HENRY & GUIDOTTI (1985) : 1. Granitoïdes, pegmatites et aplites riches en Li; 2. Granitoïdes pauvres en Li, pegmatites et aplites associées; 3. Tourmalinites riches en Fe^{3+} provenant de l'altération hydrothermale des granites; 4. Métapélites et métapsammites coexistant avec une phase hydrothermale saturée en Al; 5. Métapélites et métapsammites coexistant avec une phase hydrothermale non saturée en Al; 6. Tourmalinites riches en Fe^{3+} provenant de l'altération hydrothermale des roches calco-silicatées et des métapélites.

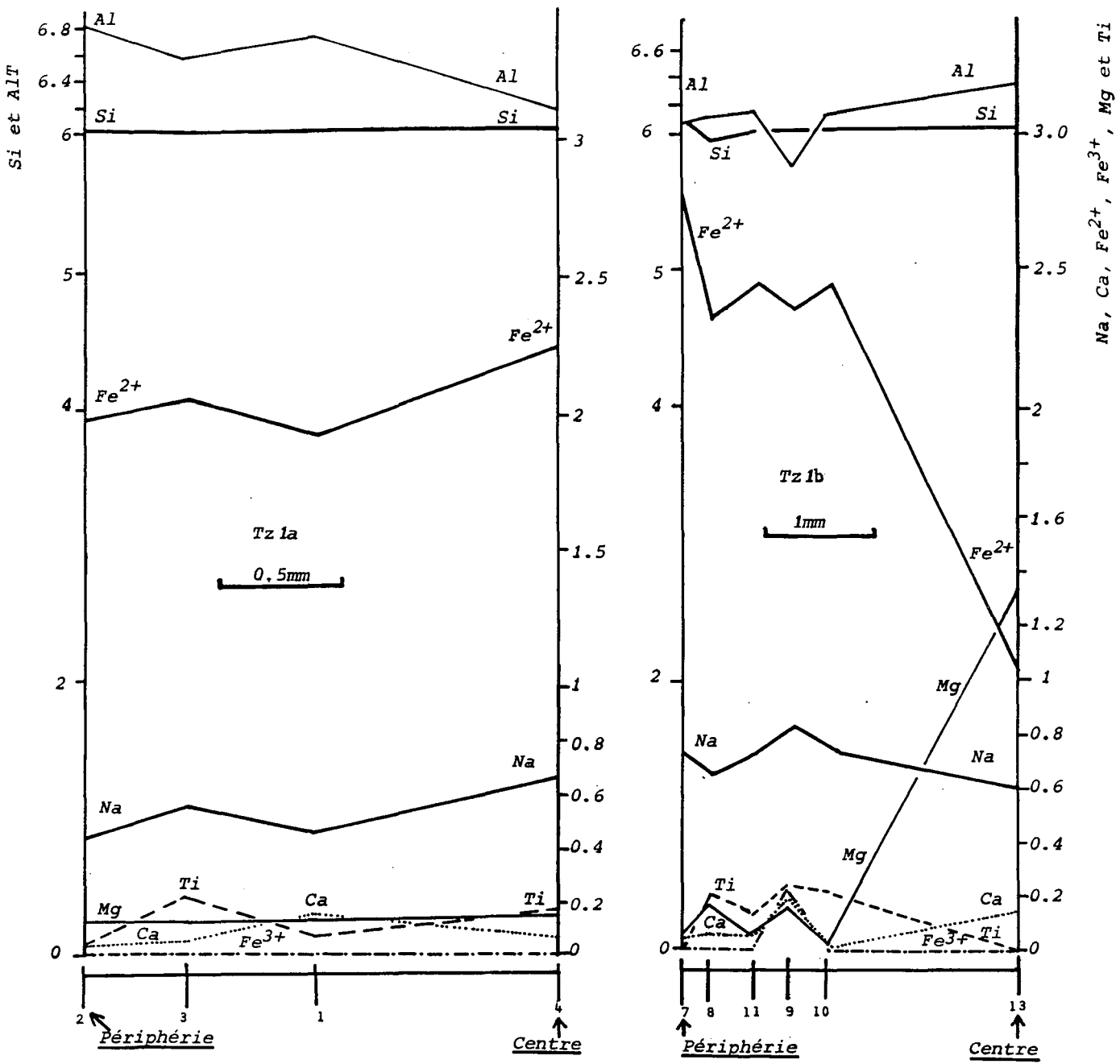


Fig. II-27c : Diagrammes éléments chimiques vs distance entre points analysés à la microsonde des tourmalines Tz1b1 non zonée et Tz1b2 zonée des veines de tourmalinites (Z1b : échantillon S49).

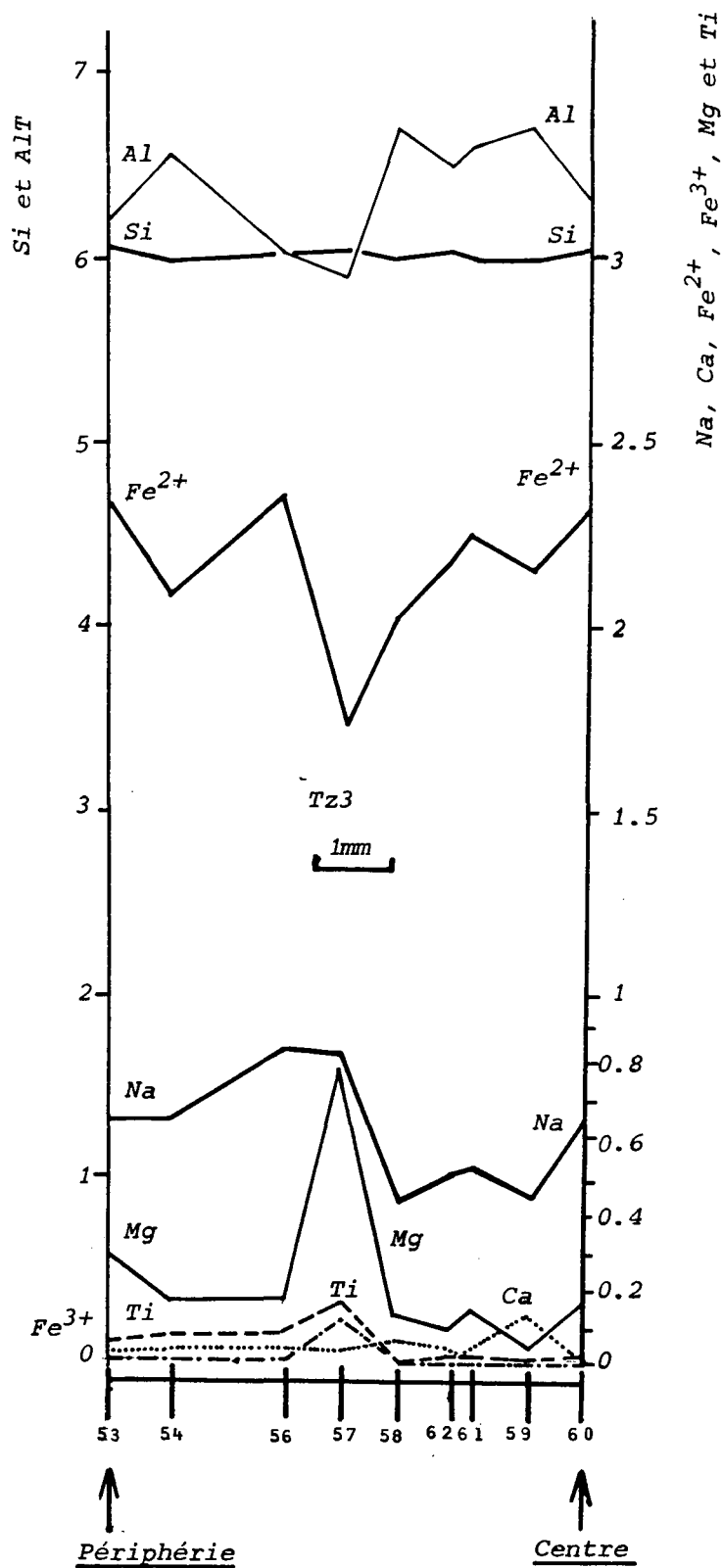


Fig. II-27d : Diagramme éléments chimiques vs distance entre points analysés à la microsonde de la tourmaline Tz3a de la zone d'épisyènite feldspathique à tourmaline (échantillon S49).

II. GEOCHIMIE (tableau 56)

Les analyses de roche totale (éléments majeurs et quelques traces) réalisées zone par zone sur ce profil permettent d'apprécier les mouvements de matière qui caractérisent les différentes altérations. Le comportement de l'aluminium (figure II-28) montre que cet élément, comme il est classique, a été relativement immobile. L'analyse des profils des autres éléments (figure II-28) permet donc directement, par comparaison avec les résultats de l'étude pétrographique et minéralogique, d'esquisser la part prise par chacun des trois processus d'altération dans la répartition actuelle de ces éléments le long du profil d'altération.

1. Greisenisation

Il semble logique d'attribuer au processus de greisenisation le lessivage, plus ou moins prononcé par rapport au granite sain, d'éléments comme Ca, Na, Sr, K, Rb, Ba, Mg, ou V, qui traduit la dissolution des feldspaths et de la biotite.

Dans la mesure où le rééquilibrage de la biotite en Z4 est associé au processus de greisenisation, comme suggéré précédemment, le comportement de Li et F, qui dessinent des pics en Z4 et traduisent ce rééquilibrage, peut également être attribué à la greisenisation et pourrait représenter le repiégeage, à la périphérie du greisen, du Li et du F lessivés lors de la dissolution des ferro-magnésiens.

2. Altération potassique

Bien marquée par la répartition de K_2O , l'altération potassique est également associée à un apport de Rb et, dans une moindre mesure de Ba, ce qui se traduit sur les profils de la figure II-28 par des pics de teneurs dans les zones Z3-Z4, surimposés à la tendance générale de décroissance depuis Z5 jusqu'à Z2 liée à la greisenisation, et qui est en bon accord avec les faits d'observation qui prouvent la postériorité de l'altération potassique. Un apport de P est également marqué par le pic en P_2O_5 associé à la zone Z3b.

3. La tourmalinisation

La tourmalinisation est naturellement d'abord enregistrée par le comportement du bore. Cependant, la comparaison du profil du bore avec celui d'éléments comme Fe, Mg, Mn, V et F, voire Na, indique que la tourmalinisation est également associée à des apports en ces éléments. En revanche, des éléments portés par la muscovite, comme Rb et K, sont nettement lessivés de la zone à tourmaline.

On observe, par ailleurs, un pic relatif du fer, du manganèse (et, moins nettement, du vanadium), dans la zone Z3a, qui est la plus riche en chlorite : il y a là un argument fort pour lier la chloritisation avec le phénomène de tourmalinisation, comme il a été proposé précédemment.

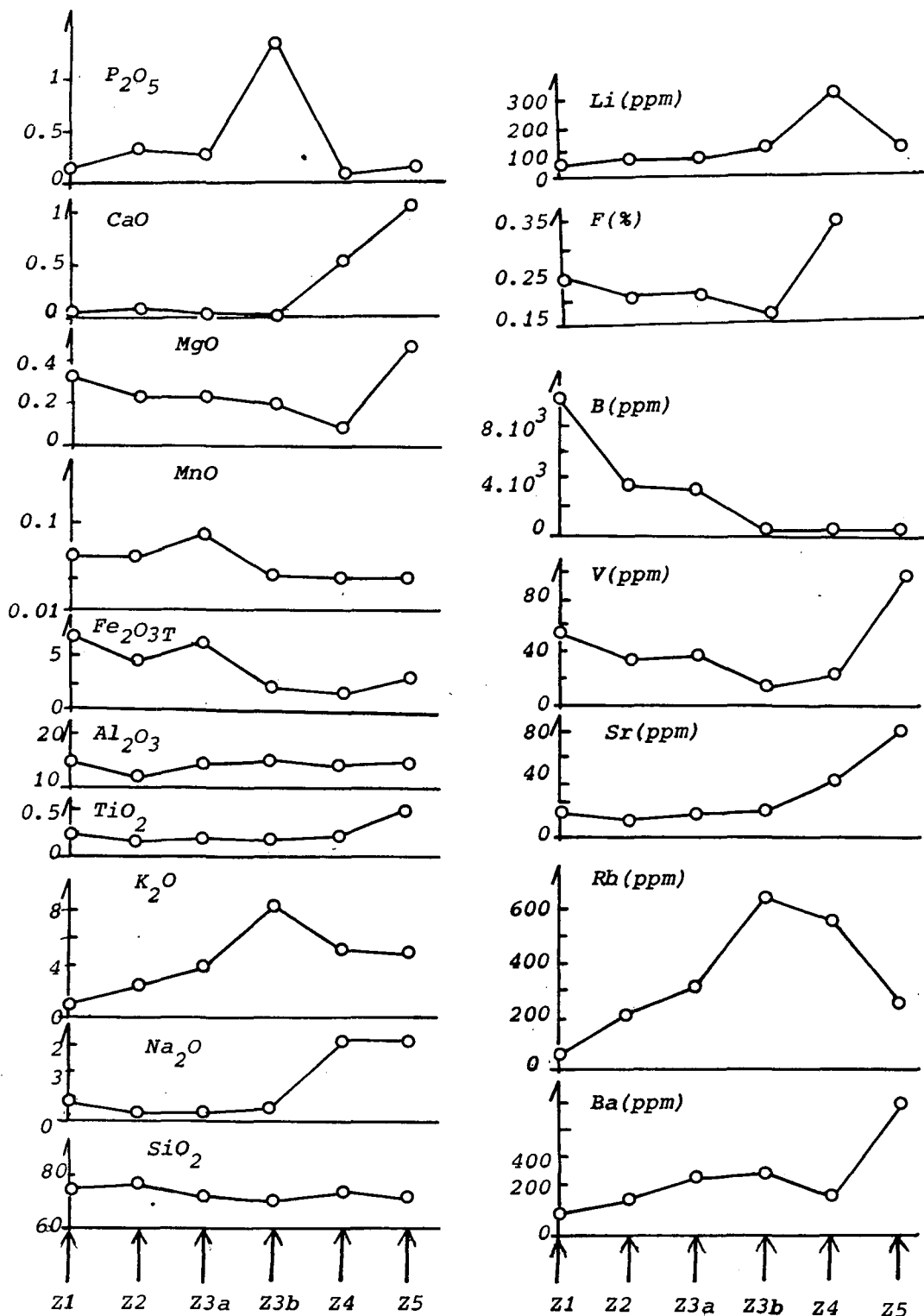


Fig. II- 28 : Profils des éléments majeurs et traces depuis le granite principal sain (Z5) jusqu'aux faciès altérés (Z4, Z3, Z2 et Z1) (échantillon S49).

CHAPITRE II-2 :

**MINÉRALOGIE DES ALTÉRATIONS : LES
MUSCOVITES**

II-2. MINÉRALOGIE DES ALTÉRATIONS : LES MUSCOVITES

Les divers types de muscovites hydrothermales observées dans les granites du Ment et leurs altérations ont été analysées à la microsonde (CAMEBAX, Service Commun de Microanalyse de l'UHP-Nancy 1). Les résultats sont présentés dans l'Annexe.

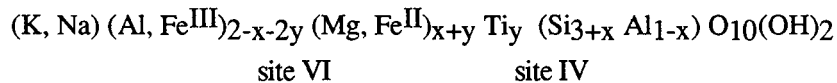
Les principales générations étudiées sont :

- la muscovite des greisens (Ms1) ;
- les muscovites deutériques dans les granites ;
- les muscovites des muscovitites (Ms2) ;
- les muscovites en rosettes dans les greisens et topazites d'Ez-Zirari

Une attention particulière a été portée aux éventuelles modifications subies par les muscovites des greisens (Ms1) lors des phénomènes ultérieurs de muscovitisation. En effet, quoique MONIER (1985) considère la muscovite comme un minéral pratiquement inerte, résistant à toute perturbation postérieure à sa cristallisation, des études comme celles de LEROY & CATHELINEAU (1982) ou de TURPIN (1984), réalisées dans des gisements d'uranium, ont montré la possibilité de rééquilibrage des muscovites précoces sous l'effet de circulations fluides ultérieures.

1. RAPPELS CRISTALLOCHIMIQUES

La formule structurale des micas dioctaédriques "communs" peut s'écrire (LEROY & CATHELINEAU, 1982) :



Les principales substitutions conduisant à une solution solide dans le cas de la série des phengites et à une série discontinue dans le cas des muscovites-paragonite, ont été décrites, notamment, par SALIOT (1978), RAMBOZ (1980), CATHELINEAU (1981a), LEROY & CATHELINEAU (1982) et MONIER (1985). Ce sont :

- la substitution phengitique, où l'on assiste aux substitutions d'une partie de Al^{IV} par des atomes tétravalents de Si. La compensation de l'excès de charge ainsi produit se fait par remplacement de Al^{3+} en site VI par des cations divalents comme Mg, Fe, Mn... ; ce qui donne la solution solide continue des phengites (Muscovite-Céladonite). Le pourcentage de céladonite est évalué par le rapport $\{(\text{Si}-3)/2\} \times 100$.

- La substitution paragonitique, où Na se substitue à K des sites interfoliaires, ce qui est à l'origine de la série discontinue Muscovite (K)-Paragonite (Na). La teneur en paragonite dans les micas potassiques est déterminée par le paramètre $(\text{Na}/\text{Na}+\text{K}) \times 100$.

Pour être considérés comme appartenant à ces séries, les micas blancs doivent répondre aux critères de VELDE (1965) :

- 1- La somme des ions dans les sites interfoliaires (Na+K) doit être supérieur à 0.9 p.f.u (base 11 (0)).
- 2- Le degré d'occupation des sites octaédriques est de l'ordre de 2 ± 0.1 .
- 3- La charge des cations dans les sites octaédriques et tétraédriques est de l'ordre de 21 ± 0.1 .

Nous n'avons considéré dans ce travail que les analyses remplissant ces conditions.

2. CARACTERISATION DES PRINCIPAUX TYPES DE MUSCOVITES

2.1. Muscovites des greisens (Ms1 : tableaux 23-24-25-26-27-28 et 31)

Les muscovites hydrothermales des greisens (Ms1) sont de taille variable (quelques mm à 3mm au maximum), de forme automorphe à sub-automorphe, rarement amiboïde, croissant aux dépens des micas colorés (biotite, sidérophyllite et zinnwaldite), du feldspath potassique et des plagioclases (andésine, oligoclase et albite).

Dans le diagramme Al^{IV} en fonction de $Al^{VI} - 1 + 2Ti$, les points représentatifs de ces micas sont bien alignés le long de la droite des phengites, ce qui indique que tout le fer présent peut être considéré comme du Fe^{2+} , à l'exception de quelques muscovites des greisens développés aux dépens du granite porphyroïde (figure II-29).

Ces phengites sont caractérisées par des compositions homogènes à l'échelle du cristal ; des teneurs en titane relativement élevées ; de faibles taux de substitution phengitique, avec un taux de céladonite compris entre 2 et 20%, le mode étant autour de 10% ; et un taux de paragonite souvent élevé, compris entre 3 et 10%, avec un mode autour de 6%.

Il n'y a aucune corrélation entre les taux de la substitution phengitique et ceux de la substitution paragonitique.

2.2. Muscovites deutériques (tableaux 19-20-21 et 22)

Dans le diagramme Al^{IV} en fonction de $Al^{VI} - 1 + 2Ti$, les points représentatifs des muscovites deutériques des différents types de granites du Ment sont alignées parallèlement à la droite des phengites, avec un léger décalage vers des valeurs en excès de Al^{IV} , ce qui indique qu'une partie du fer est en réalité sous forme de Fe^{3+} . Cet effet est plus marqué pour les granites calco-alcalins et pour le leucogranite grossier à sidérophyllite que pour le leucogranite à zinnwaldite et, surtout, les leucogranites à grain fin (figure II-30).

La plupart de ces phengites ont pour le reste des caractéristiques similaires à celles des muscovites des greisens : faible taux de céladonite, toujours inférieur à 20%, centré autour de 10% ; taux de paragonite toujours supérieur à 5% ; teneurs significatives en titane ; non-corrélation des taux de céladonite et de paragonite.

Cependant, chez les leucogranites à grain fin et les granites calco-alcalins, un certain nombre d'analyses dessinent une tendance à la diminution du taux de paragonite en dessous du seuil de 5%, corrélée à une augmentation du taux de céladonite, proche de 20%.

2.3. Muscovites de la muscovitisation (Ms2 : tableaux 25-26-27-et 28)

2.3.1. Caractères cristallographiques

Dans le diagramme Al^{IV} en fonction de $Al^{VI} - 1 + 2Ti$, les points représentatifs de ces micas s'alignent bien sur la droite des phengites, ce qui indique que leur fer est essentiellement présent sous forme de Fe^{2+} .

Ces phengites sont systématiquement riches en céladonite, avec des taux compris entre 13 et 37% ; c'est essentiellement la Fe-céladonite qui entre dans leur réseau. Elles sont pauvres en paragonite, avec des taux toujours inférieurs à 5%, souvent voisins de zéro. elles ne sont pas titanifères.

Il existe une nette corrélation inverse entre les taux de paragonite et de céladonite.

2.3.2. Effets de la muscovitisation sur les muscovites des greisens

Dans les greisens, la muscovite 2 pousse volontiers en petites lamelles ou sphérolites à la périphérie des grands cristaux de muscovite 1, ou les pénètre le long de fissures ou des clivages ; elles y sont précédées par un feldspath potassique (contenant un peu d'albite : jusqu'à 6 mole % ; tableaux 34 et 35), qu'elles corrodent (figures II-32 à II-34). Trois échantillons (MB7, MB9 et MB10) provenant de la coupole de leucogranite d'Amahroq ont été sélectionnés pour une étude

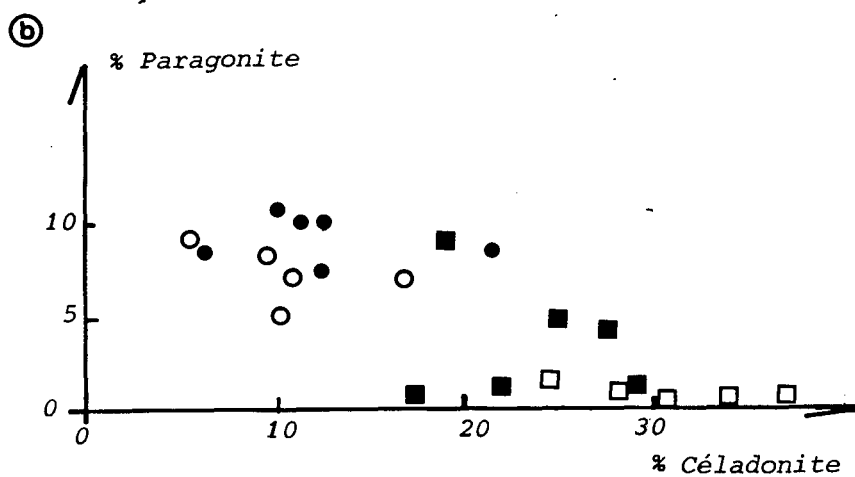
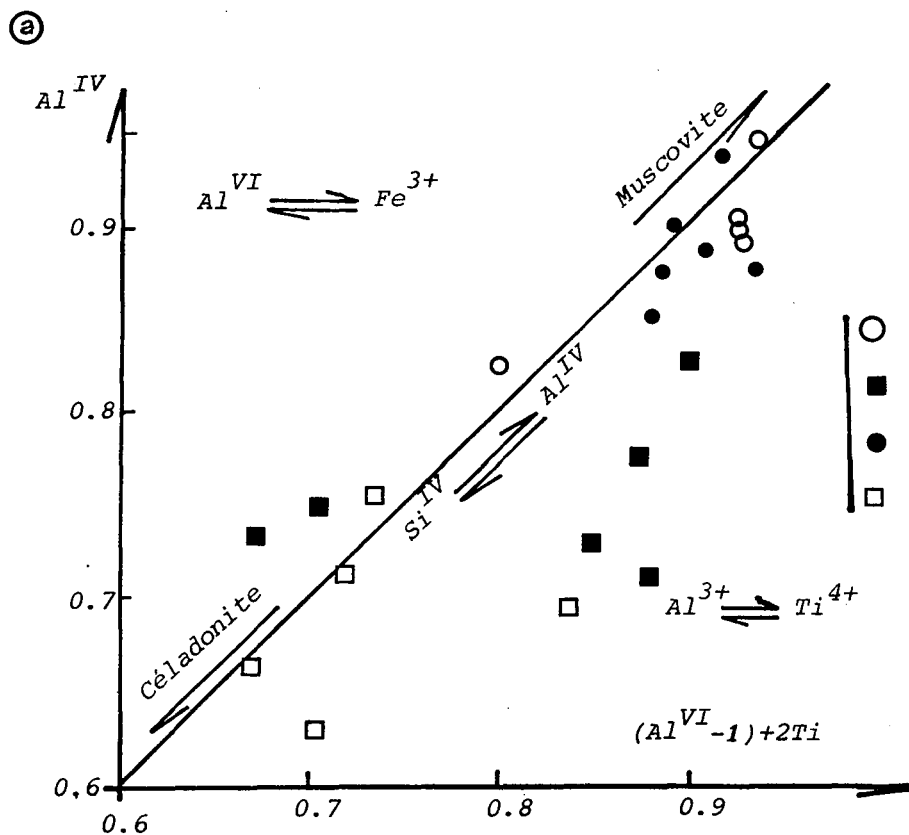


Fig. II-29A : Géochimie des phengites des différents faciès d'altération dans les granites du massif du Ment.

Diagrammes Al^{IV} vs $(Al-1)+2Ti$ (a.) et % Paragonite vs % Céladonite (b.) des muscovites du leucogranite fin à deux micas +/- greisé à tourmaline en rosette (échantillon MB7-014; 1, Mu saine, 4, Mu altérée) et celles des greisens associés au leucogranite fin à deux micas (échantillon MB9-05; 2, Mu altérée, 3, Mu saine)

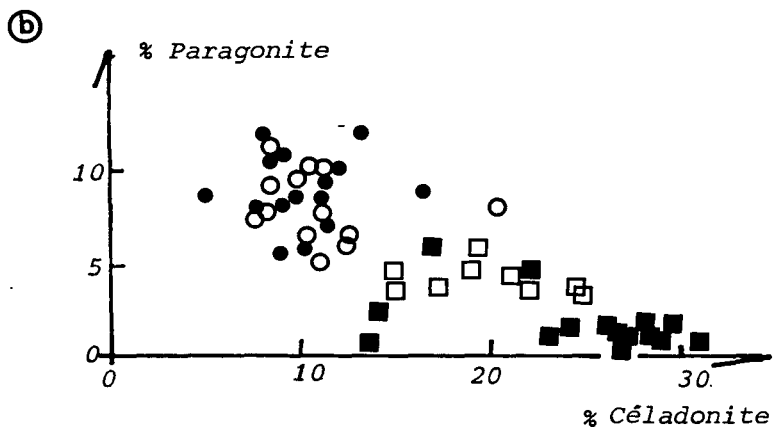
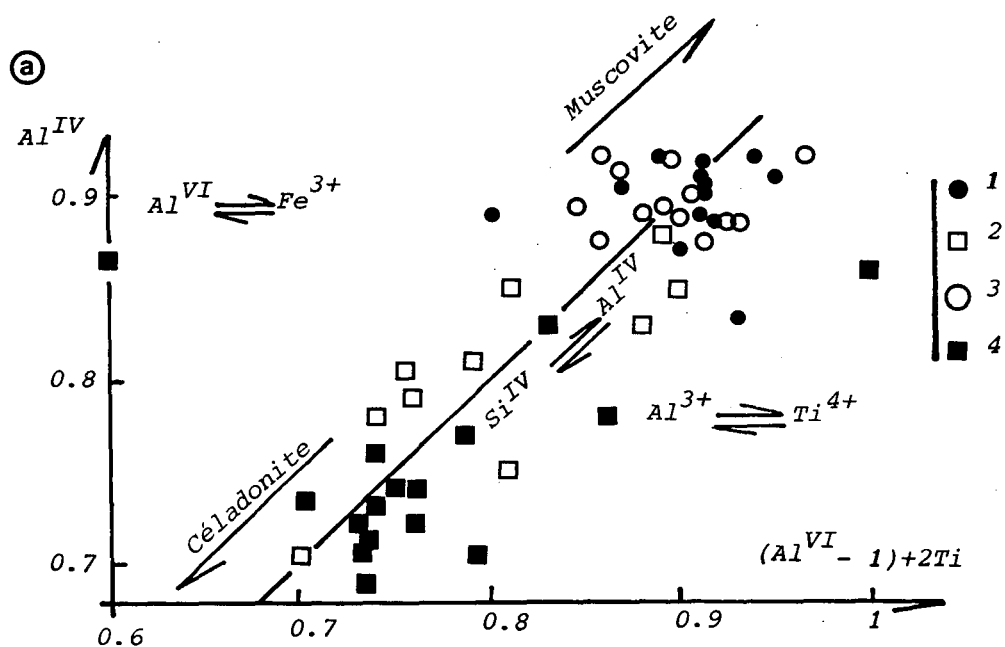


Fig. II-29B : Géochimie des phengites des différents faciès d'altération dans les granites du massif du Ment.

Diagrammes Aliv vs (Al-1)+2Ti **(a.)** et % paragonite vs % Céladonite **(b.)** des muscovites des greisens filoniens dans le leucogranite fin à deux micas (échantillon MB10-02; 1. Mu saine, 2. Mu altérée) et celles des tourmalinites se développant sur les greisens à géodes de quartz tardif dans le leucogranite fin à deux micas (échantillon MB9-012; 3. Mu saine, 4. Mu altérée).

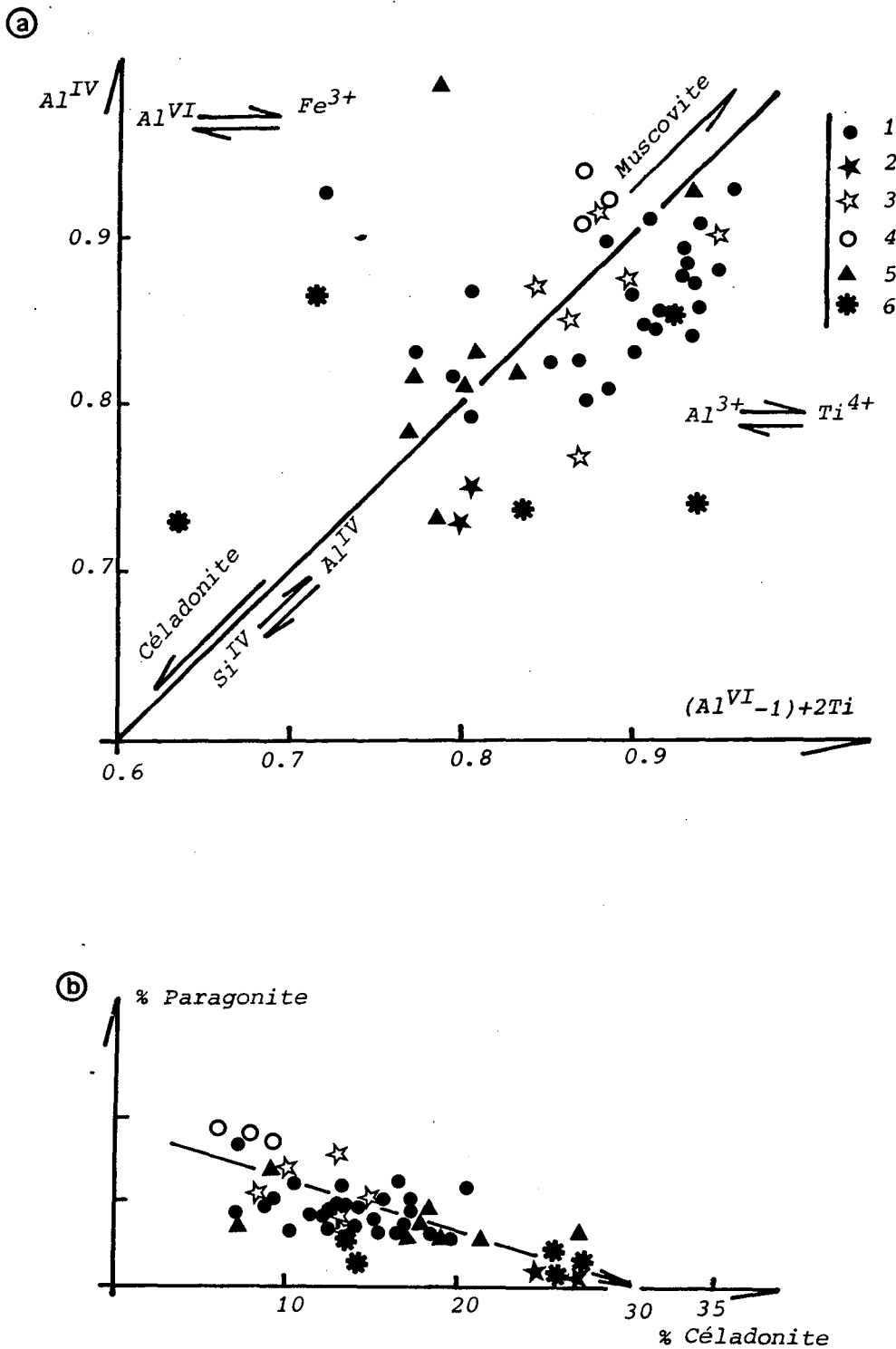


Fig. II-29C : Géochimie des phengites des différents faciès d'altération dans les granites du massif du Ment.

Diagrammes Al_{IV} vs $(Al_{VI}-1)+2Ti$ (a.) et % paragonite vs % Céladonite (b.) :

(1) des muscovites isolée dans la topazite du leucogranite fin à zinnwaldite et à topaze (échantillon ER19)

(2) des muscovites en rosette dans Fk (T13-01) des tourmalinites dans épiisyénite de Bled Sidi Otmane

(3) des muscovites associées à la topazite du leucogranite fin à zinnwaldite et à topaze (échantillon ER19)

(4) des muscovites dans Fk (MB7-018) des leucogranites fins à deux micas +/- greiséisés.

(5) des muscovites intercristaux de quartz dans la topazite du leucogranite fin à zinnwaldite et à topaze (ER19)

(6) des muscovites dans Fk du granite porphyrique +/- épiisyénitisé (échantillon ER29)

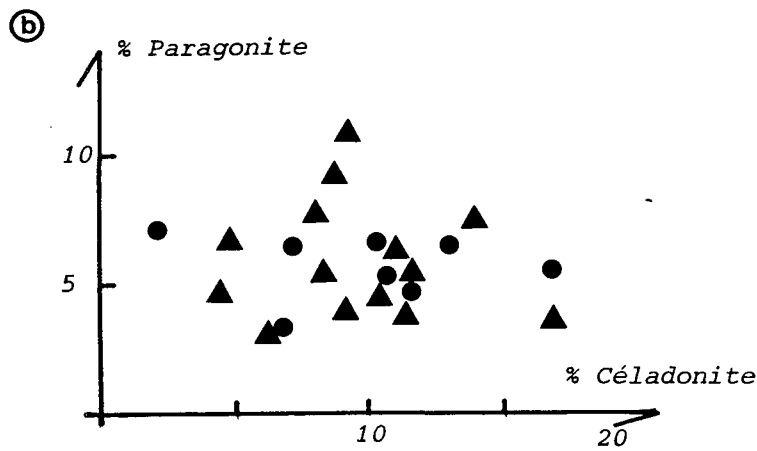
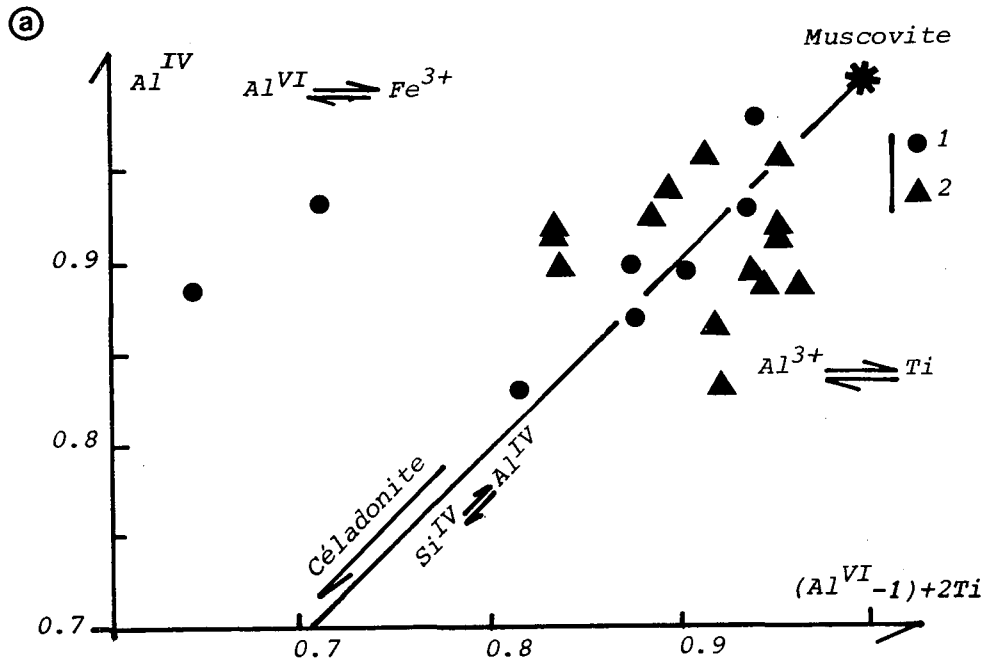


Fig. II-29D : Géochimie des phengites des différents faciès d'altération dans les granites du massif du Ment.

Diagramme Al^{IV} vs $(Al-1)+2Ti$ (a.) et % paragonite vs % Céladonite (b.) :

(1.) des muscovites des greisens associés au granite calco-alcalin porphyrique à biotite ferrifère (échantillon S49).

(2.) des muscovites des greisens dans le leucogranite fin à zinnwaldite et à topaze (N63).

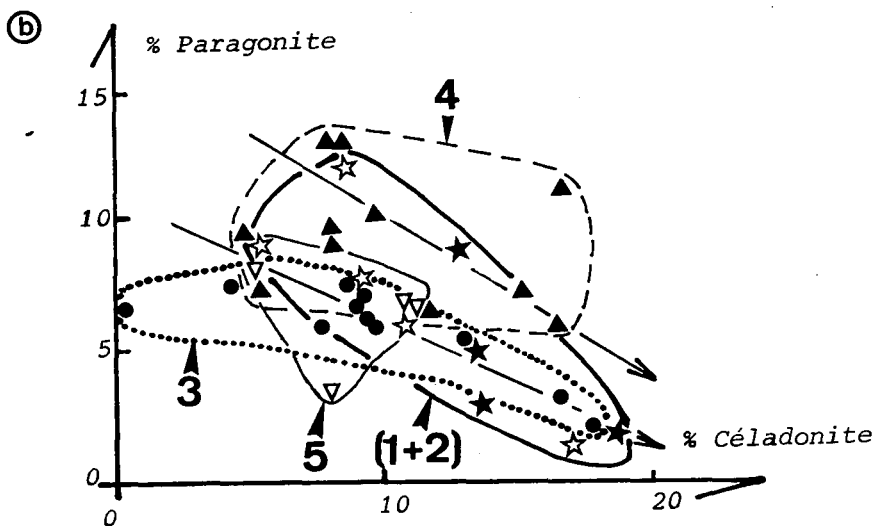
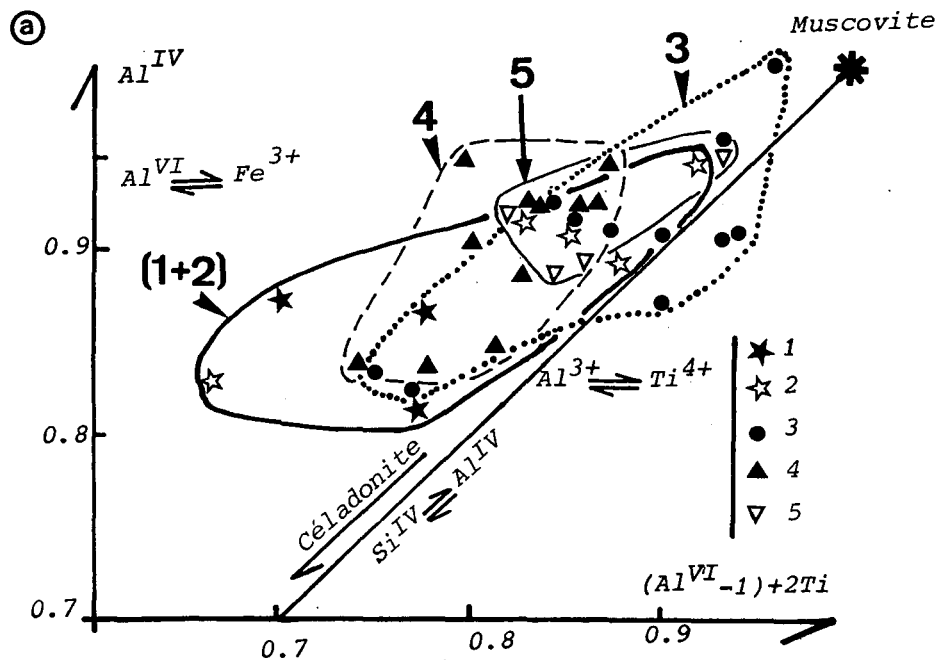


Fig. II-30 : Géochimie des muscovites deutériques des granites du Ment.
a. Diagramme Al^{IV} vs $(Al^{VI}-1)+2Ti$ de muscovite deutérique des divers faciès granitiques.
b. Diagramme % paragonite vs % Céladonite de muscovite deutérique des divers faciès granitique du Ment.
 1. Granite porphyrique; 2. Granite non porphyrique; 3. Leucogranites fins à deux micas; 4. Leucogranite grossier à sidérophyllite et à topaze; 5. Leucogranite fin à zinnwaldite et à topaze.

détaillée.

(i) Imagerie MEB : observées au MEB, les muscovites 1 de ces échantillons sont hétérogènes ; les contacts avec les muscovites 2, en particulier dans les microfissures, sont soulignés et prolongés par des lisérés "blancs" - c'est-à-dire enrichis en éléments lourds par rapport au fond normal des muscovites 1. La largeur de ces lisérés ne dépasse jamais quelques dizaines de micromètres.

(ii) Analyses à la microsonde électronique : les traversées réalisées (figures II-32 à II-34) montrent que les muscovites 1 restent homogènes en dehors de ces lisérés, qui montrent au contraire des variations continues des teneurs en fer et silicium, qui augmentent, et en sodium et aluminium, qui diminuent, en allant vers les muscovites 2. Ces variations se marquent, sur un diagramme montrant le taux de paragonite en fonction du taux de céladonite, par une tendance évolutive raccordant le domaine des muscovites 1 à celui des muscovites 2.

Il apparaît ainsi que les muscovites 1 se sont partiellement équilibrées par diffusion avec les fluides responsables de la précipitation des muscovites 2 ; l'interaction se marque par un enrichissement en fer et un lessivage du sodium.

2.4. Autres muscovites (tableaux 29-30-32-33 et 34)

Les muscovites développées en gerbes sur la topaze des roches à quartz-topaze d'Ez-Zirari appartiennent clairement à la famille des muscovites 1 par tous leurs caractères minéralogiques (figure II-29). Ces muscovites sont zonées (figure II-31).

En revanche, les muscovites de ces mêmes roches qui s'infiltrèrent, en les corrodant, entre le quartz et la topaze, appartiennent à la famille des muscovites 2 (figure II-29). Il en va de même des muscovites développées dans le feldspath du granite porphyrique au contact de veinules de tourmalinite tardives (figure II-29).

3. INTERPRETATION

3.1. Muscovites des greisens et de l'altération deutérique

D'après les données qui précèdent, les muscovites de l'altération deutérique sont si semblables à celles des greisens qu'il s'agit vraisemblablement de la même génération d'altérations.

Une estimation minimale de la température de formation de ces muscovites est donnée par leur teneur en paragonite : c'est celle de l'équilibre muscovite-paragonite sur le solvus entre ces deux micas (EUGSTER & al., 1972). On trouve ainsi une température minimale moyenne de 500°C, avec des fluctuations comprises entre 410°C et 590°C, aussi bien dans les greisens que dans les granites encaissants.

Ces températures sont cohérentes avec celles que MARIGNAC & ZOUHAIR (1992) ont déduit de l'étude des inclusions fluides dans un greisen d'Ez-Zirari : ces auteurs envisagent en effet que les températures aient pu atteindre 550°C.

3.2. Muscovites de la muscovitisation

Les températures estimées par la méthode précédente sont plus faibles, généralement inférieures de beaucoup à 400°C. Or, nous verrons, à l'occasion de l'étude des inclusions fluides, que des températures élevées (atteignant 400°C) ont caractérisé les épisodes tardifs de muscovitisation et de tourmalinisation.

Les faibles taux de paragonite observés prennent alors une autre signification : ils indiquent dans ce cas que les fluides responsables de la muscovitisation se caractérisaient par des rapports K/Na élevés. Les variations du taux de Fe-céladonite pendant la muscovitisation indiquent par ailleurs que ces mêmes fluides avaient aussi un rapport Fe/Mg élevé.

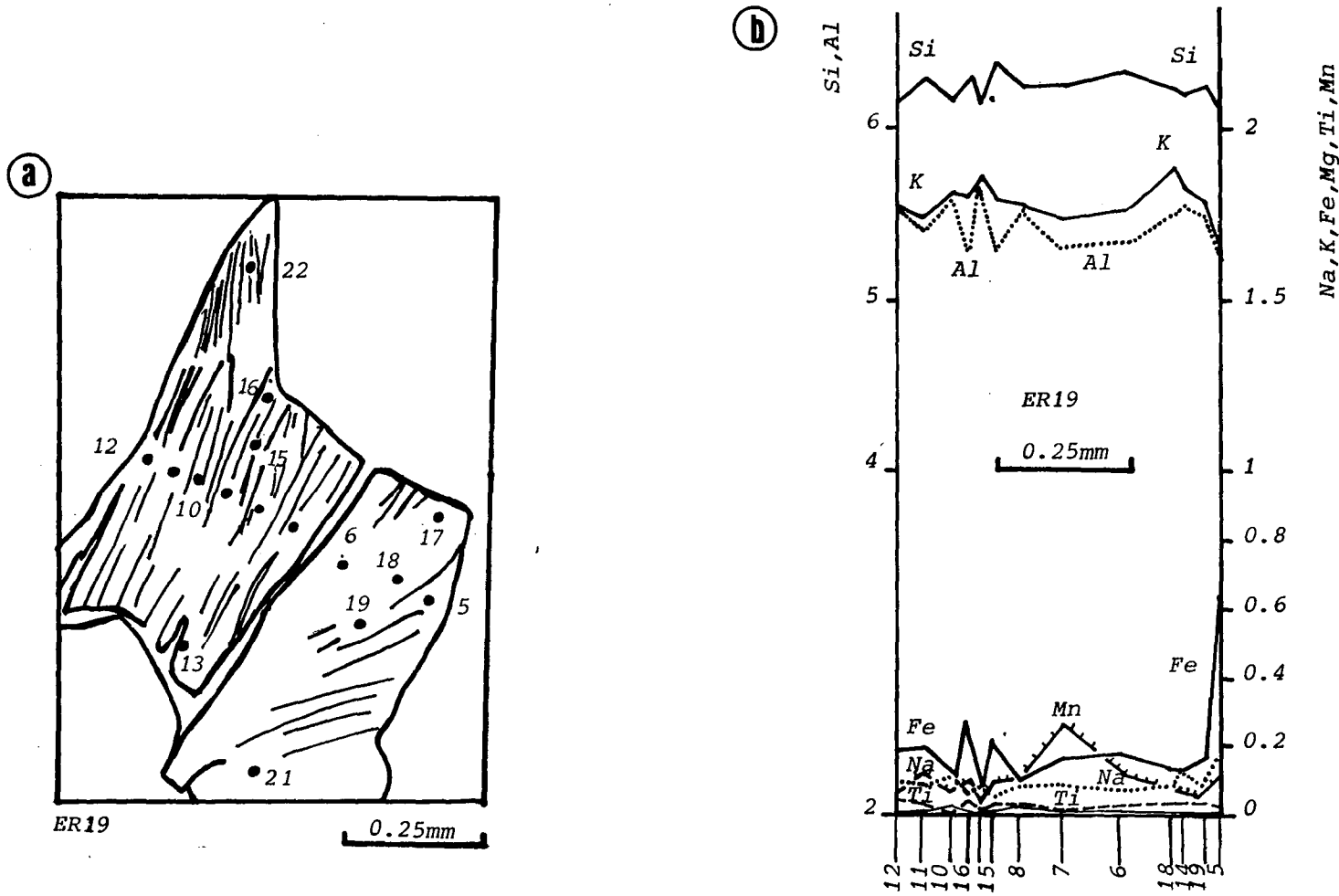


Fig. II-31 : Zonation de la phengite en rosette dans les topazites d'Ez-Zirari (échantillon **ER19**). **a.** Position des points analysés à la microsonde (Photo MEB)
b. Profil des compositions (en atomes p.f.u.).

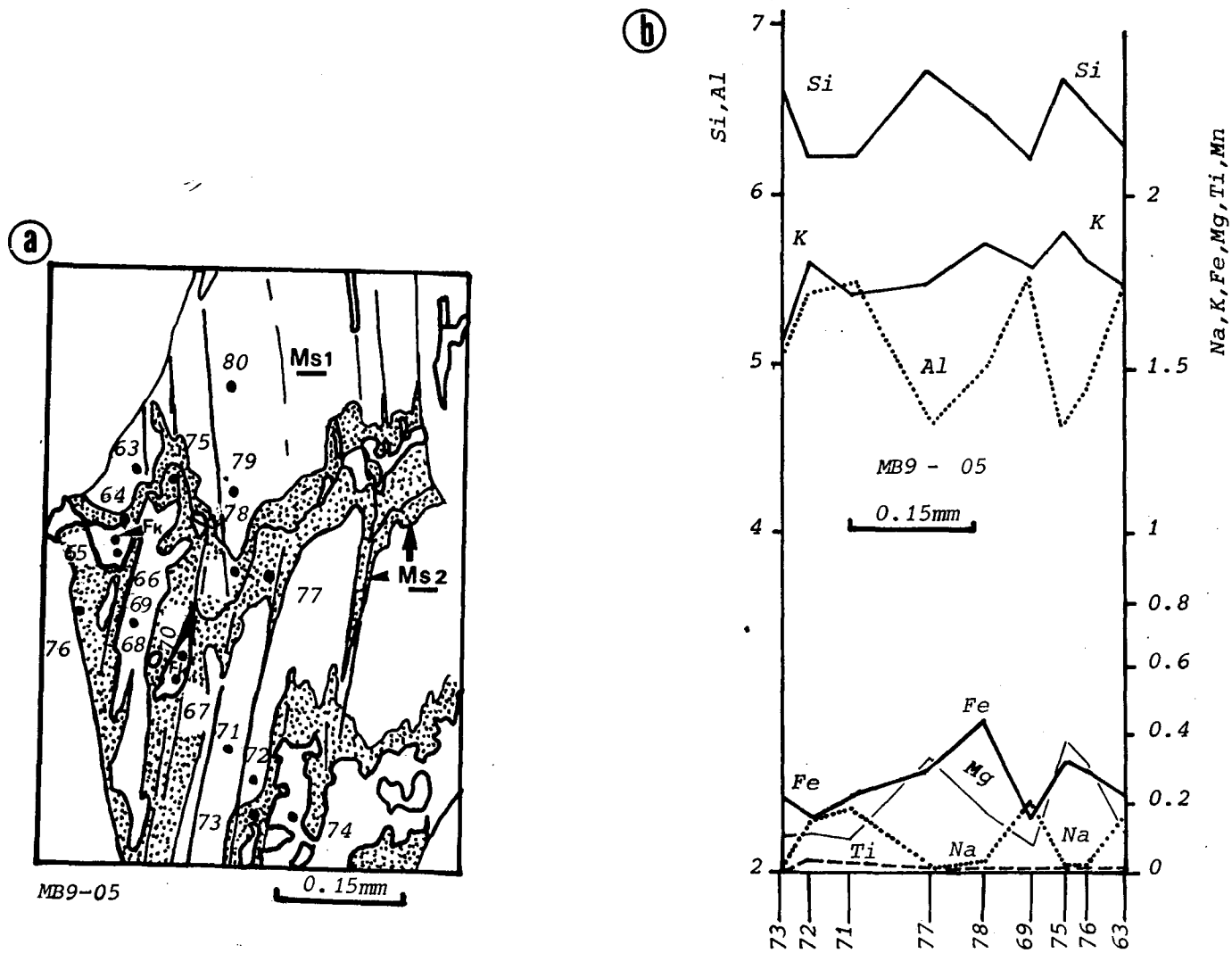


Fig. II-33 : Ms1 et Ms2 dans l'échantillon MB9 (secteur d'Amahroq).
a. Position des points analysés à la microsonde (photo MEB, MB9-05)
b. Profil des compositions (en atomes p.f.u.) de MB9-05.

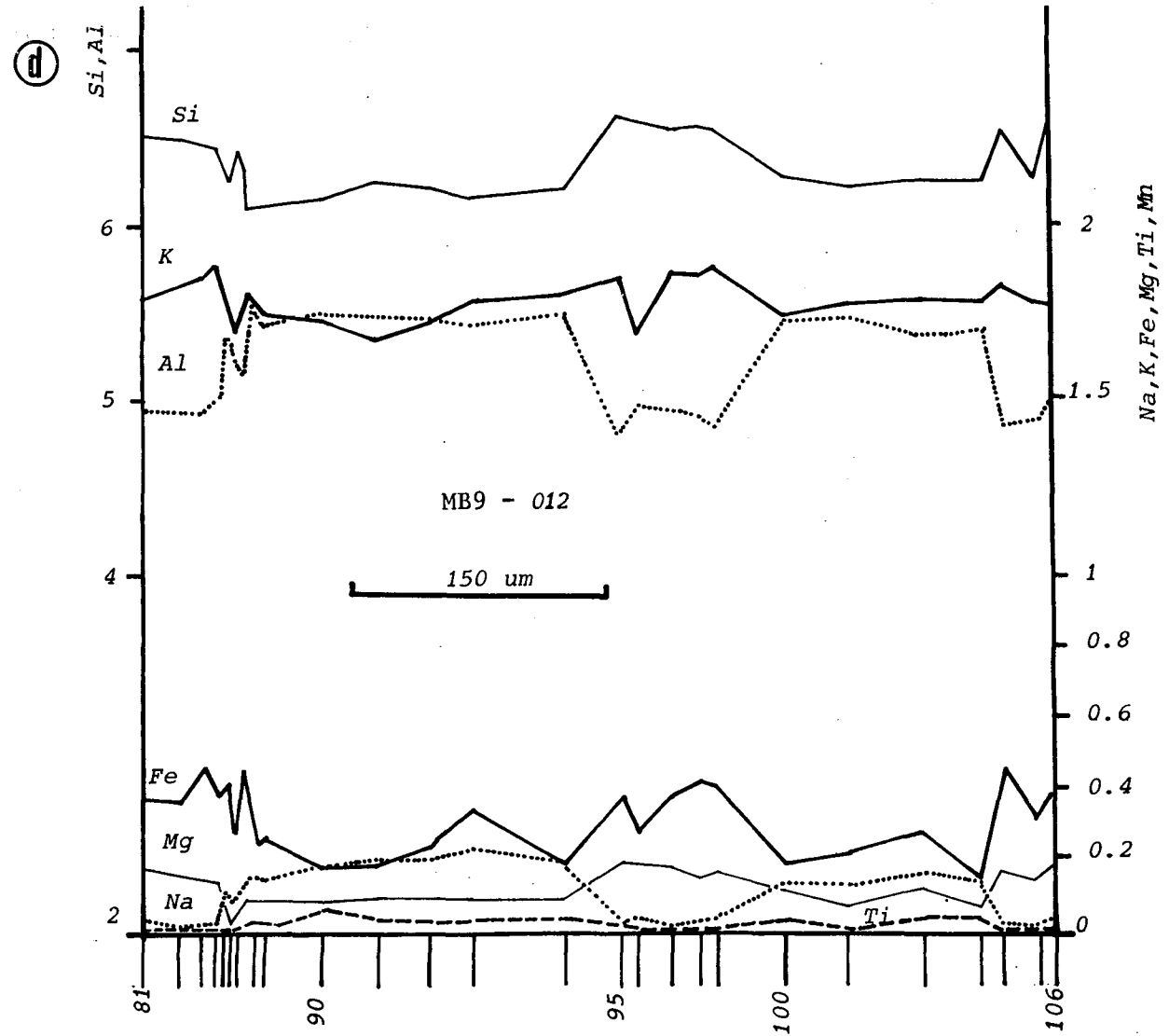
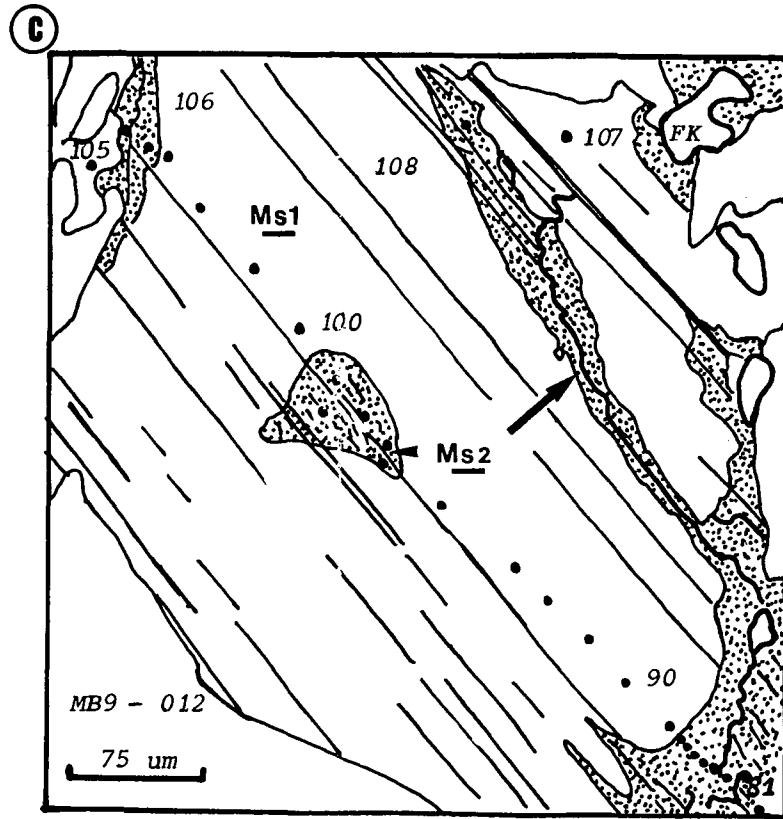


Fig. II-33 : Ms1 et Ms2 dans l'échantillon MB9 (secteur d'Amahroq)
c. Position des points analysés à la microsonde (photo MEB, MB9-012)
d. Profil des compositions (en atomes p.f.u.) de MB9-012.

CHAPITRE II-3 :

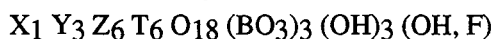
**MINÉRALOGIE DES ALTÉRATIONS : LES
TOURMALINES**

II-3. MINÉRALOGIE DES ALTÉRATIONS : LES TOURMALINES

La tourmaline est un borosilicate complexe, décrit par une grande variété de solutions solides (FOIT & ROSENBERG, 1977 ; FOIT, 1989; FOIT & al., 1989). On trouve dans la littérature de nombreux exemples d'utilisation de la cristallogénie des tourmalines pour résoudre des problèmes pétrologiques. Par exemple : FUCHS (1987), FUCHS & al. (1991) et PAULET & al. (1991) montrent que les variations de la cristallogénie des tourmalines magmatiques traduisent l'évolution chimique du liquide silicaté et les variations de la fugacité en oxygène ; CAVARRETTA & PUXEDDU (1990) montrent que des cristaux de tourmaline zonée enregistrent l'interaction de plusieurs fluides hydrothermaux, de compositions variables, arrivant à des moments différents dans le système hydrothermal ; HENRY & GUIDOTTI (1985) ont proposé une classification des divers types de tourmalines dans un diagramme Al-Fe_{tot}-Mg, en rapportant leur chimisme à celui des roches qui les hébergent et/ou des fluides qui leur ont donné naissance.

1- RAPPELS MINÉRALOGIQUES.

La tourmaline appartient au groupe des cyclo-silicates, cristallisant selon le système rhomboédrique, avec une répartition sénaire des octaèdres des sites Z et ternaire des sites Y. Cette répartition est imposée par la présence du bore en coordination ternaire plane. Les sites X et Y ont une arête en commun. La formule structurale générale des tourmalines est:



avec:

T = Si, Al

X = Na, Ca, K

Y = Mg, Mn, Ti, Fe, Al, Zn, Li

Z = Al, Fe, Mg, Cr

Un nombre considérable de pôles purs ont été identifiés :

Schorl	Na Fe ₃ ²⁺ Al ₆ (BO ₃) ₃ Si ₆ O ₁₈ (OH) ₃ (OH, F)
Dravite.....	Na Mg ₃ Al ₆ (BO ₃) ₃ Si ₆ O ₁₈ (OH) ₃ (OH, F)
Ferridravite.....	Na Mg ₃ Fe ₆ ³⁺ (BO ₃) ₃ Si ₆ O ₁₈ (OH) ₃ (OH, F)
Tsilasite.....	Na Mn ₃ Al ₆ (BO ₃) ₃ Si ₆ O ₁₈ (OH) ₃ (OH, F)
Elbaite.....	Na (Li, Al) ₃ Al ₆ (BO ₃) ₃ Si ₆ O ₁₈ (OH) ₃ (OH, F)
Buergerite.....	Na Fe ₃ ³⁺ Al ₆ (BO ₃) ₃ Si ₆ O ₁₈ (OH) ₃ (OH, F)
Alkali-déficient tourmaline	(R ₂ ²⁺ , R ³⁺) Al ₆ (BO ₃) ₃ Si ₆ O ₁₈ (OH) ₃ (OH, F)
Proton déficient tourmaline	Na R ₃ ³⁺ Al ₆ (BO ₃) ₃ Si ₆ O ₁₈ (OH) ₃ (OH, F)
Uvite.....	Ca Mg ₃ (Mg, Al) ₅ (BO ₃) ₃ Si ₆ O ₁₈ (OH) ₃ (OH, F)
Liddicoatite.....	Ca (Li, Al) ₃ Al ₆ (BO ₃) ₃ Si ₆ O ₁₈ (OH) ₃ (OH, F)

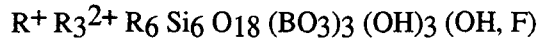
De nombreuses solutions solides existent entre ces pôles, dont les plus communes sont les solutions élbaité-schorl et schorl-dravite. Ces substitutions se divisent en:

- substitutions isocharges, où le taux d'occupation des sites reste pratiquement inchangé. On cite comme exemple : Mg²⁺ <---> Fe²⁺ (schorl-dravite) ou Fe³⁺ <---> Al³⁺ (dravite-ferridravite).

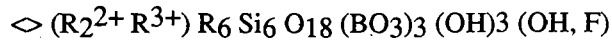
- substitutions avec différence de charges qui soit, sont compensées d'un site à l'autre, soit font apparaître des lacunes d'occupation. Dans le premier cas, on cite l'exemple de Al^{IV} <---> Si⁴⁺ compensé par Ca²⁺ <---> Na⁺ en site X. Dans le deuxième cas, deux types de substitutions sont

possibles (FOIT & ROSENBERG, 1977) :

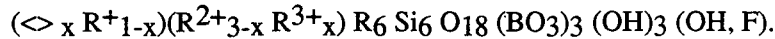
- le premier par déficit d'alcalin, caractérisé par la compensation de charge $R^+ + R^{2+} = R^{3+} + \langle \rangle$, où le déficit en site X est essentiellement compensé par Al en site Y. La formule structurale de ces tourmalines évolue de :



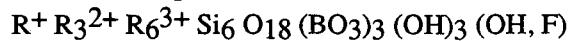
à :



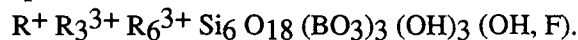
avec des intermédiaires de formule :



- le second par déshydroxylation, caractérisé par la compensation de charge : $OH^- + R^{2+} = R^{3+} + O^{2-}$; cette substitution représente une solution solide entre :



et le pôle à déficit protonique :



2. MÉTHODOLOGIE

Ce travail a pour but d'analyser les variations spatiales et temporelles de la composition des tourmalines hydrothermales zonées du Ment, afin d'en extraire des informations sur la nature des fluides hydrothermaux impliqués et leur degré d'interaction avec la roche-hôte. Toutes les tourmalines analysées ont été préalablement étudiées au Microscope Électronique à Balayage (MEB) : la zonation chimique est finement révélée par les images en électrons-secondaires rétrodiffusés, qui servent alors de guide à l'analyse ponctuelle à la microsonde électronique (CAMEBAX et CAMECA SX40). Ce travail a été effectué au Service Commun de Microanalyse de l'UHP-Nancy I, durant la période de Décembre 1990 à Octobre 1993.

Seules les analyses qui bouclent entre 85 et 89% et dont le nombre d'atomes de Si est égal ou inférieur à 6,05 ont été utilisées.

Les formules structurales brutes ont été calculées à partir des analyses à la microsonde, sur la base de 24,5 [O], lorsque le fluor n'était pas dosé (cas des analyses effectuées sur CAMEBAX) ; ou 26,5 [O, OH, F], lorsqu'il était dosé (cas des analyses effectuées sur SX50, malheureusement trop peu nombreuses). On a donc supposé que les tourmalines du Ment ne présentent pas de déficit protonique, hypothèse qu'il conviendrait évidemment de valider par une spectroscopie infra-rouge appropriée.

Ces formules ont été développées en adoptant la procédure suivante :

1- Remplir le site tétraédrique :

$$Si + Aliv = 6.000$$

2. Remplir le site X, avec Na, K et Ca :

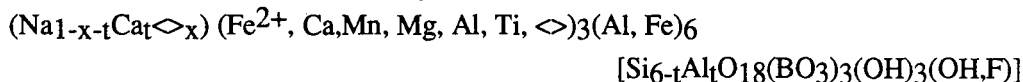
- si $K+Na+Ca < 1$, il y a une lacune dans ce site, compensée par de l'Al dans le site Y : $Aly = 1-K-Na-Ca$;

- si $K+Na+Ca > 1$, l'excès est incorporé (généralement sous forme de Ca) dans le site Y.

3. Calculer Al dans le site Z : $Alz = Al\ total - Aly - Aliv$. Si $Alz < 6$, on complète par du fer. Comme l'a notamment montré PAULET (1992) par spectrométrie Mössbauer, la valence de ce fer peut être soit 2+, soit 3+ ; nous l'avons noté Fe^{3+} de façon conventionnelle dans les tableaux de l'Annexe et les figures qui suivent.

4- Finir de remplir le site Y, avec le fer restant (considéré comme Fe^{2+}), Ti, Mn, Mg ; si la somme des cations dans ce site est inférieure à 3, la différence représente la lacune dans le site Y.

On aboutit ainsi à une formule du type :



Ces données ont alors été traitées par l'utilisation systématique de trois types de diagrammes:

1- Des profils d'éléments majeurs et mineurs à travers les cristaux zonés. Ces profils permettent de visualiser les corrélations entre les divers éléments, afin de préciser les substitutions dans les divers sites structuraux ; et de suivre les variations du chimisme zone par zone.

2- Le diagramme de FOIT & ROSENBERG (1977) ($R^+ + R^{2+}$ versus R^{3+y+z}) (figure II-35a). Ce diagramme permet de discriminer les substitutions isocharges d'avec celles à différence de charges. Ces dernières soit sont compensées d'un site à l'autre, soit font apparaître des lacunes d'occupation à l'origine de substitutions par déficit d'alcalin ou par déshydroxylation.

3- Le diagramme Al- Fe_{tot} -Mg (figure II-35b) de HENRY & GUIDOTTI (1985).

3. CARACTÉRISATION DES TOURMALINES DU MENT

3.1. Nature de l'échantillonnage

Ce sont essentiellement des tourmalines de deuxième génération qui ont fait l'objet de ce travail. Ont ainsi été sélectionnées :

- des tourmalines associées aux décrochements $N20^\circ-30^\circ E$ sénestres et $N160^\circ-170^\circ E$ dextres, à Errif (ER3, ER5), dans le granite porphyroïde, à Amahroq (ER9) dans le leucogranite fin à deux micas et à Ez-Zirari (ER20, ER24), dans le leucogranite à zinnwaldite ;

- des tourmalines impliquées dans le remplacement des épidyénites feldspathiques de Bled Sidi Otmane (T13) et dans celui des greisens et des muscovitites à Amahroq (MB7, MB9, ER9) ;

- des tourmalines associées à l'épisode de compression E-W, dans le granite porphyroïde d'Ez-Zirari (ER29) et dans le système central de Tawirt (C38).

En outre, un échantillon de quartz-tourmalinite (ER13) a été prélevé à Bled Sidi Otmane, dans le même site qu'une tourmalinite 2 développée aux dépens d'une épidyénite feldspathique ; les relations de terrain ne sont malheureusement pas visibles entre les deux types d'objets. On peut cependant présumer que la roche à quartz-tourmaline a un caractère précoce.

3.2. La roche à quartz-tourmaline de Bled Sidi Otmane

Deux individus (ER13-23 et ER13-24) ont été étudiés dans l'échantillon ER13 (tableaux 37 et 38).

(i) Description

a) Le cristal ER13-24 montre quatre zones principales, marquées sur les images MEB par un coeur clair et un cortex plus gris, à l'exception de la zone la plus interne, incomplète, qui est grise ; il y a au moins une discontinuité majeure associée à une discordance des zonations, donc probablement à un épisode de dissolution, entre les zones III et IV de la figure II-36 a.

Projetées dans le diagramme de FOIT & ROSENBERG (1977), les analyses de ces différentes zones sont celles de tourmalines à déficit d'alcalins (figure II-36 b).

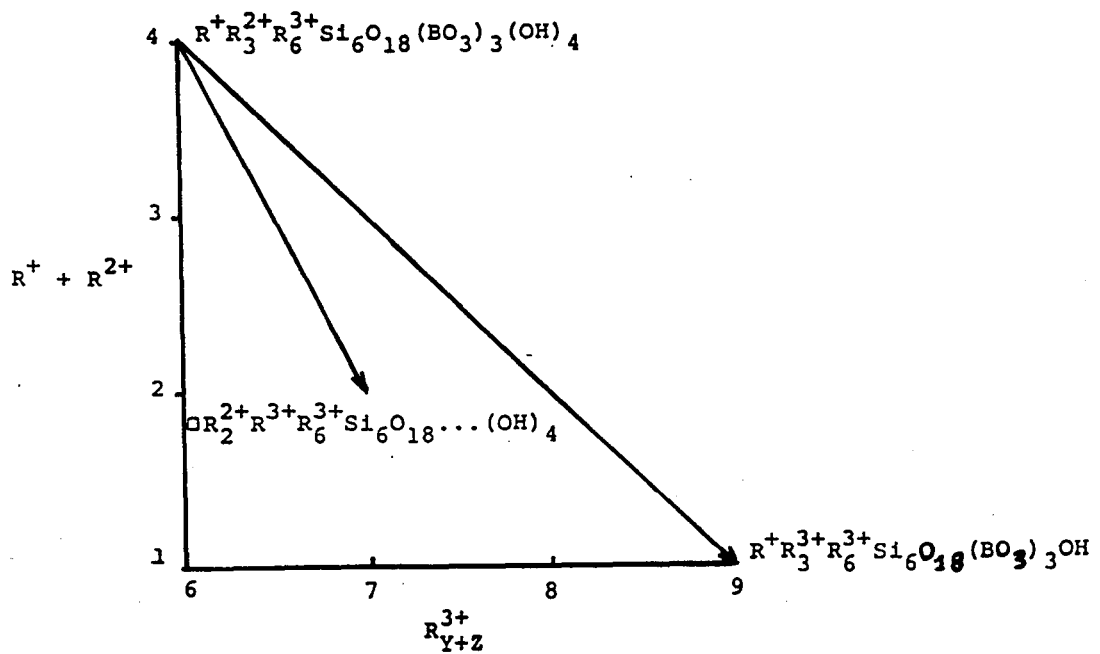


Fig. II-35A : Diagramme représentant la composition théorique des solutions solides à déficit protonique et à déficit d'alcalins dans le groupe des tourmalines (d'après F.F. FOIT & P.E. ROSENBERG, 1977).

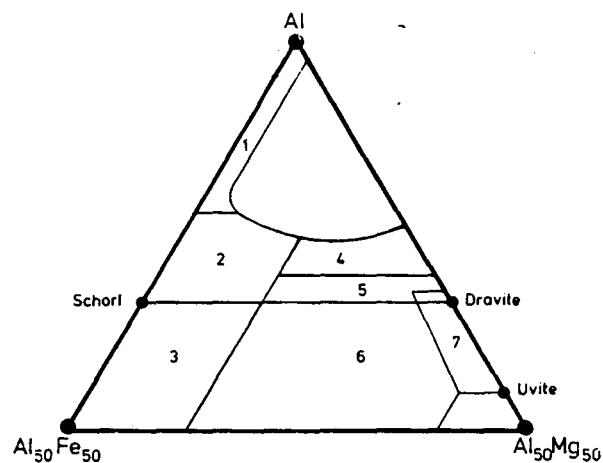


Fig. II-35B : Al-Fe_{tot}-Mg diagram for tourmalines after HENRY & GUIDOTTI (1985) with fields for : 1. Li-rich pegmatites, 2. Granite, 3. Hydrothermally altered granites, 4. metapelites with Al-saturated phase, 5. metapelites, 6. Fe³⁺-rich metapelites and tourmaline-quartz-rocks, 7. metacarbonates. The field for the mixability gap is unnumbered.

Les divers zones diffèrent sensiblement par leur chimisme (figures II-36 c, d) :

- les zones Ia, II et III montrent le même comportement, avec des teneurs comparables en Al, mais une décroissance globale du fer et une croissance globale du Mg de l'intérieur vers l'extérieur du cristal.

- La zone IV est caractérisée par une forte décroissance de la teneur en Al et des fluctuations rapides de la composition.

b) Le cristal ER13-23 ne montre, en imagerie MEB, que trois zones, dont la dernière (V sur la figure II-37 a) est très discontinue ; de même que dans le cristal précédent, la zone interne de celui-ci montre un coeur gris clair et un cortex plus sombre sur l'image en électrons secondaires.

Projetées dans le diagramme de FOIT & ROSENBERG (1977), les analyses de ces différentes zones sont celles de tourmalines à déficit d'alcalins (figure II-37 b).

Les différentes zones diffèrent sensiblement par leur chimisme (figures II-37 c, d) :

- la zone III, analogue à la zone III du cristal précédent, montre une corrélation négative entre Al et Fe²⁺.

- la zone IV, comme son homologue du cristal ER13-23, est caractérisée par une chute des teneurs en Al.

- la zone V, homogène, montre une remontée de l'Al, qui est anti-corrélé aux autres éléments.

(ii) Interprétation de la zonation

Ramenée à ses grands traits, la variation du chimisme de ces tourmalines du coeur vers la périphérie est représentée sur la figure II-38. On constate que les évolutions se corrélaient bien d'un cristal à l'autre. L'essentiel des variations est marqué par des oscillations des teneurs en Al et Fe, qui sont anti-corrélées, et montrent un caractère rythmique dans les zones internes du cristal ER13-24. La discontinuité majeure qui sépare les zones III et IV est marquée par un très net changement des teneurs en Al, qui décroissent brusquement au-dessous du niveau moyen qui caractérise les zones internes, tandis que le fer remonte.

Comme on le verra plus loin, il y a peu de ressemblances avec la tourmaline T13, prélevée dans le même site, mais provenant d'une tourmalinite 2.

3.3. La tourmaline 2 : veinules "en compression N-S"

3.3.1. Errif

Deux échantillons (ER3 et ER5) ont été sélectionnés pour représenter la génération de tourmalines 2 formées à la faveur des décrochements en compression "N-S" à Errif. Ces échantillons, distants de plusieurs dizaines de mètres, appartiennent clairement au même système hydrothermal.

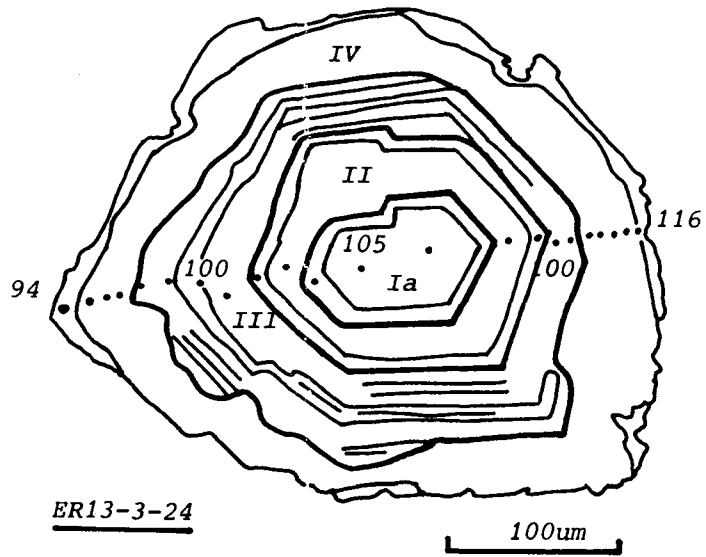
3.3.1.1. L'échantillon ER3

Deux individus (ER3-11 : tableaux 39 a, b et c ; et ER3-18 : tableaux 40 et 41)) ont été étudiés.

(i) Description

a) Le cristal ER3-11 montre au MEB une zonation complexe (figure II-39 a), avec de nombreuses discontinuités soulignées par des discordances souvent très importantes des zones de croissance, suggestives d'interruptions de croissance associées à des épisodes de dissolution. A l'exception des deux zones la plus externe et la plus interne (qui est incomplète), toutes les zones sont caractérisées par un coeur clair et un cortex sombre sur les images en électrons secondaires. On distingue six zones majeures, qui sont en fait constituées par la juxtaposition de nombreuses zones mineures, dont il n'a pas été possible de résoudre le détail par l'analyse à la microsonde électronique.

Fig. II-36 : Zonation de la tourmaline ER13-3-24 du secteur de Bled Sidi Otmane (échantillon ER13).



a- Schéma interprétatif et position des points analysés à la micro-sonde.

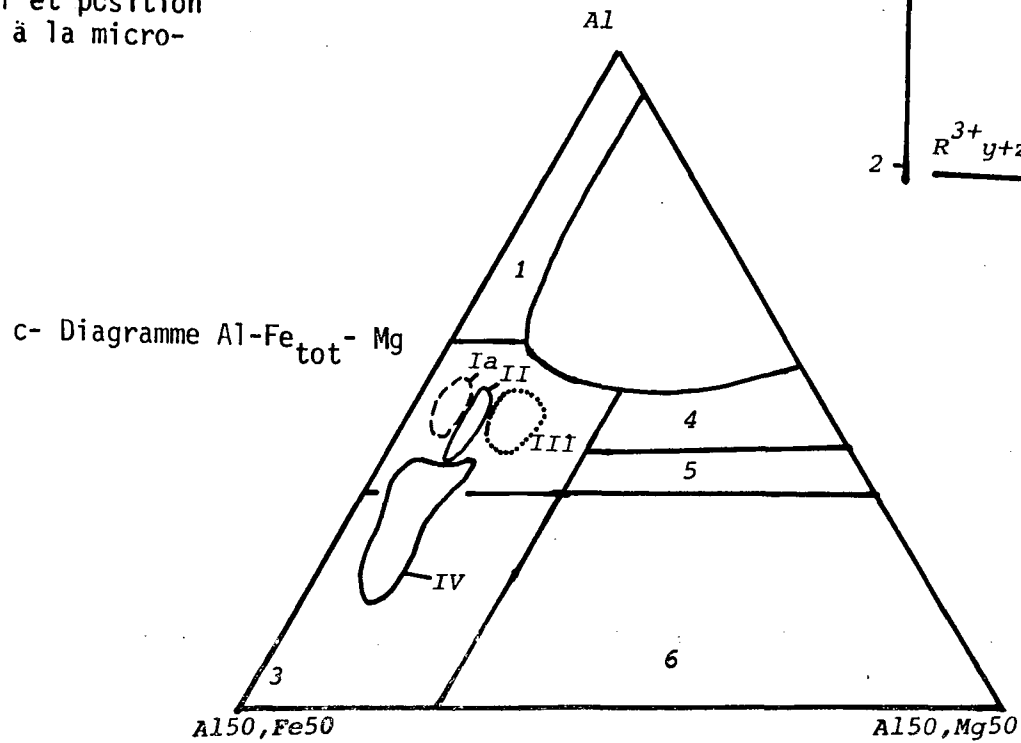
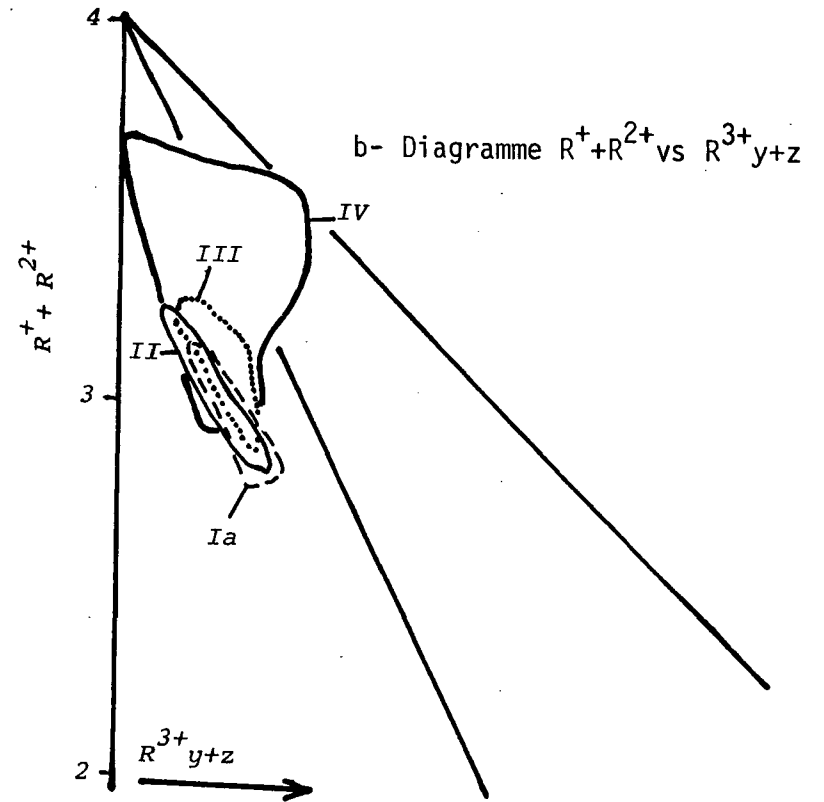
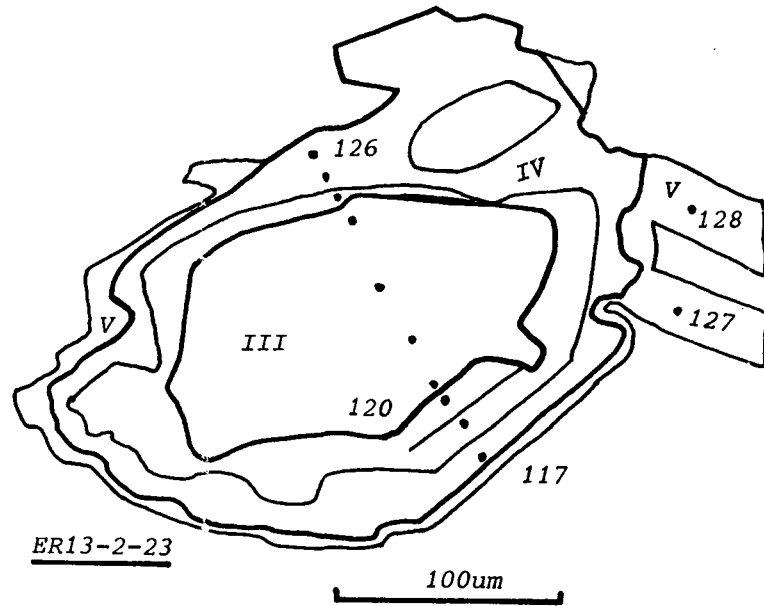
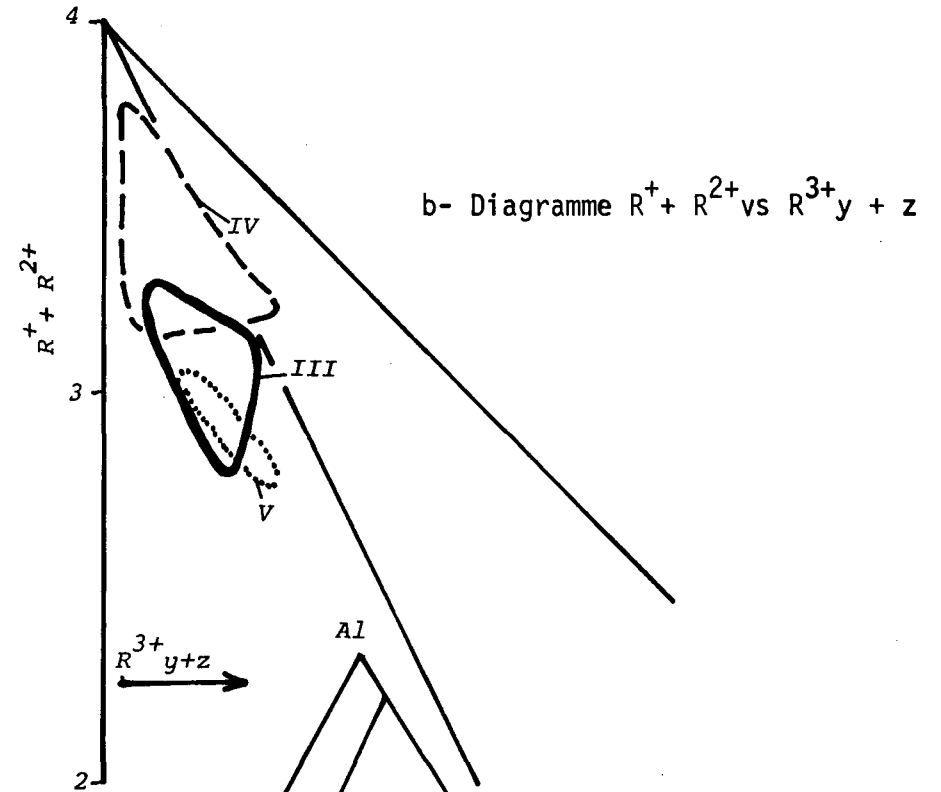


Fig. II-37 : Zonation de la tourmaline ER13-2-23 du secteur de Bled Sidi Otmane (échantillon ER13).



a- Schéma interprétatif et position des points analysés à la microsonde.



c- Diagramme Al-Fe_{tot}-Mg

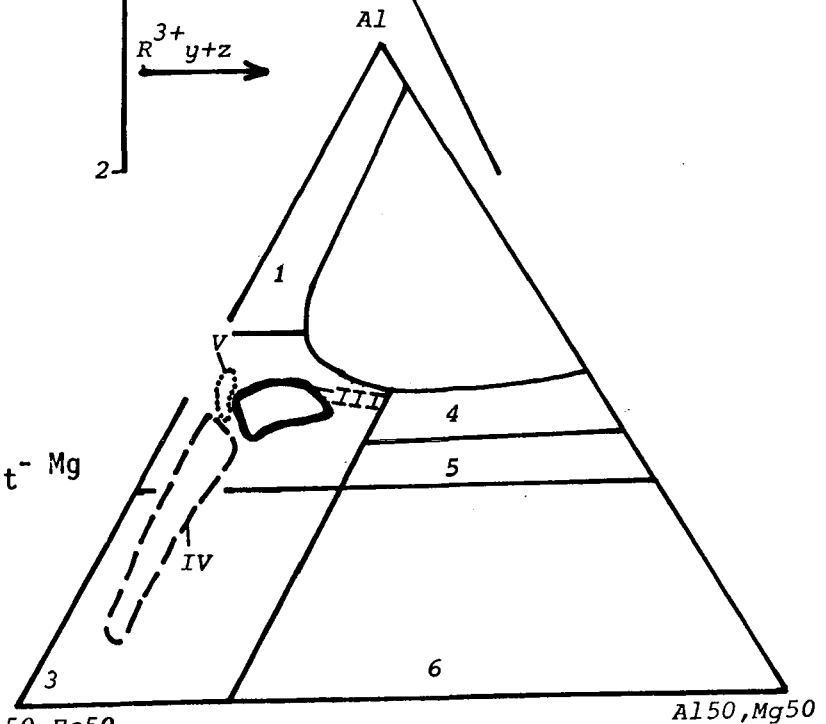


Fig. II-36d : Diagramme éléments chimiques vs distance entre points analysés à la microsonde (ER13-3-24).

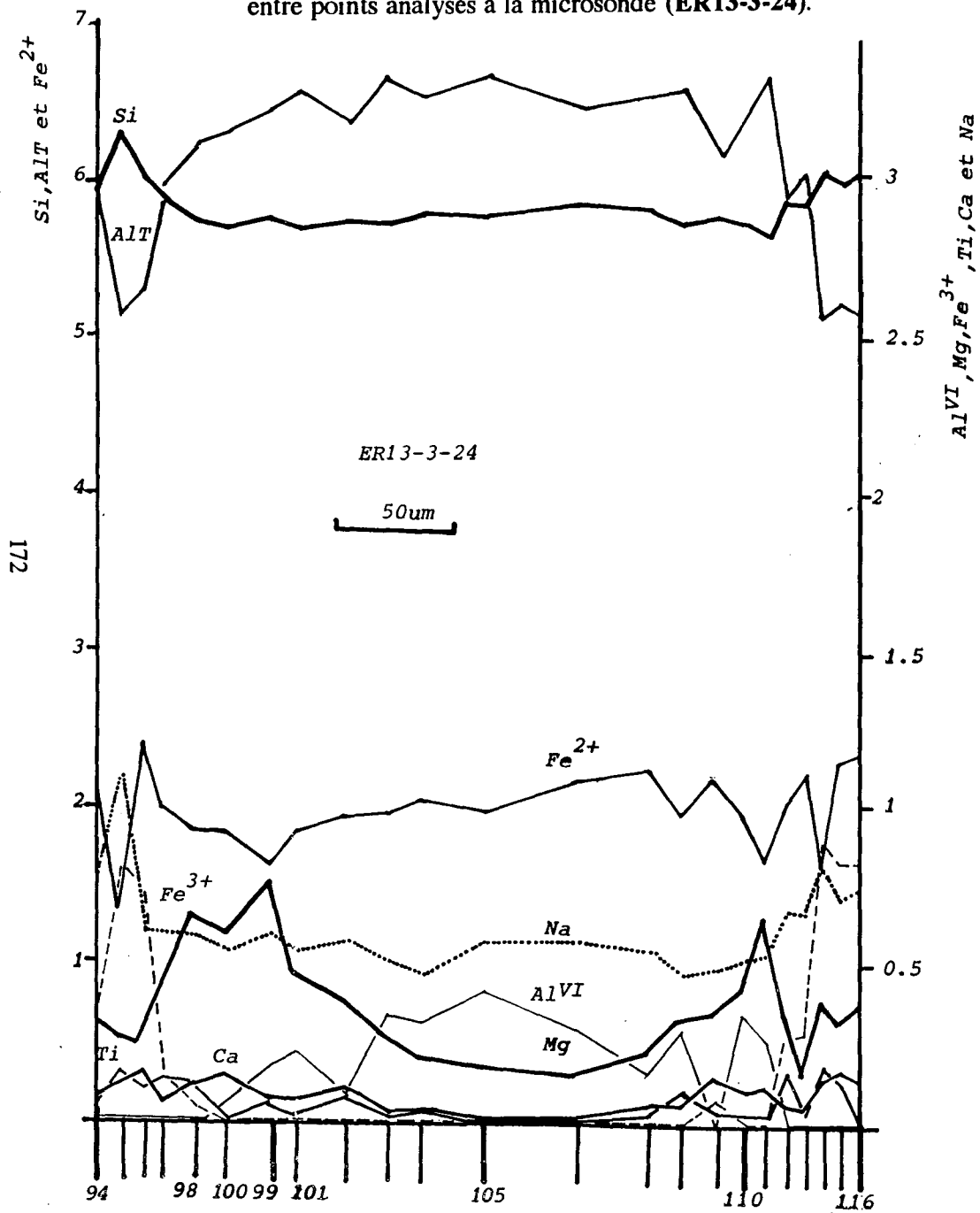


Fig. II-37d : Diagramme éléments chimiques vs distance entre points analysés à la microsonde (ER13-2-23).

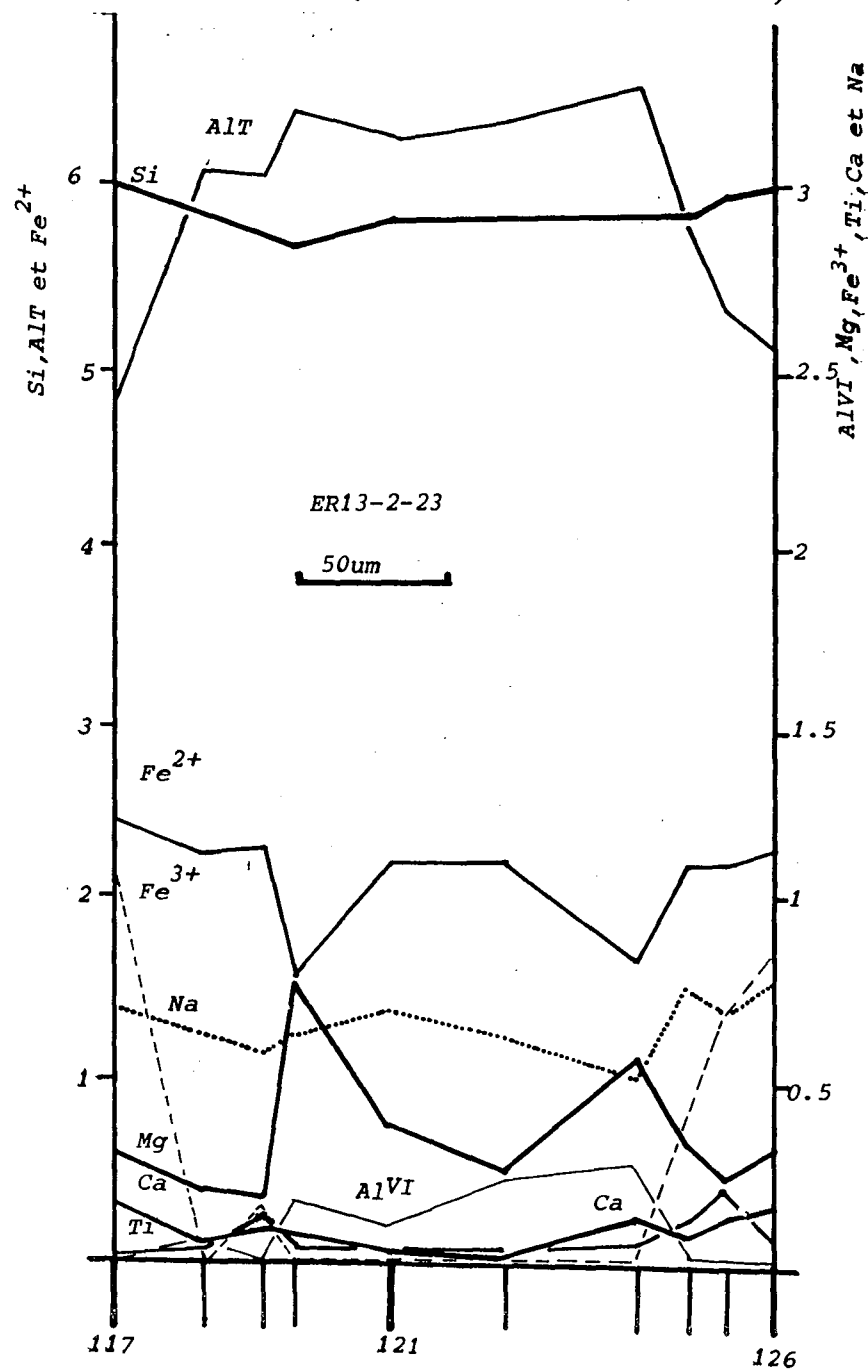
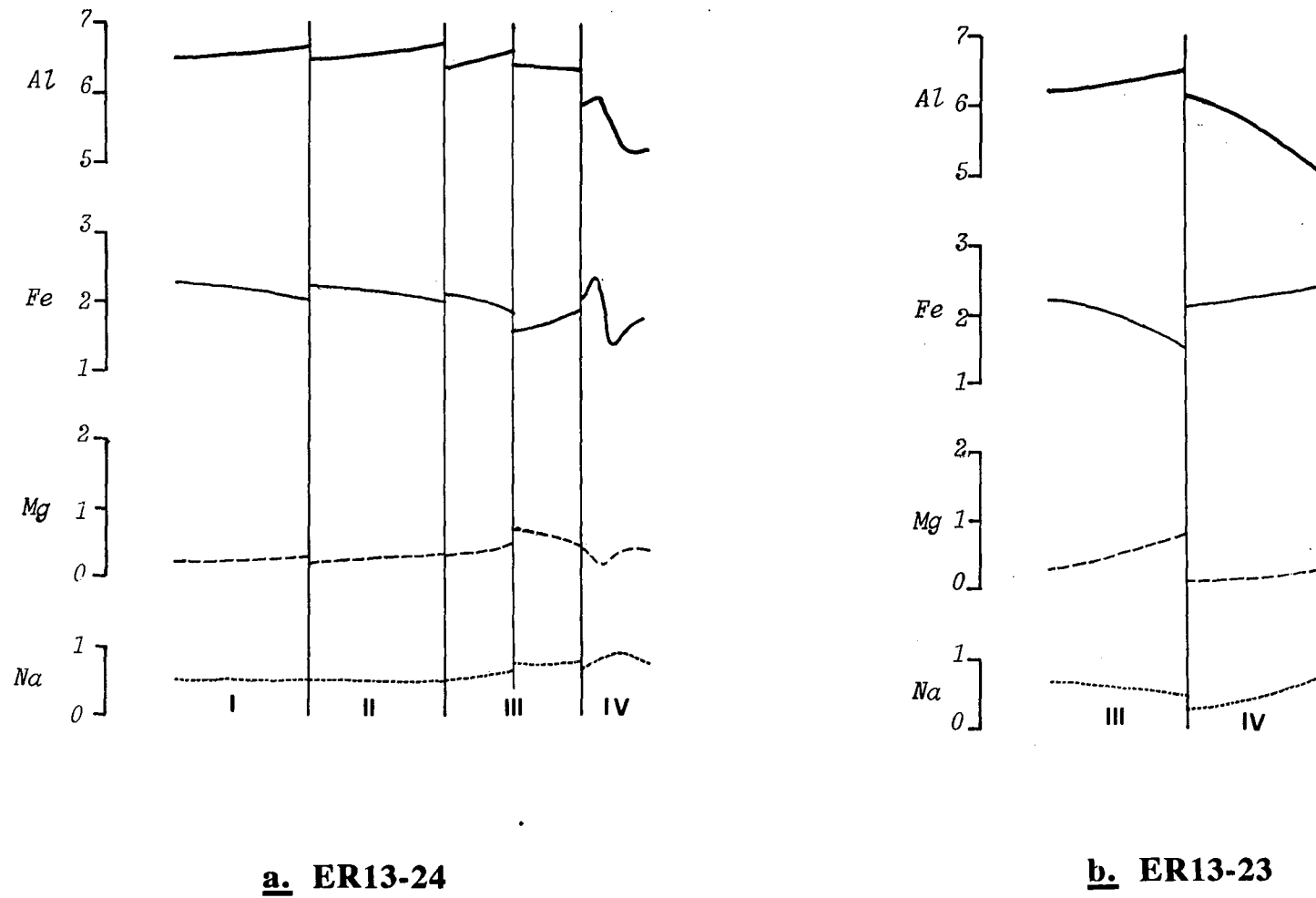


Fig. II-38 : Synthèse de la zonation des tourmalines ER13.



Projetées dans le diagramme de FOIT & ROSENBERG (1977), les analyses de la plupart de ces zones sont celles de tourmalines à déficit d'alcalins (figure II-39 b).

D'importantes variations du chimisme ont lieu du coeur vers la périphérie du cristal (figures II-39 c, d) :

- une rupture a lieu entre les zones II et III, marquée par le passage d'un comportement corrélé du fer et de l'aluminium à un comportement anti-corrélé, tandis que magnésium et aluminium restent anti-corrélés ;
- la discontinuité IIIa/IIIb, qui correspond au maximum de discordance des zones de croissance, est bien marquée par un changement du comportement du sodium, qui de corrélé au magnésium, devient anti-corrélé ; et du magnésium, qui se corrèle désormais à l'aluminium.
- enfin, alors que du coeur jusque dans la zone IIIb, l'aluminium reste à un niveau élevé (culminant dans la zone IIIa), il chute dans la zone IV.

b) Le cristal ER3-18, très différent d'apparence du précédent, montre sur l'image MEB en électrons secondaires un coeur développé relativement sombre, enveloppé par un grand nombre de bandes concentriques, sans discontinuités manifestes (figure II-40 a), alternativement claires et sombres ; il semble que ces bandes s'organisent en zones dont la logique s'inverse en cours de croissance : claires vers sombres au début ; sombres vers claires pour les zones les plus superficielles. On définit ainsi trois zones distinctes (IIa, IIb et III sur la figure II-* a).

Projetées dans le diagramme de FOIT & ROSENBERG (1977), les analyses de ces zones sont celles de tourmalines à déficit d'alcalins (figure II-40 b).

Les variations de composition sont moins importantes que dans la tourmaline ER3-11 : l'essentiel des zones montre une évolution rythmique, caractérisée par l'anti-corrélation du fer et de l'aluminium et la corrélation de l'aluminium et du magnésium, à laquelle se superpose une oscillation à long terme des teneurs en fer et magnésium ; seules font exception la zone la plus externe, où Mg se déconnecte d'Al ; et le coeur du cristal, caractérisé par la corrélation fer-aluminium (figures II-40 c, d).

(ii) Interprétation de la zonation

Ramenée à ses grands traits, la variation des compositions de ces tourmaline de leur coeur vers leur périphérie est représentée sur la figure II-41. On observe tout au long des profils des changements dans la nature des corrélations inter-élémentaires ; ces changements coïncident avec les discontinuités de la zonation.

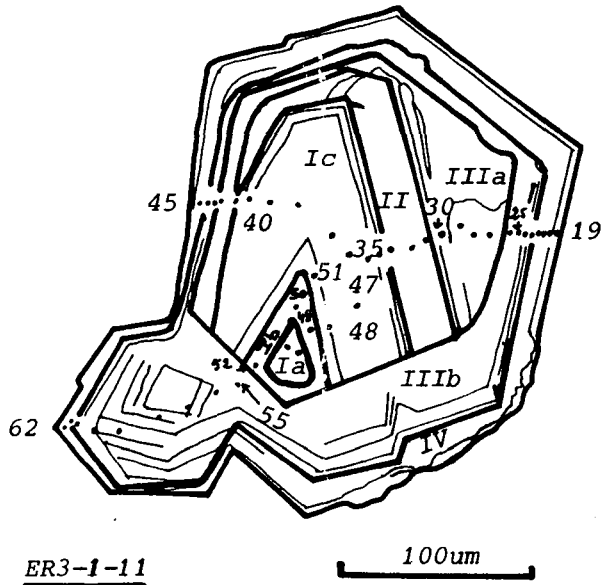
Ces cristaux provenant du même échantillon, on s'attendrait à voir leurs profils se corrélérer, ce qui n'est pas évident a priori. Cependant, un certain nombre d'observations peuvent être faites :

- les coeurs des deux cristaux ont des comportements identiques ;
- la zone intermédiaire (IIb) de ER3-18 ressemble à la fois à la zone IIIb de ER3-11 par le caractère anti-corrélé du fer avec le magnésium et l'aluminium ; et à la zone IIIa de ce même cristal, par la forme "en selle" de la variation du fer (si l'on intègre les microzones de la zone IIb de ER3-18, pour obtenir une image compatible avec la définition plus grossière de la zonation du cristal ER3-11). On peut donc supposer que cette zone IIb dans ER3-18 correspond à la transition entre les zones IIIa et IIIb de ER3-11, transition qui est marquée dans ce dernier par une très importante lacune, associée à de la dissolution (voir ci-dessus).

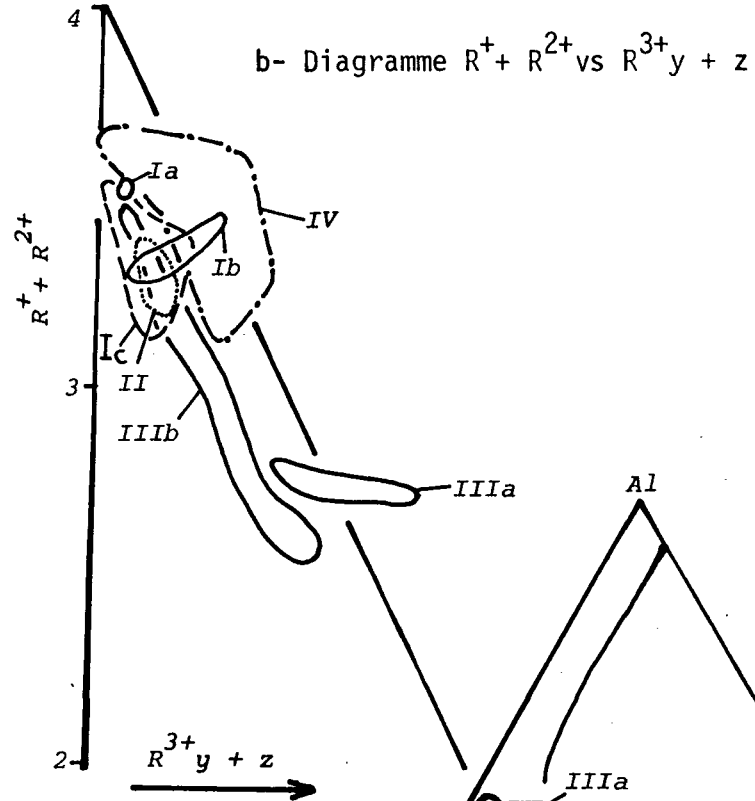
- enfin, la zone externe (III) de ER3-18 ne semble pas avoir de correspondant dans ER3-11.

Ces observations suggèrent que le couple ER3-11/ER3-18 enregistre bien une même histoire, mais de façon discontinue, hétérogène d'un cristal à l'autre : dans cette hypothèse, il est alors possible de reconstruire une évolution virtuelle pour les tourmalines de l'échantillon ER3,

Fig. II-39 : Zonation de la tourmaline ER3-1-11 du secteur d'Errif (échantillon ER3).

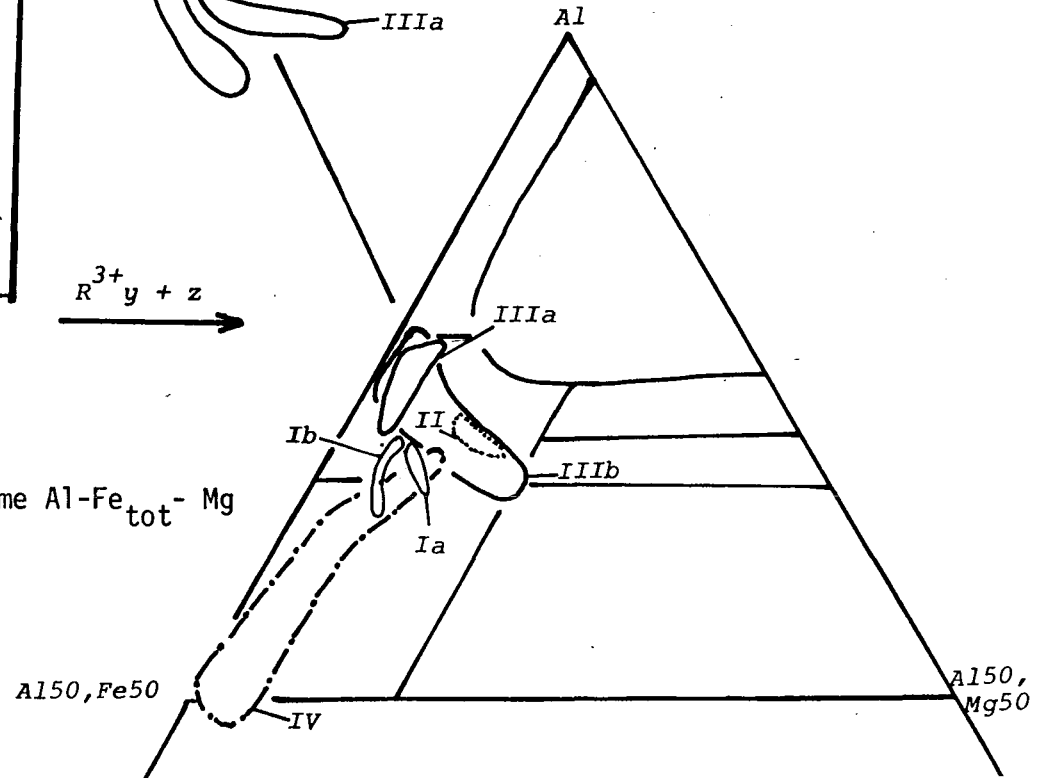


a- Schéma interprétatif et position des points analysés à la microsonde.



b- Diagramme $R^+ + R^{2+}$ vs $R^{3+} y + z$

c- Diagramme Al-Fe_{tot}-Mg



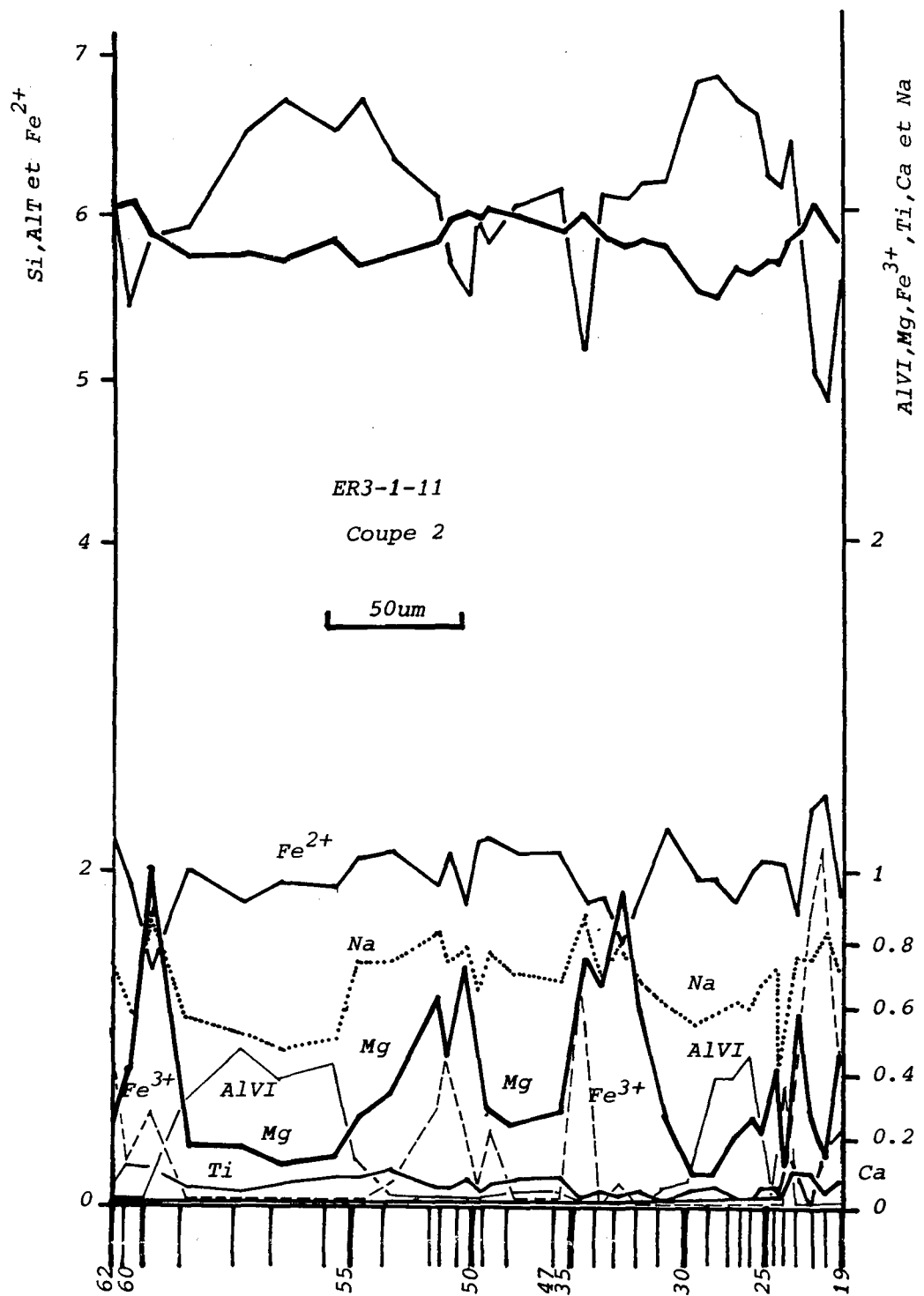


Fig. II-39d : Diagramme éléments chimiques vs distance entre points analysés à la microsonde (ER3-1-11, coupe 2).

laquelle est présentée sur la figure II-42.

3.3.1.2. L'échantillon ER5

(i) Description

Le cristal étudié (ER5-25 ; tableau 42) se présente, à la différence des cas précédents, comme une section longitudinale d'un prisme trapu, dont l'image MEB en électrons secondaires montre une série de quatre zones emboîtées, chacune avec un coeur sombre et un cortex clair ; les limites entre zones sont nettes et soulignées par des discontinuités (figure II-43 a).

Projetées dans le diagramme de FOIT & ROSENBERG (1977), les analyses de la plupart de ces zones sont celles de tourmalines à déficit d'alcalins (figure II-43 b).

Le chimisme de cette tourmaline est relativement constant, marqué par des oscillations rythmiques des teneurs, avec un fond en Al en moyenne élevé ; Al est corrélé à Mg et anti-corrélé à Fe et Na (figures II-43 c, d) ; en moyenne, toutefois, du coeur vers la périphérie, Al décroît puis croît, tandis que Mg, qui reste dans l'ensemble très bas, croît.

(ii) Interprétation de la zonation

Ramenée à ses grands traits, la variation des compositions de la tourmaline ER5-25 du coeur vers la périphérie est représentée sur la figure II-44.

Il est intéressant de voir si elle peut se comparer à celle des tourmalines ER3 : or, il est clair que le style des évolutions internes aux zones de croissance de ER5 évoque beaucoup celui des zones externes des tourmalines de ER3, également caractérisées par la corrélation de Al et Mg et l'anti-corrélation Mg-Fe. En particulier, la tourmaline ER5 ressemble beaucoup à la zone IV de la tourmaline ER3-11, par la forme en selle de la variation de Al (une fois lissées les discontinuités des zones élémentaires de croissance) ou la corrélation Na-Fe et par les forts contrastes des teneurs en Al. Si cette interprétation est exacte, la comparaison avec ER3-18, qui correspond à l'intervalle IIIb de ER3-11 et précéderait donc la cristallisation de ER5-25, montre qu'une inversion s'est produite dans les modalités de l'opposition entre fer et magnésium, de la zone IIIb à la zone IV.

On aboutit ainsi à la conclusion qu'il existe des corrélations entre tourmalines fissurales situées à plusieurs dizaines de mètres de distance l'une de l'autre dans le secteur d'Errif ; ou, plus exactement, que les tourmalines de ce secteur enregistrent une histoire comparable, quoique localement lacunaire, d'un site à l'autre.

3.3.2. Amahroq

L'échantillon ER9 (tableau 43) provient d'une zone de greisens située, à proximité de la coupole d'Amahroq, dans le leucogranite fin à deux micas. C'est une veine de tourmaline sécante sur, et associée à de la tourmaline disséminée dans le greisen. Deux cristaux très comparables (ER9-01 et ER9-06) ont été étudiés en détail.

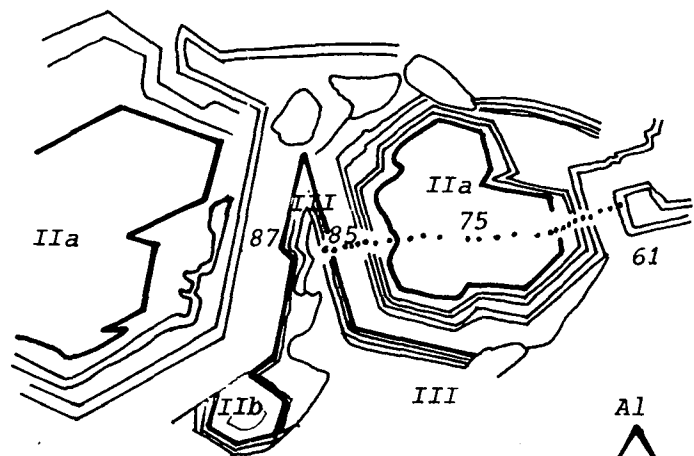
(i) Description

Les images MEB en électrons secondaires montrent de fines zonations, plus serrées dans ER9-06 que dans ER9-01, mais avec la même logique d'ensemble (figures II-45 a et 46 a) : un coeur clair est enveloppé par une succession de bandes alternativement sombres et claires (mais plus grises que le coeur) ; les discontinuités sont peu perceptibles, mais semblent correspondre à des logiques de croissance continue "sombre" vers "clair", qui rappellent beaucoup celles de la tourmaline ER5. Deux bandes particulièrement sombres délimitent trois zones (IIc, IId et III sur les figures II-45 a et 46 a).

Projetées dans le diagramme de FOIT & ROSENBERG (1977), les analyses de la plupart de ces zones sont celles de tourmalines à déficit d'alcalins (figures II-45 b et 46 b).

La composition varie sensiblement d'une zone à l'autre (figures II-45 c, d, e et 46 c, d) : le coeur et le cortex sont moyennement alumineux, tandis que la zone intermédiaire est franchement

Fig. II-40 : Zonation de la tourmaline ER3-2-18/19 du secteur d'Errif (échantillon ER3).

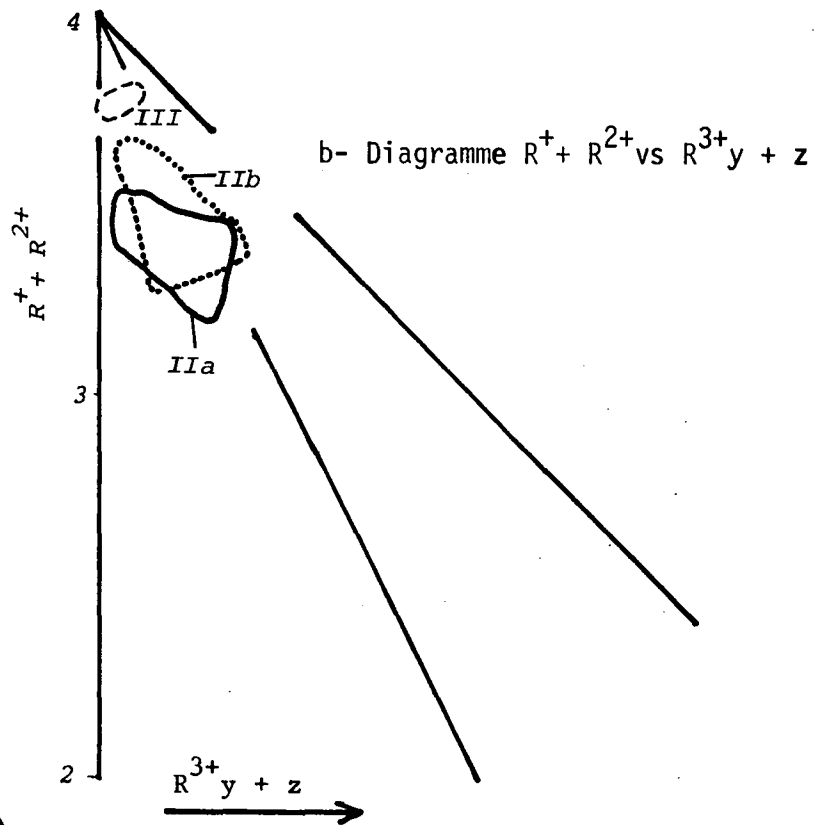
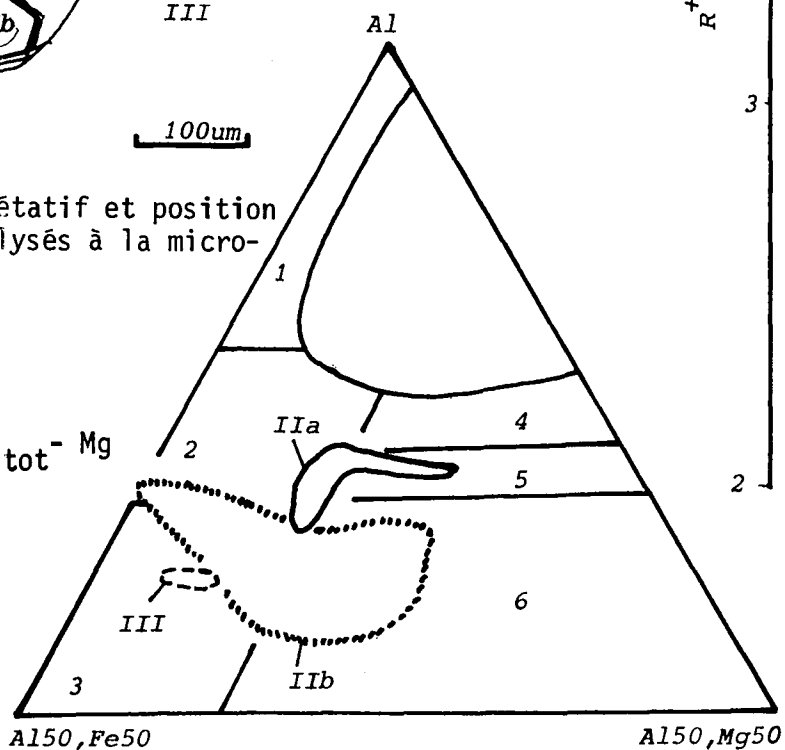


ER3-2-18

100µm

a- Schéma interprétatif et position des points analysés à la microsonde.

c- Diagramme Al-Fe_{tot}-Mg



b- Diagramme R⁺ + R²⁺ vs R³⁺ y + z

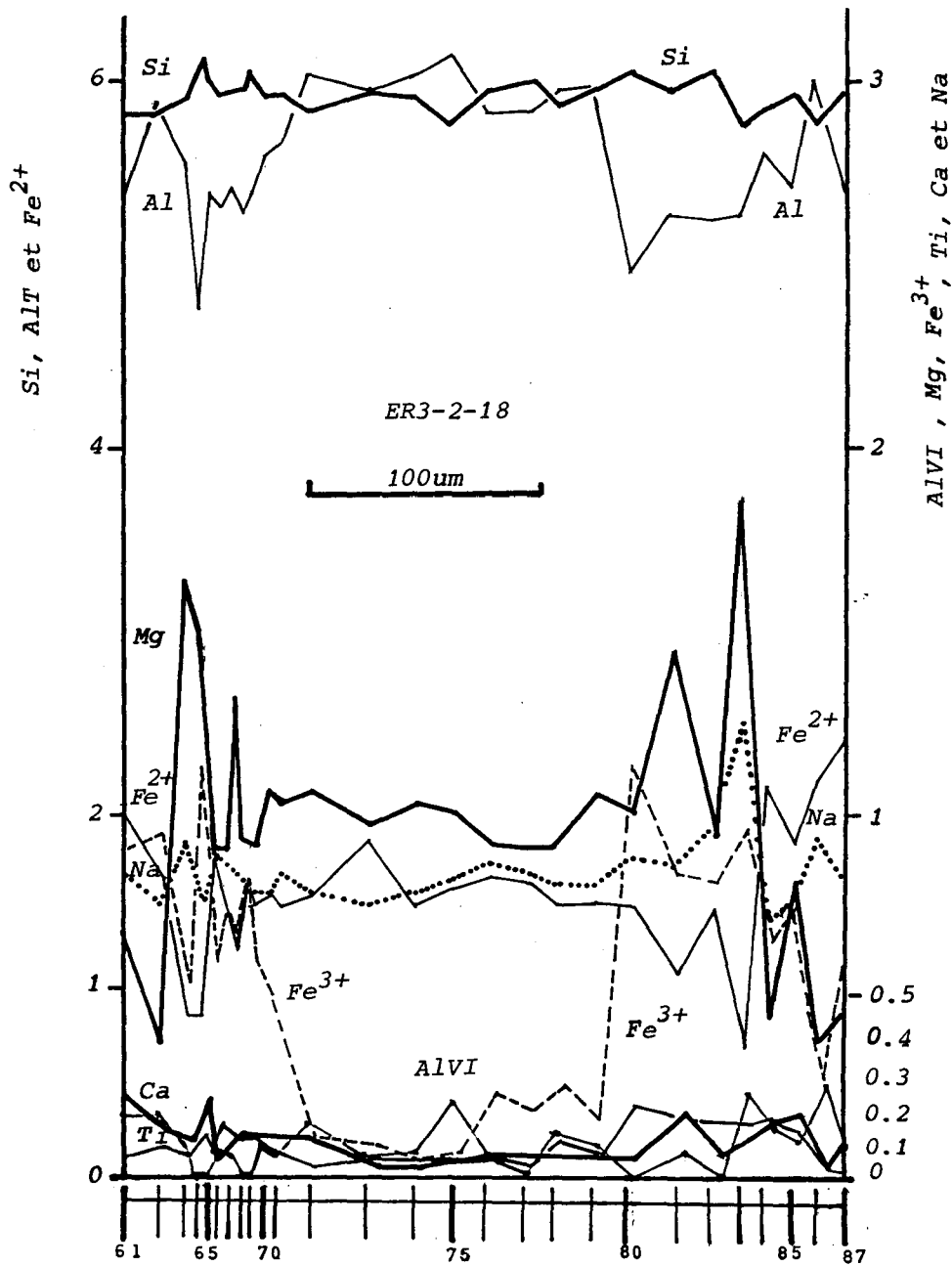
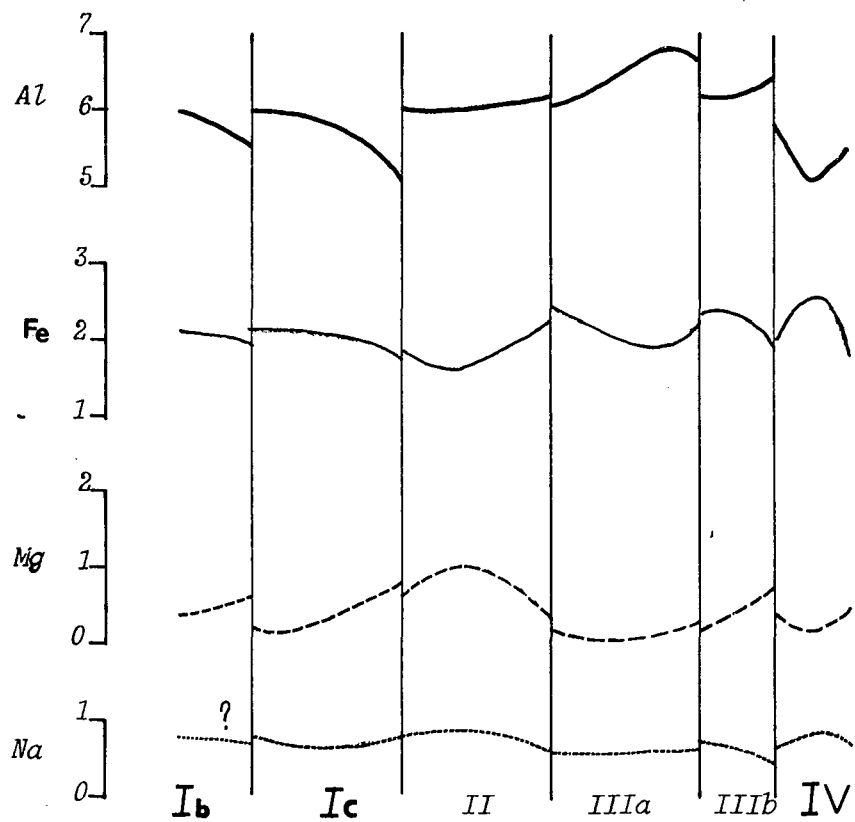
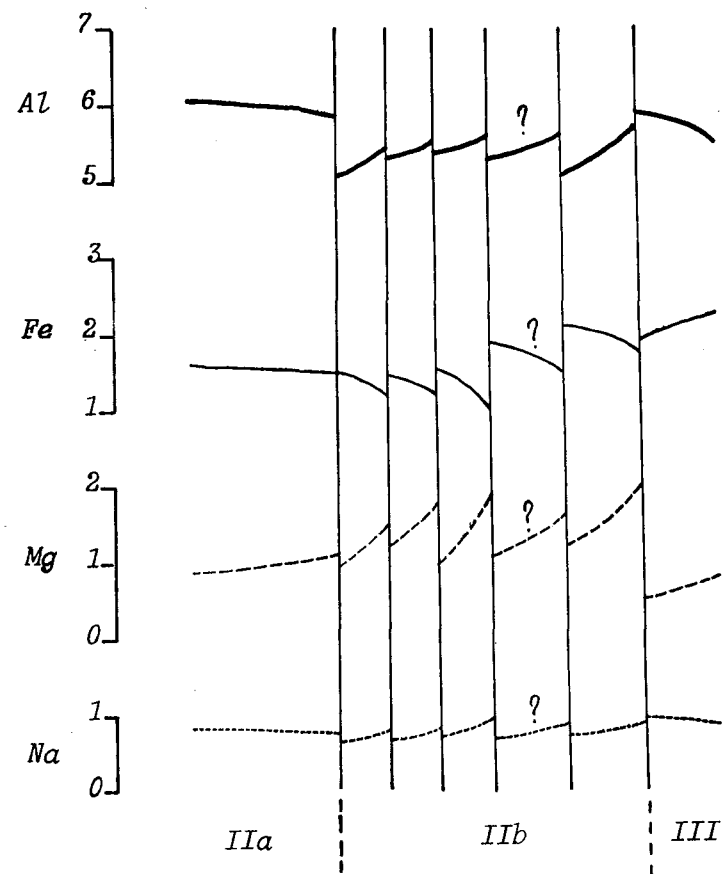


Fig. II-40d : Diagramme éléments chimiques vs distance entre points analysés à la microsonde.

Fig. II-41 : Synthèse de la zonation des tourmalines ER3.



a. ER3-11



b. ER3-18

alumineuse ; la teneur en fer, malgré d'importantes fluctuations, avec un net minimum dans la zone intermédiaire, croît du coeur vers la périphérie. Ces tourmalines sont en outre franchement hypomagnésiennes et modérément riches en sodium.

(ii) Interprétation de la zonation

Ramenée à ses grands traits, l'évolution de la composition de ces tourmalines du coeur vers la périphérie est représentée sur la figure II-47. On observe le même type d'évolution dans toutes les zones, caractérisée par l'anti-corrélation du fer et de l'aluminium ou du magnésium et la corrélation positive du fer et du sodium.

Ces caractéristiques sont précisément celles de la tourmaline ER5, de laquelle ces tourmalines sont par ailleurs morphologiquement si proches. C'est la raison pour laquelle nous avons maintenu pour ce travail, les résultats des analyses brutes (tableaux 43-44 et 45) quoique les totaux soient en moyenne trop faible ; ces analyses nous paraissent fiables, car ils donnent des résultats semblables aux autres.

3.3.3. Ez-Zirari

3.3.3.1. Échantillon ER20

Il s'agit de tourmalines disséminées dans un greisen développé sur le leucogranite à zinnwaldite, en étroite association avec des veinules de tourmaline N25°-30°E à bordures rosies. Deux tourmalines très semblables (ER20-27 : tableau 40 et ER20-28 : 45) ont été étudiées.

(i) Description

Les images MEB en électrons secondaires montrent des tourmalines peu zonées, avec un coeur sombre et une périphérie plus claire ; la tourmaline ER20-27 montre en outre quelques zones intermédiaires plus sombres, avec une discontinuité suggestive d'un arrêt de croissance (figure II-48 a) ; une discontinuité, moins marquée, est également perceptible dans le cristal ER20-28 (figure II-48 b).

Projetées dans le diagramme de FOIT & ROSENBERG (1977), les analyses de ces zones sont celles de tourmalines à déficit d'alcalins (figure II-48 c).

Le chimisme de ces cristaux est assez peu variable, caractérisé par des teneurs fortes en Al et faibles en Mg ; globalement, les teneurs en fer croissent du coeur vers la périphérie, avec de petites oscillations, plus marquées chez ER20-27 (figures II-48 d, e).

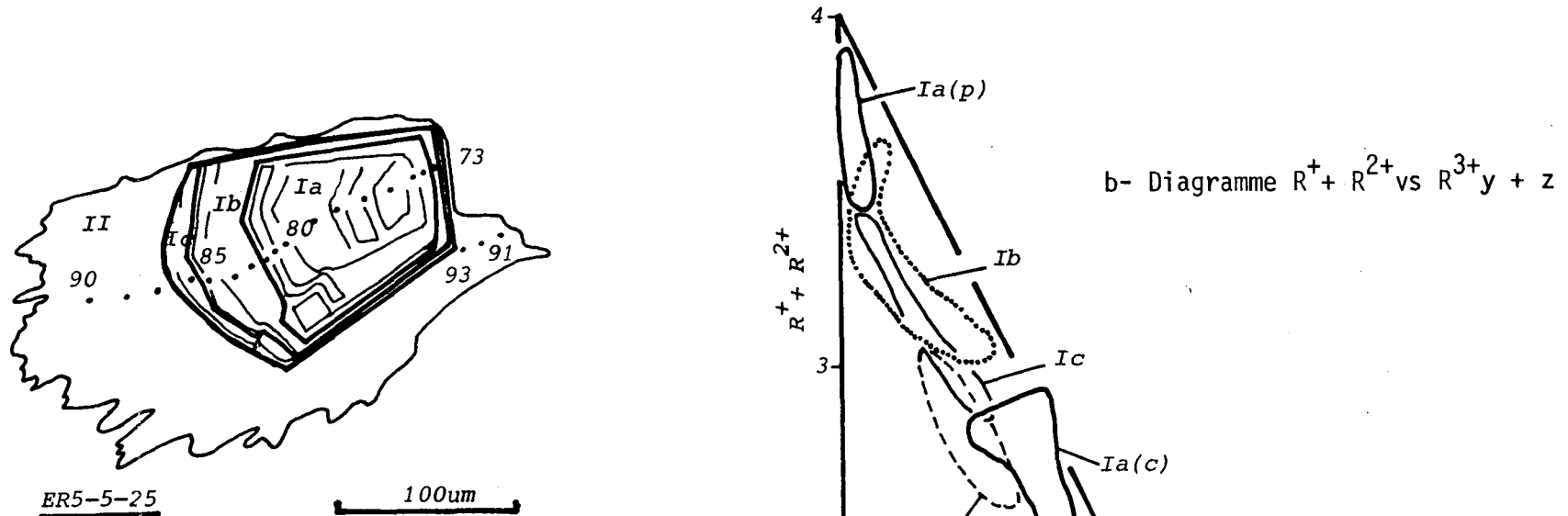
(ii) Interprétation de la zonation

Ramenées à leurs grands traits, les variations de composition du coeur vers la périphérie de ces cristaux sont représentées sur la figure II-49. On constate qu'elles présentent une certaine compatibilité ; on observe, en effet, une anti-corrélation nette de Fe et Al, tandis que Mg et Na évoluent pour l'essentiel parallèlement à Fe. Cependant, les deux profils sont très différents l'un de l'autre : ceci est a priori surprenant, s'agissant de cristaux proches, prélevés dans le même échantillon ; on voit toutefois qu'ils deviennent compatibles à condition de considérer que ER20-27 représente une amplification de la transition entre les deux zones si contrastées de ER20-28. Une fois de plus, on est confronté au problème de l'enregistrement différentiel (en fonction de cinétiques de croissance différentes) d'une même évolution par des cristaux différents d'un même site.

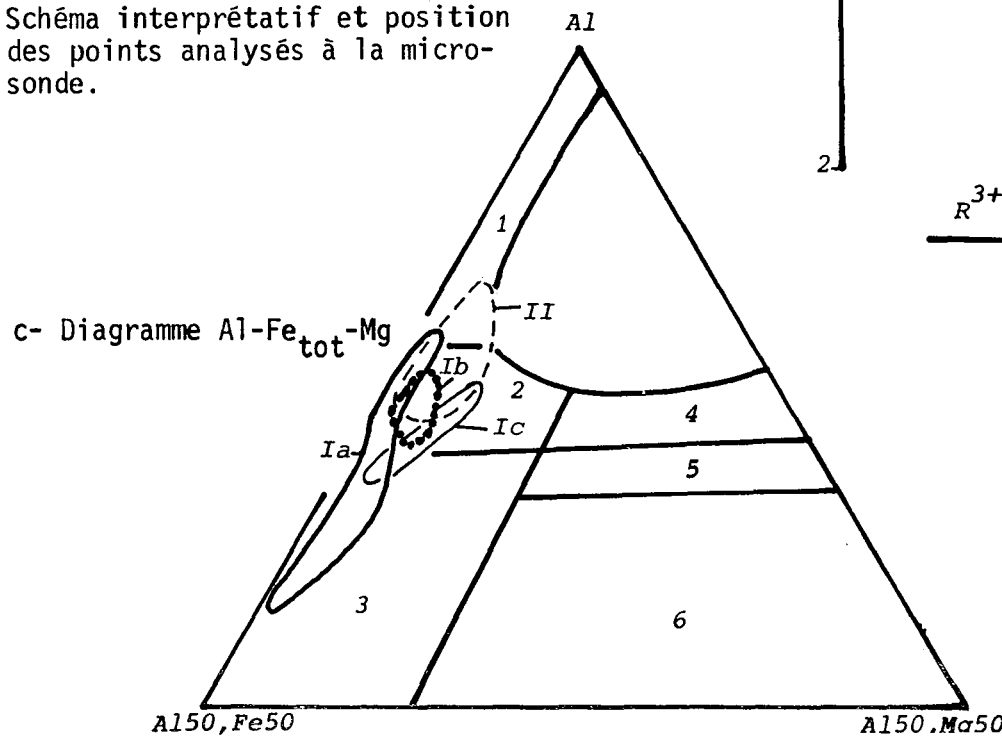
Puisqu'elles sont supposées analogues, il est naturel de chercher à comparer ces tourmalines d'Ez-Zirari à celles d'Errif ; l'examen de la figure II-42 montre alors que les caractéristiques des tourmalines ER20 sont celles de la zone IIIa de la tourmaline ER3-11 d'Errif - et, plus précisément, de la fin de cette zone.

Il semble donc que l'on puisse valablement envisager une corrélation entre les sites d'Errif et d'Ez-Zirari, pourtant éloignés de plusieurs kilomètres.

Fig. II-43 : Zonation de la tourmaline ER5-5-25 du secteur d'Errif (échantillon ER5).



a- Schéma interprétatif et position des points analysés à la microsonde.



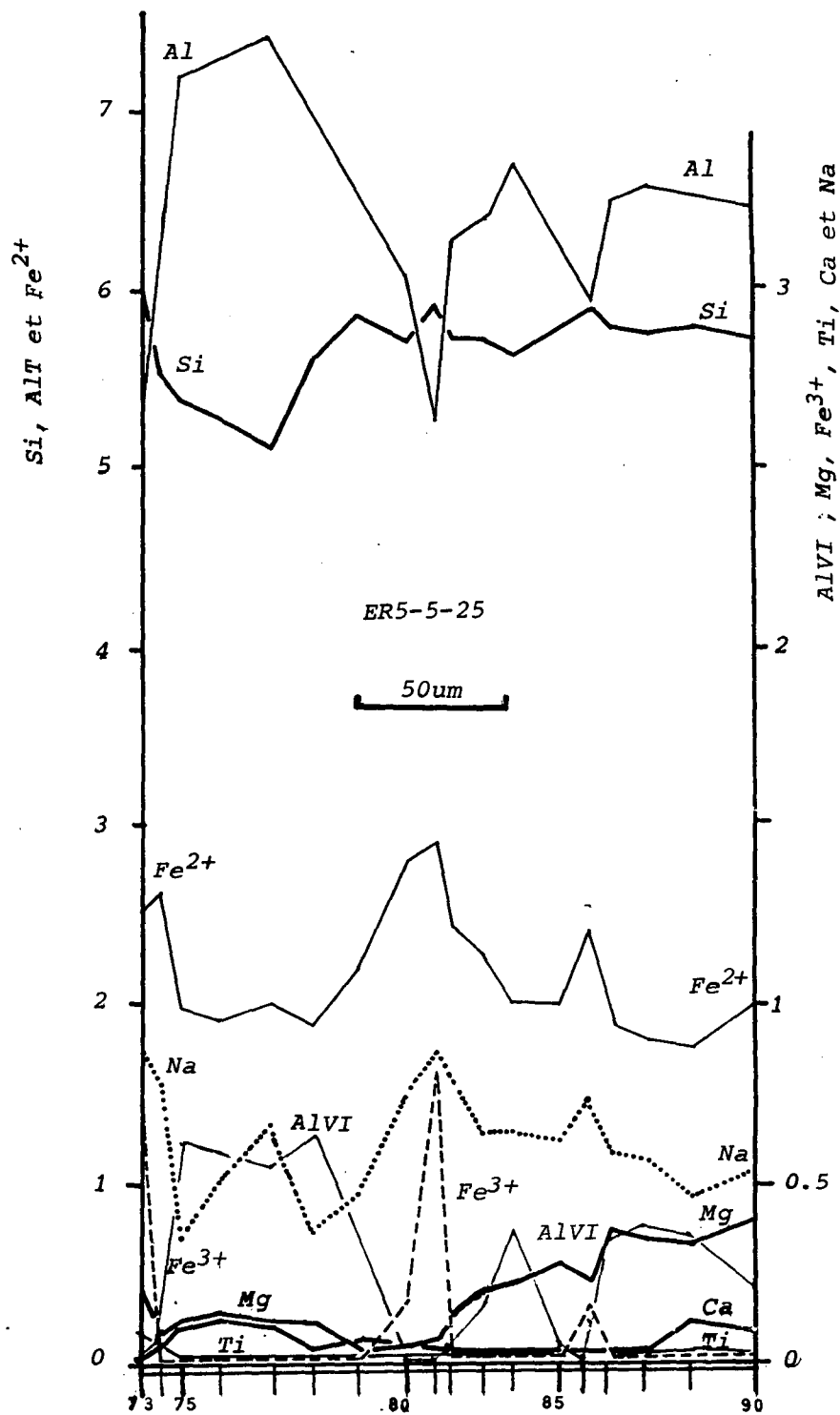


Fig. II-43d : Diagramme éléments chimiques vs distance entre points analysés à la microsonde (ER5-5-25).

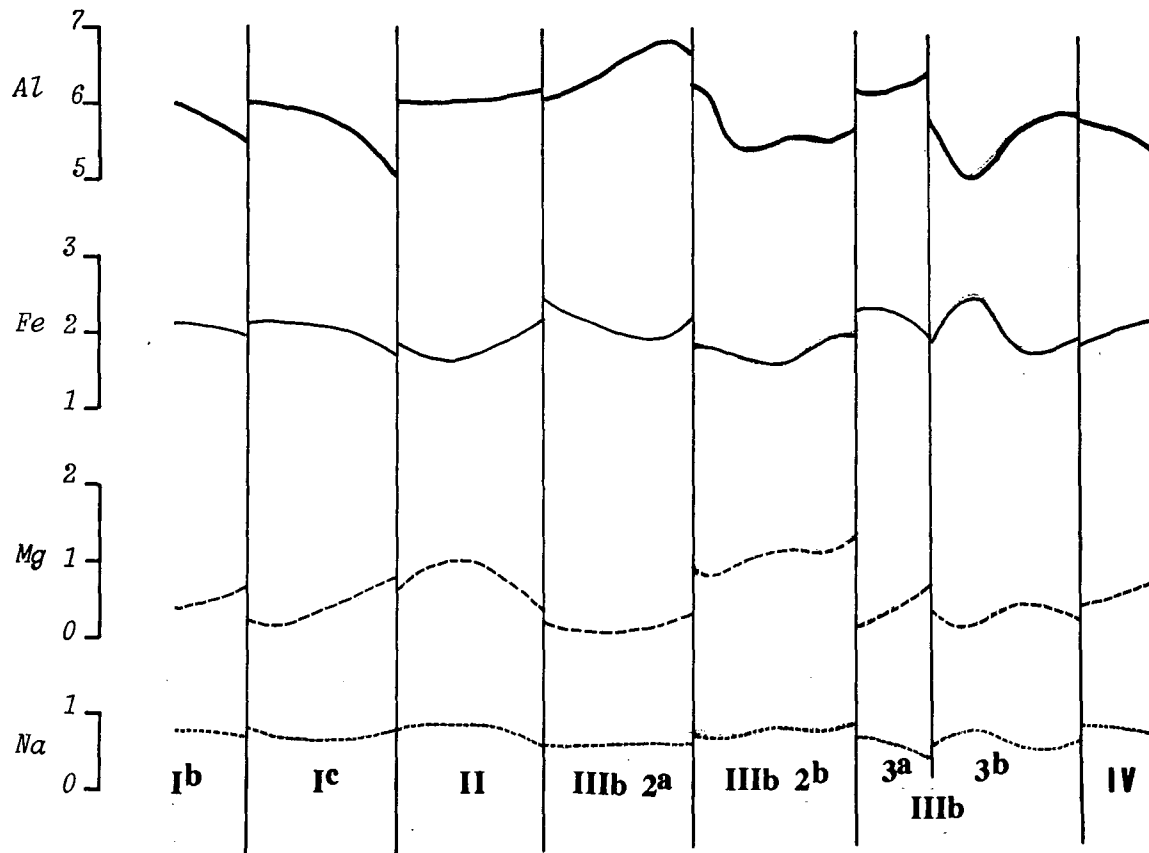


Fig. II-42 : Synthèse de la zonation des tourmalines d'Errif.

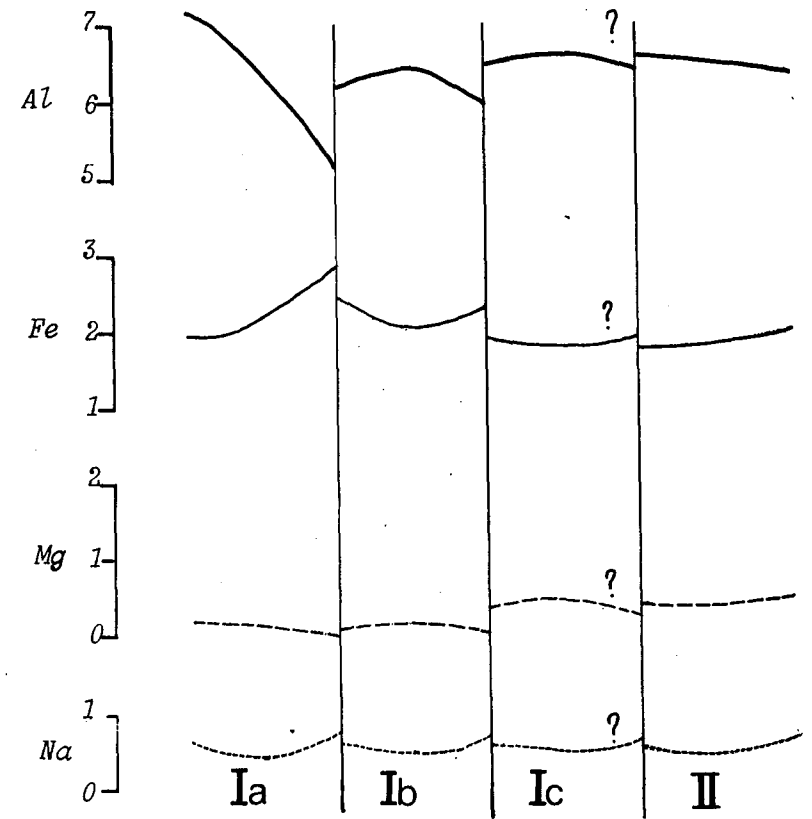
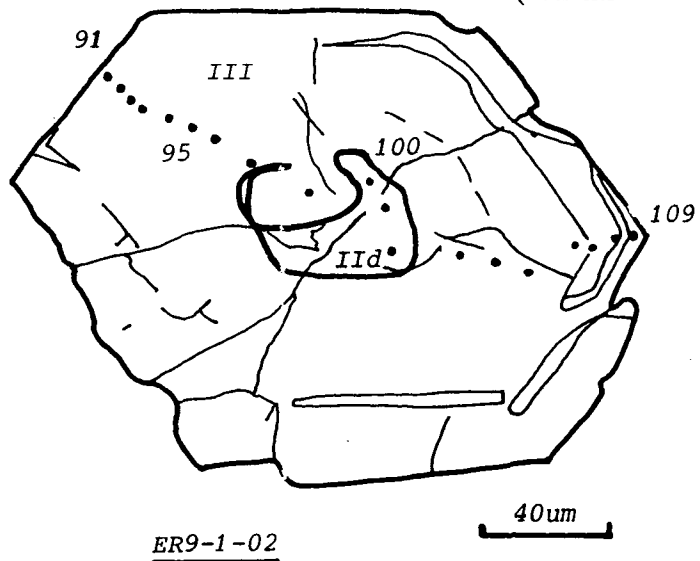
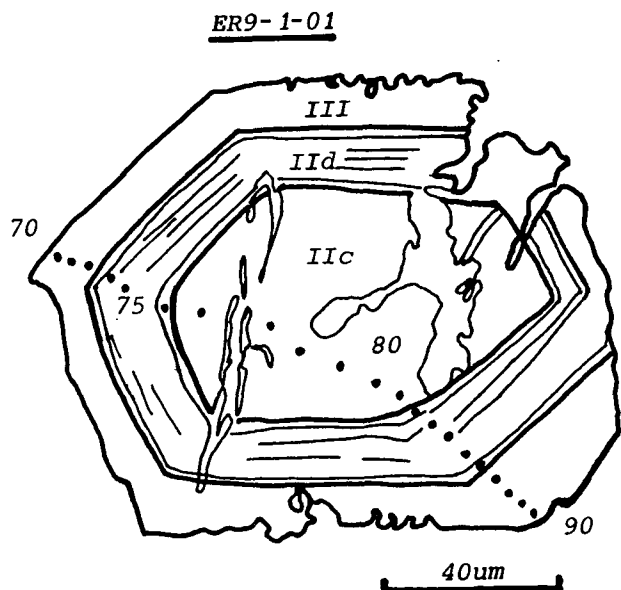


Fig. II-44 : Synthèse de la zonation de la tourmaline ER5-25.

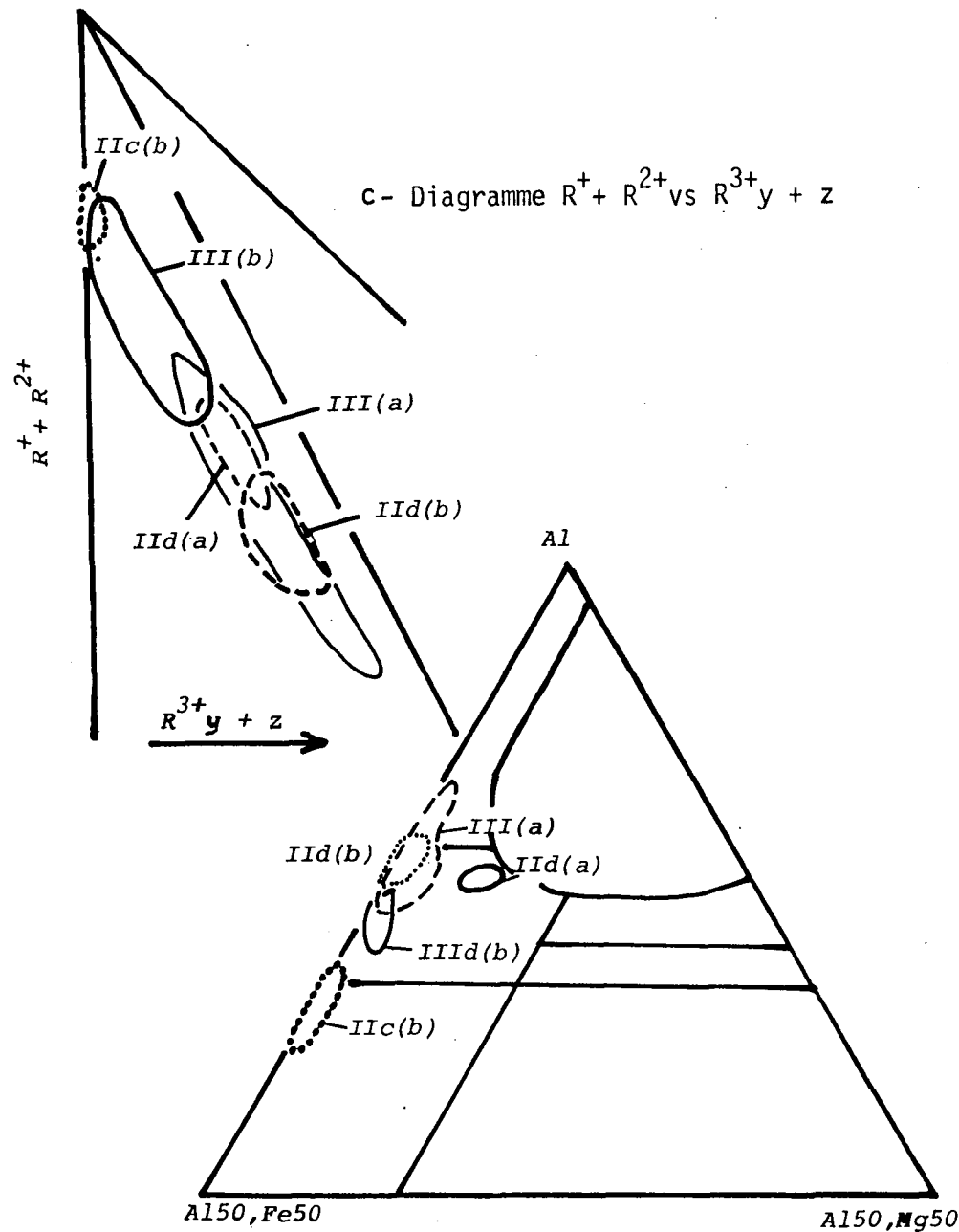
Fig. II-45 : Zonation des tourmalines ER9-1-01 et ER9-1-02 du secteur d'Amahroq (échantillon ER9)



a- Schéma interprétatif et position des points analysés à la microsonde.



b- Schéma interprétatif et position des points analysés à la microsonde.



d- Diagramme Al-Fe_{tot}-Mg

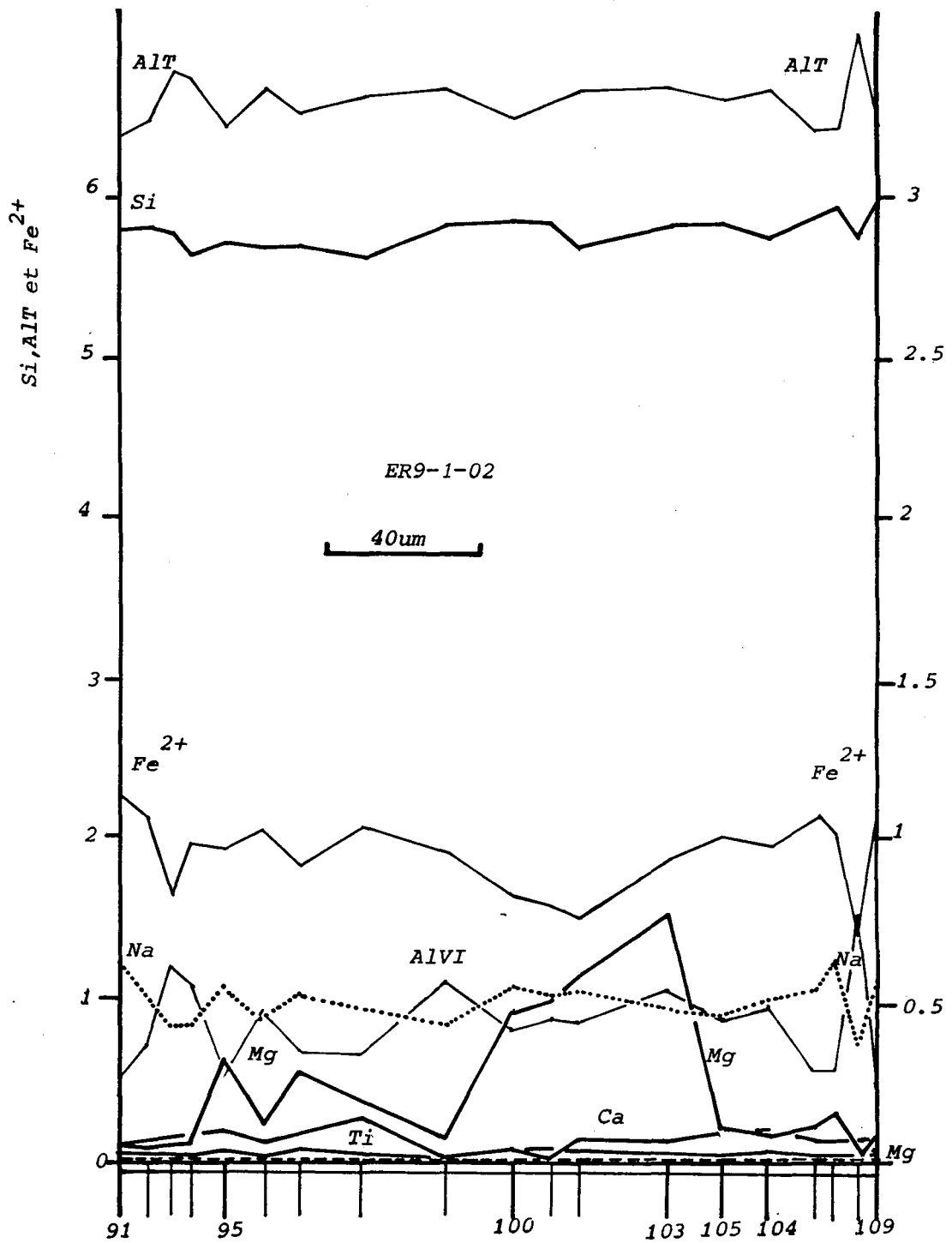


Fig. II-45c : Diagramme éléments chimiques vs distance entre points analysés à la microsonde (ER9-1-02).

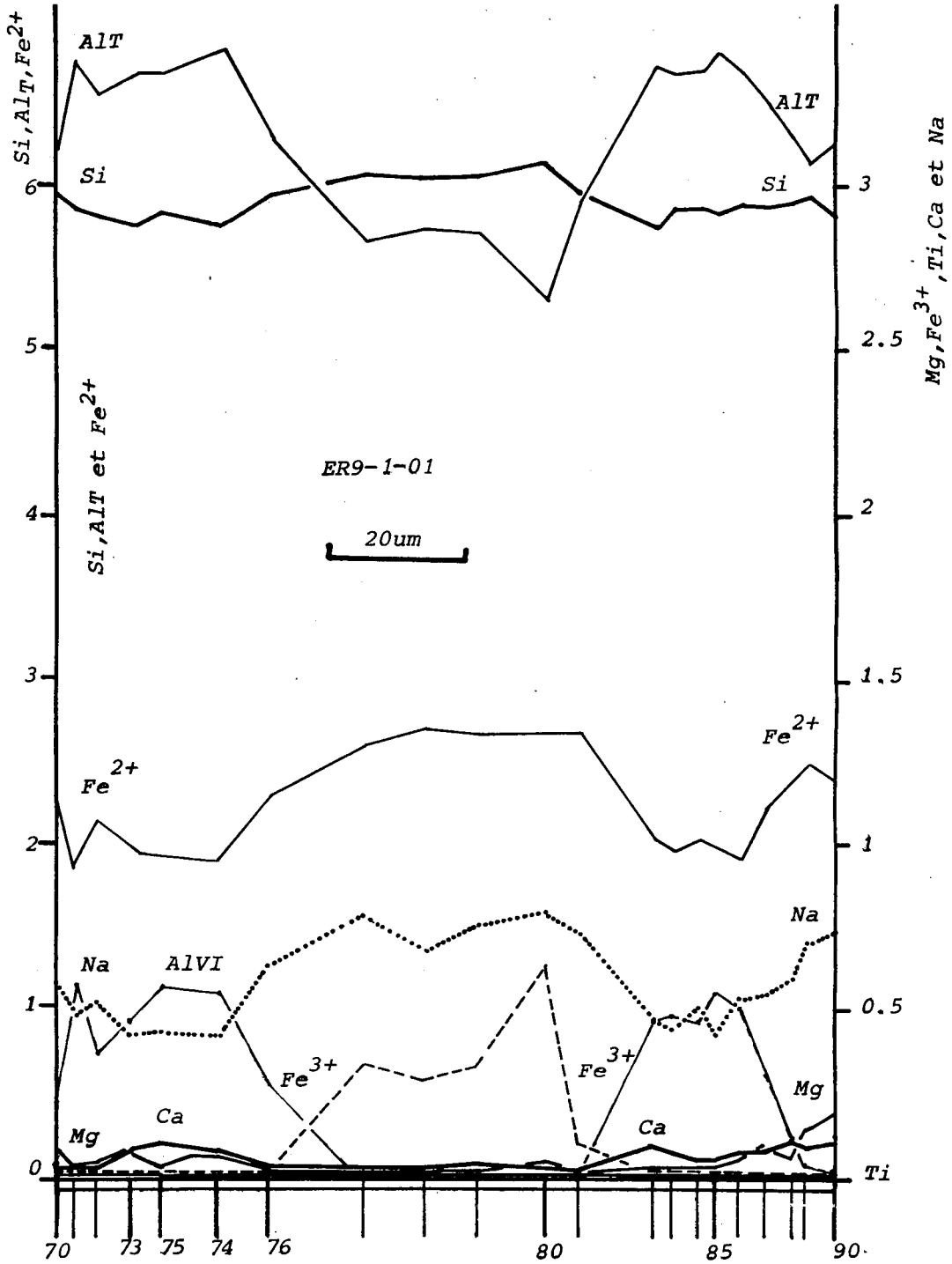


Fig. II-45d : Diagramme éléments chimiques vs distance entre points analysés à la microsonde (ER9-1-01).

3.3.3.2. Échantillon ER24

La tourmaline de l'échantillon ER24, dans le leucogranite à zinnwaldite, développée dans une veine quartzreuse qu'elle oblitère, semble toutefois antérieure à des veinules de muscovite en rosettes. Un seul cristal (ER24-26 ; tableau 46) a été étudié.

(i) Description

L'observation au MEB révèle une tourmaline zonée, avec une discontinuité correspondant à un arrêt de croissance, voire à un épisode de dissolution, dont la nécessité semble imposée par l'existence de discordances de la zonation au niveau de la discontinuité (figure II-50 a).

Projetées dans le diagramme de FOIT & ROSENBERG (1977), les analyses montrent les caractères des tourmalines à déficit d'alcalins (figure II-50 b).

Du coeur vers la périphérie, une évolution du chimisme est sensible, avec diminution de la teneur en Al et augmentation de la teneur en fer (figures II-50 c, d). Il s'agit globalement d'une tourmaline alumineuse et hypomagnésienne.

(ii) Interprétation de la zonation

Ramenée à ses grands traits, l'évolution du chimisme de cette tourmaline du coeur vers la périphérie est représentée sur la figure II-51. On observe que les discontinuités de croissance marquent peu dans les variations de la composition, qui se caractérisent par une oscillation de l'aluminium, anti-corrélé au fer et, semble-t-il, au magnésium et au sodium (à vrai dire très peu variables).

Il est facile de voir que, comme les tourmalines ER20, la tourmaline ER24-26 est équivalente à la zone IIIb de ER3-11 (voir la figure II-42). Il se confirme ainsi que les tourmalines associées aux veinules en compression "N-S" d'Ez-Zirari se corrélaient de façon satisfaisante à une partie de l'évolution des tourmalines d'Erif, pourtant distantes de plusieurs kilomètres.

3.4. Les tourmalines 2 développées sur épisyénites : Amahroq et Bled Sidi Otmane

Sont réunies dans ce paragraphe des tourmalines clairement associées à l'épisode de tourmalinisation surimposé aux muscovites ou aux épisyénites feldspathiques.

3.4.1. Les tourmalines de la coupole d'Amahroq

3.4.1.1 L'échantillon MB9

L'échantillon MB9 correspond à une veinule de tourmaline N170°E sécante sur un greisen dans la coupole d'Amahroq ; on sait (voir plus haut II-1-A et figure II-15) que ces veinules "alimentent" des poches de dissolution à tourmaline.

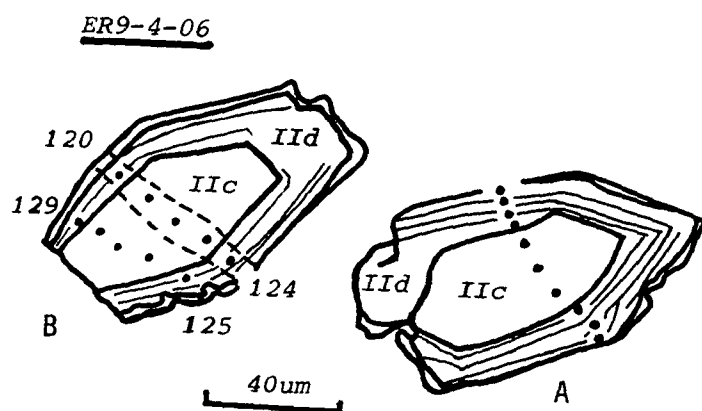
Deux magnifiques tourmalines zonées (MB9-07 : tableau 47 et MB9-09 : tableaux 48 a et b) ont fait l'objet d'une étude détaillée.

(i) Description

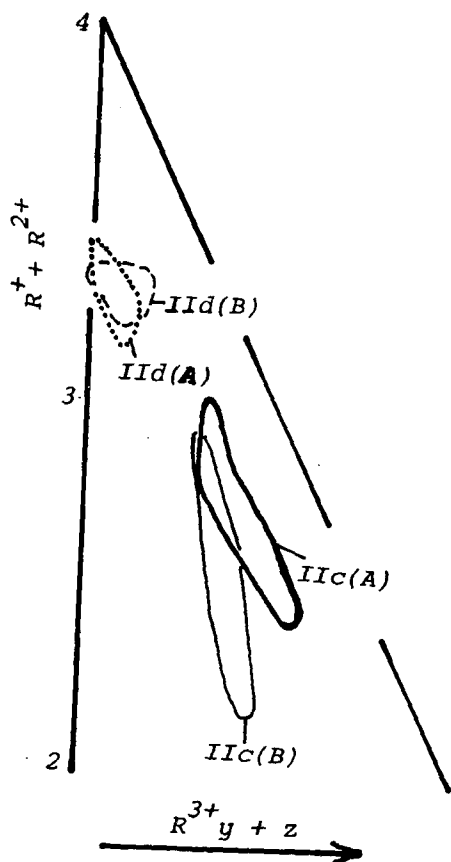
- a) Le cristal MB9-07 montre, sur l'image MEB en électrons secondaires, une zonation complexe, avec une succession de bandes de croissance, caractérisée par un coeur gris, une zone externe plus claire et un cortex où alternent bandes claires et foncées, avec des discontinuités soulignées par des discordances (figure II-52 a) ; on distingue ainsi quatre zones successives.

Projetées dans le diagramme de FOIT & ROSENBERG (1977), les analyses de ces zones sont celles de tourmalines à déficit d'alcalins (figure II-52 b).

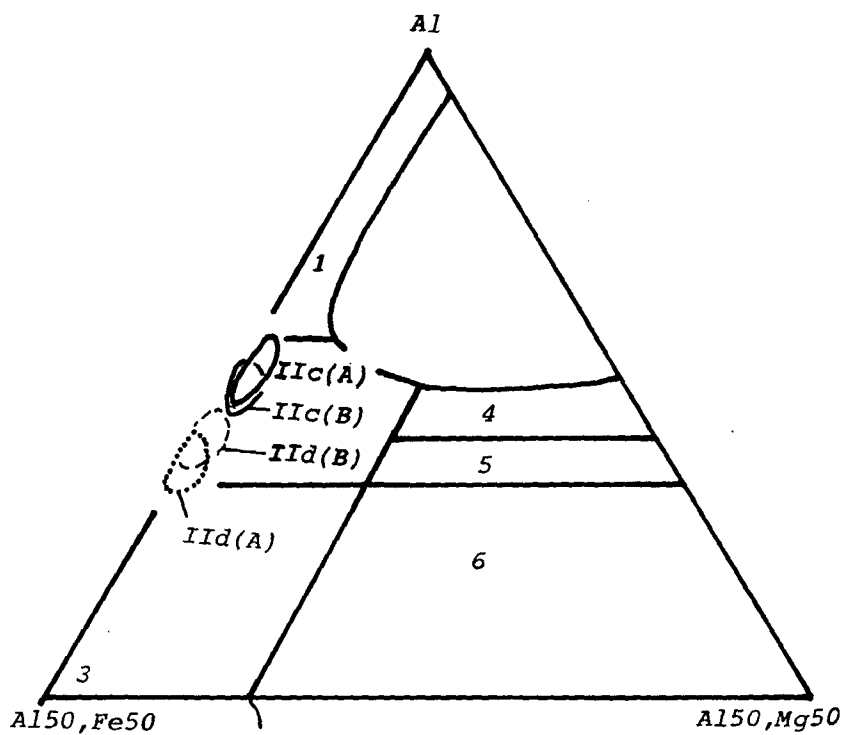
Fig. II-46 : Zonation de la tourmaline ER9-4-06 du secteur d'Amahroq (échantillon ER9).



a- Schéma interprétatif et position des points analysés à la microsonde.



b- Diagramme $R^{2+} + R^{3+}$ vs $R^{3+} y + z$



c- Diagramme Al-Fe_{tot}-Mg

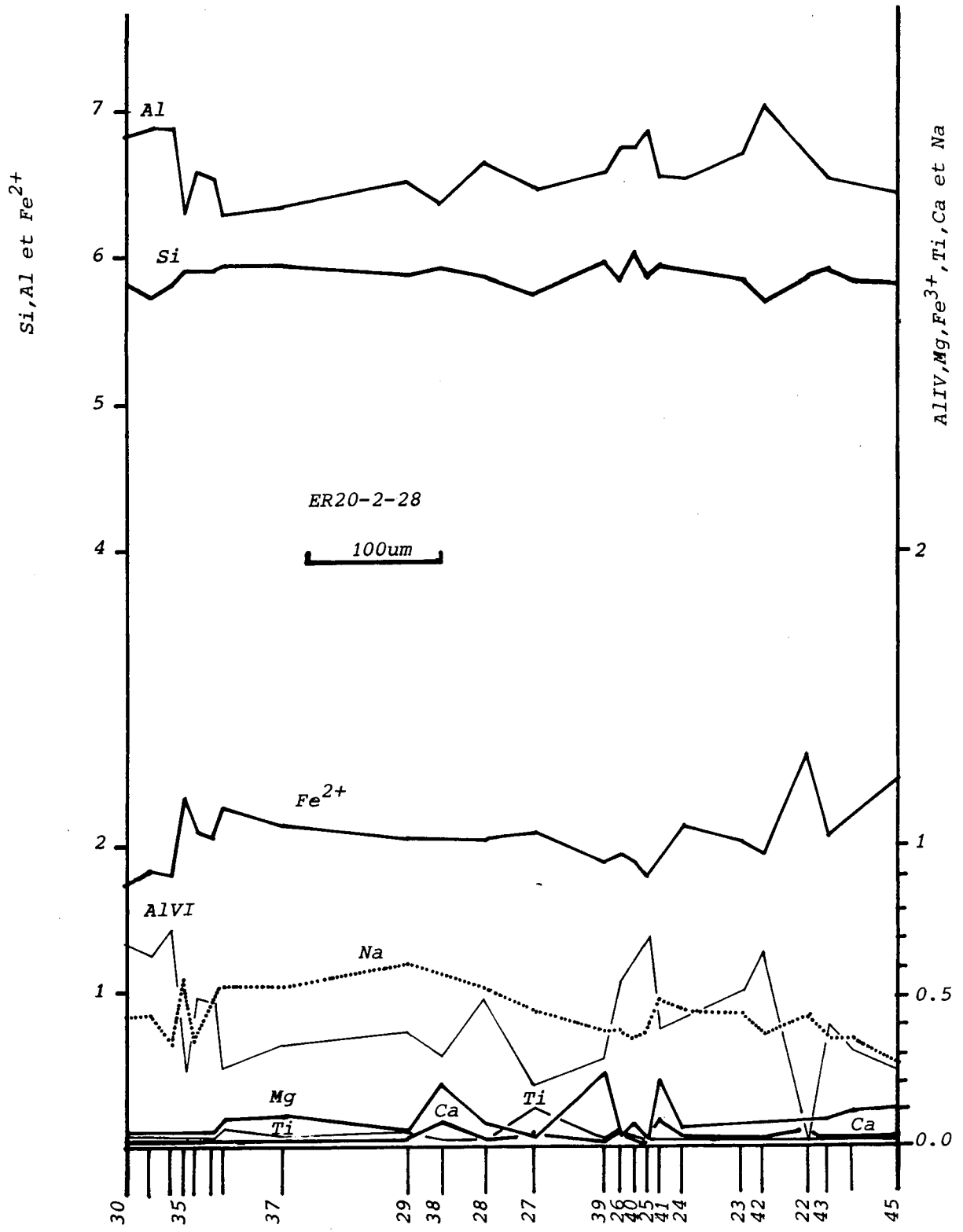
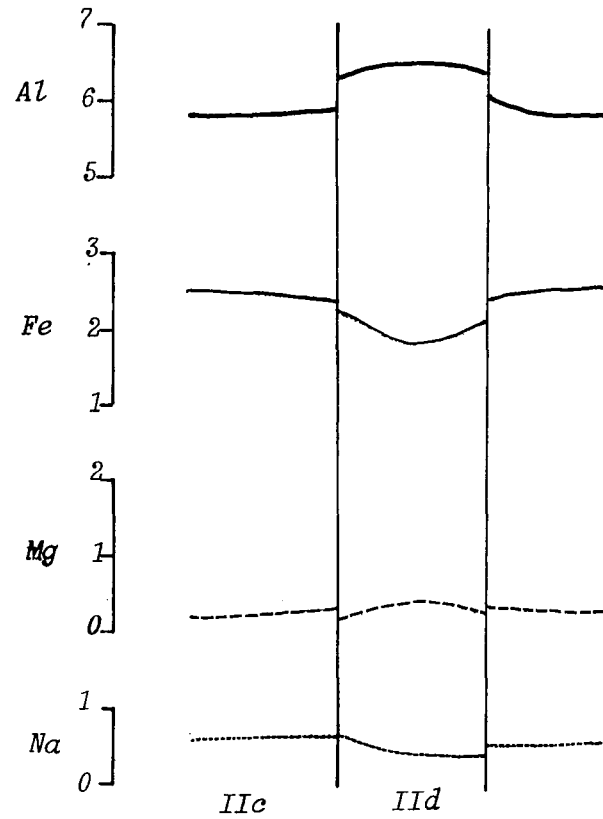


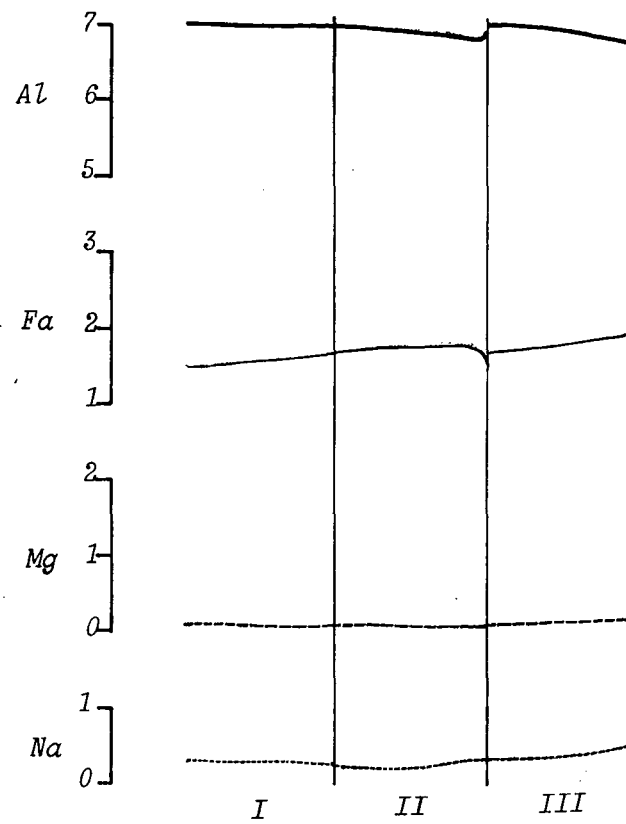
Fig. II-48e : Diagramme éléments chimiques vs distance entre points analysés à la microsonde (ER20-2-28).

Fig. II-47 : Synthèse de la zonation de la tourmaline ER9-06.

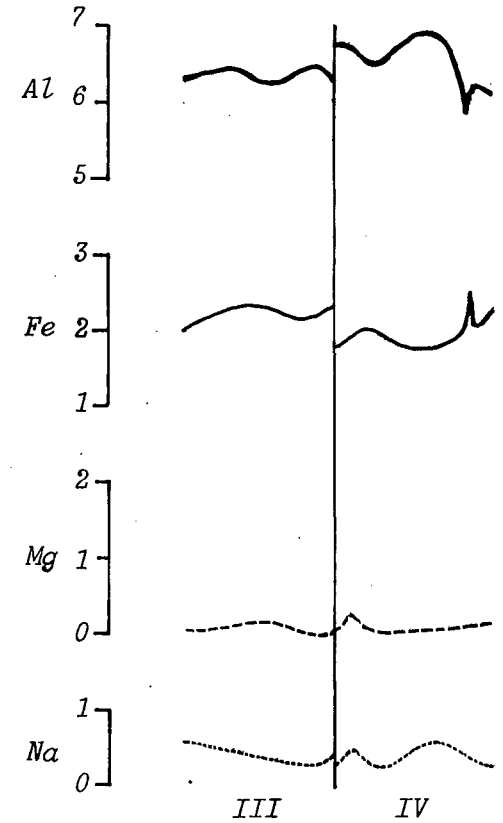


ER9-06

Fig. II-49 : Synthèse de la zonation des tourmalines ER20.



a. ER20-27



b. ER20-28

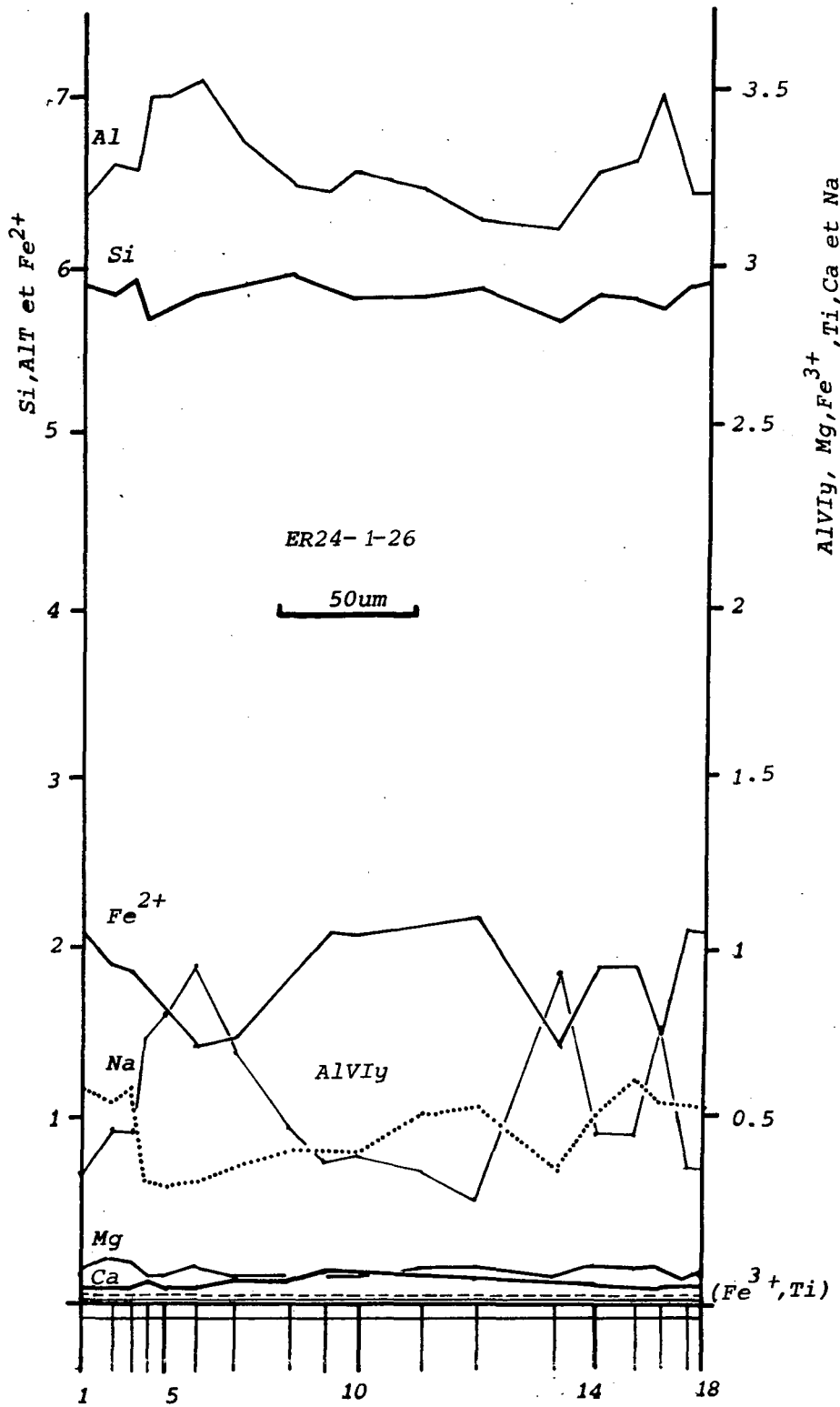


Fig. II-50d : Diagramme éléments chimiques vs distance entre points analysés à la microsonde.

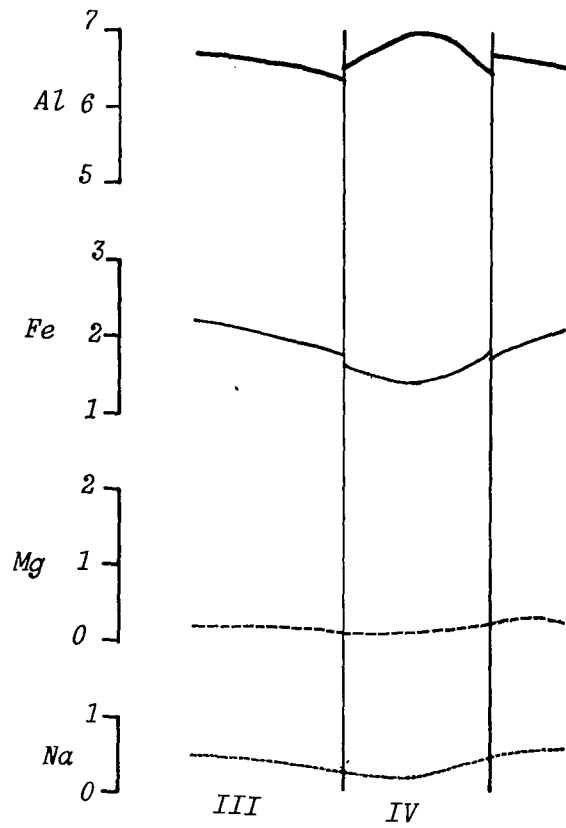
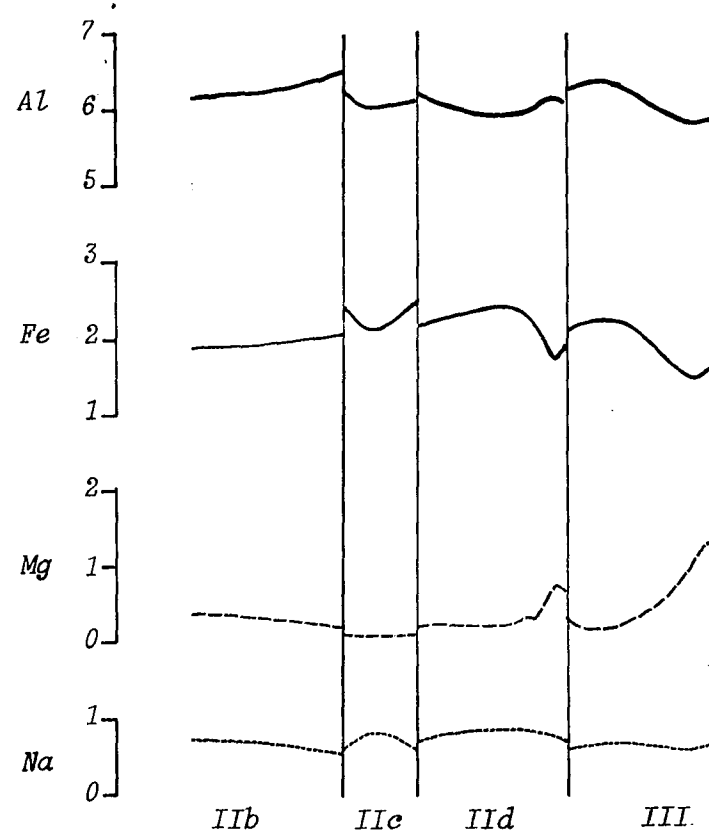
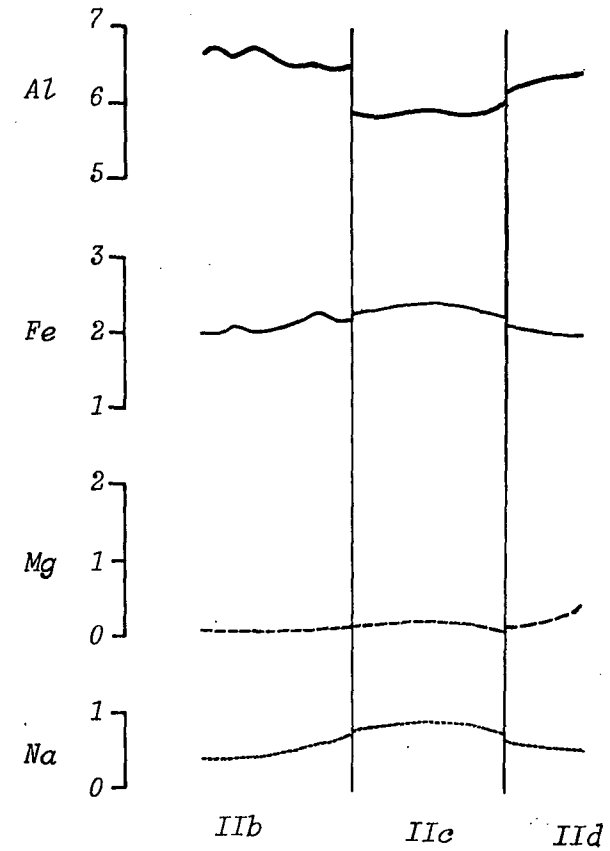


Fig. II-51 : Synthèse de la zonation de la
tourmaline ER24-26.

Fig. II-54 : Synthèse de la zonation des tourmalines MB9.



a. MB9-07



b. MB9-09

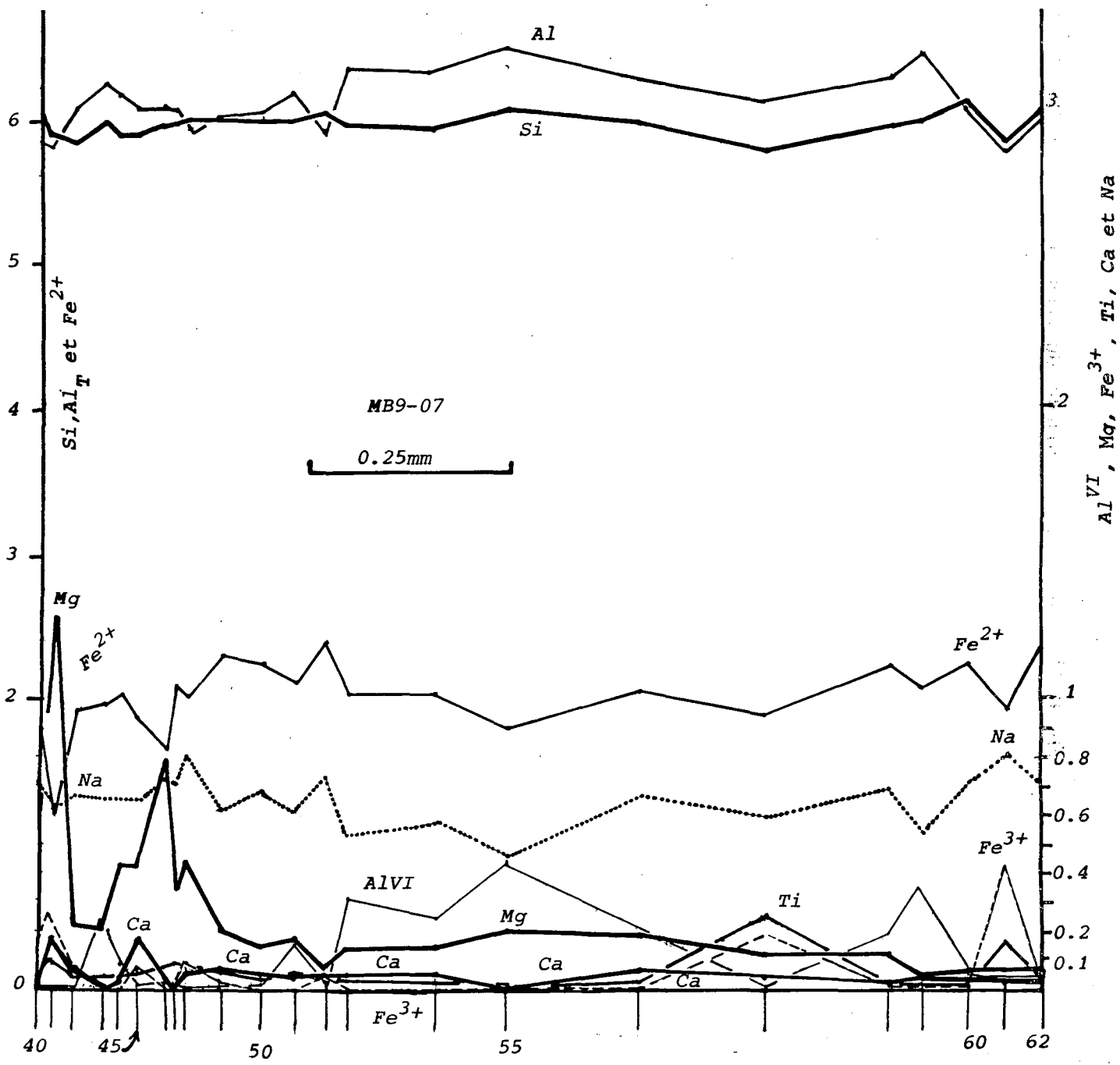
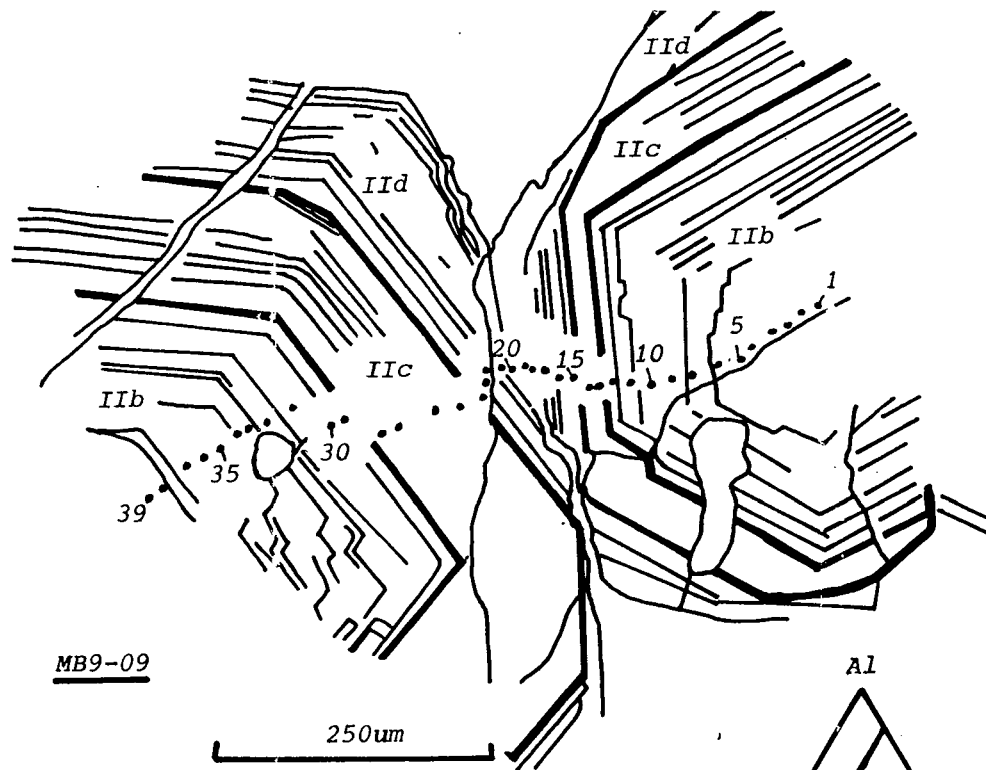
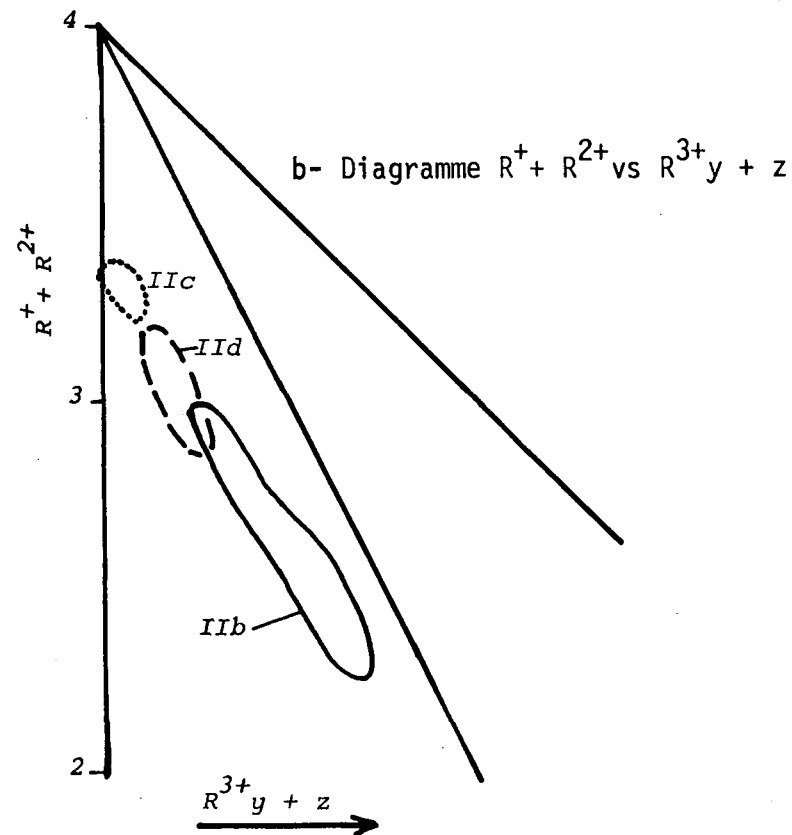


Fig. II-52d : Diagramme éléments vs distance entre points analysés à la microsonde (MB9-07).

Fig. II-53 : Zonation de la tourmaline du secteur d'Amahroq MB9-09 (échantillon MB9).

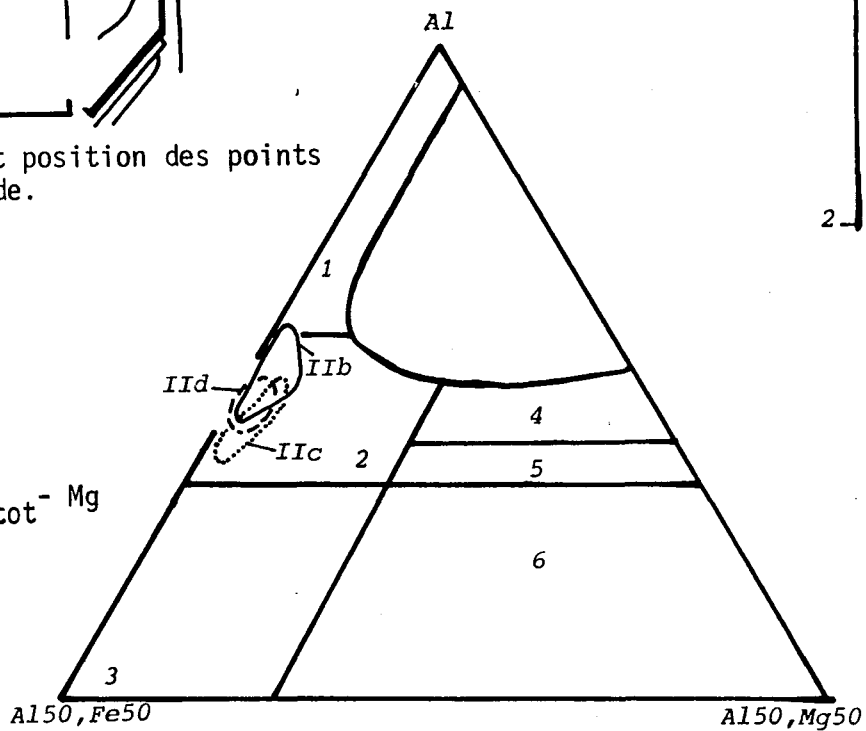


a- Schéma interprétatif et position des points analysés à la microsonde.



b- Diagramme $R^+ + R^{2+}$ vs R^{3+y+z}

c- Diagramme Al-Fe_{tot}-Mg



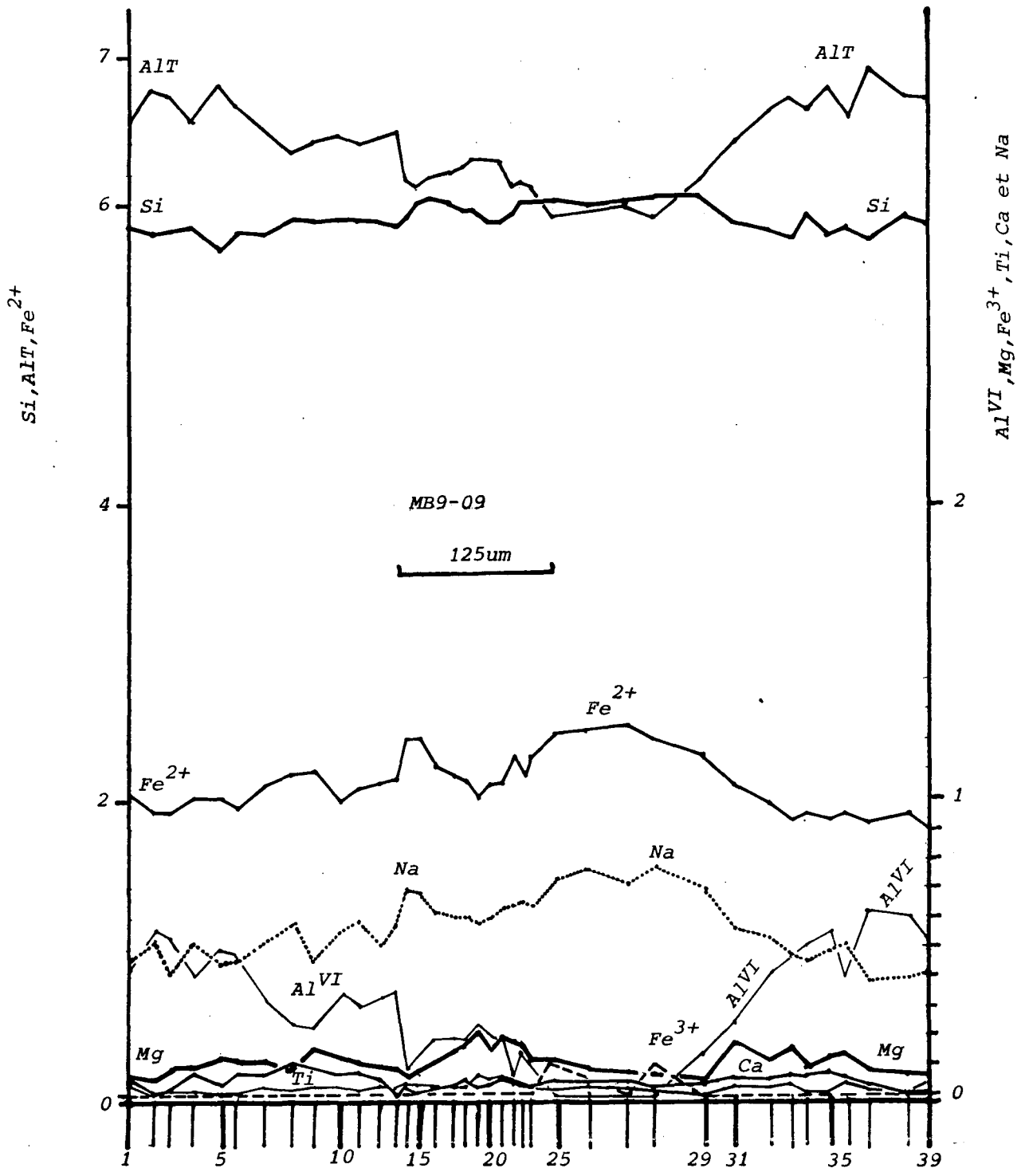


Fig. II-53d : Diagramme éléments chimiques vs distance entre points analysés à la microsonde (MB9-09).

- les zones I et III sont caractérisées par des teneurs en Al et Mg relativement fortes et des teneurs en Fe moyennes et par une variabilité modeste ;
- les zones III et IV sont hypoalumineuses et riches en fer, du moins à leur début, car elles montrent (surtout la zone IV) une nette tendance à la décroissance des teneurs en fer au cours du temps.

Les discontinuités entre zones correspondent à des discontinuités très marquées de la composition chimique.

(ii) Interprétation de la zonation

Ramenée à ses grands traits, la variation des compositions du coeur vers la périphérie du cristal T13-04 est représentée sur la figure II-59. Il convient de noter que ces variations intègrent de nombreuses discontinuités de deuxième ordre, associées aux bandes de croissance ; dans la zone IV, en particulier, chaque bande de croissance voit sa teneur en fer décroître et sa teneur en magnésium augmenter au cours du temps, la bande suivante correspondant à une discontinuité avec saut vers des teneurs en fer plus élevées que celles de la fin de la bande précédente.

Il est naturel de chercher à comparer cette évolution à celle des tourmalines d'Amahroq. Comme on peut le voir en confrontant les figures II-59 et 55, la tourmaline T13-04 a une architecture globale similaire à celle des tourmalines MB7 et MB9 :

- le coeur de T13-04 est comparable au coeur (zone IIb) de MB9-07, avec cependant, en fin de zone, une petite fluctuation qui n'y a pas d'équivalent ;
- la zone II de T13-04 semble correspondre (à la réserve d'une plus grande variabilité) à la zone IIc de MB9-07, avec laquelle elle partage en effet de fortes teneurs en fer associées à de basses teneurs en aluminium ;
- la zone III de T13-04 a des caractéristiques très similaires à celles du début de la zone II d de MB9-07, avec laquelle il convient donc de l'identifier ; la forte croissance du Mg typique de la fin de cette zone dans MB9-07 est absente de T13-04 - mais c'est ici que se place l'une des discontinuités majeures de la croissance de cette dernière ;
- enfin, la zone IV de T13-04 est très semblable aux zones IIc et III de MB7-19 ou à la zone III de MB9-07 (mais elle est sensiblement plus ferrifère en début de zone et moins magnésienne en fin de zone).

Il semble donc possible de conclure :

- d'une part, que l'histoire hydrothermale des tourmalines développées sur des manifestations épisyténitiques est fondamentalement la même à Amahroq et à Bled Sidi Otmane, deux sites pourtant séparés par plusieurs kilomètres ;
- d'autre part, qu'en intégrant les données relatives aux deux sites, il est possible d'en avoir une image encore plus complète.

3.5. Tourmalines 2 : veines "en compression E-W"

3.5.1. Ez-Zirari

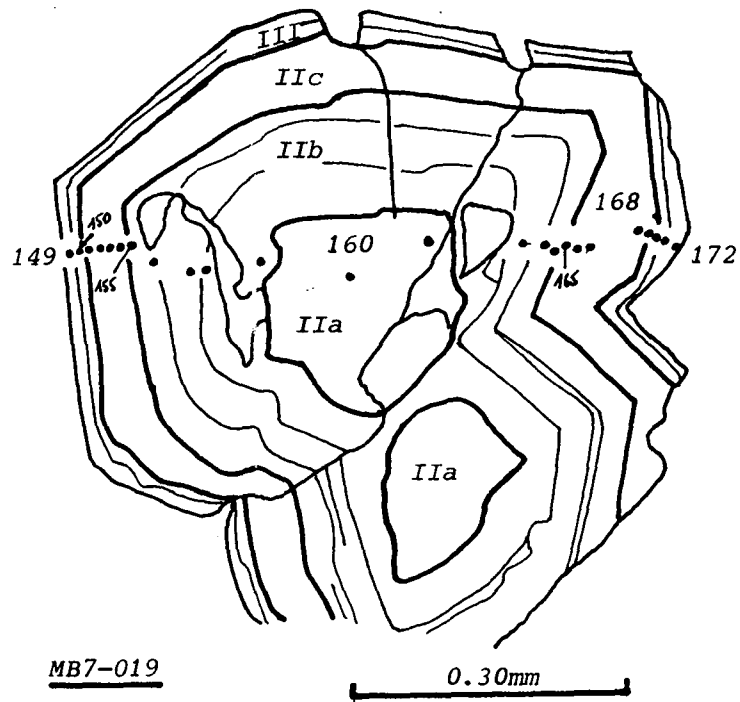
L'échantillon ER29 a été prélevé dans un dispositif en faille inverse (voir la figure II-21) dans le granite porphyroïde. Un seul cristal (ER29-30 ; tableau 50), très représentatif, a été étudié.

(i) Description

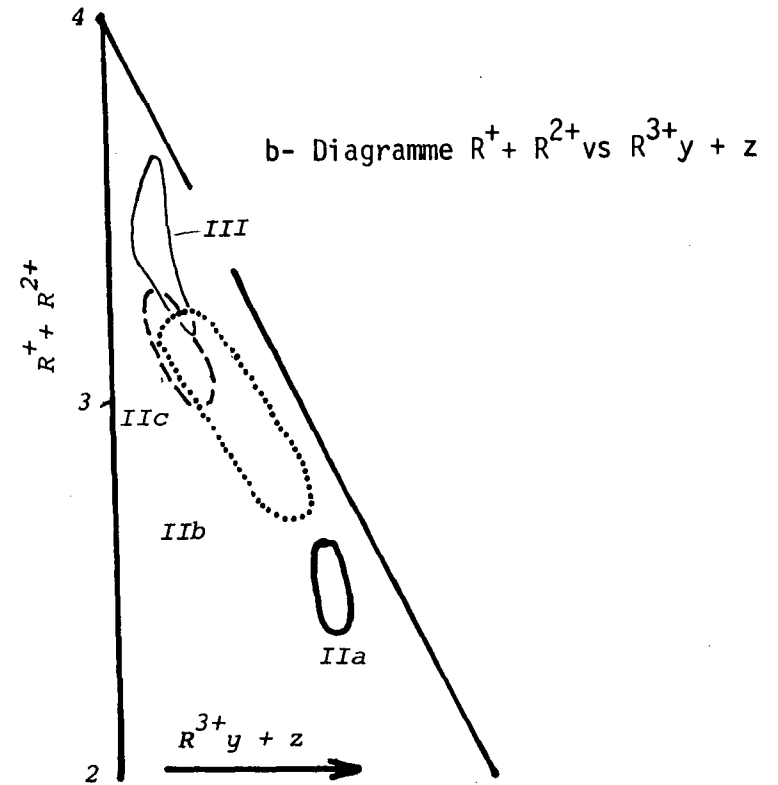
L'image MEB en électrons secondaires montre une faible zonation, avec deux zones bien tranchées séparées par une discontinuité, soulignée par une discordance (figure II-60 a) : le coeur (III), clair avec une frange sombre ; la périphérie, également claire, avec de rares bandes de croissance (IV, V).

Projetées dans le diagramme de FOIT & ROSENBERG (1977), les analyses de ces zones sont celles de tourmalines à déficit d'alcalins (figure II-60 b).

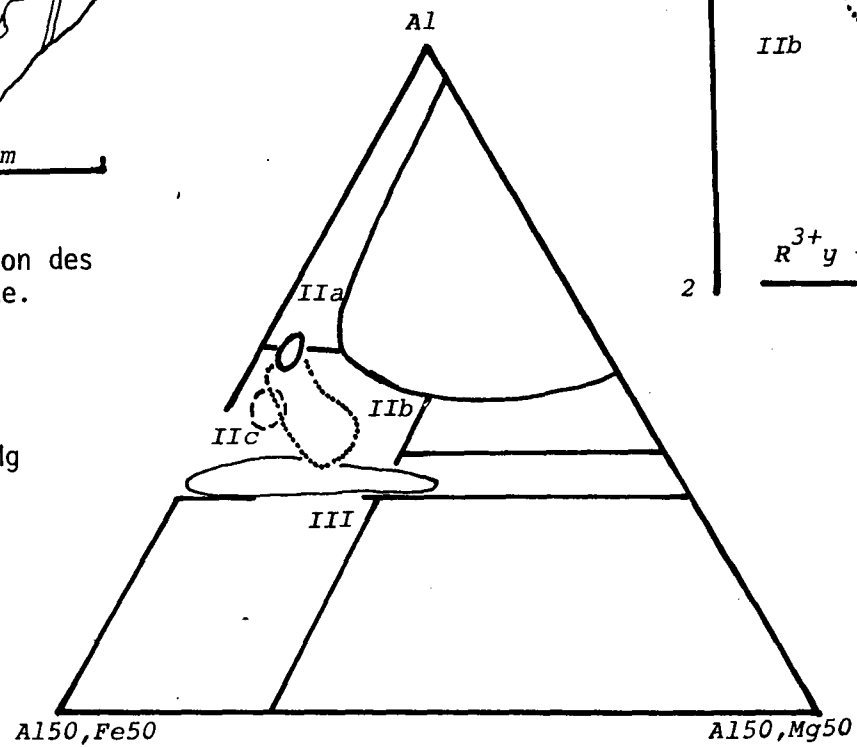
Fig. II-56 : Zonation de la tourmaline MB7-019 du secteur d'Amahroq (échantillon MB7).



a- Schéma interprétatif et position des points analysés à la microsonde.



c- Diagramme Al-Fe_{tot}-Mg



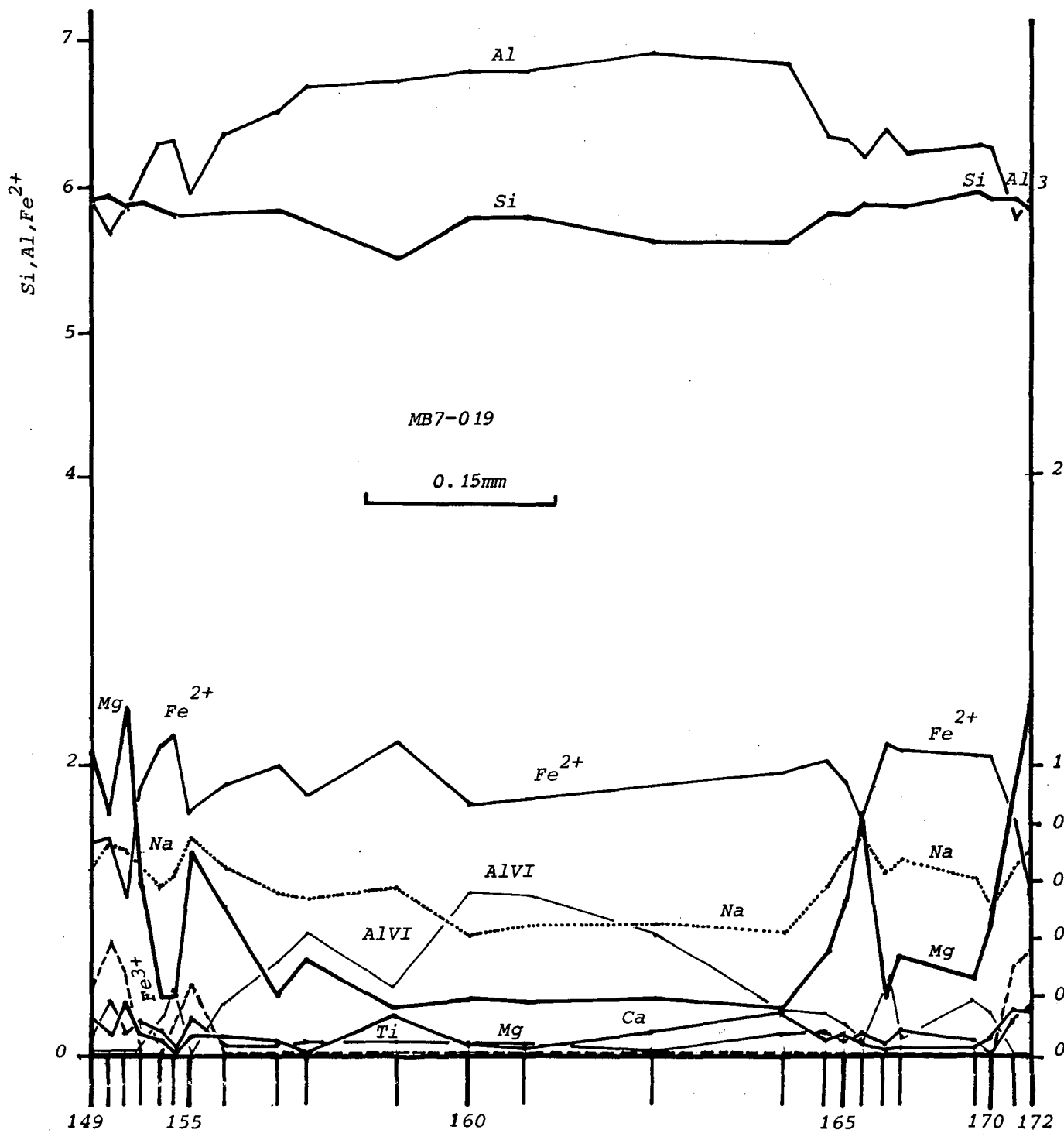


Fig. II-56d : Diagramme éléments chimiques vs distance entre points analysés à la microsonde (MB7-019).

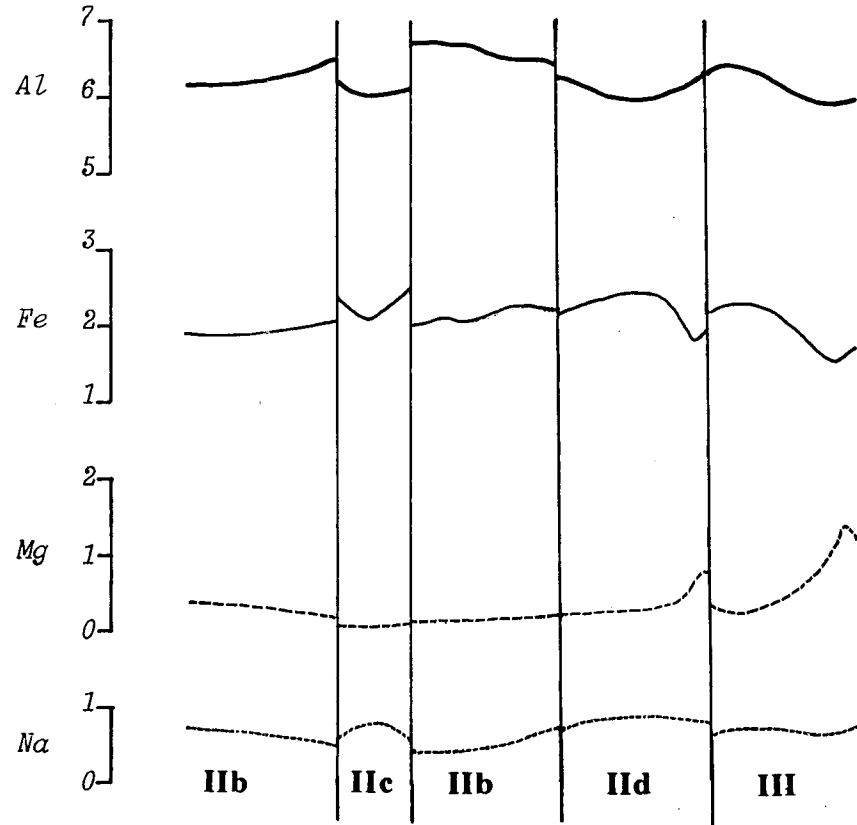


Fig. II-55 : Synthèse de la zonation des tourmalines MB9.

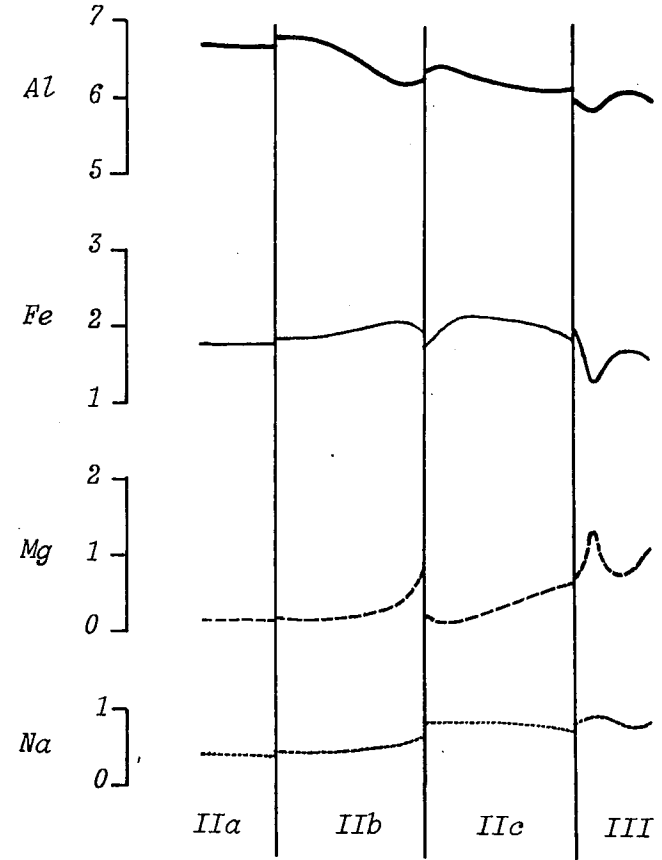
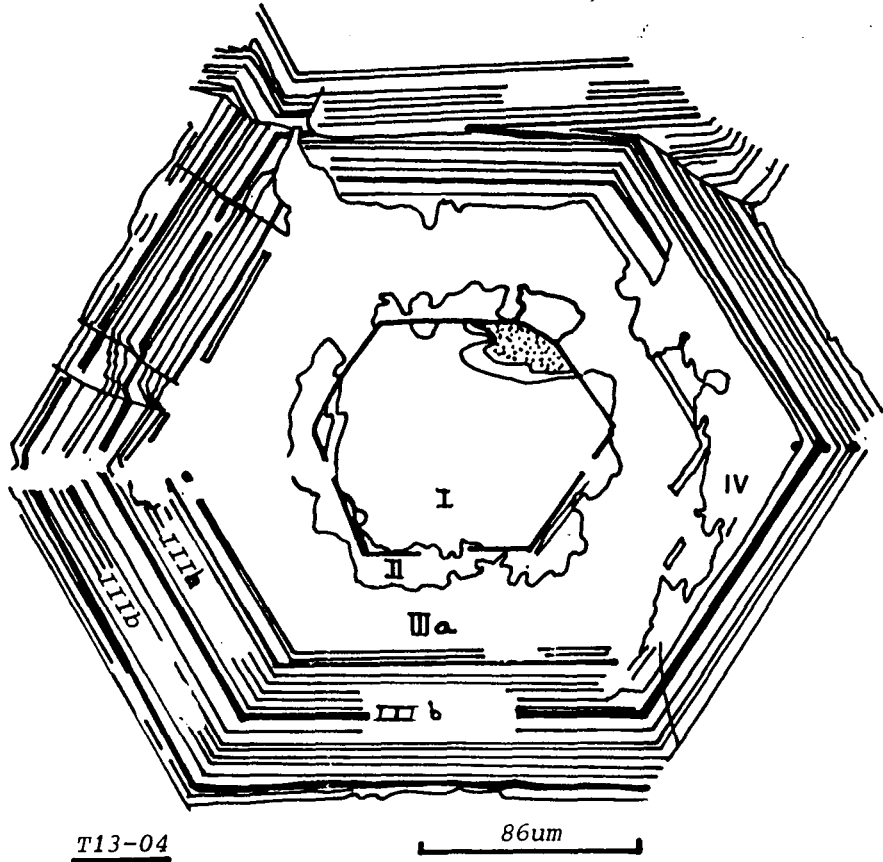
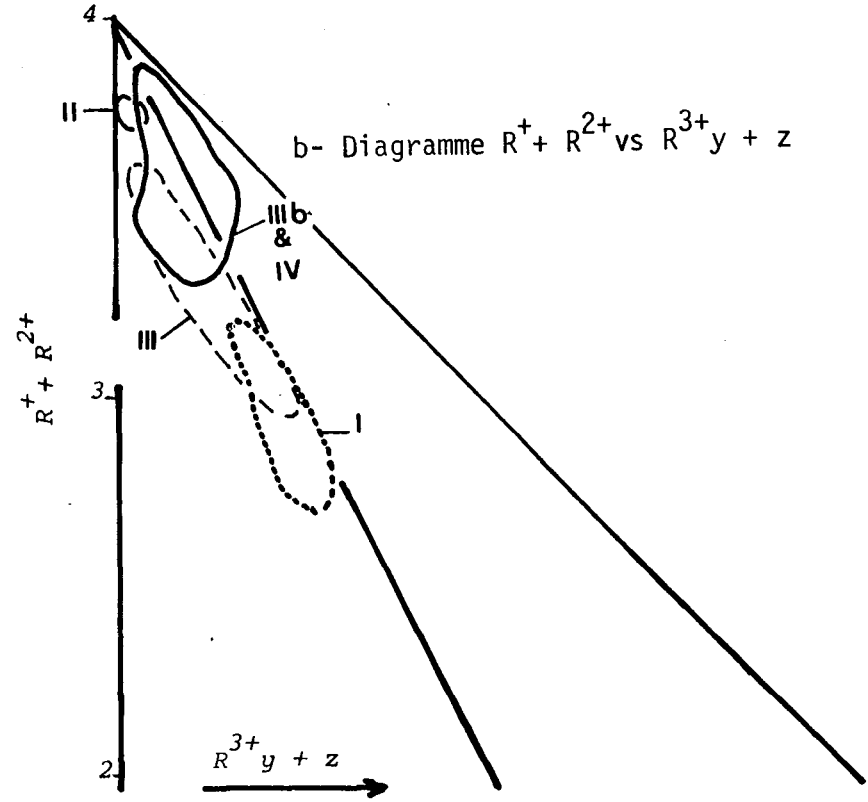


Fig. II-57 : Synthèse de la zonation de la tourmaline MB7-19.

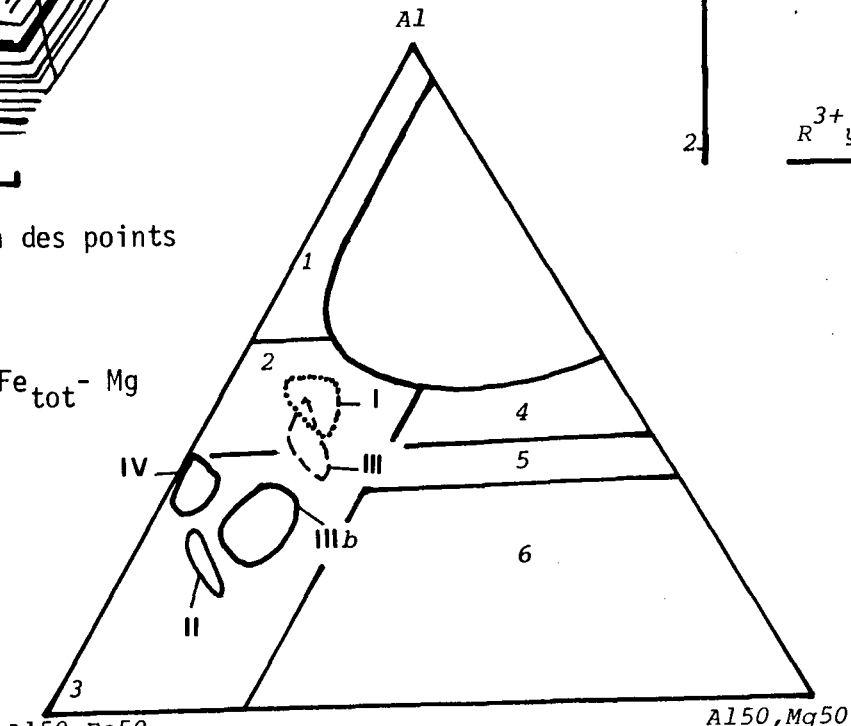
Fig. II-58 : Zonation de la tourmaline T13-04 du secteur de Bled Sidi Otmane (échantillon T13).



a- Schéma interprétatif et position des points analysés à la microsonde.



c- Diagramme Al-Fe_{tot}-Mg



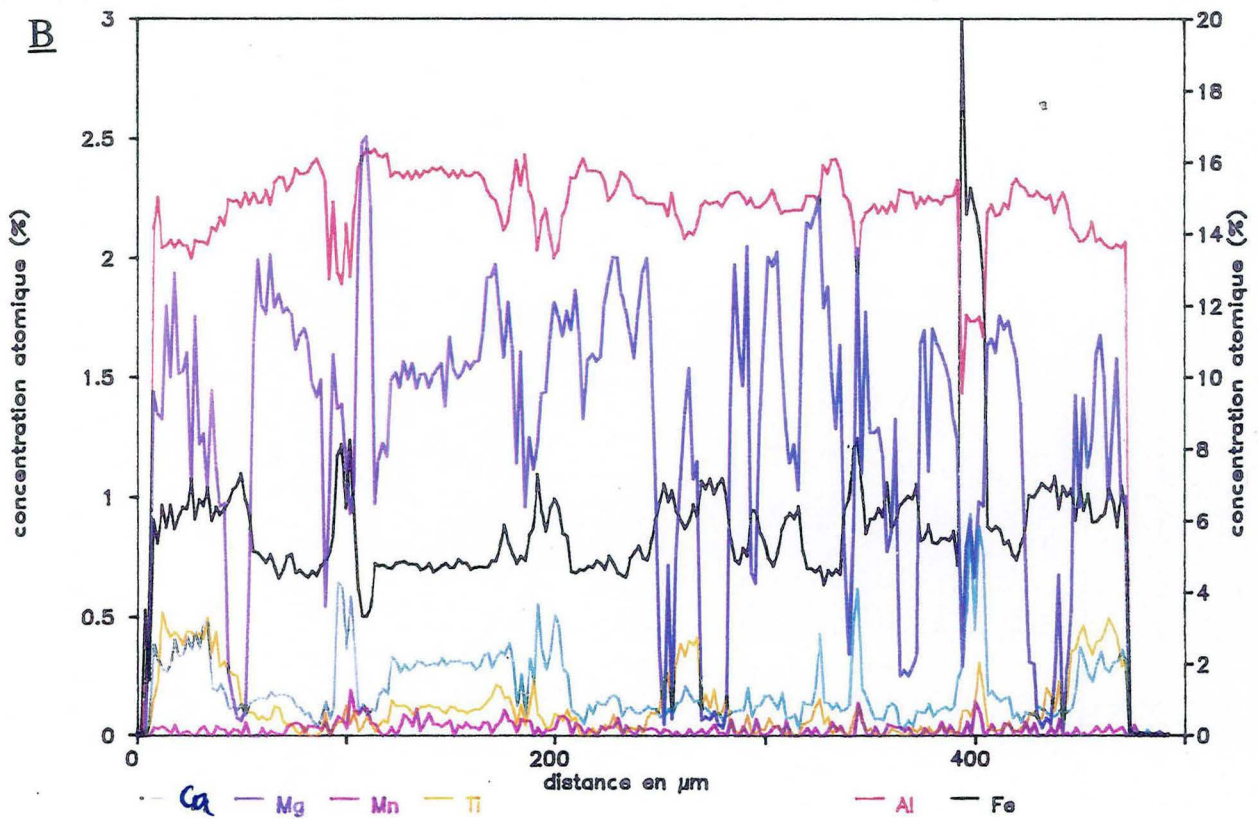
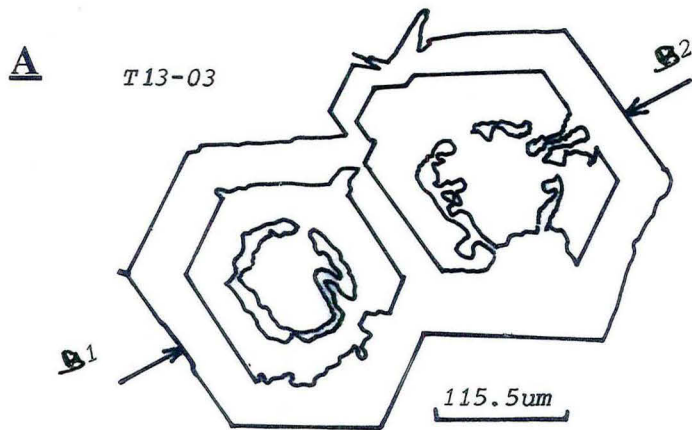


Fig. II-58 b : A. Localisation de la trajectoire des analyses à la microsonde SX 50 à travers les deux cristaux de la tourmaline T13-04 (coupe B1-B2).

B. Diagramme éléments chimiques en concentration atomique (%) versus distance en μm entre points analysés (à raison d'une analyse chaque 2 μm).

La composition, qui varie dans des limites assez étroites, est caractérisée par de fortes teneurs en aluminium et en fer et de basses teneurs en magnésium (figures II-60 c, d).

(ii) Interprétation de la zonation

Ramenée à ses grands traits, la variation des compositions du coeur vers la périphérie est représentée sur la figure II-61. Elle se caractérise par des changements successifs de la nature des corrélations entre éléments majeurs.

Ces caractères sont ceux des zones externes des tourmalines d'Amahroq ; comme on le voit facilement en comparant les figures II-61 et 55, les zones III, IV et V d'ER29 sont équivalentes aux zones IIb de MB9-09 , IId et III de MB9-07, respectivement.

3.5.2. Système central : Tawrirt

L'échantillon C38 provient d'une veinule de tourmaline, avec bordures rosées, d'un système décrochant en compression "E-W" au centre du massif du Ment (Tabouqlamt). Un seul cristal (C38-20) a été étudié.

(i) Description

L'image MEB en électrons secondaires montre un cristal fortement zoné, où, à partir d'un coeur sombre, alternent bandes claires et sombres ; dans le cortex, clair, se distinguent une série de microzones. Des discontinuités et des discordances soulignent des arrêts de croissance ; on peut définir quatre zones majeures (Ia à c et II, sur la figure II-62 a).

Projetées dans le diagramme de FOIT & ROSENBERG (1977), la plupart des analyses montrent les caractères des tourmalines à déficit d'alcalins (figure II-62 b).

Le chimisme apparaît très variable, avec une forte variation des teneurs d'une zone à l'autre et, notamment, une nette décroissance de Al dans la zone externe (figures II-62 c, d).

(ii) Interprétation de la zonation

Ramenée à ses grands traits, la variation de la composition de la tourmaline C38-20 du coeur vers la périphérie est représentée sur la figure II-63. On observe, entre la zone I et la zone II, une nette inversion des rapports entre fer et aluminium qui, d'anti-corrélés au coeur, deviennent corrélés dans le cortex ; Mg reste constamment anti-corrélé au fer, tandis que Na suit constamment le fer.

Ces caractères sont ceux des zones externes des tourmalines d'Amahroq ; la comparaison des figures II-63 et 55 montre que les zones Ic et II de C38-20 sont équivalentes à celles des zones IId et III de MB9-07, respectivement ; les zones Ia et Ib de C38-20, aux caractères peu contrastés, se corrélaient assez facilement, quant à elles, avec la zone IIb de MB9-09.

Par voie de conséquence, les deux tourmalines tardives que sont ER29-30 et C38-20 présentent de grandes ressemblances ; plus précisément, les deux zones externes de ces deux tourmalines sont strictement équivalentes ; la ressemblance est cependant moins prononcée entre les coeurs.

Si cette interprétation est adoptée, il en résulte une fois de plus que les systèmes hydrothermaux du Ment montrent des évolutions comparables dans des sites séparés par plusieurs kilomètres.

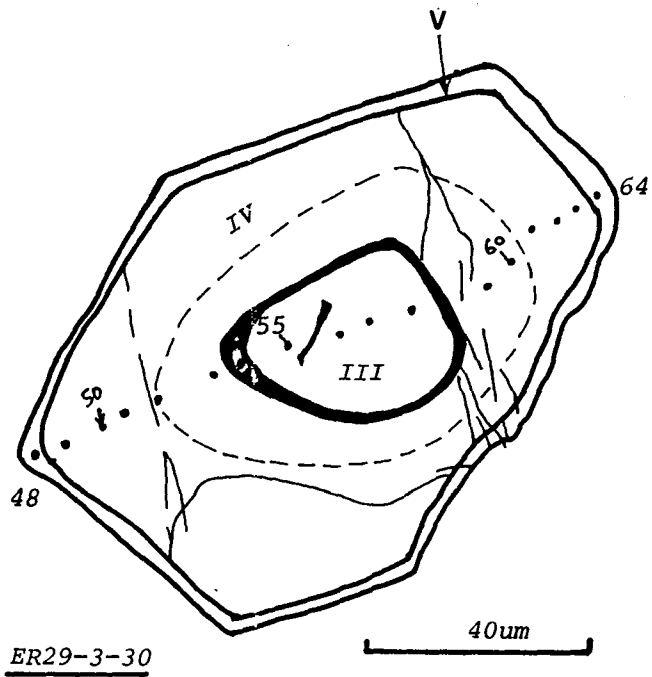
4. SYNTHÈSE ET DISCUSSION

4.1. Récapitulation des données

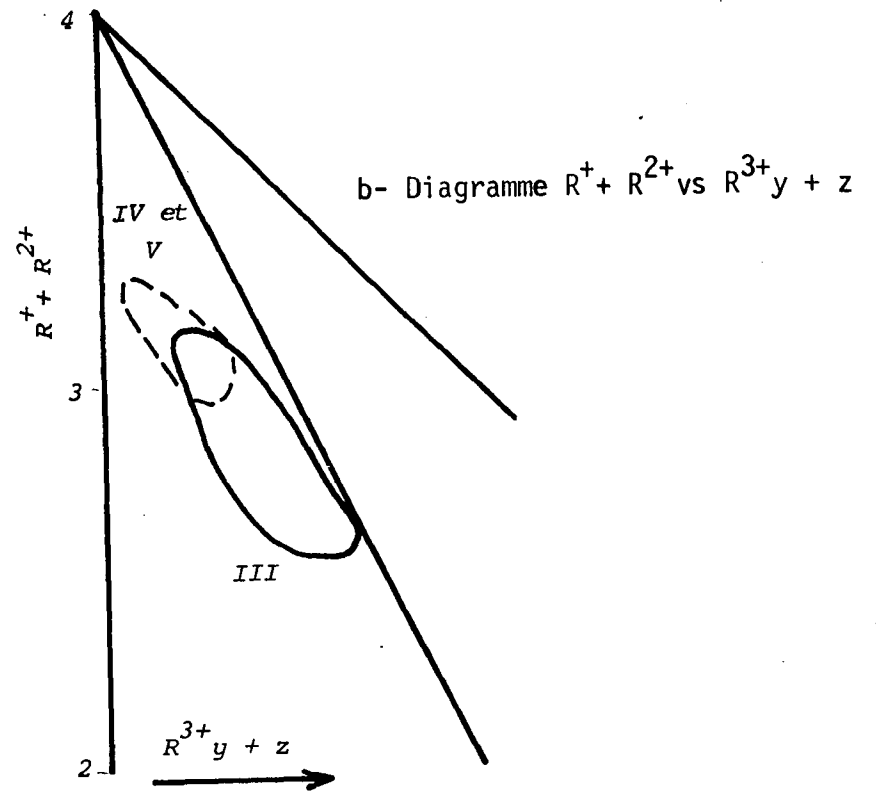
Des descriptions qui précèdent ressortent les points suivants :

- à chacun des trois groupes de tourmalines 2 que l'on peut définir correspondent des variations bien définies de la composition, que l'on peut corréler d'un site à l'autre, à des distances de plusieurs kilomètres ;

Fig. II-60 : Zonation de la tourmaline ER29-3-30 du secteur d'Ez-Zirari (échantillon ER29).



a- Schéma interprétatif et position des points analysés à la microsonde.



b- Diagramme $R^+ + R^{2+}$ vs $R^{3+} y + z$

c- Diagramme Al-Fe_{tot}-Mg

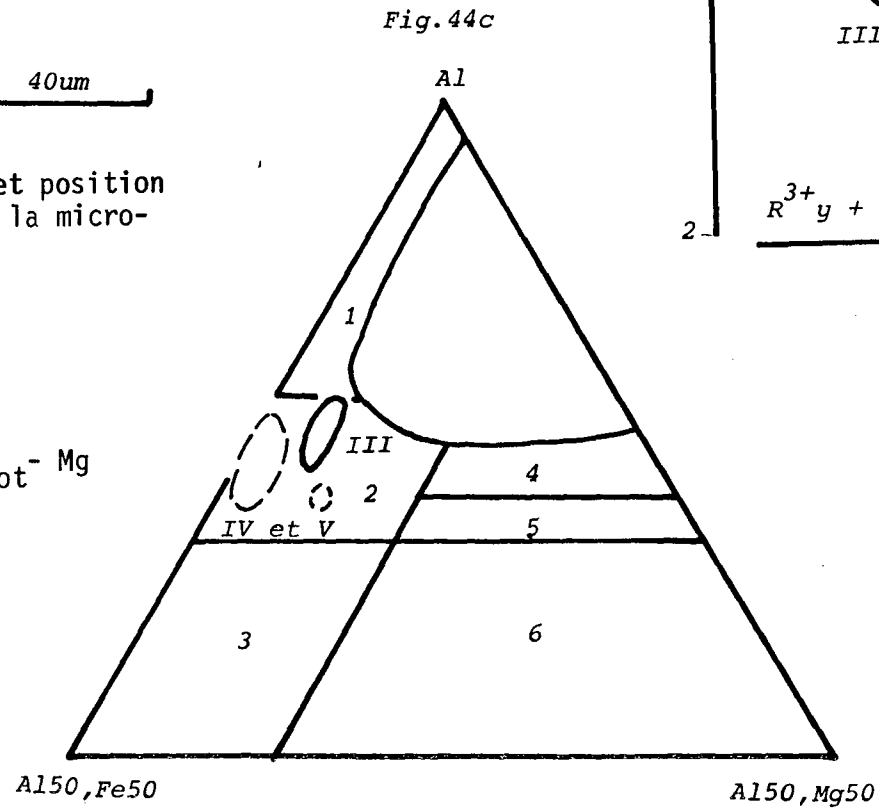


Fig. 44c

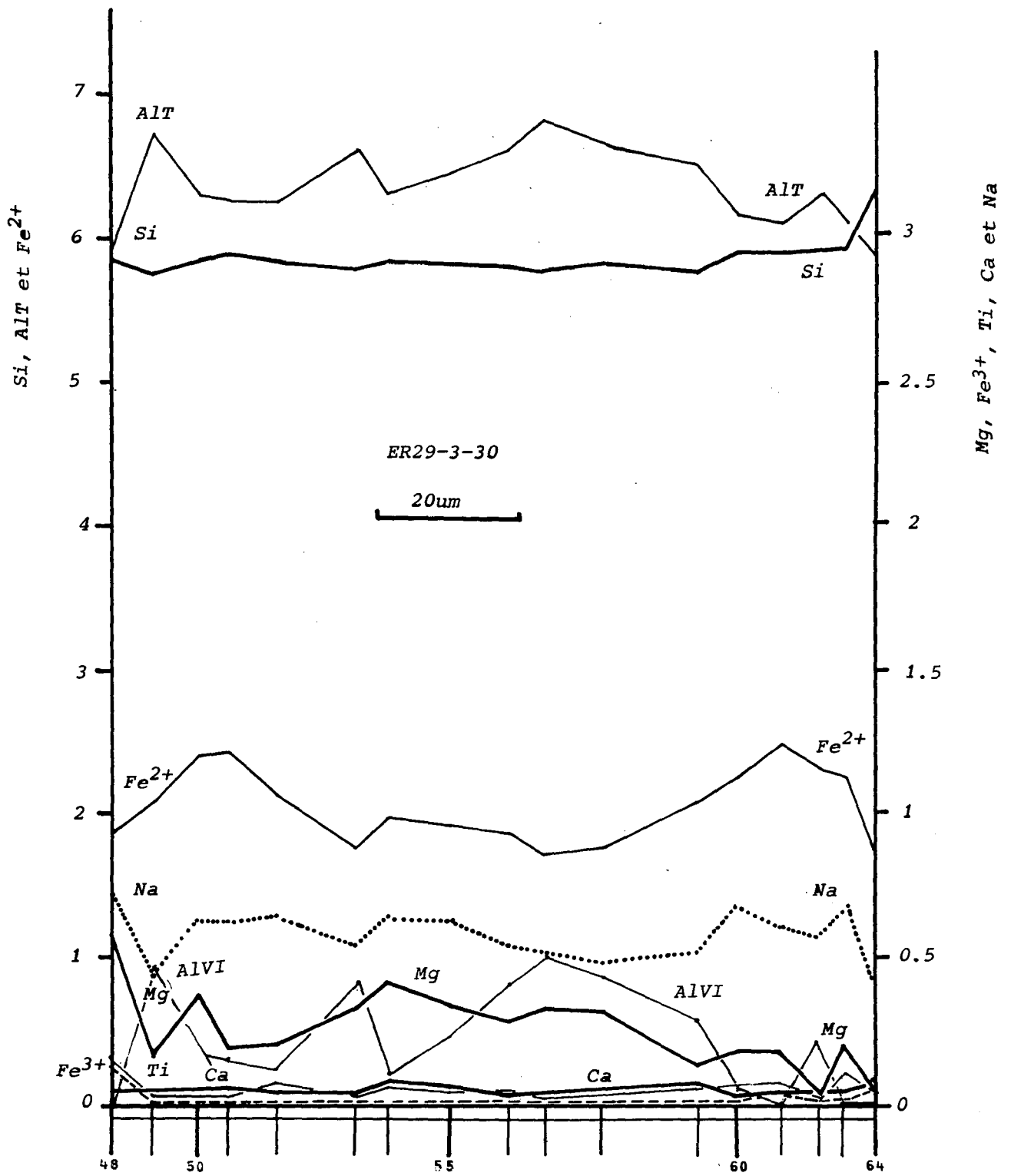


Fig. II-60d : Diagramme éléments chimiques vs distance entre points analysés à la microsonde (ER29-3-30).

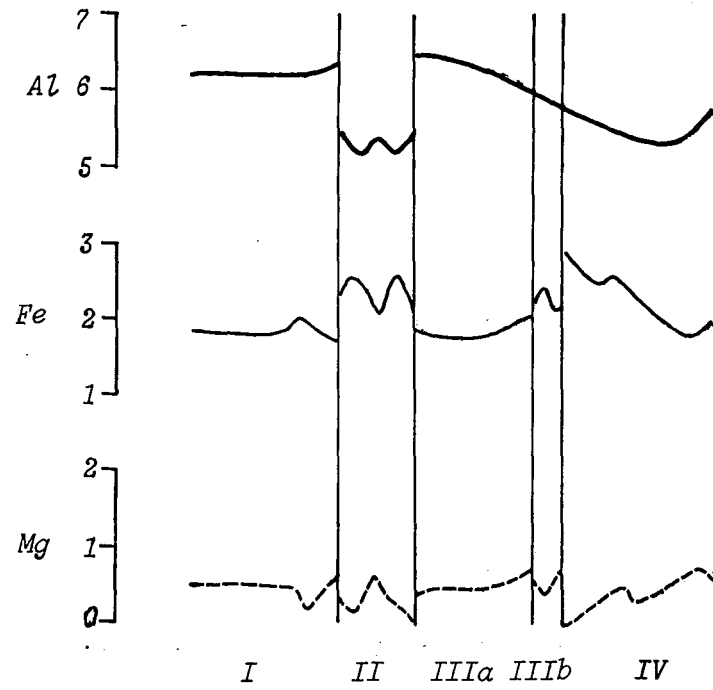


Fig. II-59 : Synthèse de la zonation de la tourmaline T13-04.

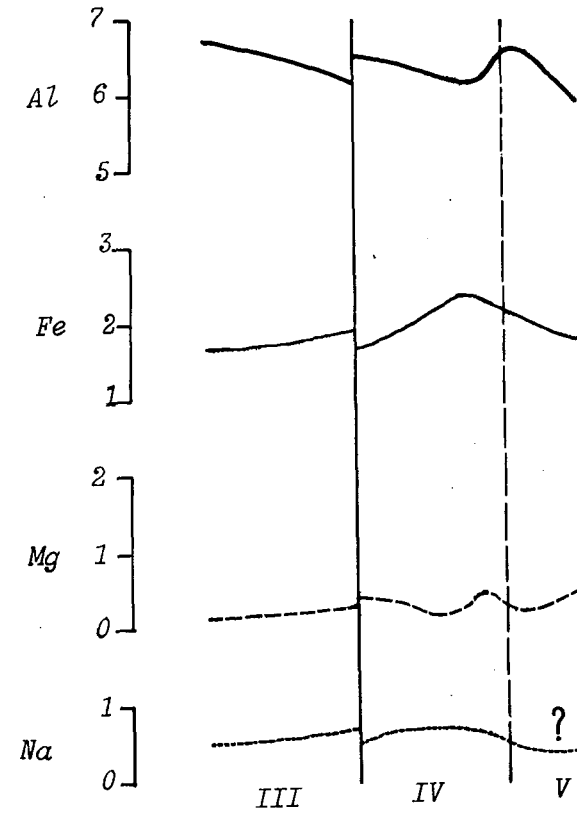
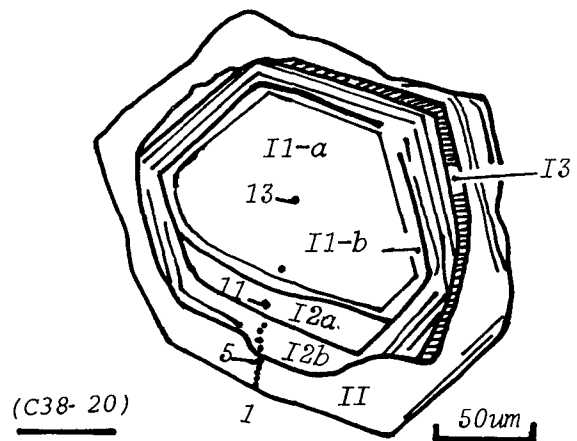
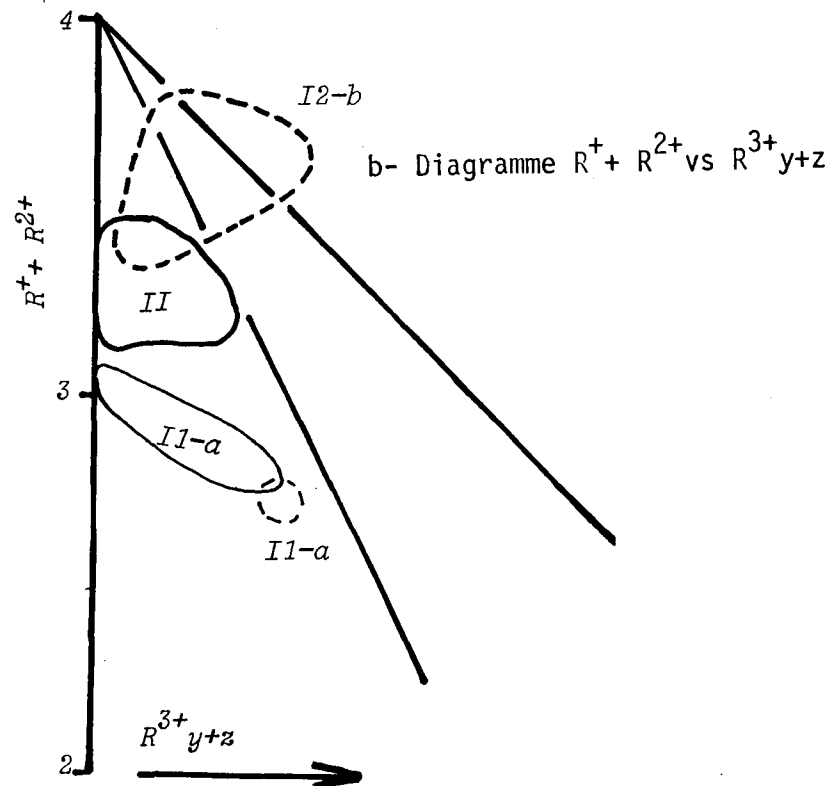


Fig. II-61 : Synthèse de la zonation de la tourmaline ER29.

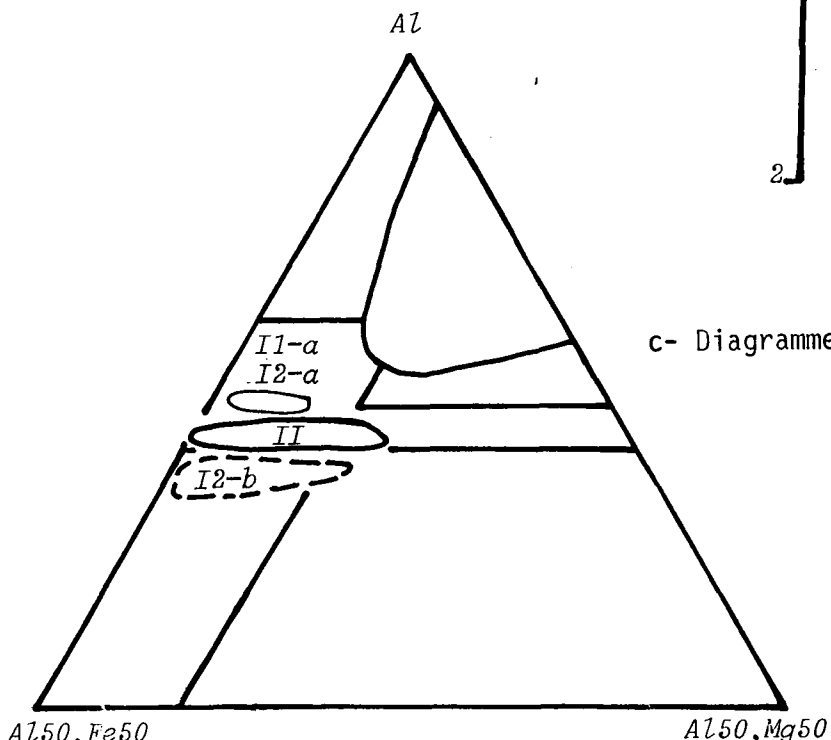
Fig. II-62 : Zonation de la tourmaline C38-20 du secteur de Tawrit (échantillon C38).



a- Schéma interprétatif et position des points analysés à la microsonde.



b- Diagramme $R^+ + R^{2+}$ vs $R^{3+} y+z$



c- Diagramme Al-Fe_{tot}-Mg

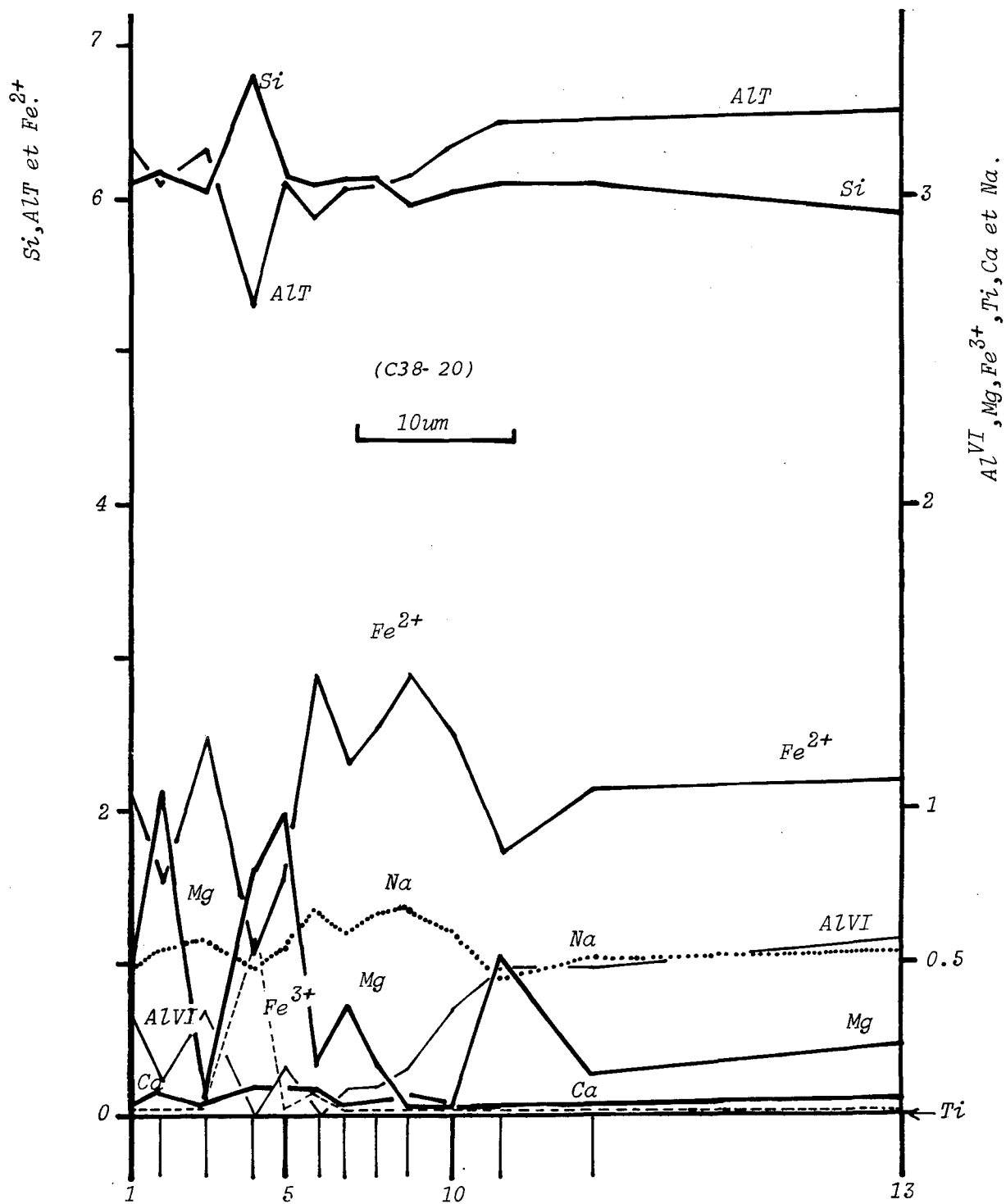


Fig. II-62d : Diagramme éléments chimiques vs distance entre points analysés à la microsonde (C38-20).

- les cristaux élémentaires n'enregistrent que de façon lacunaire ces variations, mais plusieurs cristaux d'un même site peuvent se montrer complémentaires, permettant la construction d'évolutions théoriques de la composition au cours du temps ;

- certains cristaux enregistrent une grande partie de l'histoire ; d'autres, au contraire, n'en reflètent qu'une fraction limitée ; le travail de corrélation des variations de la composition d'un cristal à un autre doit ainsi tenir compte de ce que tel événement, qui se marque par une zone unique de quelques dizaines de micromètres dans un cristal A, peut fort bien se manifester sous forme d'une succession de zones, formant la totalité d'un second cristal B. Il s'agit là certainement de manifestations de cinétiques de croissance différentes, que l'on peut envisager de mettre en relation avec les positions des tourmalines considérées par rapport aux drains majeurs du système hydrothermal.

Les trois groupes définis correspondent respectivement aux tourmalines des veinules "en compression N-S" (type Errif) ; aux tourmalines de remplacement des épiysénites feldspathiques et des muscovitites (type Amahroq) ; et aux tourmalines des veinules "en compression E-W" (type Tawrirt).

L'examen des courbes synthétiques de variations des compositions pour chacun de ces trois groupes (figure II-64) montre qu'aucun recouvrement n'est envisageable entre les évolutions des types "Errif" et "Amahroq". En revanche, le type "Tawrirt" se corrèle parfaitement avec la fin de l'évolution du type "Amahroq".

On sait par ailleurs que les veines "en compression E-W" sont d'expression plus tardive que les veines "en compression N-S". Il est donc permis de conclure que les évolutions d'Errif, d'Amahroq (*pro parte*) et de Tawrirt se succèdent dans le temps, dessinant une sorte "d'échelle stratigraphique" pour le système hydrothermal boré du massif du Ment (figure II-64).

4.2. Interprétation

En utilisant le diagramme de HENRY & GUIDOTTI (1985), il est possible de montrer que les données précédentes s'interprètent en termes de mélanges de fluides.

4.2.1. Principes de l'interprétation

Les variations de composition des tourmalines du Ment se font selon trois modalités distinctes : (i) Al est corrélé à Fe et anti-corrélé à Mg ; (ii) Al est corrélé à Mg et anti-corrélé à Fe ; (iii) Al est anti-corrélé à Fe et à Mg.

Ces trois modalités peuvent s'interpréter comme résultant du mélange de trois types de fluides, A, M et F, respectivement "alumineux", "magnésien" et "ferrifère", que l'on peut représenter dans le diagramme de HENRY & GUIDOTTI (1985) par la composition de tourmalines qui seraient en équilibre avec eux, ce qui donne lieu au modèle suivant (figure II-65) :

- lorsque Al est corrélé à Fe et anti-corrélé à Mg, les évolutions correspondent au mélange d'une mixture définie entre A et F avec le pôle M, selon le type de trend figuré en II-65 a ;

- lorsque Al est corrélé à Mg et anti-corrélé à Fe, les évolutions correspondent au mélange d'une mixture définie entre A et M avec le pôle F, selon le type de trend figuré en II-65 b ;

- enfin, lorsque Al est anti-corrélé à la fois à Mg et à Fe, les évolutions correspondent au mélange d'une mixture définie entre M et F avec le pôle A, selon le type de trend figuré en II-65 c

4.2.2. Validation du modèle

4.2.2.1. Définition des pôles A, M et F

L'examen des diagrammes de HENRY & GUIDOTTI (1985) pour les différentes tourmalines étudiées (figures II-66 et 67) montre que le modèle précédent rend bien compte des évolutions réelles : à l'intérieur d'une zone, ou d'un groupe de zones homogènes, les variations sont bien la plupart du temps du type prévu, dominées par l'un ou l'autre pôle pur ; en revanche,

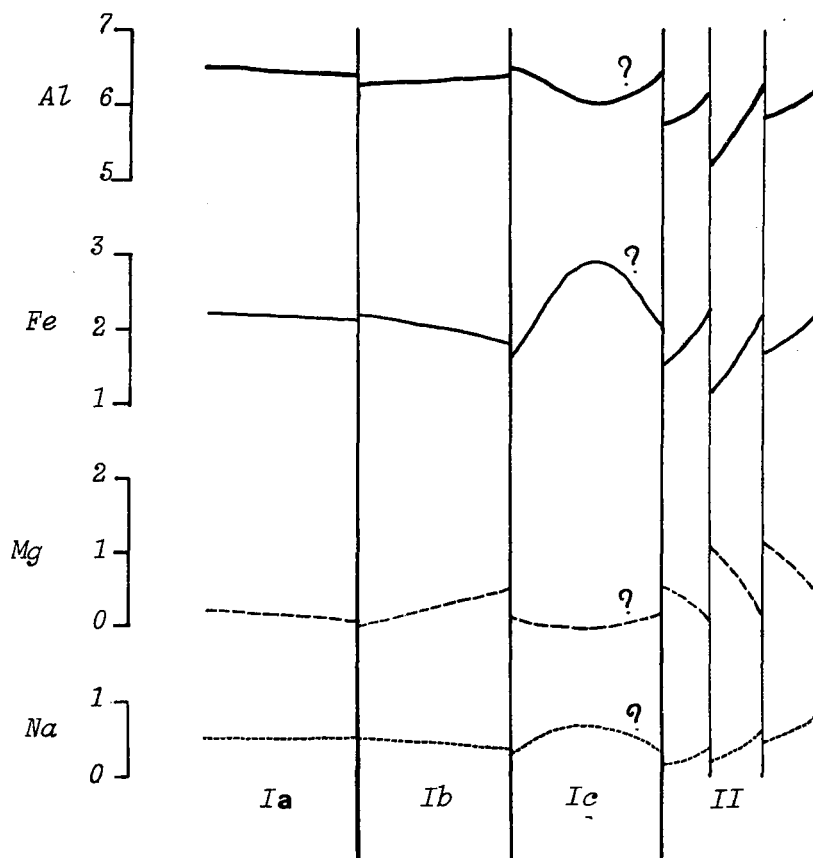
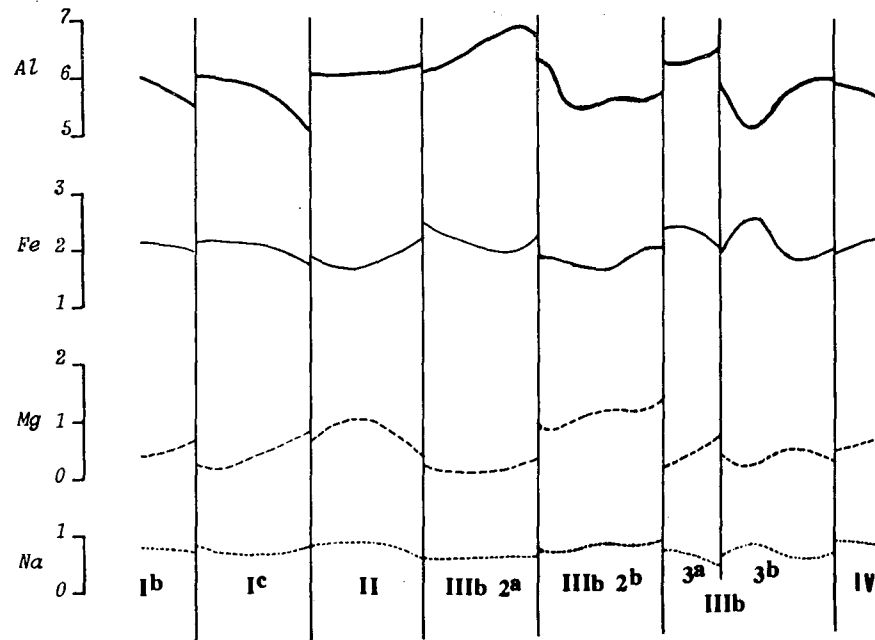
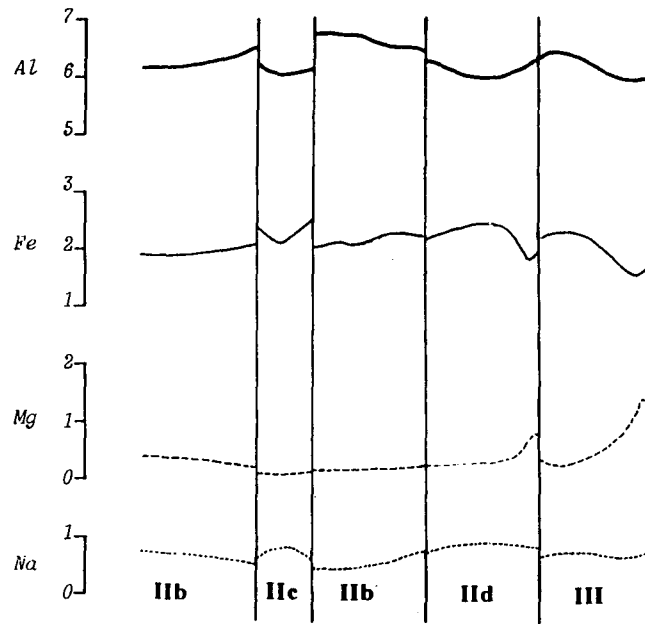


Fig. II-63 : Synthèse de la zonation de la tourmaline C38.

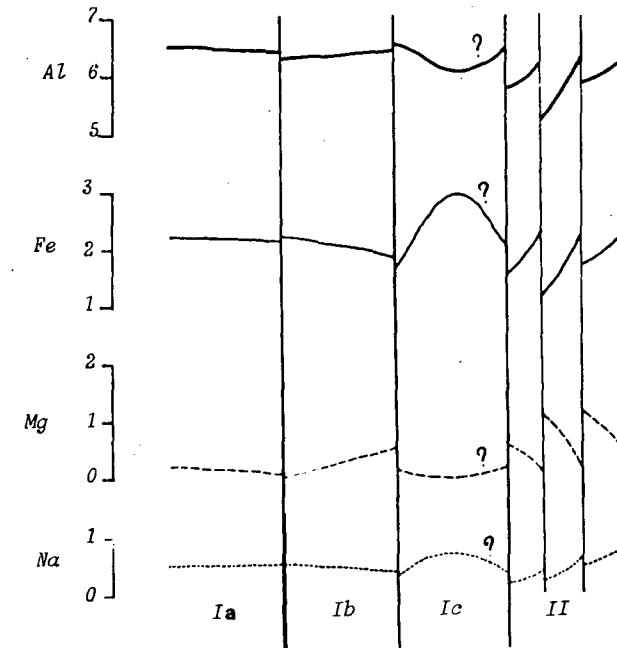
Fig. II-64 : Courbes synthétiques de variations des compositions pour chacun des trois principaux groupes des tourmalines d'Errif, d'Amahroq et de Tawrit.



Synthèse de la zonation des tourmalines d'Errif.

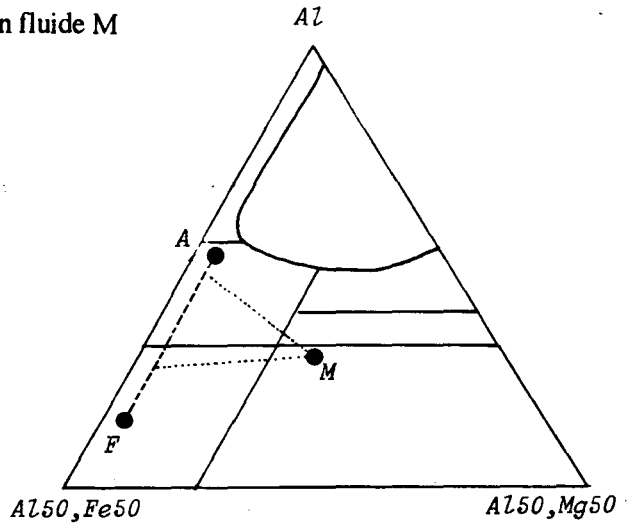
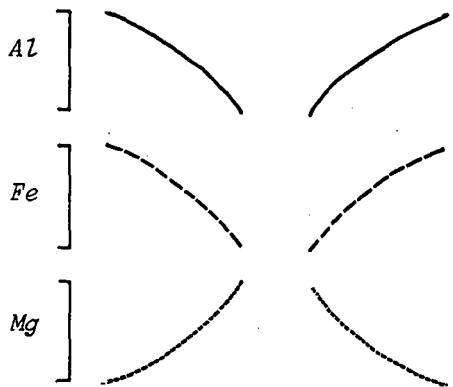


Synthèse de la zonation des tourmalines MB9

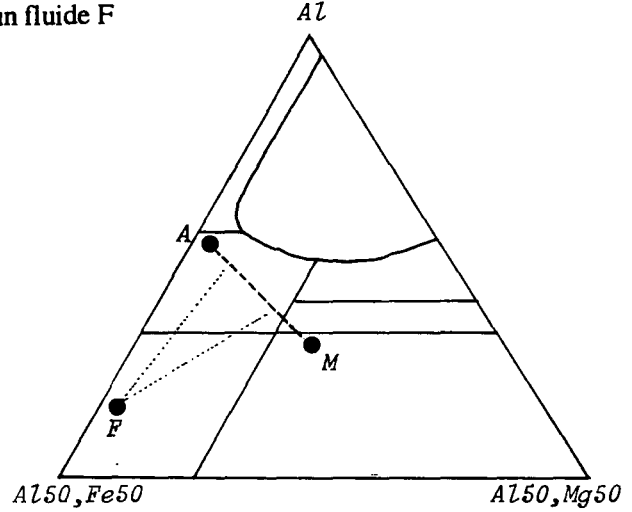
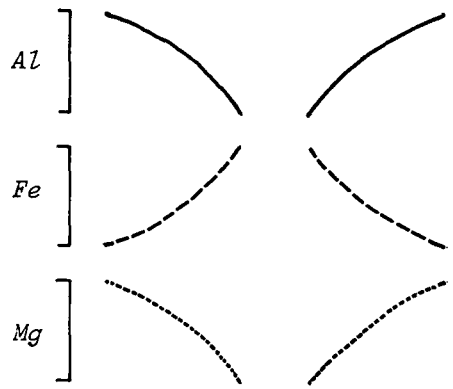


Synthèse de la zonation de la tourmaline C38.

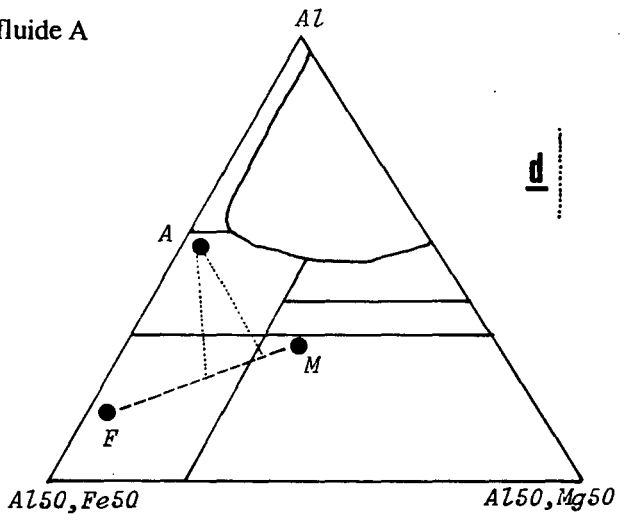
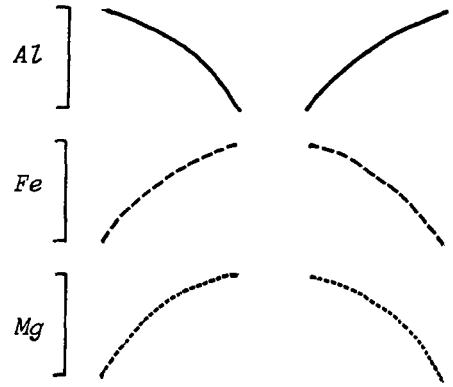
a. Un fluide mixte (A-F) se mélange avec un fluide M



b. Un fluide mixte (A-M) se mélange avec un fluide F



c. un fluide mixte (F-M) se mélange avec un fluide A



d.

Fig. II-65 : Principe de l'interprétation des zonation des tourmalines du Ment en termes de mélanges entre trois pôles (A, M, F).

d. Trends observés dans le diagramme de HENRY & GUIDOTTI (1985).

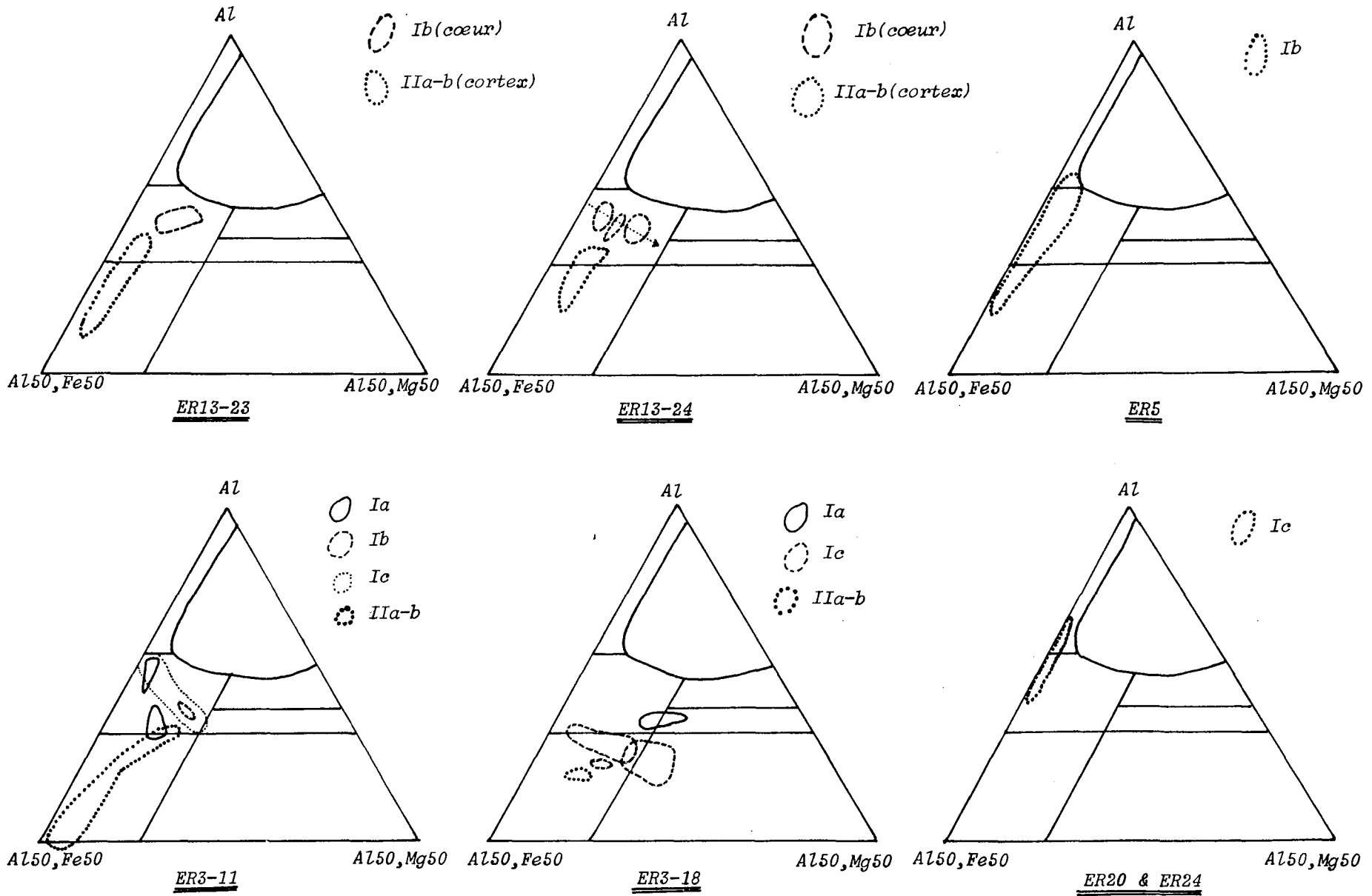


Fig. II-66 : Récapitulation des trends des tourmalines précoces (ER13) et des tourmalinites 2 en compression "N-S" du massif du Ment.

d'une zone (ou groupe de zone) à l'autre, les effets du mélange entre les deux autres pôles sont sensibles : il s'agit bien d'un mélange à (au moins) trois pôles.

Il est donc possible de localiser dans le diagramme la position des tourmalines en équilibre avec les fluides "purs" postulés par le modèle. Ce travail a été fait pour les tourmalines du type "Errif", d'une part ; "Amahroq" et "Tawrirt" d'autre part ; il est présenté sur la figure II-68. Il en ressort qu'il faut faire appel à deux types de pôles A (AI et AII), M (MI et MII) et F (FI et FII), pour expliquer l'ensemble des variations observées.

On remarque que le maximum de complication est atteint pour les fluides associés aux tourmalines de type "Errif" et que, de ce type au type "Amahroq", on observe un décalage des pôles F et M vers des positions caractérisées par une plus faible proportion de fer. On note aussi que c'est dans la genèse des zones externes des tourmalines de type "Errif" que le pôle F prend le plus d'importance. De ce point de vue, les tourmalines ER13 présentent un caractère intermédiaire entre celles d'Errif et celles d'Amahroq (voir la figure II-41).

4.2.2.2. Nature des fluides impliqués dans les mélanges

La nature des fluides impliqués peut elle-même être approchée par référence aux subdivisions du diagramme de HENRY & GUIDOTTI (1985) :

- les fluides correspondants aux pôles A, qui se projettent dans le champ des tourmalines intra-granitiques, sont donc clairement des fluides en équilibre avec des granites ; il est facile de voir que le pôle AI, moins alumineux, est impliqué dans des tourmalines (par exemple, celles d'Errif) qui sont localisées dans le granite calco-alcalin porphyroïde ; tandis que le pôle AII participe à la genèse de tourmalines (essentiellement, celles d'Ez-Zirari) qui se développent au sein des leucogranites peralumineux. Il est donc possible de conclure que le fluide AI est un fluide en équilibre avec le granite porphyroïde principal et que le fluide AII est un fluide en équilibre avec les leucogranites. Il s'agit donc de fluides à signification locale pour un site donné.

- de même, les fluides correspondants aux pôles M s'interprètent simplement comme des fluides (encore) en équilibre avec les encaissants sédimentaires ou méta-sédimentaires du massif du Ment ; l'existence de deux pôles est plus difficile à expliquer, mais renvoie peut-être à des formations différentes de l'encaissant ;

- en revanche, il est plus difficile dans ce cadre de trouver une signification aux fluides correspondant aux pôles F, qui apparaissent simplement être des fluides "hydrothermaux" ; on peut cependant noter que des fluides ferrifères sont enregistrés par la croissance des muscovites 2 (voir II-2) (ce point sera repris lors de l'étude des inclusions fluides associées aux tourmalines).

4.3. Conclusion

De ce qui précède, on peut conclure que :

- (i) La cristallisation des tourmalines 2 du massif du Ment à partir de fluides à composition variable en termes de rapports Al/Fe, Al/Mg et Fe/Mg, résulte du mélange continu de trois types de fluides : A, plus alumineux, en équilibre local avec les granites encaissants ; M, plus magnésien, en équilibre avec les encaissants sédimentaires ; et F, plus ferrifère, d'origine non spécifiable à ce stade de l'étude.

- (ii) En fonction du temps, les variations de la quantité de l'un ou l'autre de ces fluides dominant le mélange ; l'ordre dans lequel se font ces variations est reflété, à l'échelle du cristal, par la succession des zones de croissance avec leurs caractères spécifiques.

- (iii) Ces successions sont corrélables à toutes échelles, depuis le centimètre (échelle de l'échantillon) jusqu'au kilomètre (échelle du massif tout entier), ce qui atteste de l'unicité du système hydrothermal du massif du Ment au stade des tourmalines 2. Comme la morphologie des tourmalinites 1 indique aussi qu'elles participent à un système unique, il en résulte que la

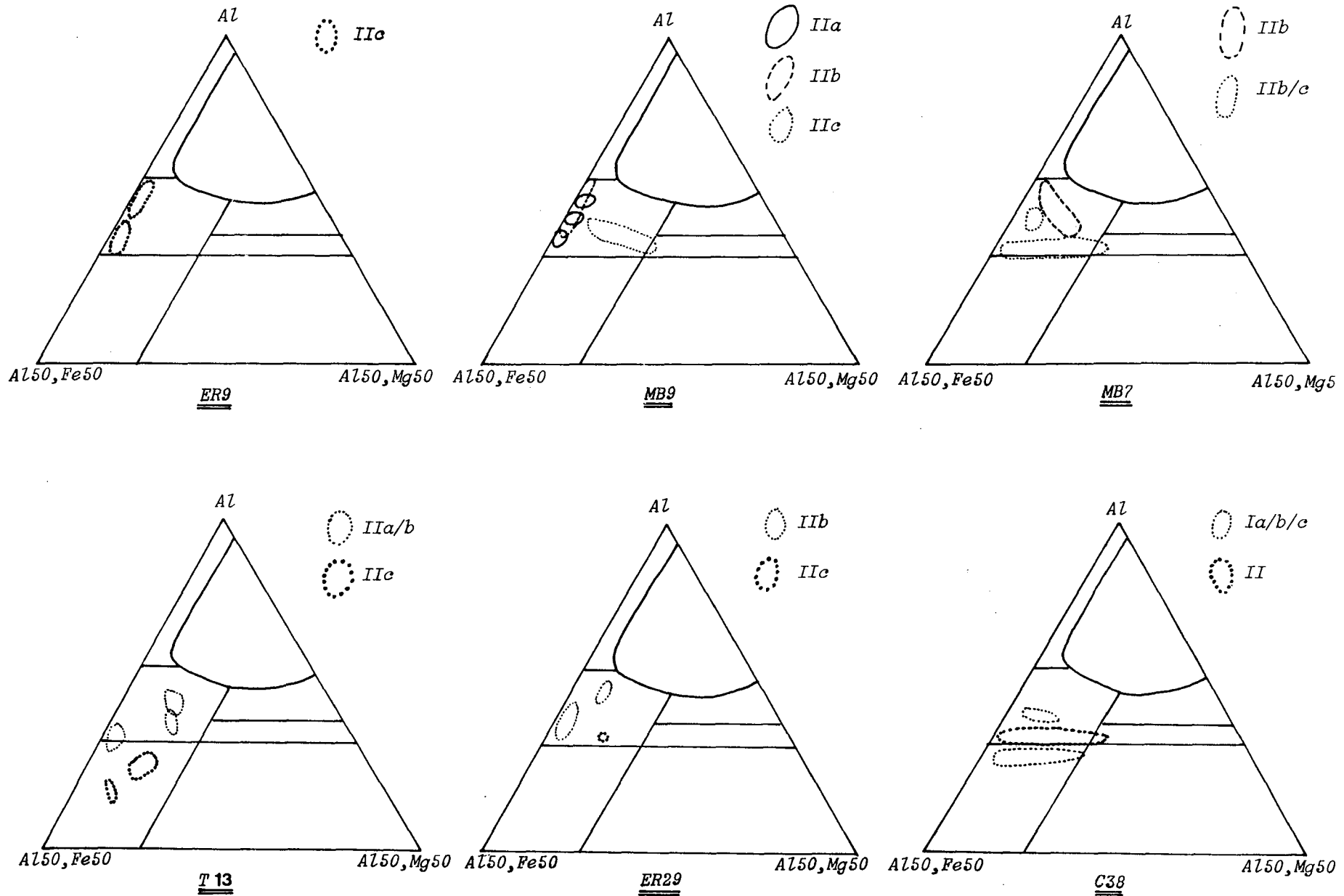


Fig. II-67 : Récapitulation des variations de composition des tourmalines 2 tardives du massif du Ment.

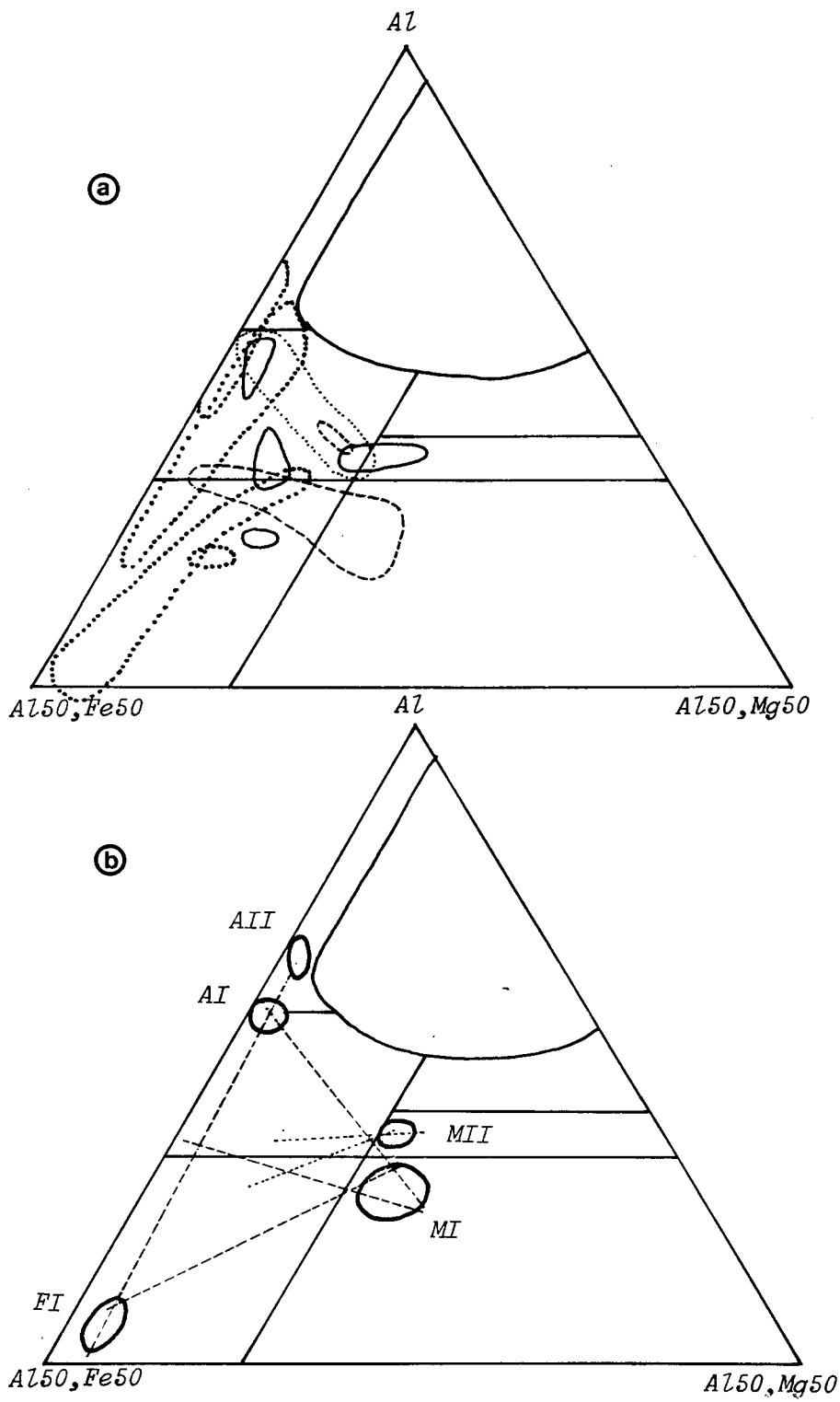


Fig. II-68A : Trends de mélange et définition des pôles de mélange pour les tourmalines 2 "précoces" d'Errif (a et b) du massif du Ment. Explication dans le texte.

tourmalinisation dans le Ment doit être tout au long considérée comme le fruit de circulations hydrothermales drainées dans des circuits d'ordre décakilométrique.

Il convient toutefois de nuancer : tous les sites tourmalinisés du massif du Ment ne sont pas nécessairement interconnectés en permanence. Ainsi, à partir des données encore partielles rassemblées dans ce travail, on peut, par exemple, noter que, pour la tourmalinisation 2, le stade "Errif" ne se propage vers le Nord (Ez-Zirari) que pendant une fraction du temps enregistré par les tourmalines d'Errif proprement dit ; ou que le stade "Amahroq" ne se propage vers Tawrirt qu'en fin d'évolution. De telles variations sont clairement sous contrôle tectonique et enregistrent en particulier la transition entre une compression "N-S" et une compression "E-W".

(iv) Cependant, dans un cristal donné, se marquent de nombreux arrêts de croissance, parfois associés à des dissolutions ; sauf exception, ces discontinuités ne sont pas corrélables d'un cristal à l'autre à des distances supérieures au mètre. Ces caractéristiques indiquent qu'en un point donné les circulations ne sont pas continues, mais qu'au contraire alternent des épisodes de colmatage et de circulation, dont la fréquence et les effets (corrosion ou non, par exemple) dépendent vraisemblablement de la position du cristal observé par rapport aux drains privilégiés du système.

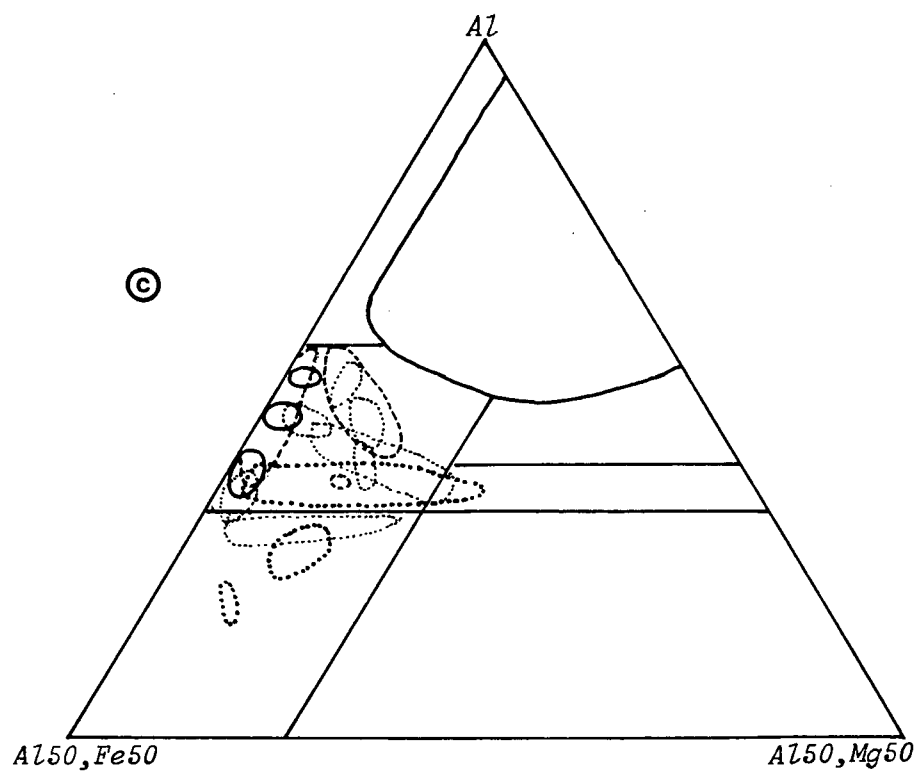


Fig. II-68 c : Trends de mélange et définition des pôles de mélange pour la tourmaline 2 "tardives" (Amahroq-Tawrirt) du massif du Ment. Explications dans le texte.

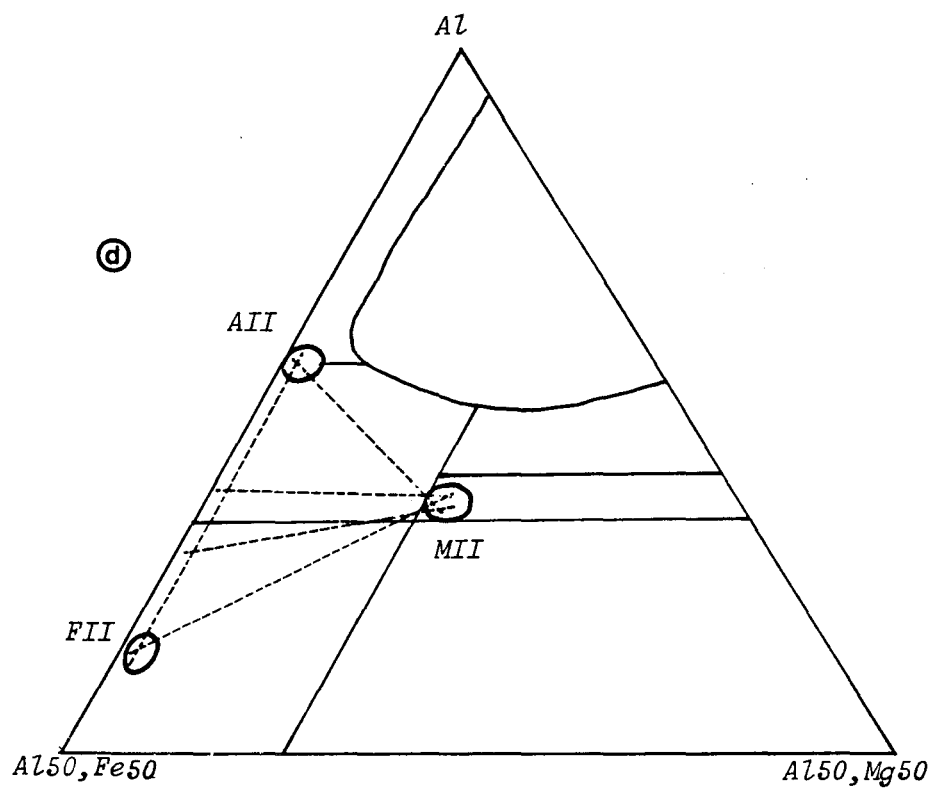


Fig. II-68 d : Trends de mélange et définition des pôles de mélange pour la tourmaline 2 "tardives" (Amahroq-Tawrirt) du massif du Ment. Explications dans le texte.

CHAPITRE II-4 :

INCLUSIONS FLUIDES

II-5. INCLUSIONS FLUIDES

A. INTRODUCTION

Les inclusions fluides sont des lacunes ou microcavités microcristallines se créant dans les minéraux, soit lors de la croissance par avancement de faces cristallographiques (inclusions primaires), soit par cicatrisation des microfractures provoquées par des contraintes tectoniques locales ou régionales affectant le cristal lors de sa formation (inclusions pseudo-secondaires), ou après sa formation (inclusions secondaires).

L'étude des inclusions fluides menée conjointement aux études géochimiques, minéralogiques et parfois expérimentales, constitue une étape fondamentale dans la caractérisation des processus de genèse de très nombreuses roches (WEISBROD & al., 1976). Dans cette étude, nous tentons une analyse détaillée des fluides hydrothermaux associés au massif granitique du Ment afin de préciser les conditions P, V, T, X de l'évolution des fluides et comprendre leur impact sur la genèse des muscovites et des tourmalinites.

L'étude microthermométrique a été effectuée sur les surplatinés Chaixmeca montés sur microscopes polarisant du CRPG, Nancy (POTY & al., 1976).

La cryométrie a été réalisée sur la platine réfrigérante (- 180 à + 31°C), qui nous a permis d'obtenir les paramètres suivants :

TfCO₂ : température de fusion du CO₂ solide.

Te : température de début de fusion de la glace (approximation de la température de l'eutectique).

Tfg : température de fin de fusion de la glace.

Tfhyd : température de fusion des hydrates de sels (TfH pour l'hydrohalite).

Tfcl : température de fusion des clathrates (hydrates de composés volatils).

Th CO₂ : température d'homogénéisation des phases carbonées liquide et vapeur en une phase unique.

La thermométrie a été réalisée sur la platine chauffante (+ 25 à + 450°C), qui nous a permis d'avoir accès aux paramètres suivants :

Th : température d'homogénéisation totale des phases liquide et vapeur en une phase unique, liquide, vapeur ou critique de l'inclusion.

Tfs : température de fusion des solides (notamment cubes de sel: NaCl, KCl, CaCO₃, etc...). Cette fusion peut avoir lieu avant ou après l'homogénéisation des phases liquide et vapeur, selon que l'inclusion est sous- ou sursaturée en sel.

Td : température de décrépitation.

B. RÉSULTATS DES ÉTUDES ANTÉRIEURES

Notre travail fait suite à une étude préliminaire de MARIGNAC & ZOUHAIR (1992), consacrée aux greisens tourmalinisés du granite porphyroïde dans le secteur d'Ez-Zirari. Ces auteurs concluaient à la succession de trois générations de fluides dans ce secteur (figure II-69) :

- un fluide considéré comme précoce, car les inclusions fluides correspondantes, dans les greisens, ne semblaient présentes que dans les quartz magmatiques reliques (caractérisés par la présence de reliques de biotite et/ou d'aiguilles de rutile) ; ces inclusions sont de trois types : biphasées "liquides", biphasées "vapeurs", triphasées à cubes de sel ; ce fluide, une saumure à rapport K/Na élevé, subit une ébullition à une profondeur faible, correspondant à une pression

estimée entre 30 et 10 MPa (soit moins de 3 à 1.2 km de profondeur, selon que cette pression est considérée comme lithostatique ou comme hydrostatique). La salinité et le rapport K/Na élevés de ce fluide incitent MARIGNAC & ZOUHAIR (1992) à en faire un fluide d'origine magmatique, attribué de façon hypothétique aux leucogranites grossiers.

- les fluides de la greisenisation, appartenant au système C-O-H-N-(S)-NaCl, à CO₂ dominant avec des quantités mineures de CH₄, N₂ et H₂S et de salinité modérée, circulant entre $\geq 550^{\circ}\text{C}$ et 400°C sous une pression estimée à environ 50 MPa ; les inclusions correspondantes sont soit des triphasées "vapeurs", soit des biphasées "liquides" à clathrates ;

- les fluides de la tourmalinisation, clairement individualisés car les inclusions correspondantes sont seules présentes dans les quartz recristallisés autour des tourmalines ; les inclusions caractéristiques sont des biphasées "liquides" à morphologie contournée ; ce sont des fluides aqueux résultant d'un mélange anisotherme entre un pôle salé et chaud ($\geq 400^{\circ}\text{C}$) et un pôle dilué et froid (200°C^*).

C. ETUDE DES FLUIDES ASSOCIÉS AUX ALTÉRATIONS HYDROTHERMALES DU MENT

1. Caractères généraux des fluides étudiés

Les inclusions fluides n'ont pu être étudiées que dans les quartz : quartz magmatiques des granites ou en reliques dans les greisens (où ils se reconnaissent à leurs inclusions de biotite et d'aiguilles de rutile) ; quartz des greisens ; veines de quartz "E-W" ; quartz tardifs dans les tourmalinites, ou quartz anciens "lessivés" par les phénomènes à muscovite ou à tourmaline. Les tourmalines se sont en effet révélées dépourvues d'inclusions fluides.

Les fluides associés aux différentes altérations hydrothermales du Ment sont facilement identifiables :

- dans tous les quartz tardifs associés à la tourmaline ou à la muscovite, on trouve systématiquement les mêmes types d'inclusions, qu'il est donc légitime d'associer aux épisodes hydrothermaux tardifs ;

- dans les échantillons à tourmaline, des inclusions semblables sont également présentes dans les quartz antérieurs à la tourmalinisation ; c'est notamment le cas dans les greisens, où peuvent s'observer par ailleurs des inclusions que l'on identifie comme antérieures sur les mêmes critères que MARIGNAC & ZOUHAIR (1992).

Au total, il est donc possible de traiter séparément deux lots de fluides inclus dans les quartz : les fluides associés à la greisenisation et les fluides associés aux épisodes tardifs à muscovite et tourmaline.

Tous les types d'inclusions décrits par MARIGNAC & ZOUHAIR (1992) ont été retrouvés ; elles correspondent à deux familles :

- une famille aquo-carbonique, comprenant les quatre types suivants :

(i) Vc-w, inclusions triphasées (CO₂ vapeur, CO₂ liquide et fluide aqueux) à prédominance de la phase carbonique, caractérisée par une morphologie régulière, des dimensions variables de 10 à 50 mm et un Rc (taux de remplissage par la phase carbonique) de l'ordre de 70 à 90%.

(ii) Vw-c, inclusions biphasées à clathrates, à prédominance de la phase vapeur, montrant une morphologie régulière, des dimensions variables entre 25 et 90 mm et des Rc de l'ordre de 50 à 90%.

(iii) Lc-w, inclusions triphasées (CO₂ liquide et vapeur et fluide aqueux) à prédominance de la phase aqueuse.

(iv) Lw-c, inclusion biphasées à clathrates, à morphologie régulière à irrégulière, de dimensions variables entre 30 et 75 μm et de Rv (taux de remplissage par la phase vapeur) de 10 à 20%.

- une famille aqueuse comprenant cinq types d'inclusions :

(i) Vw, inclusions biphasées à prédominance vapeur, à Rv variable entre 50 et 80%, de morphologie régulière et de dimensions de l'ordre de 20 à 80 μm .

(ii) Lw, inclusions biphasées à dominance de la phase liquide, à Rv de l'ordre de 10 à 60%, de dimensions comprises entre 10 et 70 μm ; elles se subdivisent, sur la base de leur morphologie, en inclusions de type Lwa, de formes régulières, proches de celle d'un cristal négatif ; et en inclusions de type Lwb, de formes irrégulières, souvent contournées, voire déchiquetées.

(iii) LSh, inclusions sursalées à cube de halite, de morphologie variable, généralement assez régulière, de 10 à 80 μm , à Rv de 5 à 30%.

(iv) LS2, inclusions sursalées à deux cubes de sel, l'un de halite, l'autre de sylvite, comme les précédentes, de morphologie variable, généralement assez régulière, de 10 à 80 μm , à Rv de 5 à 30%.

2. Les fluides de la greisenisation

Notre étude a cherché à compléter le travail de MARIGNAC & ZOUHAIR (1992) en examinant des échantillons de greisens des leucogranites d'Ez-Zirari et Amahroq.

2.1. Résultats de l'étude microthermométrie

2.1.1. Greisens des leucogranites d'Ez-Zirari

Trois échantillons greisenisés ont été examinés : un leucogranite grossier à sidérophyllite-topaze (I51 ; tableau 78) ; un leucogranite à zinnwaldite (ER21 ; tableau 81) ; une roche à quartz-topaze dérivée du leucogranite à zinnwaldite (ER19a ; tableau 79).

Les inclusions observées sont de trois types : des inclusions aquo-carboniques, dominantes, comprenant des inclusions tri-phasées à remplissage carbonique majoritaire (Vc-w) et des inclusions bi-phasées à clathrates (Lw-c) ; et des inclusions sursalées à cubes de sel (LSh), très subordonnées. Quoique les relations mutuelles n'aient pu être mises en évidence, ces dernières sont rapportées aux épisodes hydrothermaux ultérieurs sur la base des résultats de l'étude des fluides correspondants (voir infra, 3).

Les inclusions aquo-carboniques présentes dans les quartz ont des caractères très constants (tableau 6) et sont très semblables par leurs propriétés microthermométriques à celles des greisens développés dans le granite porphyrique, telles que mesurées par MARIGNAC & ZOUHAIR (1992) (tableau 7 et figure II-70).

En revanche, les inclusions de la topaze dans l'échantillon ER19a sont très différentes : il s'agit d'inclusions apparemment biphasées, à morphologie régulière, localisées dans les clivages de la topaze, qui montrent une fusion de glace "carbonique" autour de -93°C (tableau 6) ; malgré l'importance du remplissage par la phase volatile, l'homogénéisation globale se fait en phase aqueuse, entre 345°C et 385°C.

2.1.2. Greisens d'Amahroq

Des greisens existent à Amahroq aussi bien dans un petit massif de granite calco-alcalin non-porphyroïde que dans la coupole de leucogranite qui a été décrite au chapitre II-1.

	TmCO ₂	Tmcl	Tmi	Th
Greisens				
Vc-w	-59.0/-57.0	8.5/12.5	-2.0/-9.0	330/480
Vc-w	-60.0/-56.6	8.6/12.1	-7.2/-8.2*	280/460
Lw-c	-58.7/-59.9**	8.7/10.6	-2.2/-9.4	300/420
Lw-c	-57.2/-56.9**	8.5/12.0	-0.5/-12.1	140/410
Granites				
Vc-w	-59.0/-57.0	8.3/10.5	-0.2/-6.1	380/460
Vc-w	-60.3/-57.7	7.1/12.5	-1.8/-8.2	265/450
Lw-c	-58.7/-56.9**	8.7/10.6	-1.0/-6.0	340/420
Lw-c		8.5/12.0	-0.4/-12.1	140/410

Comparaison des résultats de MARIGNAC & ZOUHAIR (1992) concernant les inclusions aquo-carboniques dans les greisens et les granites, *en italique*, avec ceux de cette étude.

* Mesures sur un seul échantillon

** Fusion de la glace de CO₂ dans certaines inclusions

Les échantillons correspondants (ER7, ER8, C64, MB7b, MB10) n'ont fourni aucune inclusion aquo-carbonique des types précédents et ne montrent par ailleurs aucun autre type d'inclusions que celles qui sont clairement associées aux altérations tardives à muscovite et tourmaline. Il semble donc possible de conclure que, dans ces localités, l'intensité des circulations fluides associées aux phénomènes de muscovitisation et/ou de tourmalinisation a oblitéré les marques des phénomènes de greisenisation antérieures.

2.1.3. Granites

Des échantillons de granites sains ou faiblement altérés (granites rééquilibrés au contact des greisens) ont également été étudiés : granite porphyrique du secteur de Tawrirt, au centre du Ment (M15 ; tableau 71) ; leucogranite grossier, chloritisé, d'Ez-Zirari (MT24 ; tableau 80) ; leucogranite à zinnwaldite (ER18 ; tableau 73) et stockscheider associé (ER25 ; tableau 77) d'Ez-Zirari ; granite porphyrique rééquilibré aux épontes d'un greisen d'Ez-Zirari (MT23b ; tableaux 6 et 7).

Comme l'ont montré MARIGNAC & ZOUHAIR (1992), on trouve dans ces granites exactement les mêmes inclusions que dans les greisens : inclusions aquo-carboniques des deux familles et inclusions sursalées. Les propriétés microthermométriques sont identiques à celles des inclusions aquo-carboniques des greisens, comme le montrent les tableaux 6 et 7 : il s'agit donc

fondamentalement des mêmes fluides.

2.2. Interprétation

L'identité des fluides aquo-carboniques rencontrés dans cette étude avec ceux qu'ont décrit MARIGNAC & ZOUHAIR (1992) nous conduit à adopter les conclusions de ces auteurs en ce qui concerne les fluides de la greisenisation :

- ces fluides sont d'origine métamorphique probable ; la source la plus vraisemblable est l'auréole de métamorphisme de contact du massif du Ment (et ses prolongations possibles en profondeur) ; les données de MARIGNAC & ZOUHAIR (1992) conduisaient à envisager une légère dilution (à température décroissante) de ces fluides métamorphiques par un fluide purement aqueux, mais nos données microthermométriques (diagramme Th-Tmcl, figure II-70) n'ont pas confirmé la généralité de ce résultat.

- les conditions T-P se déduisent des isochores des Vc-w et des Lw-c (figure II-71) :

- en effet, le diagramme Th-Tmcl suggère une évolution par condensation progressive de fluides initialement chauds et peu denses, ce qui impose une pression d'au moins 50 MPa ; mais, pour que la température des fluides reste géologiquement plausible, cette pression ne peut guère être supérieure à 50 MPa : à 60 MPa, la température à laquelle aurait commencé de circuler ces fluides aurait été de plus de 600°C ; de sorte que l'on arrive finalement à estimer une pression d'environ 50 MPa, soit une profondeur de 1.9 km (en adoptant une densité de 2.7). Dans la mesure où la greisenisation affecte tous les granites de la coupole d'Ez-Zirari, cela fixe une borne inférieure à la profondeur de mise en place des leucogranites, qui apparaissent ainsi comme relativement superficiels ; on notera cependant que des profondeurs semblables (voire moindres) caractérisent la mise en place des leucogranites à lithium du Massif Central français (CUNNEY & al., 1992) et de l'Erzgebirge (DURISOVA, 1988).

- les températures se déduisent de cette estimation barométrique : il apparaît (figure II-71) que les fluides de la greisenisation ont circulé depuis des températures de l'ordre de 550°C jusqu'à des températures de l'ordre de 400°C ; de telles températures sont typiques des phénomènes de greisenisation (CHAROY, 1979).

- cette interprétation néglige les inclusions de type Lc-w caractérisées par de faibles Th, qui forment un nuage relativement isolé de celui de la tendance principale qui vient d'être décrite (figure II-70). Deux interprétations sont possibles : soit ces inclusions résultent de perturbations post-piégeage ("necking-down") ; soit elles représentent une génération de fluides indépendants. Cette discussion sera reprise plus loin, lors de l'inventaire des fluides associés à la tourmalinisation.

La greisenisation, dont les caractères sont les mêmes quels que soient les granites affectés, s'est apparemment développée à la fin de l'intrusion des leucogranites, qui sont responsables de l'anomalie thermique et du développement des circulations fluides dans les parties apicales du complexe granitique.

3. Les fluides des épisodes à muscovite et tourmaline

Dans tous les échantillons muscovitisés et/ou tourmalinisés (tableaux 66, 67, 68, 69, 70, 72, 74, 75 et 76) se trouvent de façon répétitive les mêmes types d'inclusions fluides : Vw ; Lwa ; Lwb ; LSh ; LS2 ; dont un résumé des propriétés microthermométriques est donné dans le tableau 6. Les inclusions Vw, LSh et LS2 sont en tous points identiques à celles que MARIGNAC & ZOUHAIR (1992) attribuent à la démixtion précoce d'un fluide d'origine magmatique : force est donc de reconnaître que ces auteurs, trompés par le caractère trop réduit de leur échantillonnage (restreint aux seuls greisens tourmalinisés d'Ez-Zirari), ont été induits en erreur et que ces fluides

Les inclusions Lwa très peu salées (autour de 0.5 % éq. NaCl) n'entrent pas dans ce cadre et doivent donc être interprétées comme le produit du piégeage, à plus de 320°C, d'un autre type de fluides.

3.2. La coupole Amahroq

La coupole de leucogranite Amahroq est caractérisée par la superposition de la muscovitisation et de la tourmalinisation aux greisens (voir chapitre II-1). Plusieurs échantillons ont été étudiés (MB10, MB7B et MB9) ; nous les présenterons successivement.

3.2.1. Échantillon MB10

Les inclusions étudiées proviennent du quartz d'une veine E-W, recoupant un greisen muscovitisé et elle-même affectée par la muscovitisation. Aucune tourmaline n'est visible dans l'échantillon.

3.2.1.1. Résultats

Les inclusions observées sont de trois types :

- Vw, à salinités modérées et fortes Th (figures II-75 a, c) ;
- Lwa, à salinités modérées et fortes Th (figures 75 a, c) ;
- LS2, saturées à sursaturées (figure II-75 b), contenant de fines aiguilles biréfringentes (vraisemblablement, du mica blanc ; mais on ne saurait exclure la tourmaline).

3.2.1.2. Interprétation

La forte dispersion des Th des inclusions Vw évoque fortement l'intervention du phénomène d'étranglement ("necking-down"). Dans ces conditions, les données sont compatibles avec l'ébullition, à une pression comprise entre 28 et 15 MPa, d'un fluide complexe (Na, K, R²⁺) (figure II-76). Le produit final de cette ébullition est une saumure riche en "CaCl₂" (figure II-75 d) à rapport K/Na élevé, compris entre 0.8 et 1.2 (figure II-75 e). La salinité "anormale" des vapeurs Vw s'interprète au mieux comme le résultat du piégeage hétérogène de la vapeur et de la saumure au moment de l'ébullition.

Le fluide initial avant démixtion peut être recherché parmi les inclusions Lwa, mais il y a deux possibilités :

- soit les Lwa les moins salées sont le fluide initial (les autres représentent alors déjà des produits de l'immiscibilité) ;
- soit ce sont les Lwa à salinité modérée (autour de 12 % éq. NaCl), mais alors les Lwa les moins salées représentent un autre type de fluides.

3.2.2. Échantillon MB7b

Il s'agit d'un échantillon de greisen muscovitisé, sans trace de tourmaline, avec une veine à quartz, dans lequel trois types de quartz ont été étudiés : quartz du greisen (Q1) ; quartz magmatique relique, identifié par ses inclusions de biotite (Q2) ; quartz de la veine (Q3).

3.2.2.1. Résultats

Les trois types de quartz contiennent les mêmes types d'inclusions, à savoir Vw, Lwa et LSh.

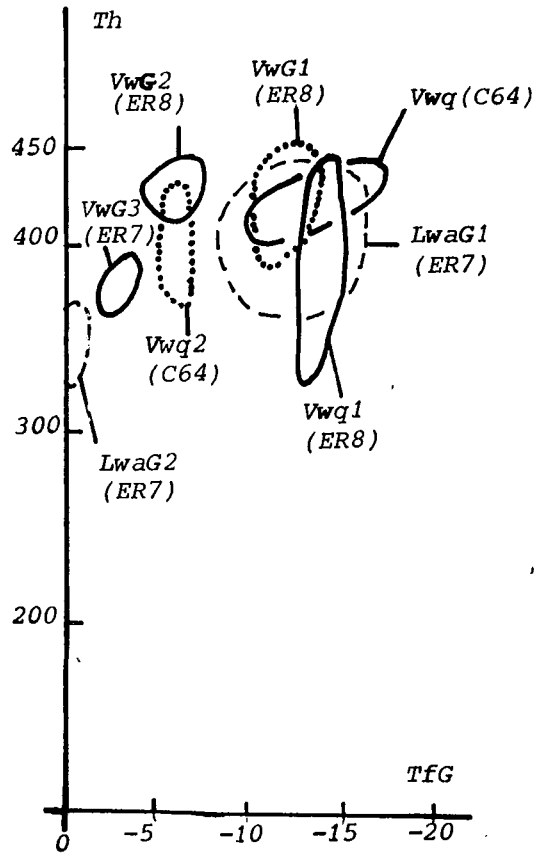
Les Th des Vw et des Lwa montrent une forte dispersion pour des compositions relativement constantes (figures II-77 a, b, d) ; les salinités sont faibles à modérées (figure II-77 d).

Les LSh sont soit des saumures saturées à sursaturées à faible Th, soit des saumures sous-saturées chaudes (figure II-77 c), à teneurs modérées en éq. CaCl₂ (figure II-77 e).

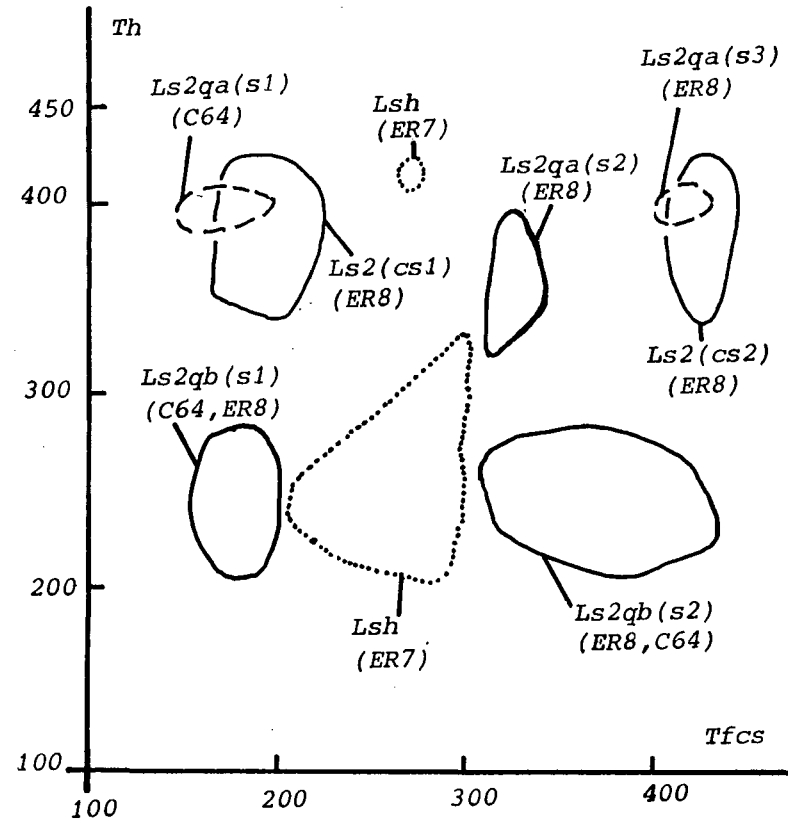
3.2.2.2. Interprétation

La dispersion des Th est dans une large mesure interprétable comme résultant de phénomènes d'étranglement ("necking-down"). Dans ces conditions, la figure II-78 montre que les

Fig. II-73 : Diagrammes des inclusions fluides du secteur d'Amahroq
(échantillons ER7-ER8 et C64).

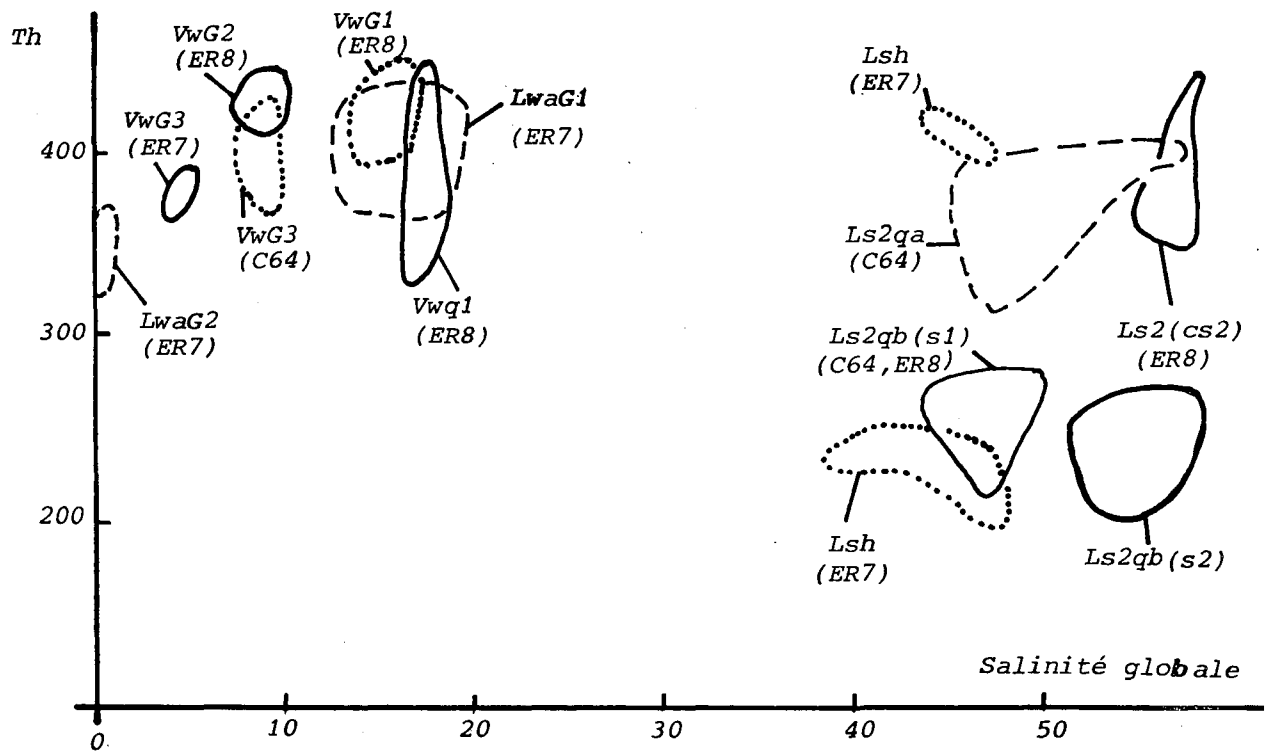


a- Diagramme Th vs Tfg

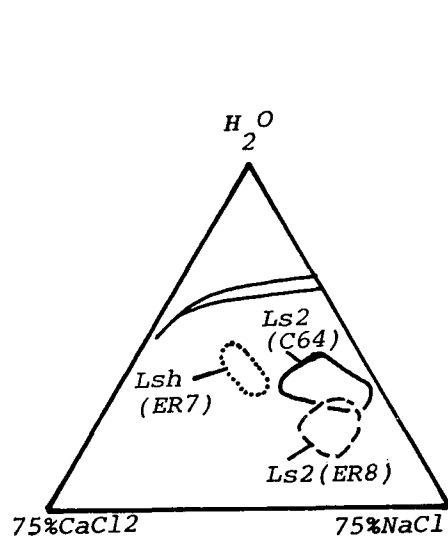


b- Diagramme Th vs Tfcs

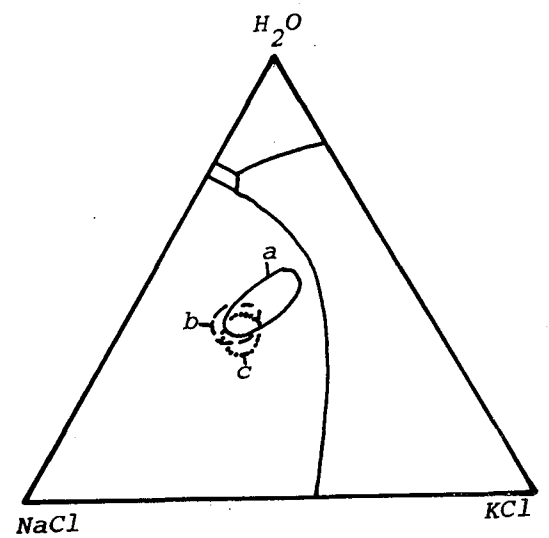
Fig. II-73 : Diagrammes des inclusions fluides du secteur d'Amahroq (échantillons ER7-ER8 et C64).



c- Diagramme Th vs salinité globale.

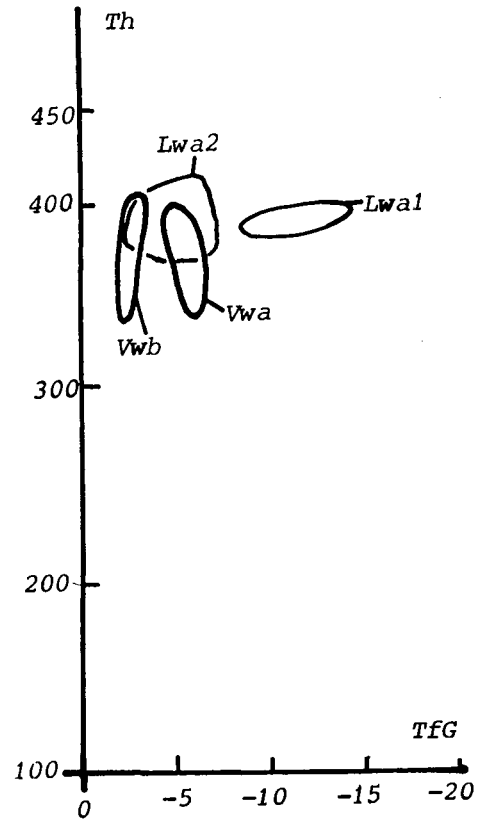


d- Composition des inclusions Lsh et Ls2

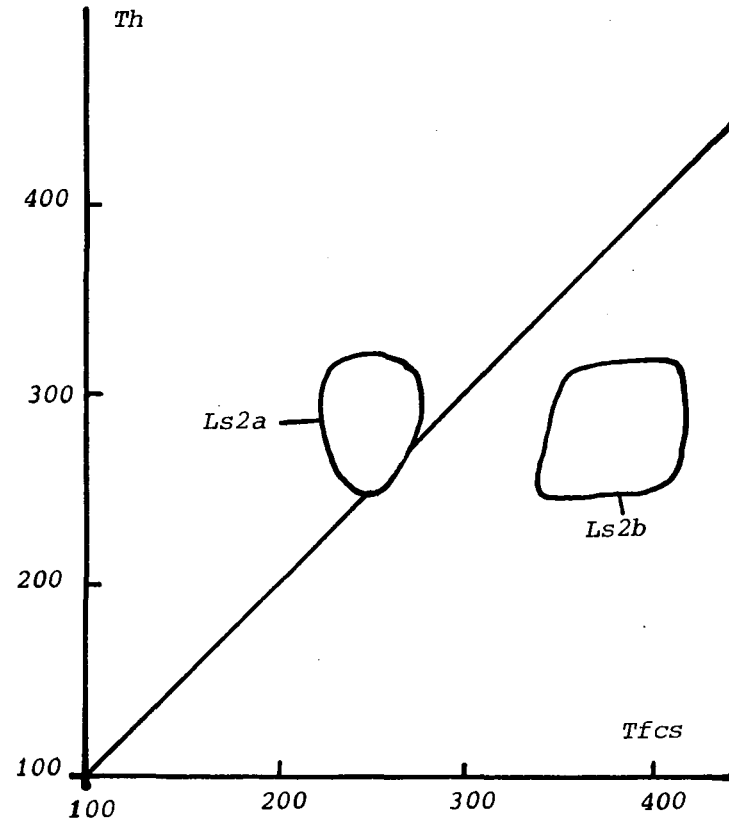


e- Composition des inclusions Ls2.
 a= Ls2qa (C64)
 b= Ls2qb (ER8)
 c= Ls2 (ER8)

Fig. II-75 : Diagrammes des inclusions fluides du secteur d'Amahroq (échantillon MB10).



a- Diagramme Th vs TFG



b- Diagramme Th vs Tfcs

données sont compatibles avec un phénomène d'ébullition entre 30 et 15-17 MPa, à températures décroissantes de 400° à 380°C. Les vapeurs riches en sel s'interprètent comme le résultat d'un piégeage hétérogène et sont un argument fort en faveur de l'ébullition.

Les inclusions Lwa posent ici un problème : seules les plus salées (autour de 12 % éq. NaCl) peuvent représenter le fluide initial (L1) avant ébullition. Les autres correspondent vraisemblablement à un fluide différent, dont les fortes variations de salinité suggèrent un processus de mélange avec ce fluide L1 ou encore avec les produits de son ébullition.

Par ailleurs, l'existence des inclusions LSh saturées à sursaturées suggère la reprise de l'ébullition, à très basse pression (autour de 5 MPa) et basse température (autour de 200°C).

3.2.3. L'échantillon MB9

Cet échantillon correspond à la tourmalinisation d'un greisen préalablement muscovitisé. Un quartz tardif accompagne la tourmalinisation. Les inclusions étudiées proviennent des quartz du greisen (indice G sur la figure II-79) et de ce quartz tardif (indice T sur la figure II-79).

3.2.3.1. Résultats

Les inclusions rencontrées sont les mêmes dans les deux types de quartz (Vw, Lwa, Lwb et LSh), avec des propriétés microthermométriques très comparables (figure II-79 a, b, c, d).

Les Vw sont caractérisées par des Th élevées et une très grande dispersion des salinités (figure II-79 a, d).

Les Lwa sont des inclusions à Th élevées et salinités moyennes à fortes (avec éventuellement une forte dispersion des Th) ; tandis que les Lwb sont des inclusions modérément à peu salées à faibles Th, dispersées (figure II-79 b, d).

La plupart des LSh correspondent à des saumures sous-saturées à saturées, mais les Th sont très variables (figure II-79 c) ; on remarque que les LSh des quartz des greisens paraissent plus riches en "CaCl₂" que celles du quartz tardif (figure II-79 e).

3.2.3.2. Interprétation

Compte-tenu des phénomènes d'étranglement, les données montrent essentiellement un phénomène d'ébullition, bien attesté par les "vapeurs salées" qui témoignent d'un piégeage hétérogène. L'ébullition a lieu entre 400° et 360°C, à des pressions comprises entre 28 et 18-20 MPa (figure II-80). Les inclusions correspondantes sont beaucoup plus abondantes dans les quartz des greisens, mais elles sont également représentées dans les quartz plus tardifs qui accompagnent la tourmalinisation.

On remarque par ailleurs dans ce quartz tardif le grand développement des inclusions Lwb représentatives d'un fluide peu salé distinct de celui qui a donné lieu à l'immiscibilité précédente; les inclusions Vw (propres au quartz tardif), qui semblent trop peu salées pour être normalement rattachées à l'ébullition (tant les phénomènes de piégeage hétérogène sont répandus dans la nature), peuvent en être rapprochées. Un tel rapprochement suggère à son tour un processus de condensation progressive (Vw ---> Lwb) à température décroissante et pression constante pour ce fluide. Une telle interprétation implique une pression minimale supérieure à celle du point critique pour les salinités considérées (0 à 3.5 % éq. NaCl), soit de l'ordre de 20 à 25 MPa, ce qui pose le problème de la compatibilité avec le phénomène d'ébullition attesté par les autres inclusions fluides : cette discussion sera reprise plus loin.

Enfin, l'existence d'inclusions LSh à faibles Th (notamment dans le quartz tardif) indique une reprise de l'ébullition à basses température (250°-200°C) et pression (2-5 MPa) (figure II-80).

3.3. Bled Sidi Otmane

Les inclusions analysées viennent d'une tourmalinite à quartz ; le quartz, interstitiel, présente deux aspects, avec des plages "sales", riches en inclusions fluides, d'aspect résiduel,

isolées au sein d'un quartz limpide. Deux échantillons (ER12 et ER15) ont été étudiés.

3.3.1. Résultats

Les quartz "sales" contiennent tous les types d'inclusions : Vw, Lwa, Lwb, LSh, LS2 ; tandis qu'à l'exception de très rares et très petites LSh (qui n'ont pu être étudiées) le quartz limpide ne contient que les types Vw, Lwa et Lwb.

Les Vw sont modérément à fortement salées, avec des Th le plus souvent élevées, de même que les Lwa, tandis que les Lwb, modérément salées, sont caractérisées par des Th plus faibles (figure II-81 a, b, e).

Les LSh, à teneurs significatives en "CaCl₂" (figure II-81, f) sont le plus souvent sursaturées (figures II-81 c, d). Les LS2, un peu moins riches en "CaCl₂" (figure II-81 f) sont également riches en KCl (figure II-81 g).

3.3.2. Interprétation

L'association, dans les quartz "sales" des Vw salées, des LSh et des LS2 s'interprète immédiatement comme le résultat d'une ébullition, antérieure au quartz limpide, entre 400° et 300°C, à des pressions comprises entre 28 MPa et environ 10 MPa (figure II-82).

Les fluides caractéristiques du quartz limpide plus tardif semblent former une séquence Vw ---> Lwa ---> Lwb de fluides modérément salés piégés à des températures décroissantes, ce qui suggère fortement une séquence de condensation, sous une pression qui ne saurait être inférieure à 25 MPa (pression du point critique pour la salinité de 3.5 % éq. NaCl considérée), donc nettement supérieure à celle de la fin de l'ébullition précédente. Il est donc nécessaire d'admettre ici, où la succession des deux phénomènes semble établie, une remontée en pression et température du système hydrothermal à la fin de l'ébullition.

3.4. Ez-Zirari

Les deux échantillons étudiés proviennent du granite porphyroïde "rééquilibré" au contact soit d'un front de greisenisation (MT23b) soit du contact d'une tourmalinite tardive (ER29).

3.4.1. Résultats

L'échantillon MT23b contient surtout des inclusions précoces caractéristiques de l'épisode de greisenisation (voir ci-dessus), auxquelles s'ajoutent des Vw et des LSh ; tandis que l'échantillon ER29, dépourvu d'inclusions aquo-carboniques, contient des Vw, des Lwa et des LSh.

Les Vw sont modérément à fortement salées, avec des Th élevées, souvent variables à salinité constante tandis que les Lwa, peu abondantes, ont une salinité moyenne pour des Th dispersées (figures II-83 a et c). Les LSh sont sous-saturées à saturées (figure II-83 b) avec des contenus variables en "CaCl₂" (figure II-83 d).

3.4.2. Interprétation

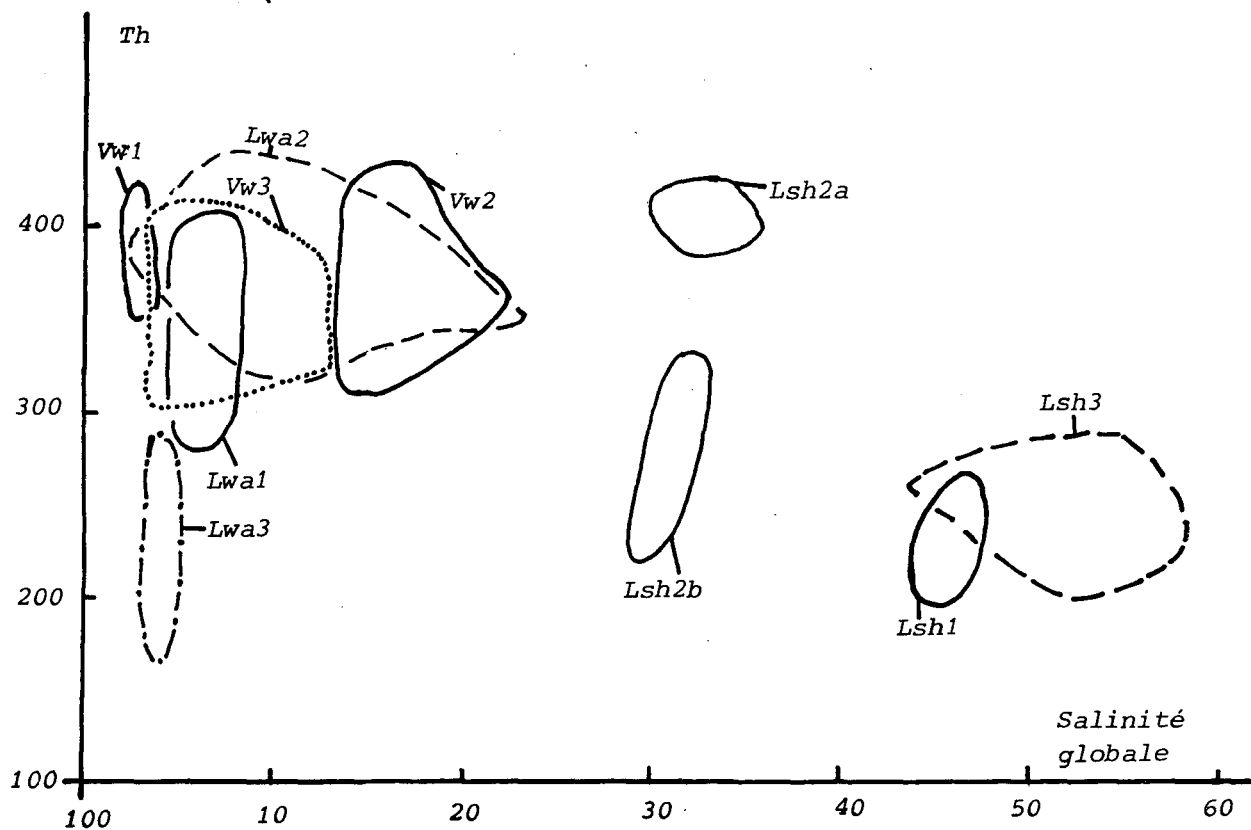
L'ébullition est ici encore l'interprétation la plus satisfaisante des données. Elle aurait lieu entre 400° et 380°C, à des pressions comprises entre 28 et 20 MPa (figure II-84). Les fluides Lwa (si l'on admet, ce qui est très probable, que la dispersion de leur Th est due à des modifications post-piégeage) pourraient représenter le fluide initial, L1, avant démixtion (8 à 13 % éq. NaCl).

Une ébullition à basses température (autour de 250°C) et pression (autour de 5 MPa) est par ailleurs indiquée par certaines LSh (figure II-84).

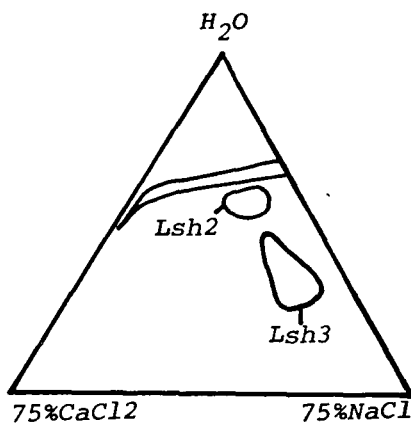
3.5. Errif

L'échantillon ER1 est pris dans une tourmalinite à quartz oblitérant une veinule de quartz E-W précoce. Les inclusions fluides ont été observées dans le quartz de cette veinule (Q1), dans des quartz magmatiques reliques (Q2) et dans le quartz associé à la tourmalinisation (Q3).

Fig. II-77 : Diagrammes des inclusions fluides du secteur d'Amahroq (échantillon MB7b).



d- Diagramme Th vs salinité globale.



e- Composition des inclusions **Lsh**.

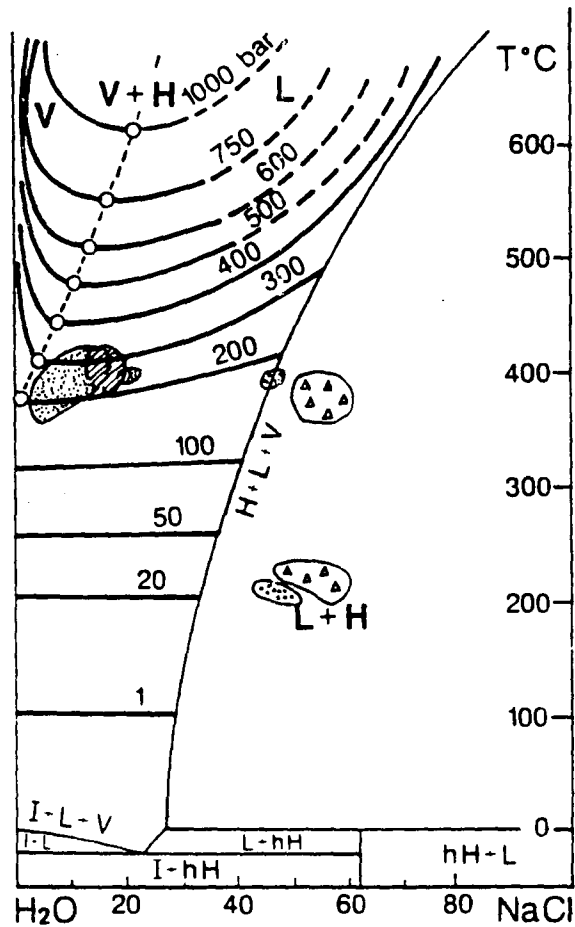


Fig. II-74 : Projection P-X du système H_2O -NaCl des greisens N-S avec veinules centrales à tourmaline et quartz qui recoupent le leucogranite à deux micas du secteur d'Amahroq (échantillons ER7, ER8 et C64).

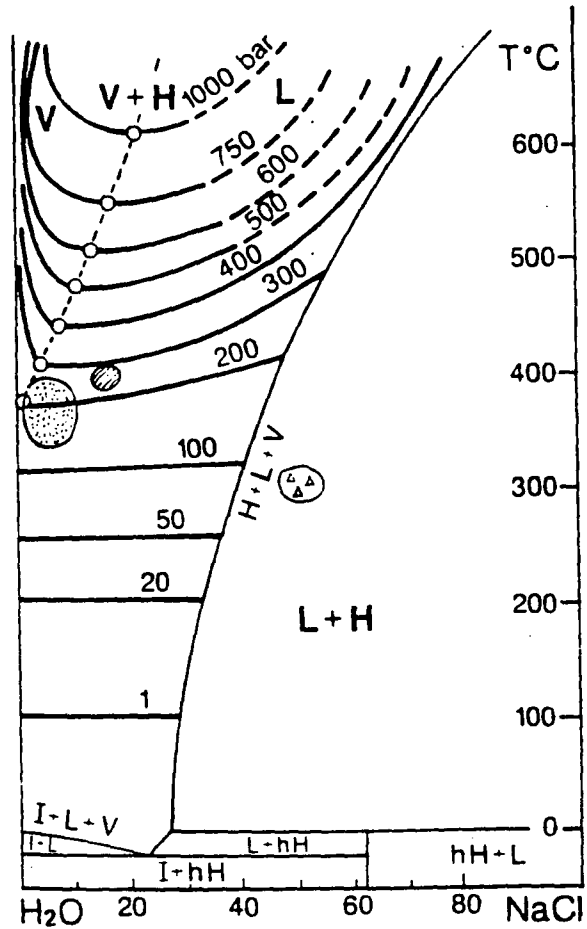


Fig. II-76 : Projection P-X du système H_2O -NaCl d'une veine de quartz E-W, recoupant un greisen muscovitisé et elle-même affectée par la muscovitisation du secteur d'Amahroq (échantillon MB10).

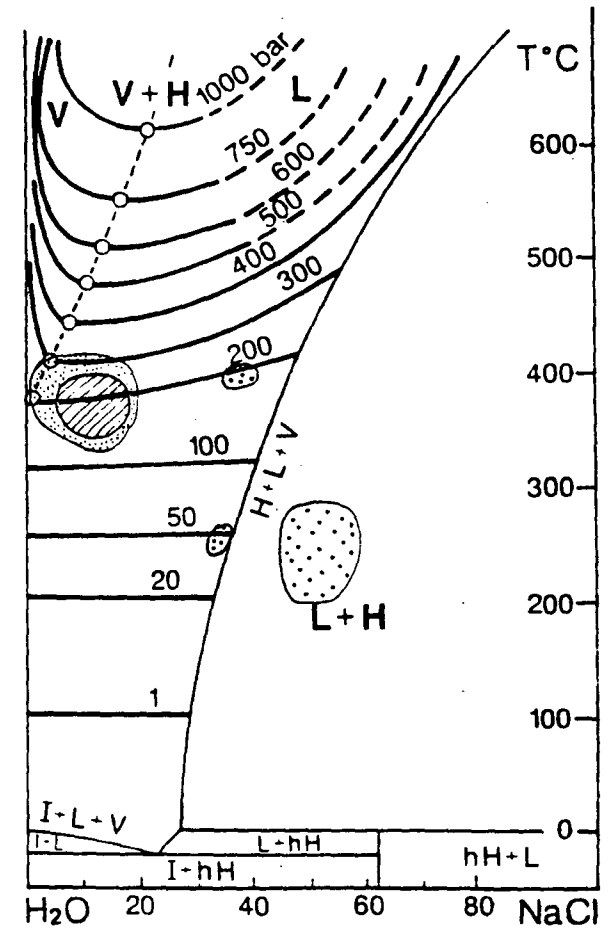
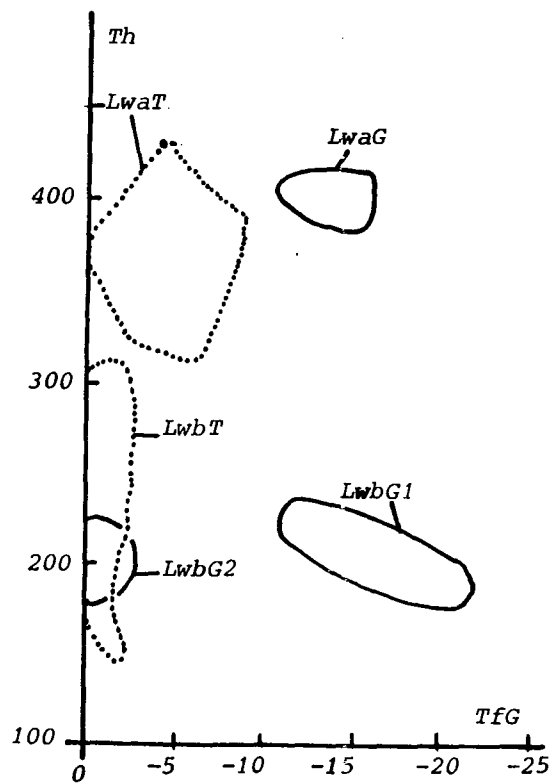
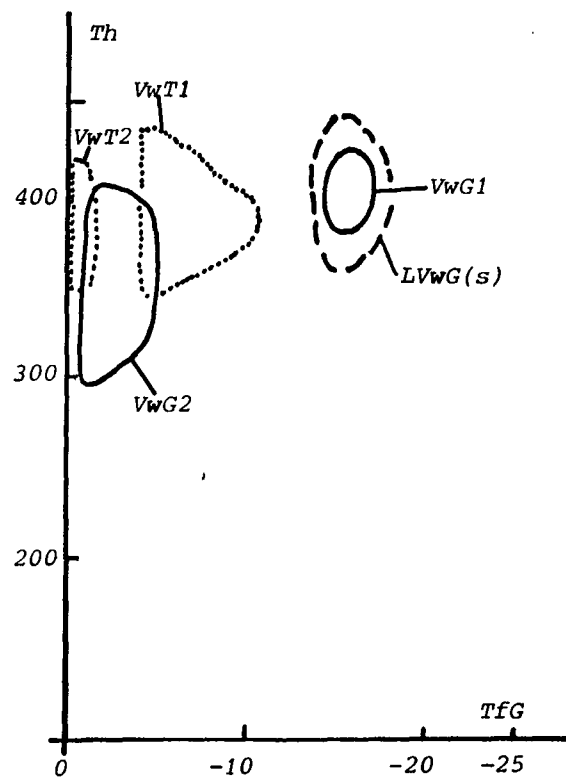


Fig. II-78 : Projection P-X du système H_2O -NaCl d'un greisen muscovitisé, sans trace de tourmaline du secteur d'Amahroq (échantillon MB7b).

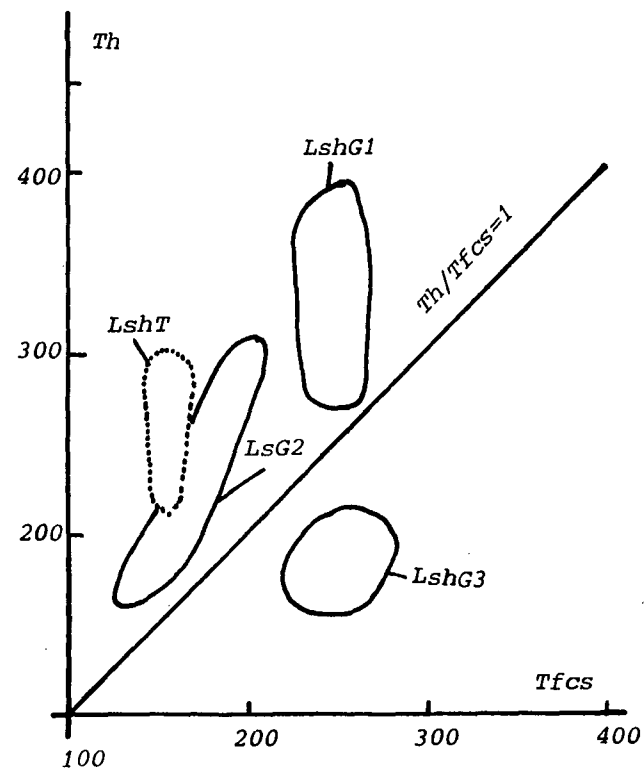
Fig. II-79 : Diagrammes des inclusions fluides du secteur d'Amahroq (échantillon MB9).



a- Diagramme Th vs TfG des Lw.

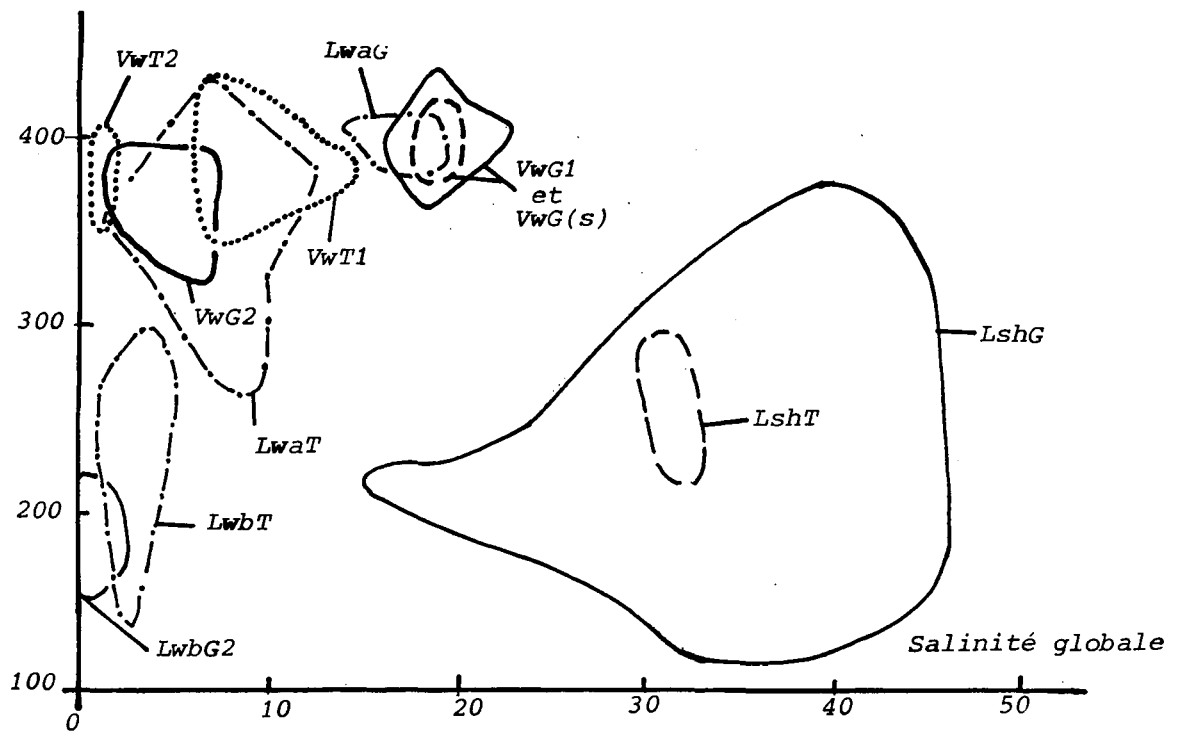


b- Diagramme Th vs TfG des Vw.

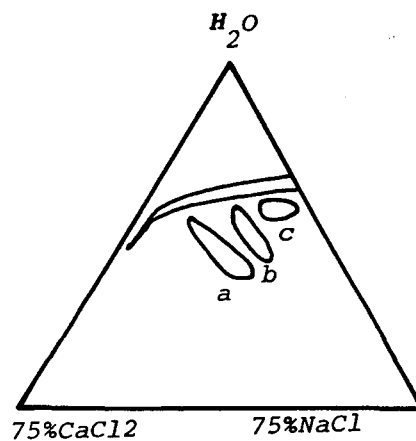


c- Diagramme Th vs Tfcs.

Fig. II-79 : Diagrammes des inclusions fluides du secteur d'Amahroq (échantillon MB9).



d- Diagramme Th vs salinité globale.



e- Composition des inclusions Lsh.

- a= LshG1
- b- LshG2
- c= LshT .

3.5.1. Résultats

Dans le quartz Q1, on trouve :

- des Vw modérément salées à Th dispersées (figures II-85 b et d) ;
- des Lwa très peu salées et "chaudes" (figures II-85 a et d) ;
- des LSh légèrement sursaturées (figure II-85 c), à teneurs réduites en "CaCl₂" (figure II-85 e).

Dans le quartz Q2, on trouve :

- des Vw et des Lwa modérément à fortement salées et à Th dispersées (figures II-85 a, b et d) ;
- des LSh sous- à sursaturées (figure II-85 c).

Dans le quartz Q3, on trouve :

- des Vw et des Lwb très peu salées, les unes "chaudes", les autres à Th dispersées (figures II-85 a, b, d) ;
- des LSh sursaturées (figure II-85 c) ;
- des Lw-c caractérisées par la présence de clathrates au refroidissement, à salinités faibles et Th dispersées (figures II-85 a et d).

3.5.2. Interprétation

Il semble que l'on puisse opposer Q1 et Q2, d'une part, et Q3, de l'autre.

Dans les premiers, on observe essentiellement le résultat d'une ébullition, affectant un fluide L1 (peut-être représenté par les Lwa les moins salés de Q2, autour de 16 % éq. NaCl), entre 420° et 380°C et entre 30 MPa et environ 20 MPa (figure II-86). Un fluide L2 peu salé (représenté par les Lwa de Q1, à moins de 1.7 % éq. NaCl) semble coexister avec L1.

Dans Q3, au contraire, on observe un ensemble de fluides peu salés selon la séquence Vw --> Lwb à température décroissante, qui pourrait représenter une séquence de condensation, à une pression supérieure à 20 MPa, pression critique pour ce fluide très peu salé ; ces fluides sont probablement équivalents à L2. Ce processus de condensation isobare, qui semble attesté, dans Q3, postérieurement à l'ébullition, implique une remontée en température et pression du système hydrothermal après la fin de celle-ci ; cette discussion sera reprise plus loin. Par ailleurs, les inclusions Lw-c représentent forcément un troisième type de fluides, aquo-carbonique celui-là (L3), indépendant des deux autres.

Enfin, les LSh de Q3 paraissent indiquer une ébullition à basses températures (entre 200° et 300°C) et pressions (entre 10 et 2 MPa) (figure II-86).

3.6. Tawrit

L'échantillon étudié (MB6) est une veinule de quartz à tourmaline dans le granite porphyroïde. La tourmaline, tardive par rapport au quartz, s'est formée en deux générations, auxquelles correspondent deux types de quartz : un quartz "sale", très riche en inclusions fluides ("zone 1"), associé à la première génération ; un quartz limpide ("zone 3"), associé à la deuxième ; entre les deux, une frange intermédiaire ("zone 2").

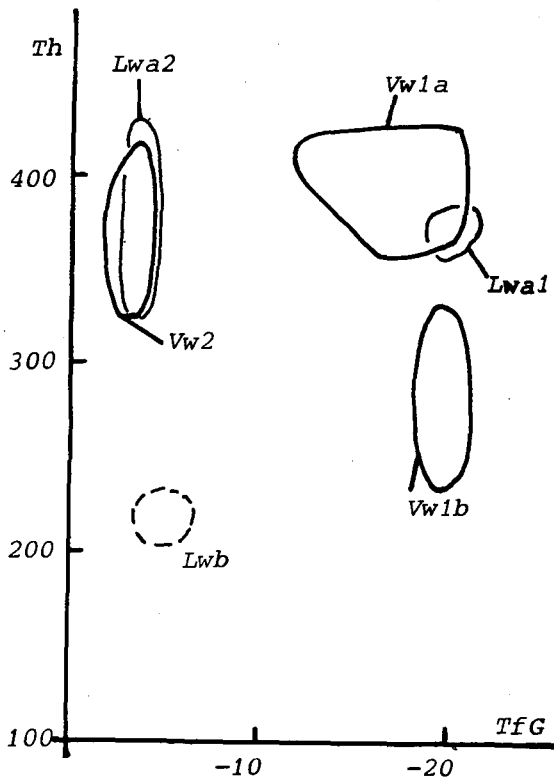
3.6.1. Résultats

Les différentes zones contiennent des inclusions différentes.

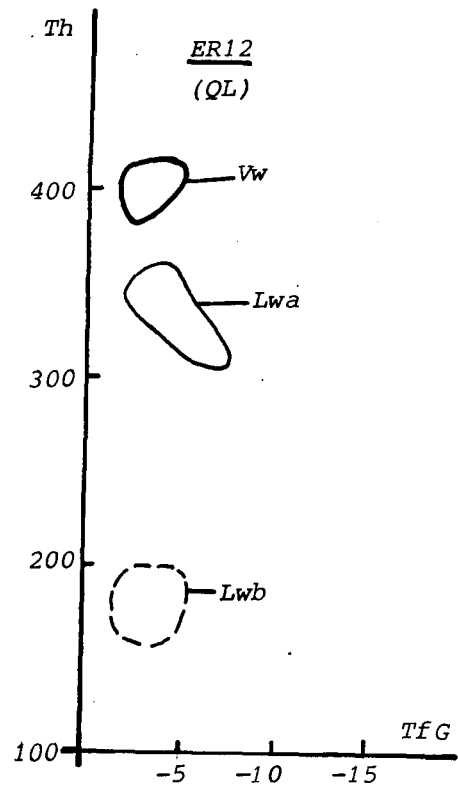
La zone 1 contient :

- des Lwa et des Vw modérément salées, à Th élevées (figures II-87 a, b, d) ;
- des Lwb modérément salées, à Th faibles et dispersées (figures II-87 a, d) ; ce sont les inclusions les plus fréquentes.

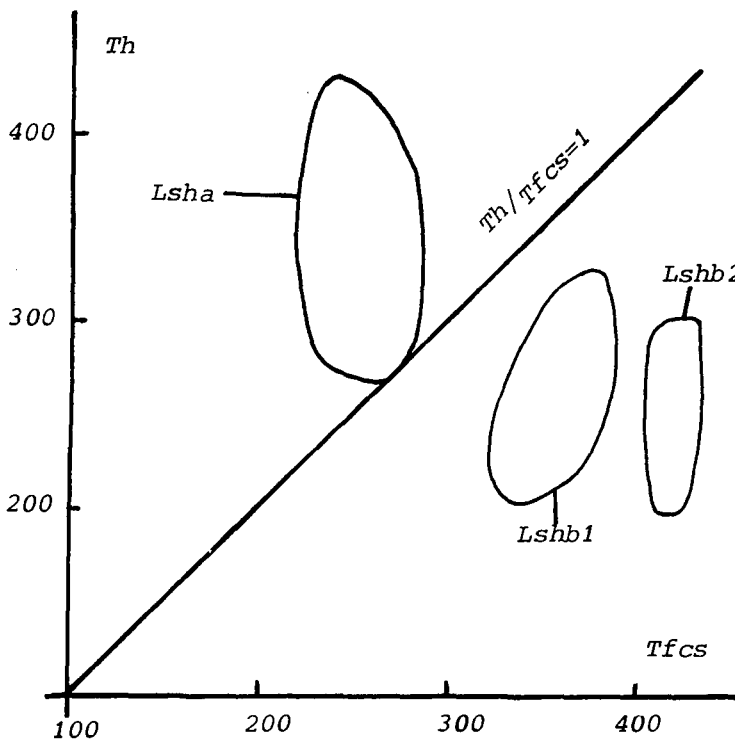
Fig. II-81 : Diagrammes des inclusions fluides du secteur de Bled Sidi Otmane (échantillons ER12 et ER15).



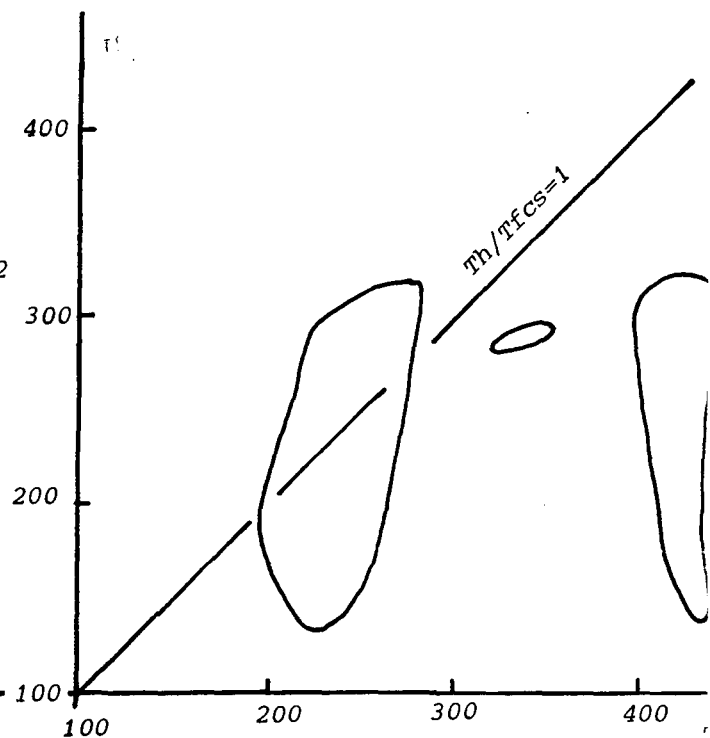
a- Diagramme Th vs TfG (ER15).



b- Diagramme Th vs TfG des QL (ER12).

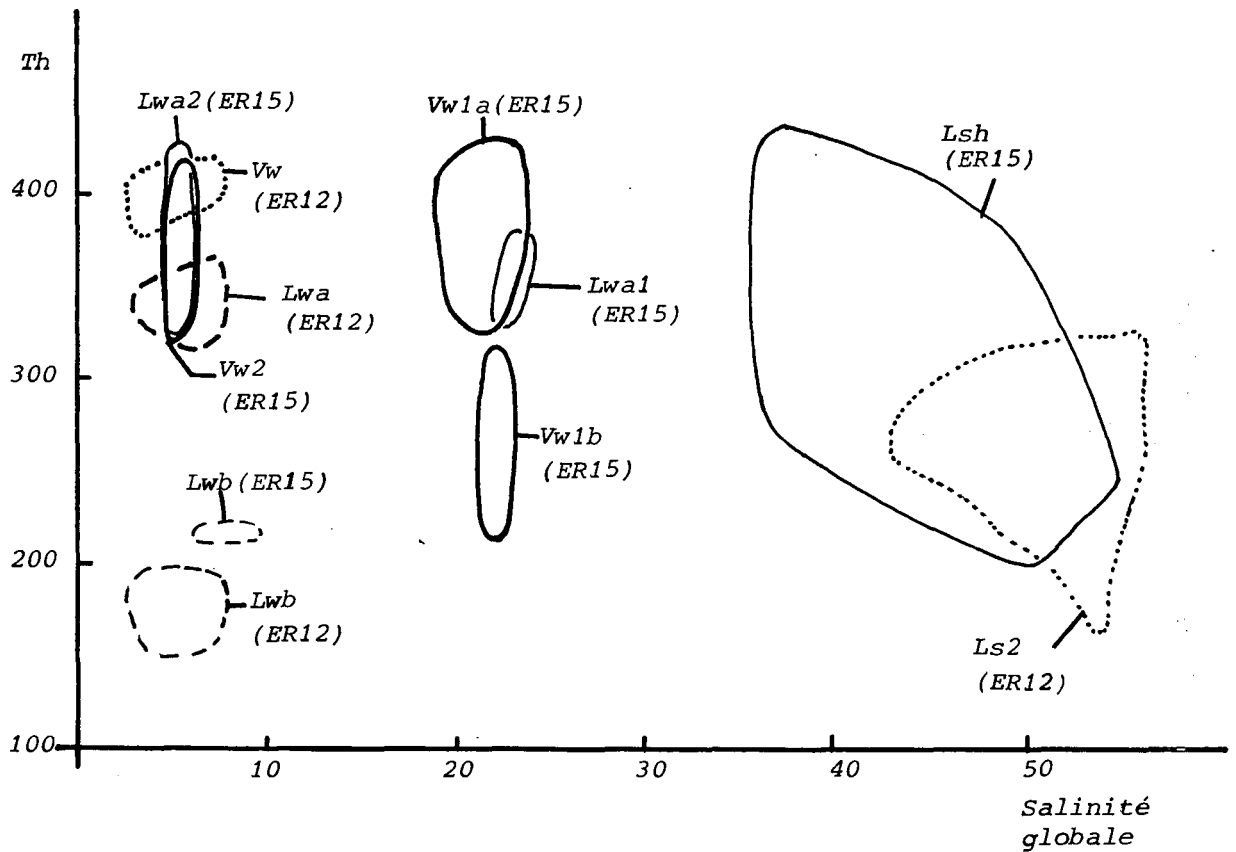


c- Diagramme Th vs Tfcs des Lsh (ER15).

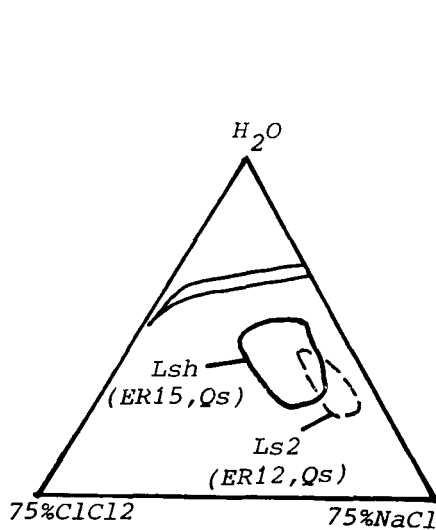


d- Diagramme Th vs Tfcs des Ls2 de Qs (ER12).

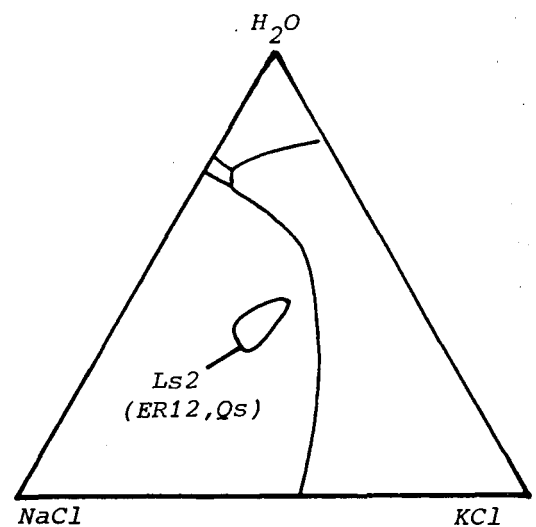
Fig. II-81 : Diagrammes des inclusions fluides du secteur de Bled Sidi Otmane (échantillons ER12 et ER15).



e- Diagramme Th vs salinité globale (ER15 et ER12).



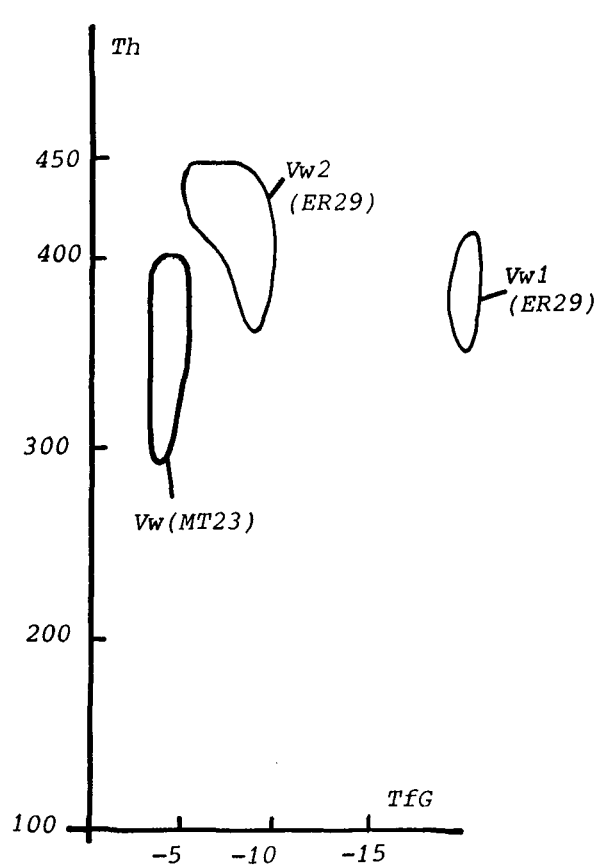
f- Composition des inclusions Lsh et Ls2 (ER15 et ER12).



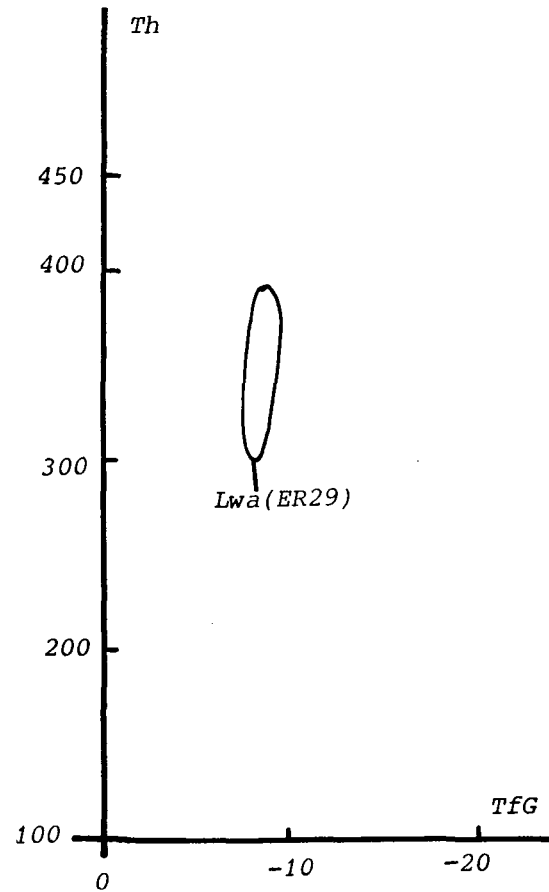
g- Composition des inclusions Ls2 (ER12).

Fig. II-83 : Diagrammes des inclusions fluides du secteur d'Ez-Zirari
(échantillons MT23 et ER29).

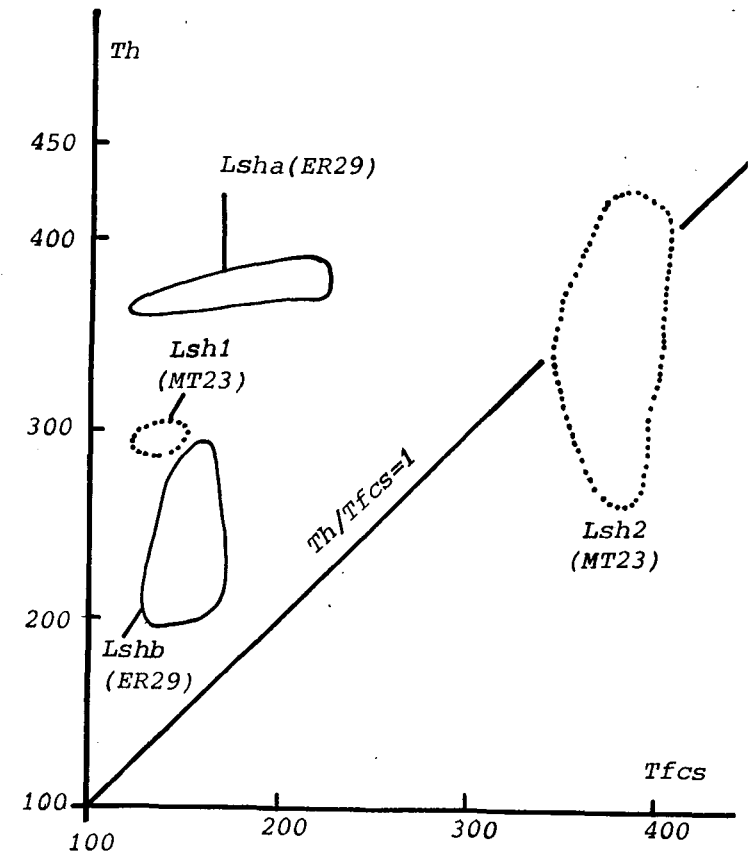
251



a- Diagramme Th vs Tfg des Vw.

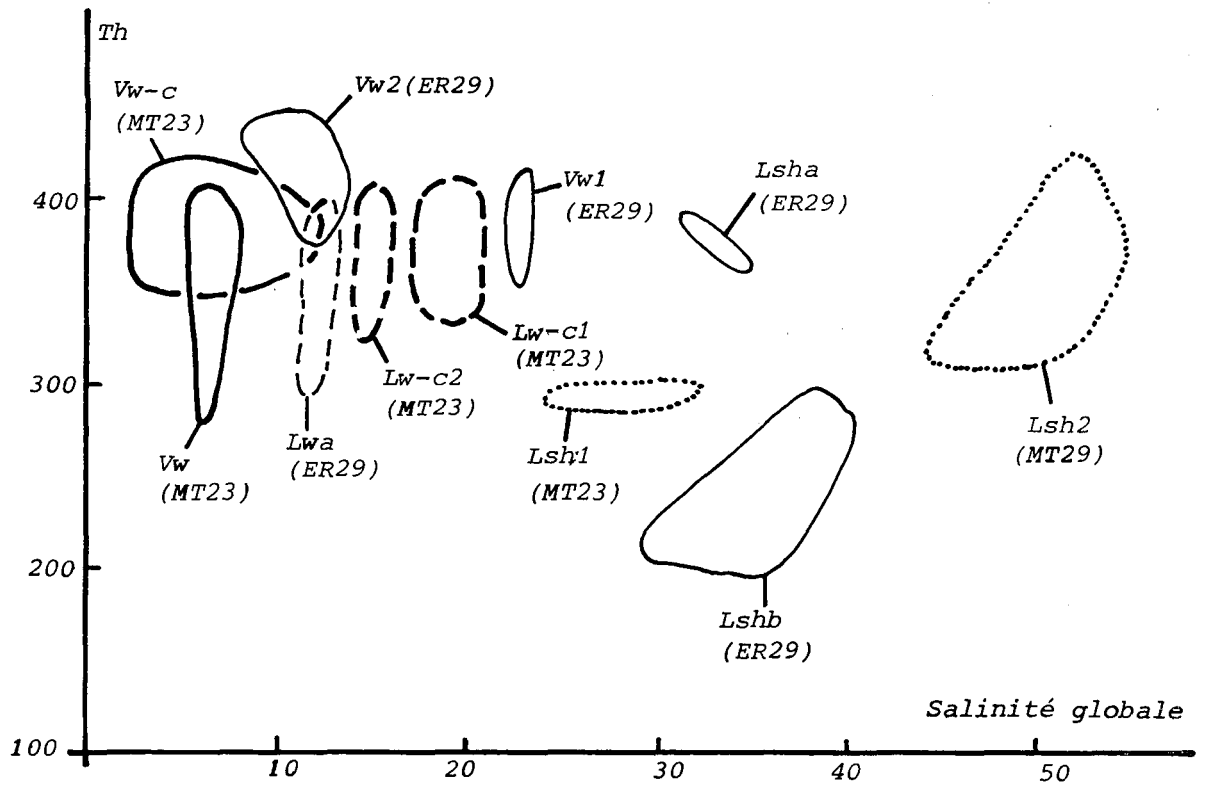


b- Diagramme Th vs Tfg des Lwa et Lw-c.

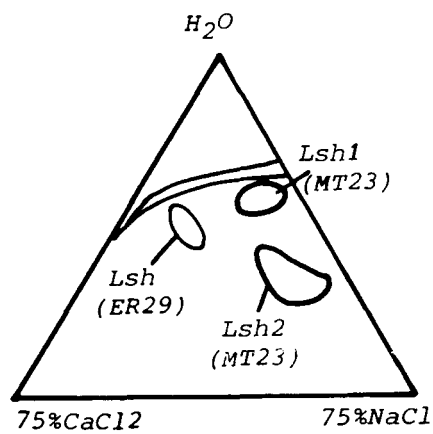


c- Diagramme Th vs Tfcs des Lsh (ER29 et MT23).

Fig. II-83 : Diagrammes des inclusions fluides du secteur d'Ez-Zirari (échantillons MT23 et ER29).



d- Diagramme Th vs salinité globale (MT23 et ER29).



e- Composition des inclusions Lsh (MT23 et ER29).

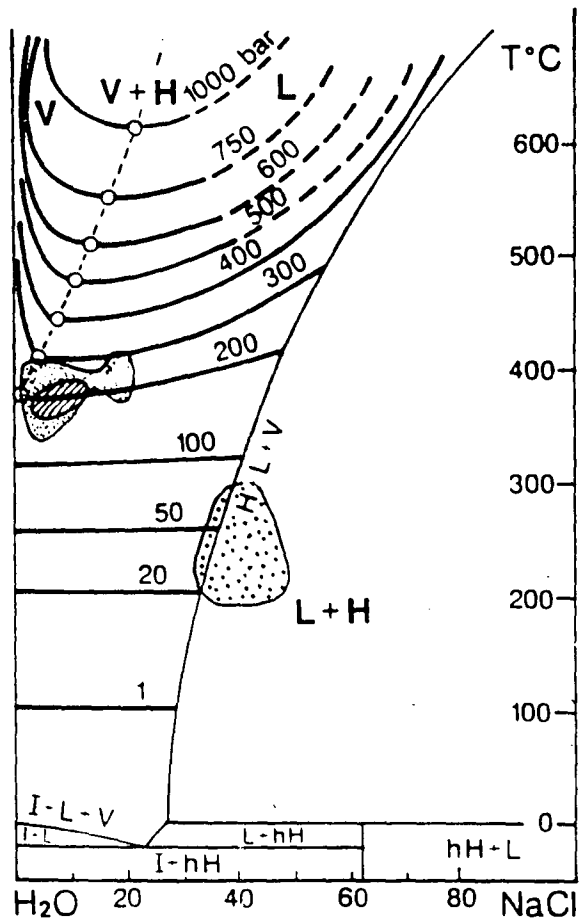


Fig. II-80 : Projection P-X du système H_2O -NaCl d'un greisen tourmalinisé et préalablement, muscovitisé du secteur d'Amahroq (échantillon MB9).

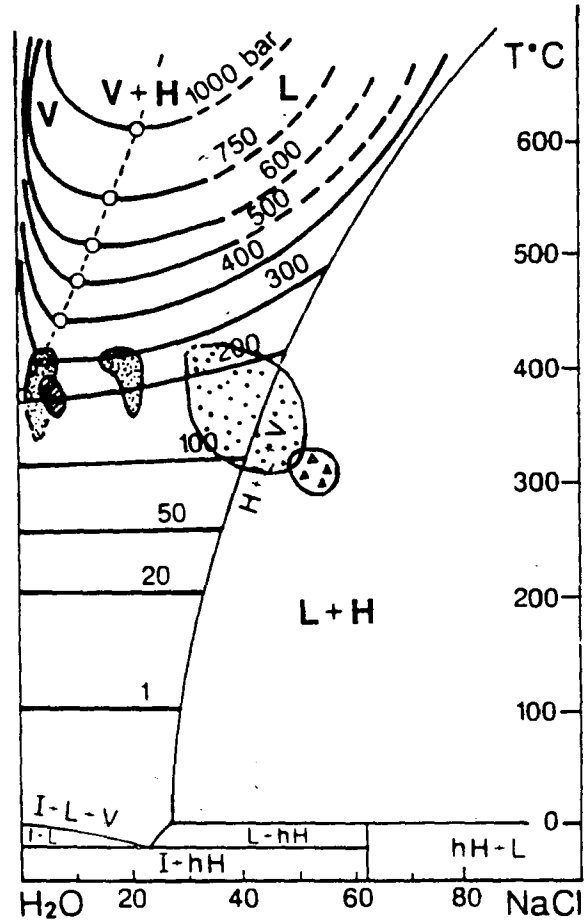


Fig. II-82 : Projection P-X du système H_2O -NaCl des tourmalinite à quartz du secteur de Bled Sidi Otmane (échantillons ER12 et ER15).

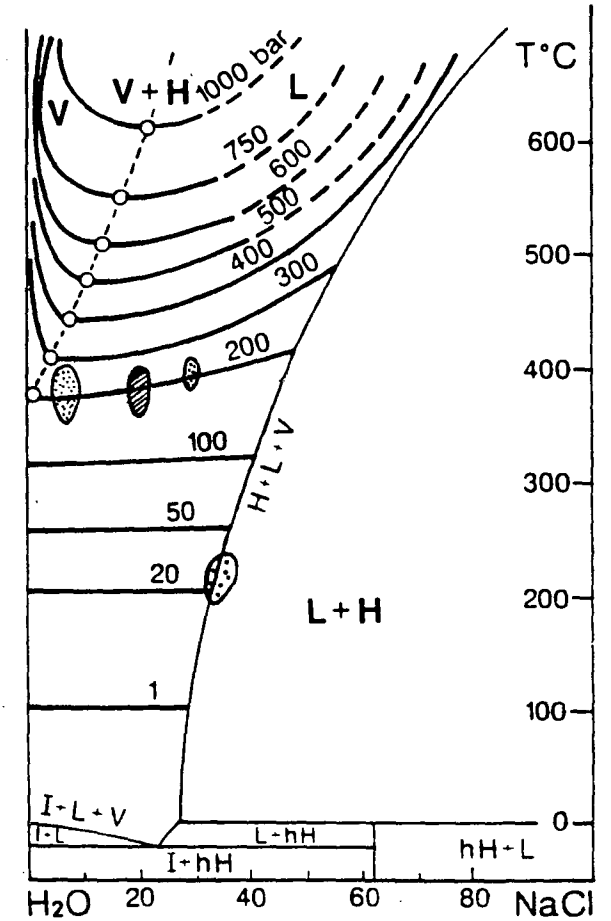


Fig. II-84 : Projection P-X du système H_2O -NaCl du granite porphyroïde "rééquilibré" au contact d'une tourmalinite tardive du secteur d'Ez-Zirari (échantillon ER29).

La zone 2 contient :

- des Lwa modérément salées à Th élevées (figures II-87 a, d) ;
- des Vw très peu salées, également très chaudes (figures II-87 b, d).

La zone 3 contient :

- deux types de Lwa, l'un relativement, l'autre peu salé, tous deux à Th élevées (figures II-87 a, d) ;
- des Vw modérément salées, à Th élevées, mais dispersées (figures II-87 b, d) ;
- des LSh sous-saturées "chaudes" et des LS2, les unes sur- et les autres sous-saturées, à Th variables mais faibles (figures II-87 c, d) ; les teneurs en "CaCl₂" augmentent des LSh aux LS2, qui sont en outre riches en KCl (figure II-87 e) ;
- des inclusions à clathrates (Lw-c), à Th élevées (figure II-87 a) ; ces inclusions sont étroitement associées à des fibres de tourmaline de deuxième génération, de même que des inclusions à vapeur dominante où l'analyse par micro-spectrométrie Raman (CREGU, M.-C. BOIRON opérateur) a révélé la présence de CH₄, malgré une forte fluorescence, due à la production de graphite sous le faisceau laser..

3.6.2. *Interprétation*

De toutes les inclusions observées, seules les Lwb paraissent caractéristiques du quartz "sale", c'est-à-dire de la première génération de tourmaline.

A l'inverse, seul le quartz limpide contient des inclusions sursalées, que leur association avec des vapeurs également salées permet de rapporter à un phénomène d'ébullition ; la figure II-88 montre que celle-ci, commencée à 400°C et 28-30 MPa, s'est poursuivie jusqu'à de basses températures et pressions : 250°-300°C et 5-10 MPa. Les inclusions Lwa les moins salées (autour de 11 % éq. NaCl) de la zone 2 pourraient représenter le fluide L1 dont l'ébullition donnera les inclusions observées dans le quartz limpide.

Cependant, d'autres fluides paraissent impliqués : les inclusions Lwa peu salées du quartz limpide, par exemple, ne s'intègrent pas dans le modèle d'ébullition ; de même, les Vw de la zone 2 semblent trop peu salées pour correspondre vraiment aux vapeurs issues de l'ébullition, tant les phénomènes de piégeage hétérogène sont dans ce cas la règle. Enfin, les inclusions Lw-c témoignent de la présence d'un troisième type de fluide (L3), aquo-carbonique, ici intimement associé à la croissance de la deuxième génération de tourmaline.

3.7. **Greisens et granites**

Dans les échantillons de greisens (plus ou moins tourmalinisés) et de granites, on trouve assez systématiquement, à côté des inclusions caractéristiques du stade de la greisenisation, des inclusions appartenant aux familles rencontrées dans les échantillons muscovitisés et tourmalinisés. Ce sont (tableau 3):

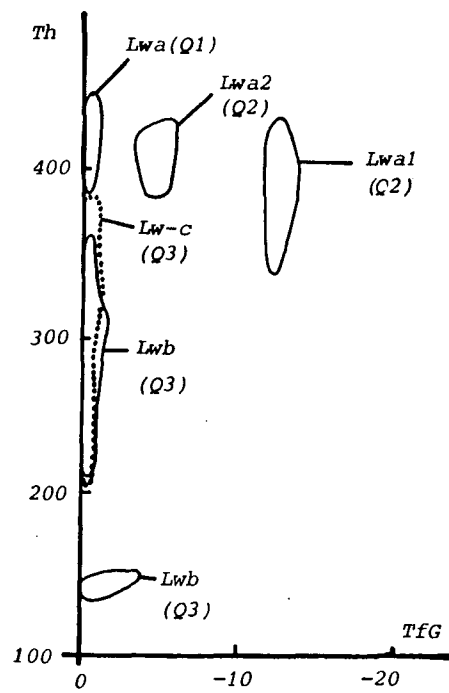
- de façon ubiquiste, des inclusions LSh, souvent associées à des Vw plus ou moins salées ; on trouve même, dans l'échantillon MT 24 (leucogranite grossier d'Ez-Zirari), des inclusions de vapeur avec cube de sel (Vws), particulièrement typique du phénomène de piégeage hétérogène ; ces inclusions représentent à l'évidence le résultat de l'ébullition d'un fluide L1, dont de rares inclusions Lwa salées à Th élevées sont les représentants vraisemblables ;
- des inclusions Lwa peu salées, plus rares (ER 25, autour de 0.5 % éq. NaCl).

3.8. **Interprétation générale**

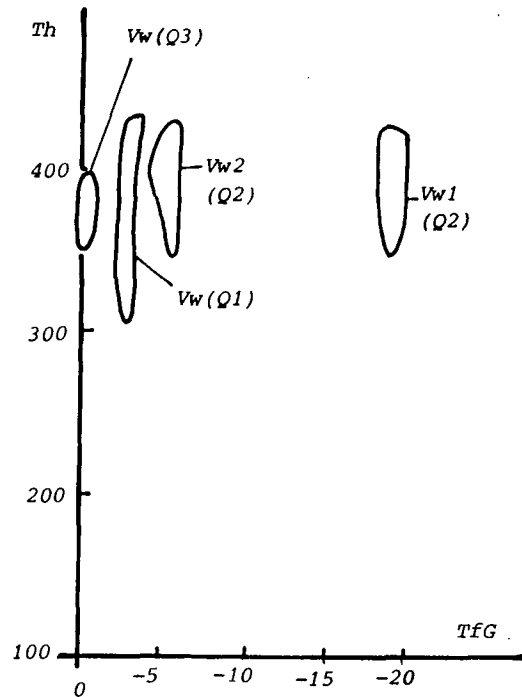
3.8.1. *Typologie des fluides*

L'inventaire qui précède met en évidence de façon répétitive une gamme de fluides qui comprend :

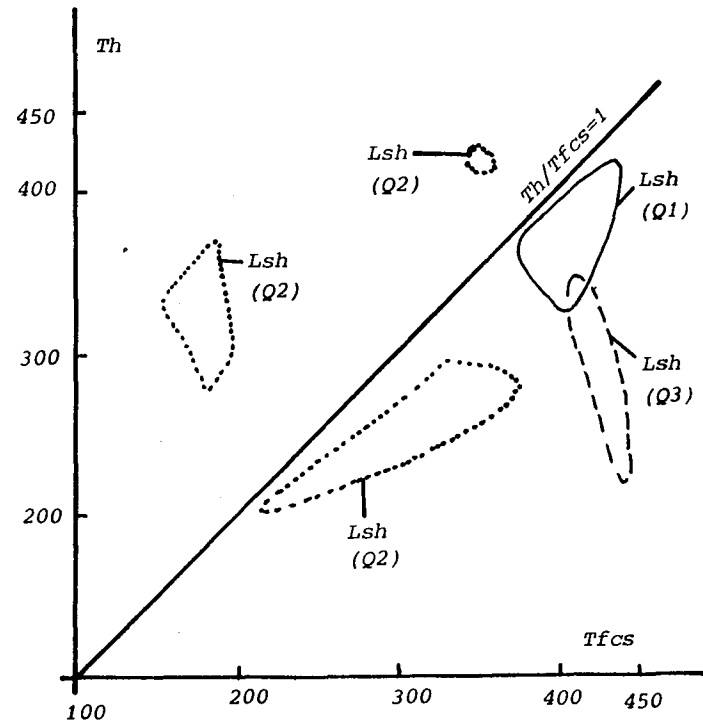
Fig. II-85 : Diagrammes des inclusions fluides du secteur d'Errif
(échantillons ER1).



a- Diagramme Th vs Tfg des Lw.

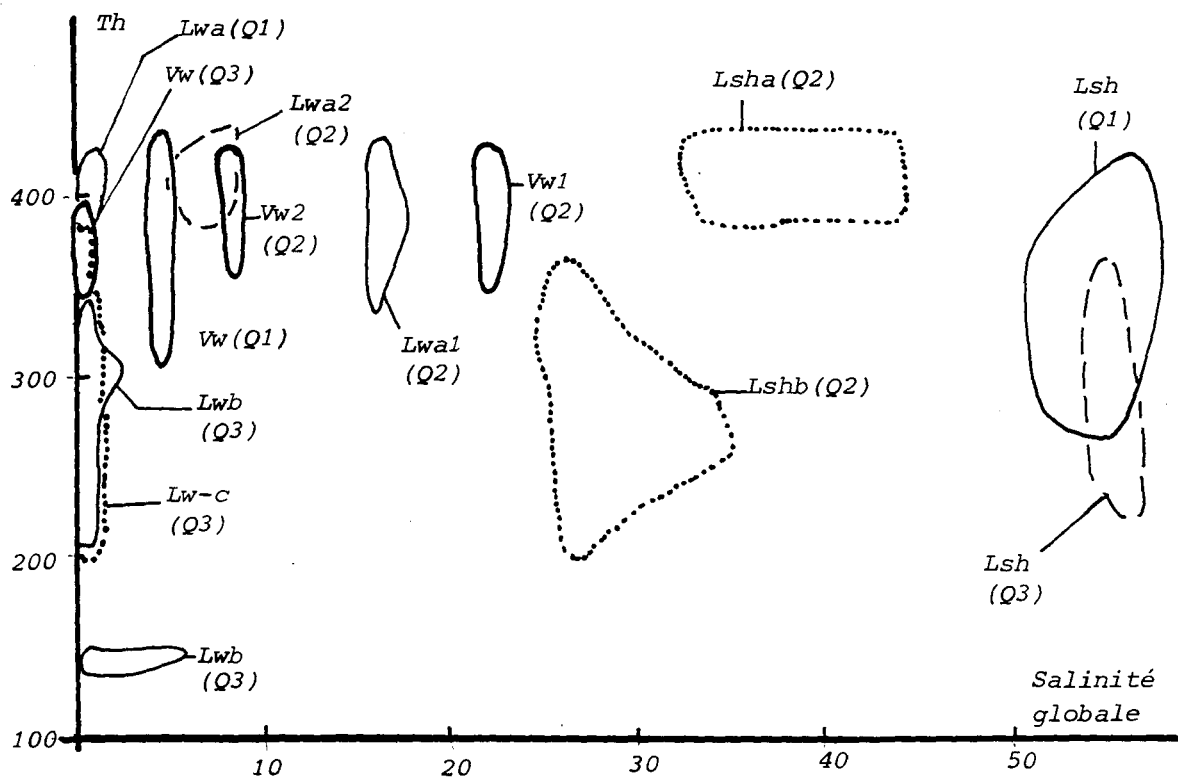


b- Diagramme Th vs Tfg des Vw.

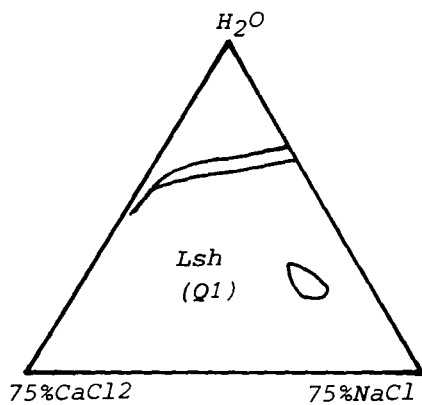


c- Diagramme Th vs Tfcs des Lsh (Q1 et Q2)

Fig. II-85 : Diagrammes des inclusions fluides du secteur d'Errif (échantillons ER1).

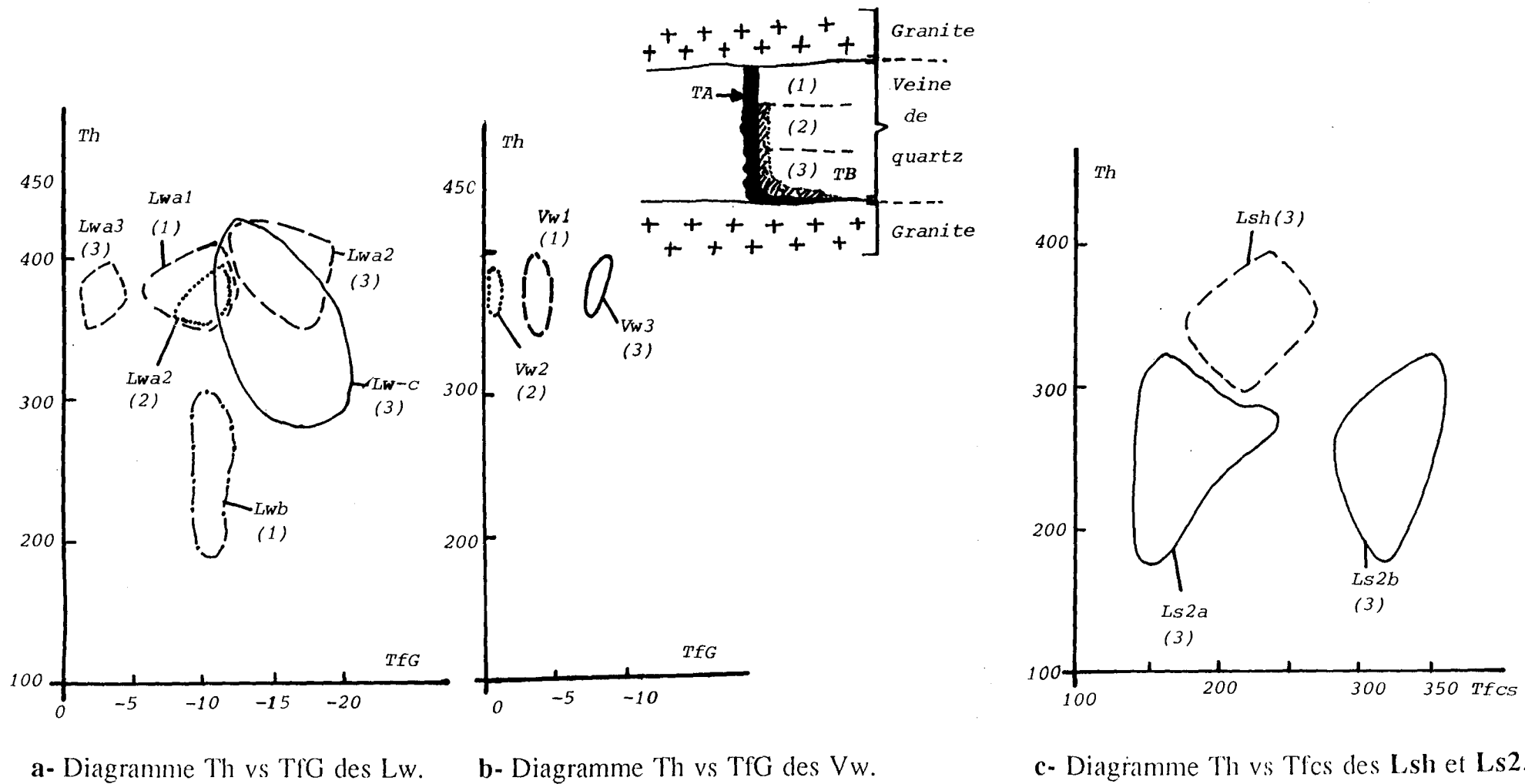


d- Diagramme Th vs salinité globale (ER1).



e- Composition des inclusions Lsh (Q1, ER1).

Fig. II-87 : Diagrammes des inclusions fluides du secteur de Tawirt
(échantillons MB6).



- des fluides L1 et leurs produits d'ébullition : saumures (L'1) et vapeurs (V'1) ; ces fluides appartiennent au système $H_2O-NaCl-KCl-R^{2+}Cl_2$ et sont caractérisés par de forts rapports K/Na (compris entre 0.7 et 1.6) et des salinités moyennes (autour de 8-13 % éq. NaCl) ;

- des fluides L2 appartenant apparemment au système $H_2O-NaCl$, toujours peu salés (0 à 4 % éq. NaCl, le plus souvent ≤ 1 %) ; des fluides peu denses et également très peu salés (V2) leur sont, semble-t-il apparentés ;

- des fluides L3, appartenant au système C-H-O-NaCl, de salinité variable et mal déterminée ; ces fluides, qui n'ont été rencontrés que dans deux échantillons de tourmalinite (ER1 et MB6), sont sans doute plus abondants, si l'on considère que les inclusions Lw-c à faibles Th rencontrées dans la plupart des échantillons de greisens et de granites en sont également des représentants, ce qui est très vraisemblable.

Ces différents types de fluides interagissent entre eux ; de l'inventaire qui précède ressortent les modalités suivantes :

- mélanges L'1-V'1 (tellement systématiques que la présence de vapeurs très peu salées n'est due, semble-t-il, qu'à l'existence des fluides V2) ;

- mélanges L2-L1 (à vrai dire, c'est probablement un fluide issu de ce mélange qui subit l'ébullition dans de nombreux cas) ou, également fréquemment, L2-L'1, rendant compte des variations de salinité des inclusions représentatives des fluides "L2"; l'existence de tels mélanges est notamment décrit en détail par MARIGNAC & ZOUHAIR (1992), pour des fluides accompagnant la tourmalinisation dans certains greisens d'Ez-Zirari ;

- mélange L3-L1 ou L'1, suggéré par la grande variabilité des salinités observées pour les fluides L3 dans l'échantillon MB6) ; des phénomènes de mélange L3-L2 sont également envisageables (par exemple dans l'échantillon ER1, voir la figure II-85 a).

3.8.2 Évolutions P-T

L'inventaire précédent met en évidence plusieurs catégories de processus caractérisant autant d'évolutions P-T.

3.8.2.1. Ébullition

L'ébullition est un phénomène ubiquiste, non seulement dans les systèmes hydrothermaux à tourmaline, mais aussi dans les granites encaissants. Elle a systématiquement lieu à température décroissante, depuis des valeurs de 420°-400°C jusqu'à 380°-360°C, plus rarement 300°C (Bled Sidi Otmane, Tawrit) ; et à pression décroissante, depuis des valeurs proches de 30 MPa (exceptionnellement plus : 35 Ma, greisens Amahroq) jusqu'au tour de 15-20 MPa (exceptionnellement 10 MPa : Bled Sidi Otmane, Tawrit).

Ces résultats s'interprètent, pour la température, comme le résultat d'une ébullition isenthalpique ; et pour la pression, comme la conséquence d'une décompression du système hydrothermal, passant de conditions lithostatiques (voire, supra-lithostatiques : greisens Amahroq) à des conditions proches des conditions hydrostatiques : adoptant en effet une valeur de 30 MPa pour la pression lithostatique et une valeur de 2.6 pour la densité, on trouve une valeur de 12 MPa pour la pression hydrostatique (soit 1.2 km de profondeur). Ces valeurs sont exactement celles que trouvent MARIGNAC & ZOUHAIR (1992) pour les mêmes types de fluides dans l'apophyse d'Ez-Zirari.

Une telle variation de pression peut être à son tour rapportée au contexte tectonique dans le système hydrothermal et être considérée comme le résultat d'une reprise de la fracturation dans le système de failles qui draine les circulations fluides. C'est en réalité la chute de pression induite par

cette activité tectonique qui déclenche le processus d'ébullition.

Plusieurs échantillons montrent de plus l'existence d'une ébullition limitée (uniquement caractérisée par ses saumures) à des températures inférieures ou égales à 250°C et à très basses pressions (2 à 5 MPa) ; le fluide soumis à démixtion n'est pas identifié et il s'agit vraisemblablement d'ébullition sporadique à très faible profondeur en fin d'évolution du système hydrothermal.

3.8.2.2. Condensation des fluides L2

Les diagrammes Th-salinité pour les inclusions rapportées aux fluides L2 et V2 ont montré à plusieurs reprises des évolutions démonstratives d'un processus de condensation à température décroissante, depuis des fluides chauds de faible densité jusqu'à des fluides denses plus froids. Un tel processus ne peut avoir lieu qu'à des pressions supérieures à celles du point critique pour L2, soit 20 à 25 MPa selon la salinité de ce fluide (comprise entre 0 et 4 % éq. NaCl).

Il est cependant naturel de considérer que ces circulations se font sous pression lithostatique, soit environ 30 MPa, comme on vient de le voir. La variation de température correspondante serait alors de près de 200°C, entre 430°C (V2) et environ 250°C (L2 les plus froids). On note l'analogie entre la température maximale de circulation des V2 et celle qui caractérise le début de l'ébullition des L1.

3.8.2.3. Mélanges anisothermes

Une partie des mélanges qui se produisent entre les diverses catégories de fluides est probablement isotherme, comme, par exemple, ceux qui se produisent entre L2 et L1. Cependant, des mélanges anisothermes se rencontrent également ; c'est le cas de ceux que décrivent MARIGNAC & ZOUHAIR (1992) (figure II-89) ; c'est vraisemblablement aussi le cas de nombreux mélanges L2-L1. C'est alors apparemment le fluide L2 qui représente le pôle le plus froid.

3.8.3. Evolution P-T-X en fonction du temps

3.8.3.1. Caractère cyclique de l'évolution

Dans les échantillons ER1 (Errif) et MB6 (Tawrit), le phénomène d'ébullition suit la circulation des fluides V2-L2 selon une séquence de condensation à température décroissante ; une recharge thermique du système hydrothermal apparaît ici nécessaire. Dans les échantillons ER12 et 15 (greisens Amahroq), le phénomène d'ébullition précède la circulation des fluides V2-L2 : ici, non seulement la température, mais aussi la pression doivent remonter.

Il ressort de ces faits que :

- le système hydrothermal du Ment est soumis à une alternance de refroidissement (due à l'ébullition) et de recharge thermique, par l'apport de fluides chauds ; dans les cas cités, ce sera L1 (ER1, MB6) ou V2 (ER12-15) ; mais comme des exemples de fluides L2 ou L3 chauds (à Th élevées) sont connus, il est probable qu'ils ont pu exercer la même fonction ;

- les fractures qui servent de drain au système sont soumises à une alternance de fracturation (\pm ouverture), accompagnée d'une chute de pression, déclenchant l'ébullition ; et de colmatage, correspondant à une remontée de la pression ; cependant, la circulation des fluides a lieu dans toutes les configurations.

Dans la mesure où l'échantillonnage qui a servi à mettre ces phénomènes en évidence est loin d'être exhaustif, il est hautement probable que le système du Ment a connu plus d'un ou deux cycles de cette nature ; il convient ici de remarquer que rien dans la répartition observée des inclusions d'un type de quartz donné ne permet d'exclure que, par exemple, plusieurs cycles d'ébullition s'y soient succédé.

3.8.3.2. Existence de différents types de circuits

Les fluides L1 sont toujours chauds (températures $\geq 400^{\circ}\text{C}$) et ont donc une origine profonde dans le système hydrothermal. En revanche, le fait que les fluides L2 apparaissent dans le système soit à température élevée, soit au contraire à température faible, montre que ces derniers peuvent être d'origine superficielle ou profonde ; dans ce dernier cas, ils ont donc effectué un trajet plus long, suivant un circuit qui leur permette d'atteindre les zones de recharge thermique. Et, comme leur mélange avec L1 n'est pas systématique, il faut donc que la source des L1 soit relativement isolée de ce circuit long.

Le système hydrothermal du Ment apparaît ainsi comme complexe, avec des sources de fluides contrastées, les unes profondes, les autres superficielles ; et des circuits longs ou courts pour les fluides superficiels.

3.8.3.3. Conclusion

Le système hydrothermal du Ment montre la circulation d'au moins trois types de fluides, l'un profond (L1), l'autre superficiel (L2), le troisième (L3) sans origine prouvée par les données microthermométriques. Il semble caractérisé par l'injection, au niveau d'observation, situé à environ 1.2 km de profondeur à l'époque considérée, de fluides chauds, les uns de par leur origine, les autres à la suite d'un trajet vers la profondeur, qui se mélangent entre eux ou avec des fluides plus froids (à la température caractéristique du niveau d'observation ?) ayant suivi un circuit court. La circulation a lieu en conditions soit lithostatiques soit hydrostatiques ; la transition, due à la tectonique, se marque par les phénomènes d'ébullition qui affectent L1 ou un mélange L1-L2.

3.9. Discussion

3.9.1. Fluides de la muscovitisation, fluides de la tourmalinisation

Dans les échantillons Amahroq où aucune tourmalinisation ne se superpose à la muscovitisation (MB10, MB7b), on n'observe que le fluide L1 et les produits de son ébullition. En revanche, dans les autres échantillons, qu'il y ait ou non muscovitisation antérieure, on observe, le plus souvent, L1, L2 (ou V2) et les produits de l'ébullition de L1 ou du mélange L1-L2 ; plus rarement (mais il peut s'agir d'un biais de l'observation, comme le suggèrent les données issues des granites encaissants), il s'y ajoute L3.

On peut en conclure que :

- seuls les fluides L1 sont impliqués dans le processus de muscovitisation ; leur caractère potassique (rapports K/Na élevés) rend d'ailleurs bien compte de la métasomatose potassique qui caractérise la muscovitisation.

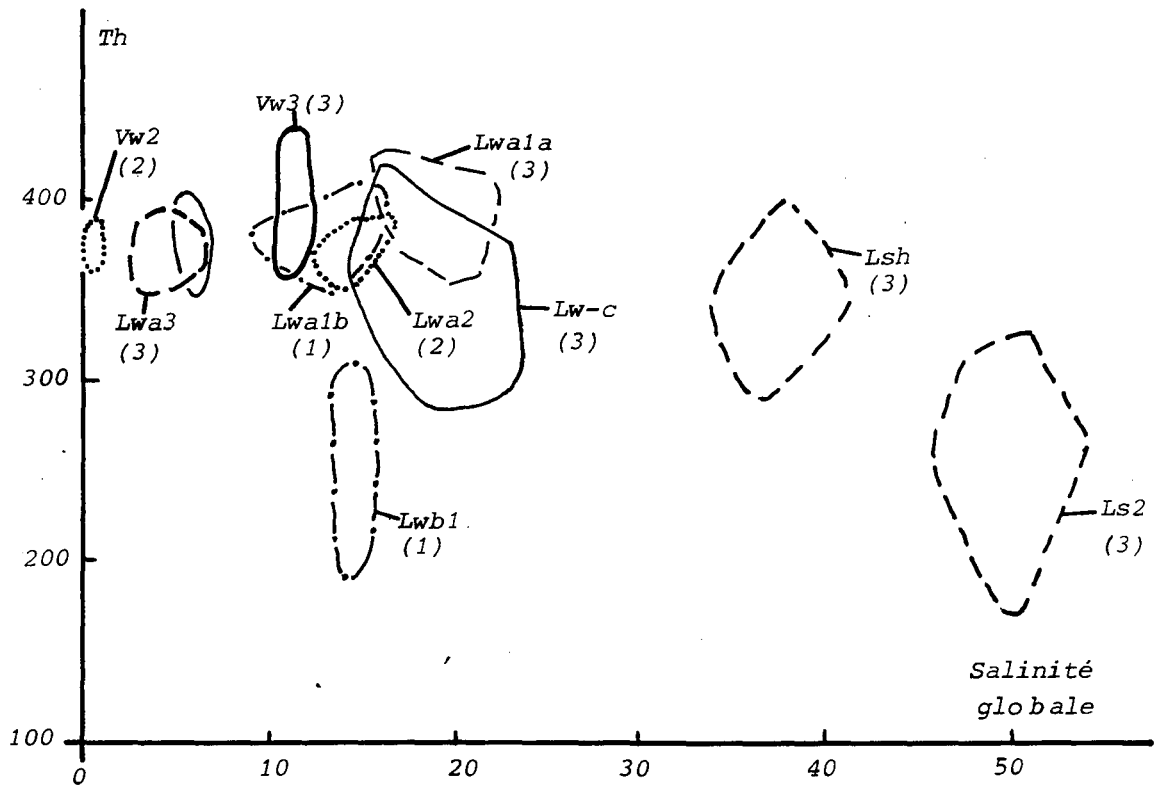
- en revanche, les trois types de fluides sont impliqués dans la tourmalinisation ; l'exemple de MB6 (Tawrit) montre même que, pour certaines générations de tourmaline tout au moins, c'est le fluide L3 qui est le plus intimement associé à la tourmalinisation.

Par ailleurs, l'existence des évolutions de type V2 ---> L2 est de nature à expliquer les phénomènes de sous-saturation en quartz qui sont systématiquement associés à la tourmalinisation (voir supra, *). Comme l'ont en effet montré CATHELIN (1987) et EL JARRAY (1993) dans le cas des épisyénites du Limousin, si les fluides peu denses sont en équilibre avec le quartz, leur équivalent condensé ne l'est pas et le refroidissement rapide (la condensation) de ces fluides peu denses peut produire des fluides sous-saturés en quartz.

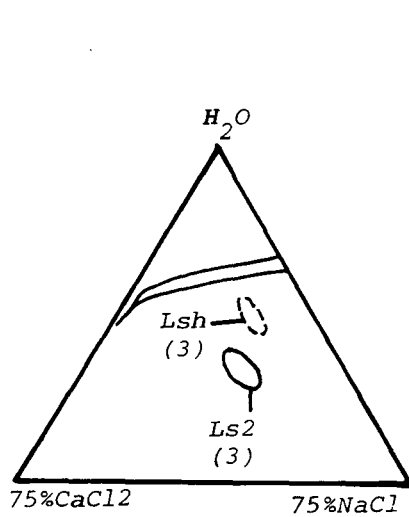
3.9.2. Nature des fluides

Il est remarquable de constater que l'étude microthermométrique recoupe celle de la composition des tourmalines : des mélanges de fluides différents, en proportion variée, apparaissent essentiels au processus de tourmalinisation. L'étude minéralogique ayant révélé, à travers l'étude de la zonation des tourmalines, le caractère extrêmement rythmique de leur cristallisation, les conclusions auxquelles avait conduit de ce point de vue l'étude microthermométrique se trouvent

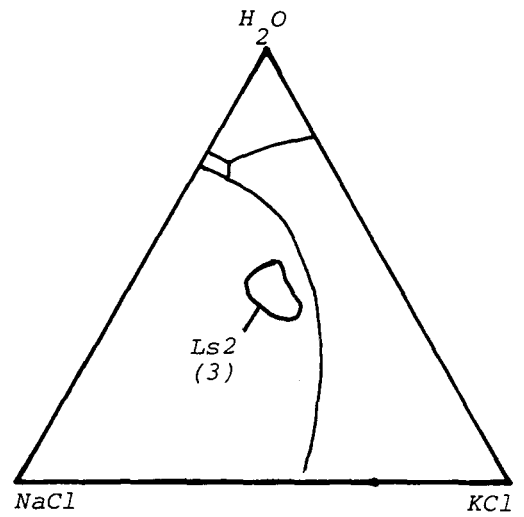
Fig. II-87 : Diagrammes des inclusions fluides du secteur de Tawirt (échantillons MB6).



d- Diagramme Th vs salinité globale (MB6).



e- Composition des inclusions Lsh et Ls2.



f- Composition des inclusions Ls2.

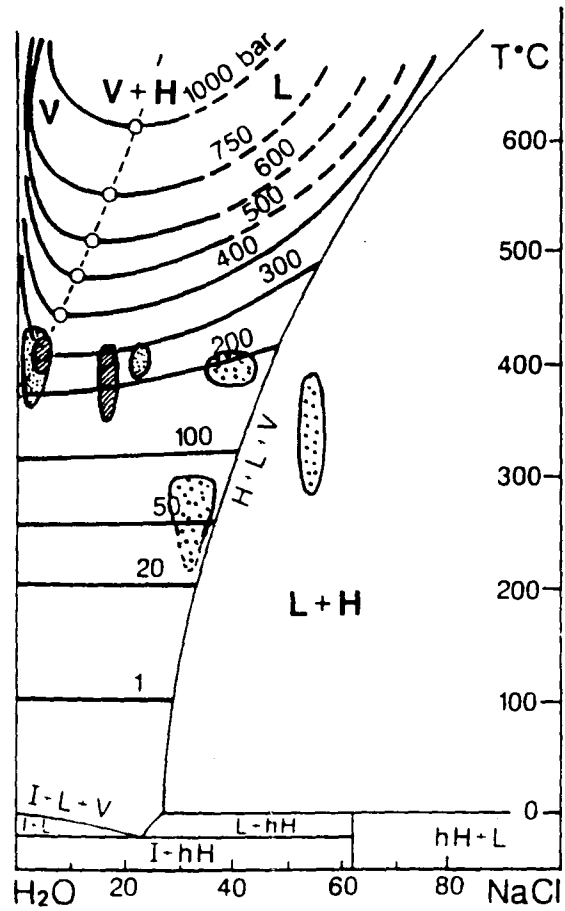


Fig. II-86 : Projection P-X du système H₂O-NaCl d'une tourmalinite à quartz oblitérant une veine E-W précoce du secteur d'Errif (échantillon ER1).

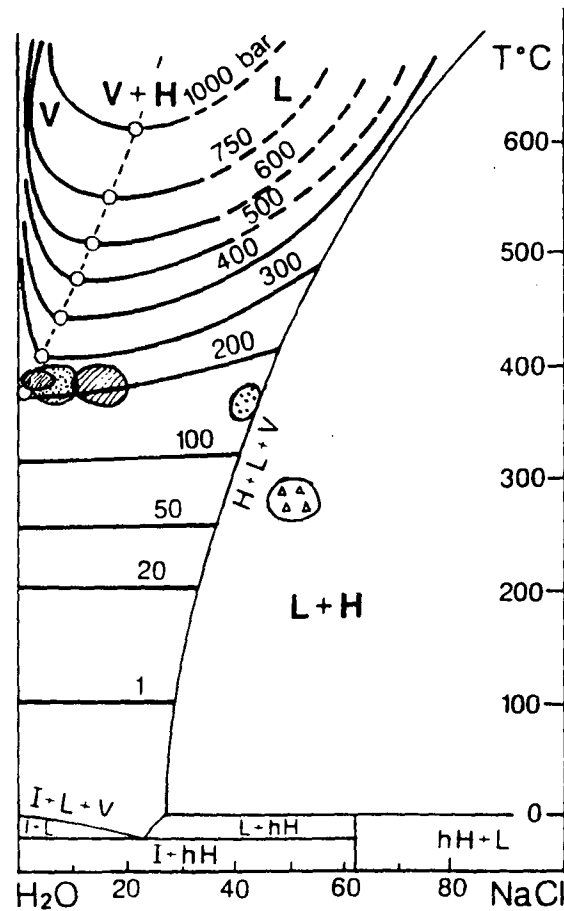


Fig. II-88 : Projection P-X du système H₂O-NaCl d'une veinule de quartz à tourmaline dans le granite porphyroïde du secteur de Tawrirt (échantillon MB6).

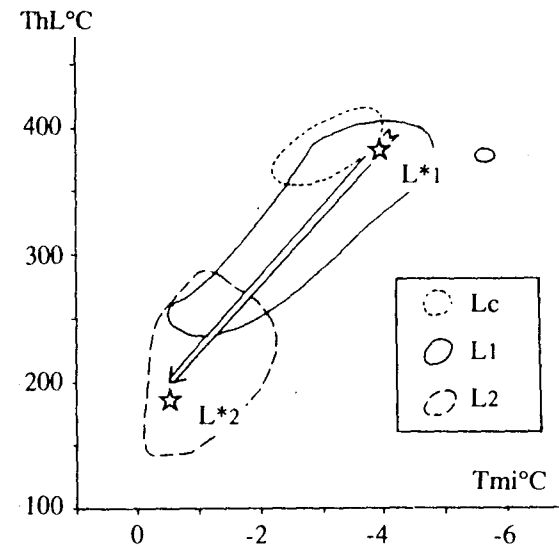


Fig. II-89 : Exemple de mélange anisotherme entre les pôles L1 et L2 dans les quartz des greisens d'Ez-Zirari, (MARIGNAC & ZOUHAIR, 1992).

renforcées.

On est donc conduit à confronter les résultats de l'étude microthermométrique à ceux de l'étude des compositions des tourmalines, en cherchant à retrouver, parmi les fluides L1, L2 et L3, les représentants des pôles A, M et F révélés par cette dernière. A titre de rappel, le pôle A caractérise des fluides équilibrés avec les granites-hôtes des drains hydrothermaux ; le pôle M, des fluides équilibrés avec les micaschistes de l'encaissant des granites; et le pôle F, un fluide ferrifère d'origine indéterminée. La confrontation conduit aux résultats suivants :

- *les fluides L3*, dont la composition aquo-carbonique suggère qu'ils proviennent de l'aurole métamorphique du granite, sont de bons candidats au rôle des fluides M ; ils ne sont pas les seuls : les fluides L2, d'origine superficielle, et suivant un circuit court, peuvent également avoir cette origine ; il convient de rappeler ici que plusieurs pôles M sont en fait apparus à l'analyse.

- *les fluides L1*, saumures caractérisées par de forts rapports K/Na, sont, à ce titre, d'origine magmatique probable ; ils sont également caractérisés par la présence d'ions multivalents : on les a modélisés par Ca^{2+} , mais Fe^{2+} (voire Fe^{3+}) sont également possibles, voire probables, si l'on envisage d'identifier L1 au pôle F, ce qui paraît naturel ; il convient de rappeler ici que les phengites dont la croissance est associée à la circulation des fluides L1 sont clairement enrichies en fer par rapport à celles des greisens sur lesquelles elles se développent (voir supra, *) ; on sait par ailleurs que la solubilité du fer (sous forme chlorurée) est grandement accrue dans les saumures hydrothermales (KWAK & al., 1986).

- *les fluides L2* qui ont suivi un circuit long, enfin, sont de bons candidats au rôle des fluides A ; mais ce rôle peut également être tenu par les fluides L3, pour peu qu'ils suivent eux aussi un circuit long.

La source du bore impliqué dans la tourmalinisation ne peut pas être cherchée dans les granites du Ment, où ne s'observe pas de tourmaline primaire, même dans les faciès leucogranitiques les plus évolués. La source la plus vraisemblable est constituée par les micaschistes de l'encaissant du granite, qui résultent en effet du métamorphisme d'anciennes séries marines. On sait (WEISBROD, 1987) que les fluides en équilibre avec de tels micaschistes dissolvent du bore en se réchauffant ; réciproquement, c'est en se refroidissant, à la faveur des processus mis en évidence dans les sections précédentes, que de tels fluides sont susceptibles de céder leur bore et donc de participer à la cristallisation de la tourmaline.

3.9.3. Synthèse

Le système hydrothermal du Ment qui dépose muscovite, puis tourmaline, succède au système greisenisant après un laps de temps non négligeable, puisque la pression lithostatique est passée de 50 à 30 MPa (le système est remonté, d'une profondeur de 1.9 km à une profondeur de 1.2 km).

Ce système est caractérisé par une forte anomalie thermique, que l'origine magmatique des fluides L1 impose de considérer comme due à l'existence d'intrusions profondes, non encore dégagées par l'érosion.

Dans ces conditions, la figure II-90 représente, de façon semi-schématique, l'anatomie du système hydrothermal telle qu'elle ressort des considérations qui précèdent.

	TmCO2	Te	Tmi	Tmcl	ThCO2	Th	Tmh	Remarques
M15								
Vc-w	-56.8/-57.1		-4.7/-6.5	8.7/12.2 (v)	26.5/26.8	369/448		
Lw-c			-0.4/0	8.9/10.6		283/300		
LSh		-56/-38	-42.5/-23.1			348/455	384/478*	
ER18								
Vc-w	-60.3/-57.8		-8/-4.8	8.9/12.3 (v)	7.1/14.3	265/385		fusion à -87°C
Lw-c				1.7/11.5		140/415*		
Vw			-13.6/-7.6			349/443		rares
LSh		-44/-36	-31.7/-23.3			325/402	223/256	très rares
ER25								
Vc-w	-58.9/-57.7		-5.8/-1.9			330/405		
Lw-c			-12.1/-11.1	9.7/12.5		292/407		
Lwa			-0.5/-0.2			124/156		
LSh		-48/-43	-40.3/-36.9			360/378	380/405*	
MT23b								
Vc-w	-57.3/-56.6		-8.2/-1.8	7.1/9.6		350/420*		fusions à -96/-86°C
Vw-c			-5.1/-3.1	9.3/10.7		281/400		
LSh		-32/-33				290-298	128/145	
LSh		-32/-54				265/415	340/405*	
I51								
Vc-w	-58.1/-57			8.6/10.4 (v)	-2.6/-3.8	320/460		
Lw-c		-22/-38	-9.3/-0.5	8.5/10.7		140/390		
Lwa			-4.9/-3.2			180/360		
LSh		-52	-1.8/-3.1			150/250	235/295*	
LSh		-52/-53	-3.1/-2.4			405/430	225/240	
LSh		-51/-52	-41.9/-30.9			280/440	210/310	Tmhy : -13/-20°C
ER21								
Vc-w	-60/-57.8		-8.2/-7.2	9.0/12.1 (v)	13.2/14.0	280/400		
Lw-c			-12.1/-11.1	9.2/12.0		292/407		
Lwa		-23/-24	-19.9/-8.6			335/411		
LSh		-55/-57	-53.2/-23.7			254/448	155/393	
ER19a								
<u>Quartz</u>								
Vw-c	-57.2/-56.6					407/440		
Lw-c	-57.2/-56.9	-25/-28				230/380		
<u>Topaze</u>								
Lw-c	-93.5/-93.1		-3.6/-2.0			345/385*		
MT24								
Vc-w	-57.8/-56.6			7.1/9.6 (v)	-2.9/-4.4	389/402*		Peut contenir Ms
Lw-c			-6.0/-2.0	8.6/11.3		255/355		
Vw			-5.8/-1.5			350/455*		
Vws			-12.5/-6.5			355/425		
Lwa			-12.5/-9.5			300/400		
LSh		-47/-35	-30.7/-13.9			303/416	283/327	
LSh		-63/-38	-48.3/-23.0			198/372	282/414*	
MB10								
Vw			-6.0/-2.5			340/400		
Lwa			-14.0/-3.0			370/410		
LS2			-34.2/-26.0			250/317	359/417*	parfois, aiguille de tourmaline
ER1								
<u>Quartz 1</u>								
Vw			-3.0/-2.0			310/453		
Lwa			-1.0/0			385/445		
Lwb			-1.0/0			215/285		
LSh		-46	-35.2/-25.7			330/418	378/435*	
<u>Quartz 2</u>								
Vw			-18.0/-4.0			350/430		
Lwa		-23	-14.0/-3.2			340/430		
LSh			-14.3/-12.4			281/420	155/376	
LSh			-16.7/-11.9			236/431	215/439*	
<u>Quartz 3</u>								
Vw			-0.2/-0.1			350/395		
Lwb			-3.5/0			125/355		
Lw-c			-1.0/-0.1	7.0/11.3		210/380		
LSh			-27.2/-26.1			227/340	411/441*	

	TmCO2	Te	Tmi	Tmcl	ThCO2	Th	Tmh	Remarques
ER12 & ER15								
<u>Quartz "sale"</u>								
Vw			-8.4/-7.2			355/390		
Vws			-20.5/-11.5			240/425		
Lwa			-3.1/-20.1			333/424		rares
Lwb			-5.8/-4.1			218		rares
LSh			-41.5/-16.0			198/382	327/429*	
LS2	-35/-34		-27.1/-23.9			189/328	325/440*	TmKCl : 199°/281°C
<u>Quartz limpide (ER12)</u>								
Vw			-4.5/-2.2			395/410		
Lwa			-7.4/-2.0			310/360		
<u>Quartz limpide (ER12)</u>								
Lwb			-4.6/-2.0			160/195		
ER7, ER8 & C68								
<u>Greisen</u>								
Vw			-13.0/-2.0			365/440		
Lwa			-0.2/-15.5			330/440		
LSh			-49.4/-43.0			206/417	204/297*	
LS2			-40.0/-30.3			350/415	413/441*	TmKCl : 163°/220°C
<u>Quartz en veine</u>								
Vw			-16.5/-5.0			330/440		
LS2	-57/-50		-46.1/-21.6			139/400	312/436*	TmKCl : 151°/199°C
MB9								
<u>Greisen</u>								
Vw			-1.0/-15.0			295/420		
Vws			-17.5/-14.5			360/440		halite, tourmaline
Lwa			-15.5/-11.0			385/410		
Lwb			-20.7/0			180/230		
LSh			-44.3/-20.8			190/376	107/265	
<u>Quartz limpide</u>								
Vw			-10.5/-0.6			355/430		
Lwa			-8.5/-0.2			320/425		
Lwb			-2.4/0			150/305		
LSh			-24.3/-21.7			221/294	150/165	
MB7								
<u>Greisen</u>								
Vw			-5.0/-1.0			350/420		
Lwa			-8.0/-2.0			290/400		
LSh	-47/-46		-42.6/-37.7			200/261	268/296*	
<u>Quartz relique</u>								
Vw			-15.0/-10.0			310/420		
Lwa			-13.0/-1.5			325/425		
LSh	-31		-28.2/-22.8			226/423	131/208	
<u>Quartz en veine "sale"</u>								
Vw			-8.5/-2.5			320/410		
<u>Quartz en veine limpide</u>								
Lwa			-3.0/-2.5			175/285		
LSh			-39.6/-24.9			208/281	270/416*	
ER29								
Vw			-20.3/-5.2			355/443		
Lwa			-9.0/-5.0			300/385		
LSh	-45/-50					200/388	125/220	

		NaCl	CaCl ₂	K/Na
MB6				
<i>Zone 1</i>				
V1/L'1	Vw	5.1/6.3		
L1 à L'1	Lwa	11.1/16.0		
<i>Zone 2</i>				
V2	Vw	0.5/0.9		
L1 à L'1	Lwa	11.1/16.0		
<i>Zone 3</i>				
V1/L'1	Vw	1.7/12.2		
L1/L2	Lwa	2.8/22.2		
L'1/L'2	Lwb	13.4/16.0		
L'1	LSh	22/30	11/13	
L1	LS2	23/35	17/23	0.94/1.59

Tableau 7. Variations des compositions estimées des principales familles d'inclusions fluides dans les différents échantillons étudiés. La nature des fluides telle qu'elle ressort de la synthèse finale (voir texte) est également indiquée : L1, fluide magmatique primaire ; V2, L2 : fluide peu salé primaire ; L'1, V'1 produits de l'ébullition de L1 (ou d'un mélange L1/L2) ; le signe / indique un mélange.

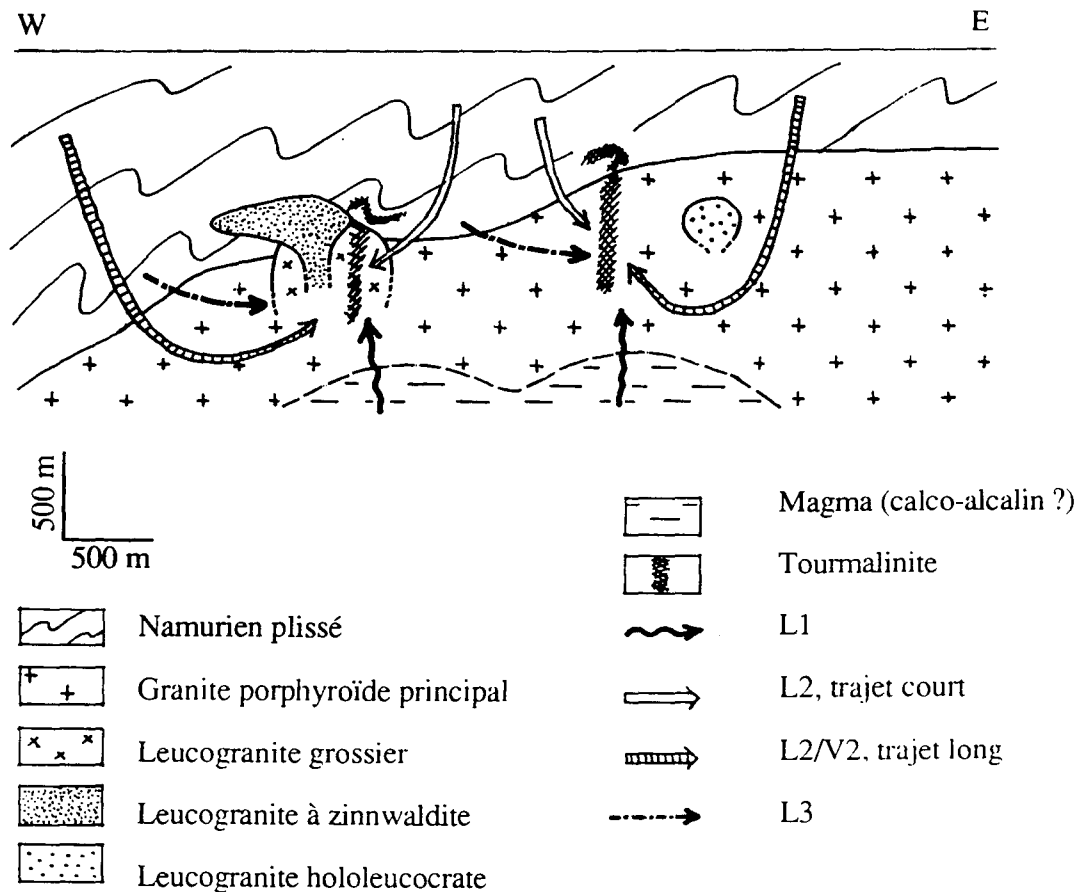


Fig. II-90 : Modèle conceptuel schématique hydrothermal du Ment au stade des tourmalinites, illustrant les différentes sources de fluide envisagées. La topologie permienne a été supposée tabulaire, comme la morphologie actuelle.

CHAPITRE II-5 :

MÉTALLOGÉNIE DU MENT

II-5. MÉTALLOGÉNIE DU MENT

En fort contraste avec l'intensité des phénomènes hydrothermaux qui l'affectent, le massif du Ment est particulièrement pauvre en minéralisations. Après une brève présentation des rares indices connus, ce chapitre sera consacré à une description plus détaillée de certains d'entre eux, puis à une discussion sur les raisons de cette rareté.

1. Inventaire des minéralisations du massif du Ment

1-1. Indices d'étain-tungstène

Des indices filoniens de wolframite ont été signalés par CARPENTIER (1949; in : SCHWARTZ, 1973) à Ez-Zirari, Sidi Ben Markach, à l'Est de l'Oued Morrou, à l'Ouest de Dahdouh et à l'Ouest du complexe granitique au niveau d'Amahroq. De la scheelite a été d'autre part reconnue dans les grenatites de Bou Idja, au NW de Torziane et dans les filons de tourmalinites à l'Ouest de Sidi Ben Markach (BENAMGHAR, 1985).

Des indices filoniens de cassitérite ont été signalés par CARPENTIER (1949 ; in SCHWARTZ, 1973), MORIN (1951), SNOEP (1965 ; in SCHWARTZ, 1973) au Sud de Bou Mimoun, au Sud de Sidi Ben Markach et dans les alluvions d'Assif Talat Tayadirt.

A l'échelle du massif, seuls des filons de quartz de direction NE-SW seraient porteurs de la minéralisation en étain-tungstène. Cependant, malgré nos recherches, nous n'avons jamais retrouvé en place ni la wolframite, ni la cassitérite dans le Ment. Il est clair, de toutes façons, que les indices décrits sont parfaitement négligeables d'un point de vue économique.

Ils sont néanmoins responsables, semble-t-il, des anomalies de géochimie-sol en étain-tungstène, de l'ordre de 5 000 à 10 ppm, que la prospection alluvionnaire en lit vif sur le granite du Ment (BENAMGHAR, 1985) a permis de mettre en évidence. Ces anomalies sont au nombre de six :

- 1- "Anomalie de Tayadirt" au NE, qui s'étale au delà du granite.
- 2- "Anomalie centrale", couvrant le secteur de Jbel Sidi Ben Markach au Sud du Ment, qui a probablement alimenté la rive gauche de l'Oued Boulahmayel.
- 3- "Anomalie d'Ez-Zirari" au NW.
- 4- "Anomalie de Boulmaden" au SE, dans le secteur de Jellab.
- 5- "Anomalie de Dahdouh" au Nord, dans le secteur d'Amahroq.
- 6- "Anomalie de Torziane" au Sud.

1-2.- Indices à minéraux d'arsenic

CARPENTIER (1949 ; in : SCHWARTZ, 1973) a signalé à Ez-Zirari la présence d'indices d'arsénopyrite associés à certains filons de quartz à wolframite. Nous avons pu localiser (BOUSHABA & GAGNY, 1986), à l'Ouest d'Ez-Zirari, des filons sub-verticaux de quartz à arsénopyrite et pyrite de 10 à 20 cm d'épaisseur dirigés N40° à N45°E ; mais jamais nous n'y avons retrouvé de wolframite.

D'autres indices d'arsénopyrite, avec pyrite, rutile et oxydes de fer ont été repérés à l'Est de M'Tiazdant dans des couloirs de granite bréchifié de 1 à 8 m d'épaisseur, de plusieurs centaines de mètre de long, de direction N80° à N90°E et à pendage vertical ; à 500 m au SE de cette localité dans des filonnets de tourmalinites ; et dans les secteurs d'Amahroq et de Bou Idja (BOUSHABA & GAGNY, 1986).

Par ailleurs, de la loëllingite est présente dans de petits corps de pegmatite à stockscheider

qui recourent le leucogranite à zinnwaldite d'Ez-Zirari.

1-3. Autres indices sulfurés

Plusieurs indices existent dans la partie sud du massif du Ment, comme ceux à Ba, Fe et Cu qui sont associés à des filons de quartz de direction E-W de quelques décimètres à 5 m de puissance ; ou ceux à Ba, Fe, Cu, Zn, Pb associés aux roches silico-calciques (grenatite, etc...), situées dans l'encaissant métamorphique, au Sud et à l'Est du village d'Aguelmous, au N-W à Bou Mimoun et au S-W dans les secteurs de Belfdil et Bou Idja.

De la pyrite est par ailleurs le seul minéral associé au phénomène d'épisyénitisation, au Sud de Jbel Sidi Ben Markach (à 500m à l'Est de M'Tiazdant), dans des couloirs de faille, où le granite calco-alcalin porphyrique à biotite ferrifère s'est transformé en épisyénite vacuolaire (dissolution du quartz et microclivage des plagioclases) minéralisée. Cette pyrite contient quelques traces de Mo, parfois d'As et de Zn.

1-4.- Indices d'Uranium

La SOMAREM (1953) et BARREAU (1954 ; in : SCHWARTZ, 1973) ont signalé la présence d'uranium (sous forme d'autunite et de chalcopite) associé à des traces de pyrite, de marcassite, d'arsénopyrite, de chalcopite, de galène et de sphalérite, à l'Ouest de Mouchkad dans le filon dit de Marquis, de 1 à 2 m de puissance, suivi sur une longueur de plus de 2 km, selon une direction de N80° à N100°E et un pendage de 80°N. La SOMAREM a également signalé la présence de radioactivité à El Harcha sur un filon de 2.5 m de puissance, de 30m de longueur et d'orientation N130°E.

2. Description de quelques indices

2-1.- Minéralisations associées aux pegmatites à stockscheider

Les pegmatites à stockscheider sont intragranitiques, associées au leucogranite fin à zinnwaldite et à topaze. Elles forment des corps lenticulaires sub-horizontaux de quelques mètres de long pour quelques dizaines de centimètres de puissance. Elles sont à cristaux centimétriques, automorphes, de plagioclase, feldspath potassique, zinnwaldite, topaze et loëllingite, avec de l'arsénopyrite, de la fluorite, et des arsénates (scorodite) dans la mésostase. En utilisant le critère d'inclusion, la course de cristallisation des pegmatites à stockscheider commencerait par le plagioclase qui sera suivi dans l'ordre par la zinnwaldite, le feldspath potassique, le quartz et plus tardivement la topaze. Le faciès stockscheider est connu par des cristaux de feldspath potassique de 5 à 30 cm de long, 1 à 5 cm de large et 0.5 à 2 cm d'épaisseur, à habitus branchu, plumeux. Ils contiennent en inclusion la zinnwaldite, le plagioclase, le quartz, mais rarement la topaze malgré son abondance dans la mésostase. Les cristaux automorphes, pluricentimétriques, de loëllingite sont, comme les grands feldspaths plumeux, disposés perpendiculairement aux épontes de la pegmatite et englobés par la mésostase ; aucune altération n'est, de près ou de loin, associée à l'emplacement de ces cristaux, qui sont cependant engainés par la scorodite. Une recherche préliminaire au MEB dans la mésostase y a montré de la scorodite insérée dans les clivages de la zinnwaldite, avec une morphologie prismatique suggérant qu'elle pourrait y représenter d'anciennes loëllingites.

Examinée au MEB (Service Commun de Microanalyse de l'UHP-Nancy 1), la loëllingite est entourée par une gaine de scorodite de 30 à 40 µm d'épaisseur, elle-même enveloppée par une bande de 5 à 10 µm d'arsénates indéterminés, contenant Bi, W, Ca et U (figures II-91 et II-92). La loëllingite contient une multitude d'inclusions sphériques de bismuth natif, de 5 µm de diamètre au plus (microphotographie MEB 023 et 024). L'analyse quantitative à la microsonde électronique (tableau 58) montre qu'elle contient systématiquement du soufre, avec une zonation distincte : la zone centrale est plus riche en arsenic (73,470 %) que la périphérie (71,270 %) (figures II-93 a et

b).

2-2- Minéralisation à arsénopyrite associée aux veines de quartz d'Ez-Zirari

Les veines de quartz minéralisées d'Ez-Zirari (N30°E, 75°E à verticales, 5 à 10 cm d'épaisseur) font partie des veines de quartz qui arment les greisens (voir supra, Chap. II-1, § 2.3). La minéralisation colmate des cristaux automorphes de quartz et semble associée à la formation primaire de la veine. Plus précisément, on distingue une minéralisation primaire en arséniures, avec des cristaux automorphes de loëllingite enveloppée d'arsénopyrite qui la corrode (figure II-94) ; et une minéralisation secondaire à minéraux du bismuth (bismuth natif et sulfures à Bi-Ag). Ces minéraux ont été étudiés en détail dans les échantillons C68 et BL31-C.

2-2-1.- Loëllingite (figure II-94 ; tableau 65A) : Contenant toujours du soufre, la loëllingite des compositions variant entre 1,347 % et 2,098 %. Elle contient aussi de l'or, à des teneurs pouvant atteindre 1000 ppm.

2-2-2.- Arsénopyrite (figure II-95 ; tableaux 61, 63, 64 et 65B) : Constamment altérée en scorodite au contact avec le quartz, l'arsénopyrite BL31-C est distinctement zonée au MEB, avec une zone centrale plus claire (zone A), enrichie en As (48,611 %) et une zone périphérique, plus grise (zone B), plus riche en soufre. Des teneurs significatives en Au (1070 ppm) et antimoine (1190 ppm) s'observent dans la zone A.

Au contact de la loëllingite, l'arsénopyrite C68, homogène, a systématiquement des compositions de type A.

2-2-3.- Association bismuth natif et sulfures à Bi-Ag (figure II-96 ; tableau 59) : Au contact de l'arsénopyrite-loëllingite l'observation au MEB montre des plages de 6 x 3 µm plus blanches, à structure zébrée, caractérisée par l'alternance de zones nettement plus claires, constituées de bismuth natif (contenant quelques traces de Se, S, Ag, Pb et Sb). et de zones plus grises, composées de sulfures de bismuth et d'argent, avec des traces de Se et Sb.

D'après la littérature, cette analyse pourrait correspondre soit à la berryite ($Pb_2(Cu,Ag)_3Bi_5S_{11}$) (NUFFIELD, 1980) soit à la gustavite ($Pb_5Ag_3Bi_{11}S_{24}$) (KARUP-MOLLER, 1972). Cependant, les calculs effectués montrent qu'aucune de ces deux formules structurales ne s'adapte bien à notre minéral : $Pb_{0.76}Ag_{2.36}Bi_{6.14}Sb_{0.23}S_{11}$ sur la base de 11 (S) ; $Pb_{1.49}Ag_{5.15}Bi_{13.39}Sb_{0.50}S_{24}$ sur la base de 24 (S).

2-2-4.- Estimation des conditions de formation des phases sulfurées (figure II-97) : L'équilibre arsénopyrite-loëllingite peut être utilisé pour déterminer les conditions géothermobarométriques à l'aide des données de KRETSCHMAR & SCOTT (1976). Avec les compositions obtenues ci-dessus, on trouve des températures comprises entre 490 et 560°C (figure II-97 a), pour une activité de S_2 de 10^{-8} à 10^{-6} (figure II-97 b).

2-3.- Minéralisation associée aux couloirs de faille bréchifiant le granite calco-alcalin porphyrique

Les couloirs de faille (N90°E, 70°S et 1 à 3 m d'épaisseur) bréchifiant le granite calco-alcalin porphyrique à biotite ferrifère à M'Tiazdant correspondent à un mouvement décrochant dextre, visible sur les marqueurs que constituent des filons d'aplite à N90°-100°E, 80°S. Ces couloirs comprennent des veines de quartz tectonisées de même direction, de 10 à 20 cm de puissance, dont les épontes sont remplies de tourmaline.

La minéralisation associée à cette structure est constituée essentiellement de pyrite, chalcoppyrite, arsénopyrite et covéllite (échantillon C 53 ; tableau 62).

- La pyrite, toujours automorphe, est de loin la plus représentée. Elle contient quelques traces de Mo et de Bi.

3-Jan-1992 16:53:44

Auto-VS d

Vert= 3949 counts Disp= 1
Preset= Off
Elapsed= 77 secs

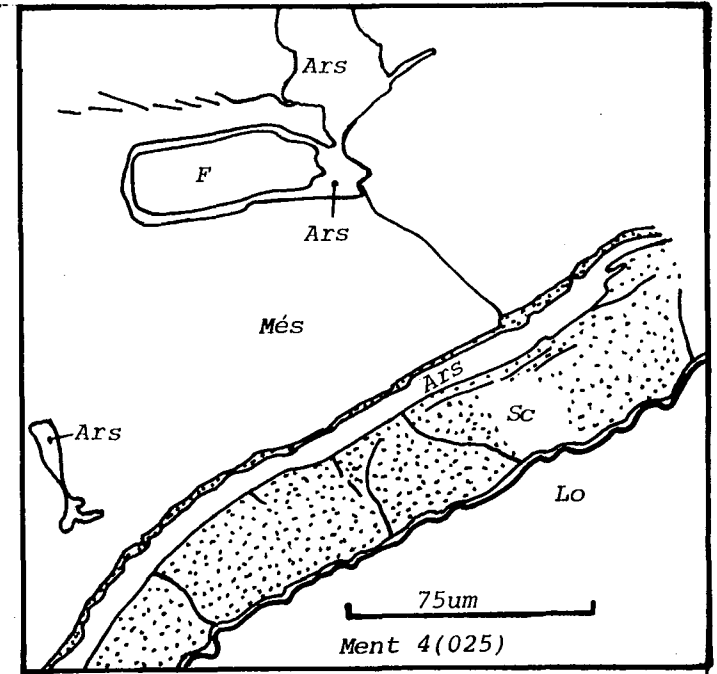


Fig. II-91 : Loëllingite (Lo) entourée au bord par une gaine de scorodite (Sc), le tout est enveloppé par une bande d'arséniates (Ars), (échantillon Ment 4-025). F. Fluorite, Més. Mésostase.

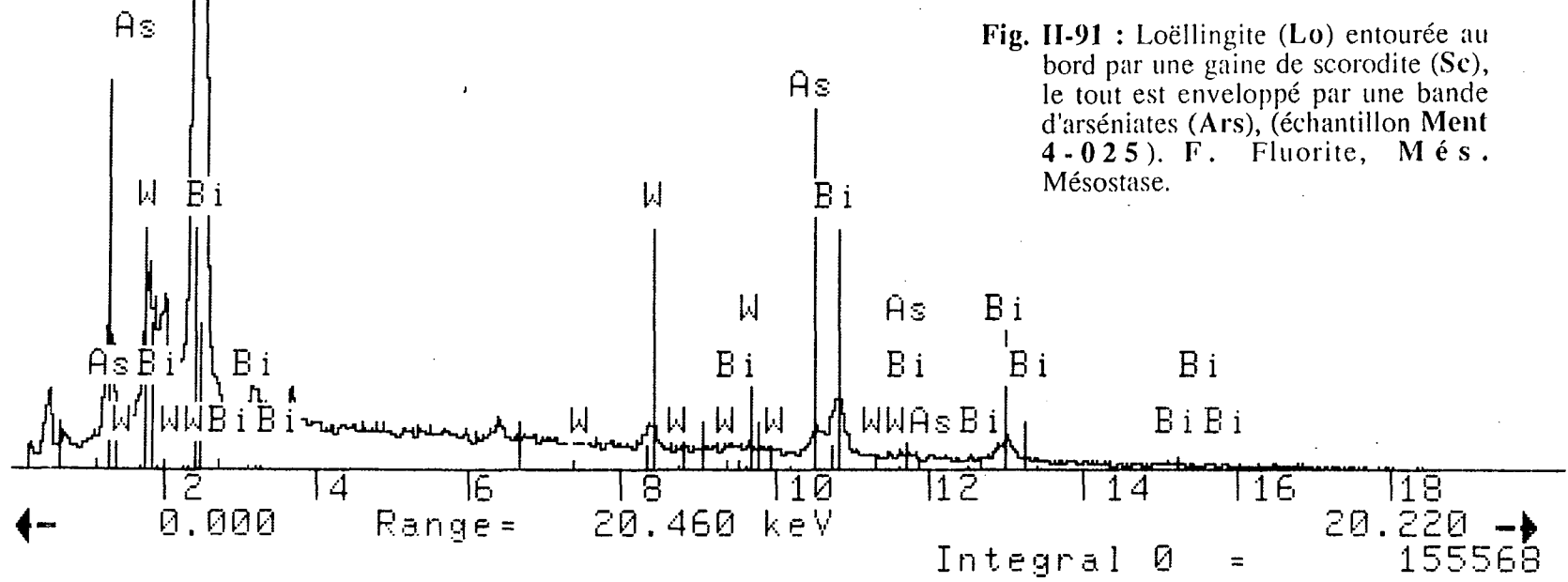


Fig. II-92 : Spectre d'analyse quantitative au MEB de la bande d'arséniates (Ars) de la figure II-91.

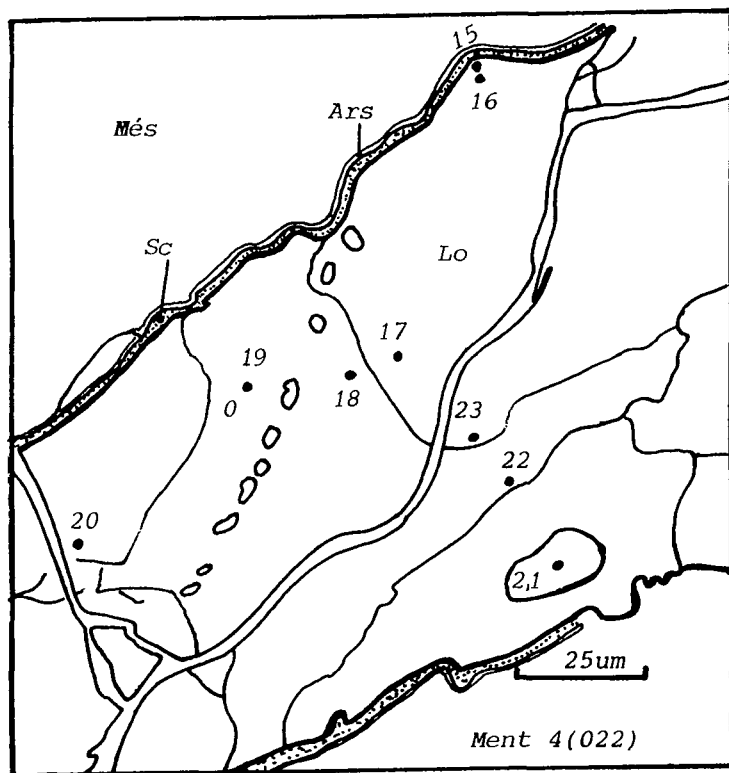


Fig. II-93a : Position des points analysés à la microsonde de la löellingite Ment 4-022.

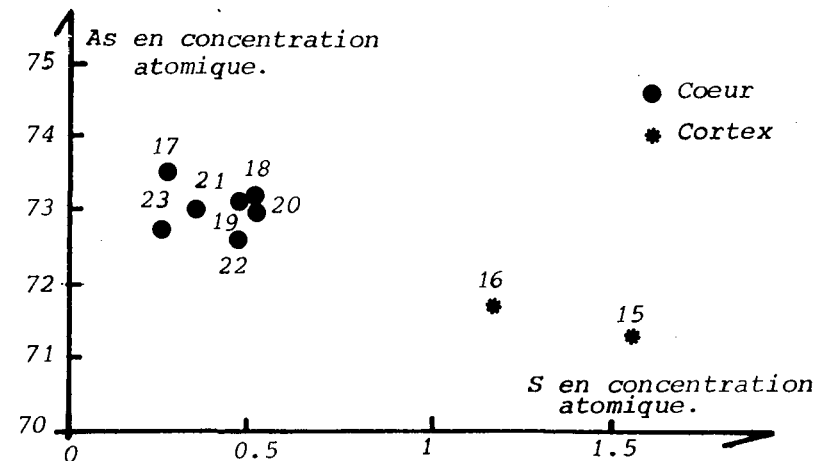
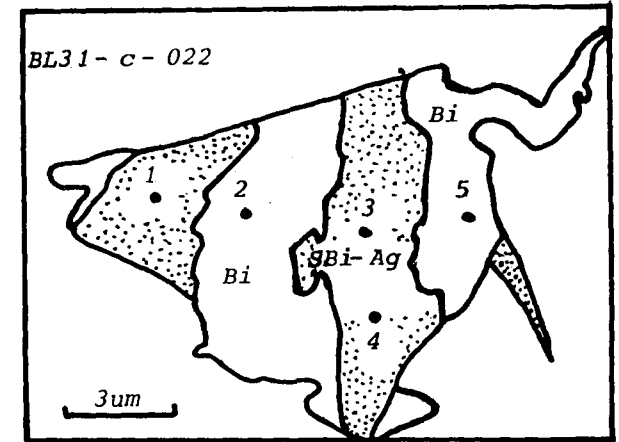
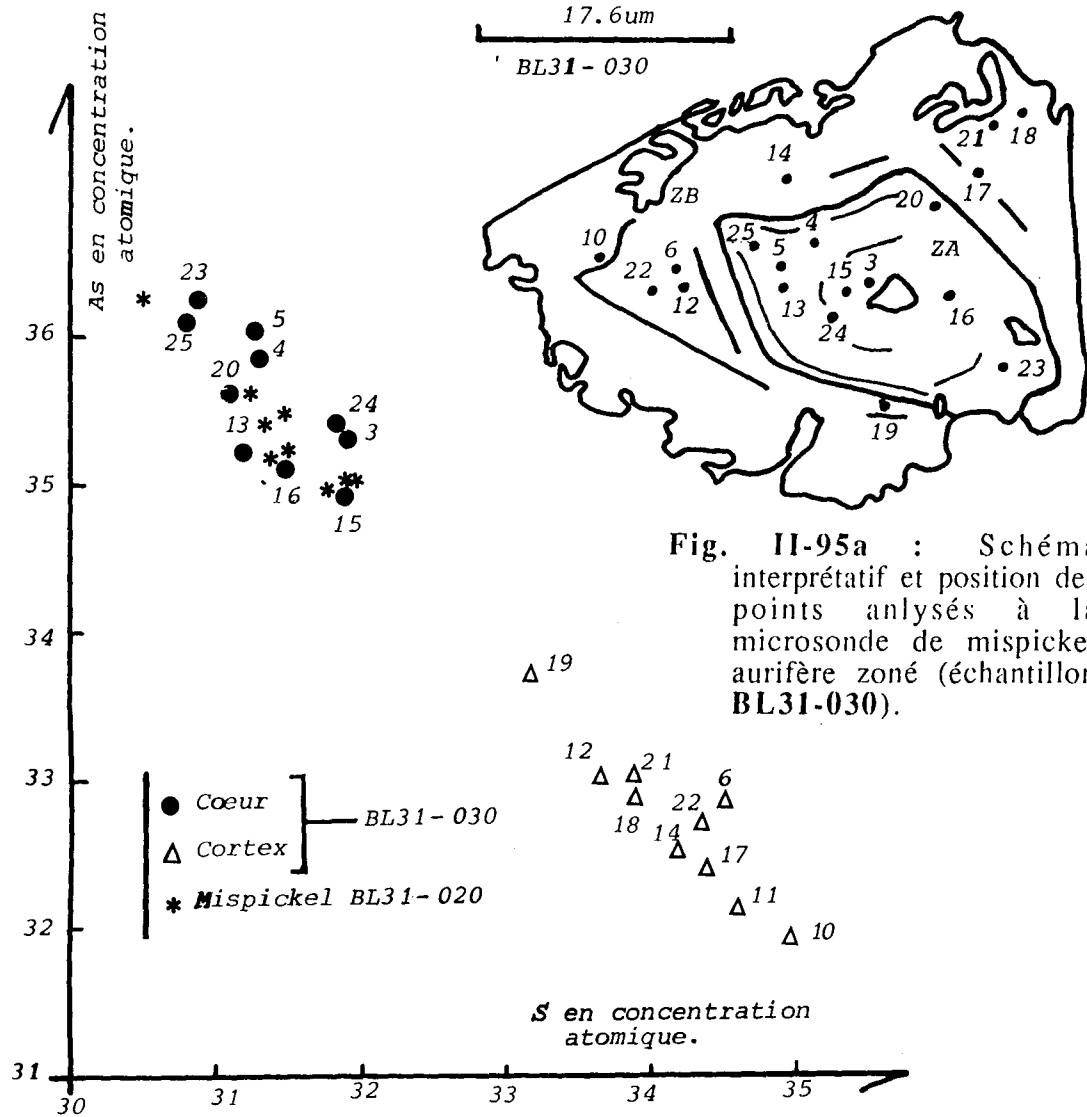


Fig. II-93b : Projection des points analysés à la microsonde de la löellingite Ment 4-022 dans le diagramme As vs S en concentration atomique.



Fig. II-94 : Schéma et position des points analysés à la microsonde d'arsénopyrite (As) en équilibre avec la löellingite (Lö) (BL31-c-020).



- L'arsénopyrite, de composition chimique semblable à celle de la zone B périphérique des arsénopyrites des filons d'Ez-Zirari, correspond, donc, à la deuxième génération d'arsénopyrite. Elle est rare et contient quelques traces de Mo et Zn.

- La chalcopyrite, également rare, se présente sous forme de cristaux millimétriques ou de lattes, où le Cu semble dominer légèrement le Fe et où on trouve des traces de Mo et de Zn.

- La covéllite provient de l'altération de la chalcopyrite. Elle commence par transformer la périphérie du cristal, puis atteint le cœur en formant ainsi des plages où subsiste parfois la chalcopyrite. Elle a pour composition chimique moyenne 30.914 % de S, 2.075 % de Fe et 65.836 % de Cu, avec quelques traces de As et Mo.

3- Discussion

3.1. Caractère précoce de la minéralisation arséniée

La loëllingite des pegmatites à stockscheider a toutes les caractéristiques d'un minéral primaire et il est donc suggéré par les données du terrain que le magma parent des leucogranites à zinnwaldite et de ces pegmatites était enrichi en As et Bi.

Les hautes températures enregistrées par l'assemblage arsénopyrite-loëllingite des veines à quartz d'Ez-Zirari et leur caractère synchrone par rapport aux quartz-hôtes, montrent que les indices arséniés de l'apophyse complexe d'Ez-Zirari se sont également mis en place de façon précoce dans le système hydrothermal, en relation vraisemblable avec le phénomène de greisenisation. Il est en revanche difficile de dire s'il s'agit de la contribution de fluides magmatiques issus des leucogranites à zinnwaldite ou d'un lessivage de haute température de ces éléments dans ces granites déjà consolidés.

3.2. Rareté des minéralisations

Comme on l'a déjà dit, la rareté des minéralisations contraste avec l'importance des manifestations hydrothermales dans le Ment : celles-ci y sont en effet incomparablement plus développées que dans les plutons comparables d'Oulmès ou des Zaër, qui sont cependant accompagnés de minéralisations sub-économiques en étain-tungstène (GIULIANI, 1982 ; BOUTALEB, 1988 ; BENNANI, 1988). L'absence de telles minéralisations est d'autant plus surprenante dans le massif du Ment que celui-ci est le seul des ces trois complexes à posséder des leucogranites spécialisés, significativement enrichis en métaux rares (cf. la première partie de ce mémoire).

La raison de cette absence n'est probablement pas la même pour les deux stades majeurs d'altération décrits dans les chapitres précédents, comme nous allons maintenant essayer de le montrer.

3.2.1. Stade greisen

Les greisens d'Ez-Zirari se sont développés en présence des fluides aquo-carboniques typiques des minéralisations à quartz-wolframite ou quartz-cassitérite, dans les mêmes conditions P et T que beaucoup de greisens minéralisés. Cependant, les circulations fluides semblent s'y être arrêtées précocement (autour de 400°C) et il n'y a pas de traces de l'intervention en grand d'un fluide plus froid et plus superficiel, capable de provoquer la précipitation de la wolframite ou de la cassitérite (RAMBOZ & al., 1985 ; WEISBROD, 1986).

Comme en outre les greisens montrent des traces d'une minéralisation de haute température, il est donc possible que le processus minéralisateur s'y soit interrompu prématurément et que, aussi, l'étain et le tungstène lessivés dans les leucogranites greisenisés se soient déposés plus haut, dans des portions aujourd'hui érodées du système hydrothermal : de façon spéculative, celui-ci aurait alors pu ressembler aux systèmes d'Ehrenfriedensdorf, dans l'Erzgebirge, où les coupoles

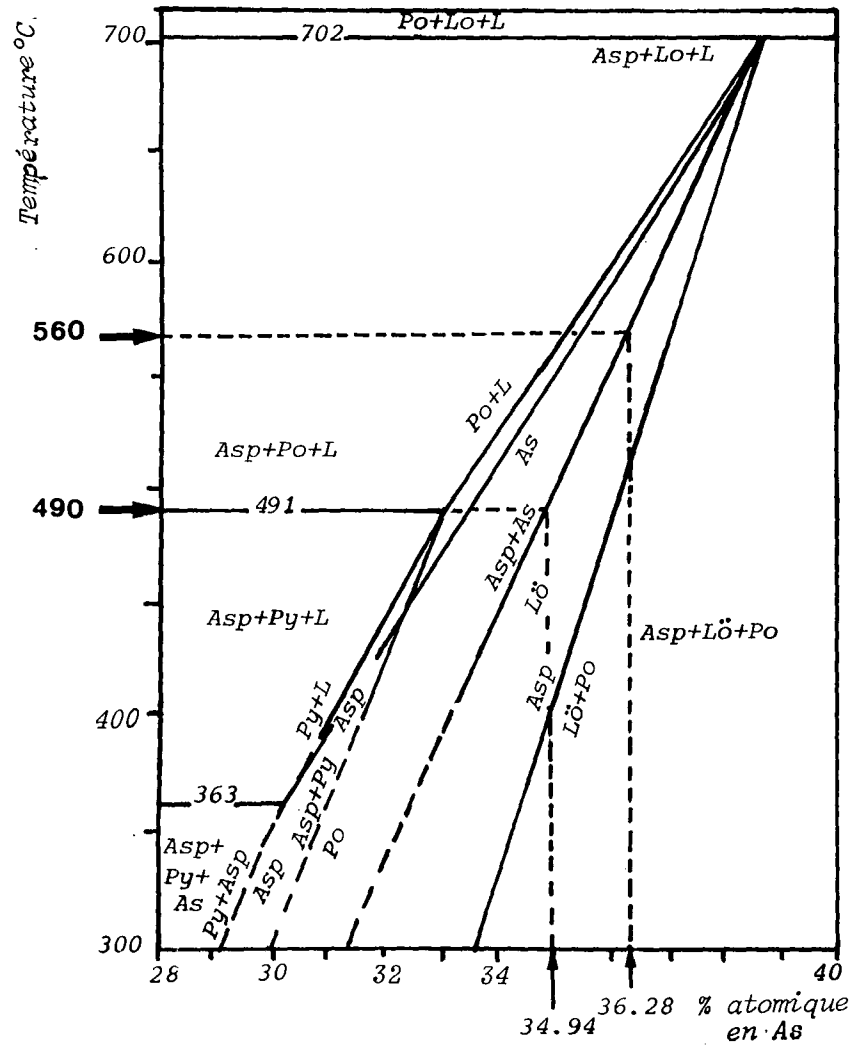


Fig. II-97a : Condition de cristallisation des arsénopyrites en équilibre avec la löllingite BL31-c-020, en fonction du % atomique en As. Py. Pyrite, Po. Pyrrhotite, Lö. Löellingite, Asp. Arsénopyrite, L. liquide.

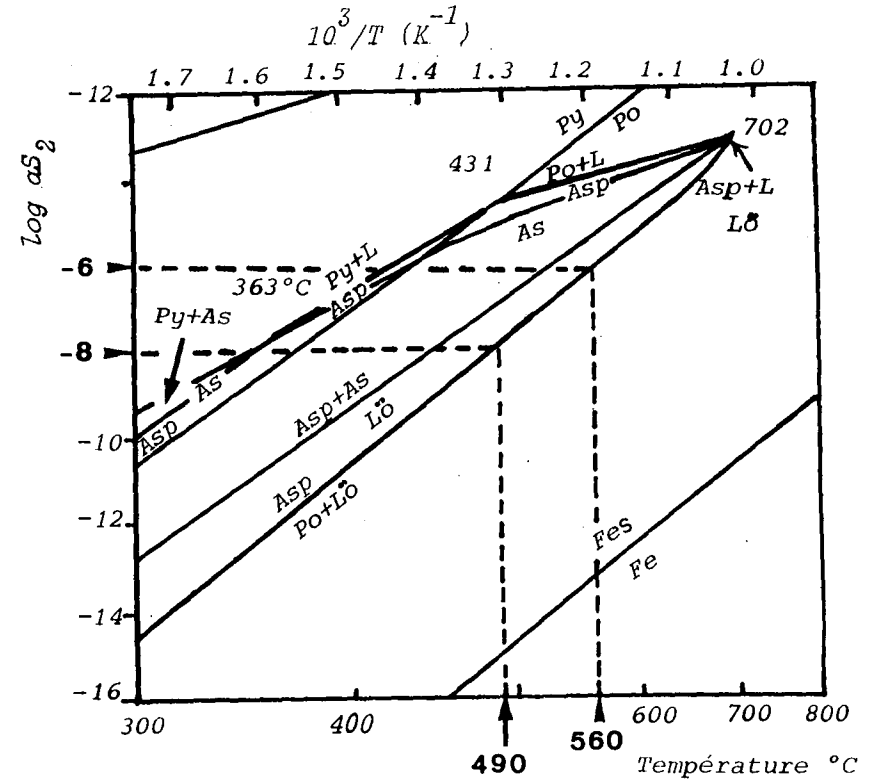


Fig. II-97b : Condition de cristallisation des arsénopyrites en équilibre avec la löllingite B131-C-020, en fonction du % atomique en As. Diagramme $\log a_{S_2}$ vs $T^{\circ}C$. Py. Pyrite, Po. Pyrrhotite, Lö. Löellingite, Asp. Arsénopyrite, L. liquide.

greisenisées de leucogranites spécialisés sont relativement stériles, seules les veines de quartz péribatholitiques étant significativement minéralisées (BAUMANN, 1980 ; HÖSEL & al., 1994).

3.2.2. *Stade muscovites/tourmalinites*

Ici encore, les phénomènes observés sont identiques à ceux que l'on peut relever dans des systèmes hydrothermaux minéralisés comparables :

- le dépôt de cassitérite en relation avec la précipitation de muscovite, autour de 400°C, à partir de solutions sous-saturées en silice a été décrit dans le complexe d'Oulmès (gisement d'El Karit, BOUTALEB, 1988) ;

- le dépôt de cassitérite en relation avec la tourmalinisation, dans la gamme 400°-300°C, est bien décrit, par exemple, en Cornouailles (CHAROY, 1975 ; 1979) ou en Bolivie (SILLITOE, 1985).

Mais, par rapport au stade greisen, le niveau d'érosion où l'on observe actuellement le système hydrothermal ne paraît pas trop profond, comme le montre précisément la gamme comparable des températures observées. D'ailleurs, l'existence d'importantes anomalies de géochimie-sol en Sn-W dans tout le massif granitique du Ment (faciès principal), le plus affecté par les grands systèmes hydrothermaux à tourmaline, suggère que le processus minéralisateur a effectivement eu lieu, mais avec une très faible intensité.

A ce stade, la rareté ou même l'absence de minéralisation d'étain-tungstène dans le Ment, comparé à Zaer et à Oulmès, doit donc être expliquée autrement que par l'absence des conditions favorables au piégeage des métaux. Comme l'ont déjà suggéré MARIGNAC & ZOUHAIR (1992), la raison pourrait bien tenir à la pauvreté en Sn et W des sources disponibles dans le Ment au moment des grandes circulations à tourmaline : d'une part, le granite porphyrique n'est en rien enrichi en ces éléments (qui y sont peut-être en outre camouflés sous une forme difficilement extractible, mais ce point devra faire l'objet d'une recherche spécifique) ; d'autre part, comme l'a noté, depuis longtemps déjà, WEISBROD (1986), l'encaissant Viséen du Ment, qui contraste avec celui des granites minéralisés, lequel est systématiquement Cambro-Ordovicien, pourrait lui-même s'avérer pauvre en métaux rares facilement lessivables (une hypothèse qui demanderait également une vérification spécifique).

CONCLUSION GÉNÉRALE

(Deuxième partie)

CONCLUSION GÉNÉRALE

(Deuxième partie)

Ce travail a pour but de caractériser les altérations hydrothermales ayant affecté le massif du Ment, pour cela, nous avons étudié ; (1) les systèmes de fractures associées à la tectonique permienne en décrochement ; (2) la pétrographie et la géochimie des altérations ; (3) la minéralogie des altérations (notamment les muscovites et les tourmalines) ; (4) les inclusions fluides et (5) les minéralisations associées à cette altération.

1. Concernant les relations de l'hydrothermalisme avec la tectonique, il est frappant de constater que chaque grand type d'hydrothermalisme est clairement associé à une direction de raccourcissement privilégiée : "N-S" pour les greisens ou la tourmaline tardive ; "N130" pour les tourmalinites massives T1. Cependant, il n'est pas possible d'en déduire une relation causale ; en effet, d'une part, des changements majeurs dans le régime hydrothermal ont lieu sous le même régime tectonique : le passage des altérations à "quartz stable" aux altérations sous saturées en silice se fait avec la même direction de raccourcissement NW-SE ; il en va de même du passage greisen/tourmalinite massive T1 ; et d'autre part, le même type d'altération hydrothermale a lieu sous des régimes différents : c'est le cas des greisens ; c'est aussi le cas des tourmalinisations tardives T2, dont les premières manifestations principales sous le régime N-S et les dernières expressions en régime E-W.

2. L'étude pétrographique et géochimique d'un échantillon à structure zonaire, centrée sur l'axe de symétrie du filon de greisen, montre la superposition de trois phénomènes (cités ci-dessous dans l'ordre de leur apparition) :

(i) la **geisenisation**, qui affecte les feldspaths en les transformant en une association à muscovite (phengite)-quartz, est responsable du développement de la muscovite dans la zone à greisen ; on peut lui rapporter la diminution progressive de la quantité absolue des plagioclases, ainsi que l'évolution de leur composition vers des termes toujours plus albitiques (lessivage plus précoce du calcium) ; de même le rééquilibrage des biotites, marqué par l'enrichissement en fer (lessivage préférentiel du magnésium), en aluminium et en fluor. Ces transformations minéralogiques se traduisent par le lessivage plus ou moins prononcé de la roche totale greisenisée par rapport au granite sain, d'éléments comme Ca, Na, Sr, K, Rb, Ba, Mg, ou V, qui traduit la dissolution des feldspaths ou de la biotite.

(ii) l'**épisyéénitisation**, marquée par la dissolution du quartz et la précipitation du feldspath potassique, serait plus justement qualifiée d'altération potassique ; elle est responsable de l'augmentation de la teneur en feldspath potassique, ainsi que l'accroissement des teneurs en Na de ce feldspath. De point de vue géochimique l'altération feldspathique est bien marquée par la répartition de K₂O, elle est également associée à un apport de Rb et dans une moindre mesure de Ba et de P.

(iii) la **tourmalinisation** affecte les phases alumineuses et corrode le quartz ; dans les greisens, notamment, elle correspond à un apport d'éléments ferro-magnésiens. Il est possible que la chloritisation, maximale dans la zone d'épisyéénitisation, représente un équivalent latéral de ce processus. Dans la plupart des zones, s'observent des marques de déformation (phyllites kinkées, quartz cataclaté) qui soulignent à ce niveau microscopique l'importance des déformations cassantes, déjà mise en évidence à l'échelle macroscopique pour le développement de ces altérations. Sur le plan roche totale, la tourmalinisation est naturellement d'abord enregistrée par le comportement du

bore. Cependant, la composition du profil du bore avec celui d'éléments comme Fe, Mg, Mn, V et F, voire Na, indique que la tourmalinisation est également associée à des apports en ces éléments. En revanche, des éléments portés par la muscovite, comme Rb et K, sont nettement lessivés de la zone à tourmaline. On observe, par ailleurs, un pic relatif du Fe, Mg (et moins nettement de V), dans la zone interne d'épisyénite, qui est la plus riche en chlorite : il y a là un argument fort pour lier la chloritisation avec le phénomène de tourmalinisation.

3. L'étude des **muscovites des greisens** et de l'**altération deutérique** sont si semblables qu'il s'agit vraisemblablement de la même génération d'altérations. Une estimation minimale de la température de formation de ces muscovites est donnée par leur teneur en paragonite. On trouve ainsi une température minimale moyenne de 500°C, aussi bien dans les greisens que dans les granites encaissants. Ces températures sont cohérentes avec celles que MARGNAC & ZOUHAIR (1992) ont déduit de l'étude des inclusions fluides dans un greisen d'Ez-Zirari : ces auteurs envisagent en effet que les températures aient pu atteindre 550°C. Les **muscovites de la muscovitisation** donnent des températures généralement inférieure de beaucoup à 400°C. Or, nous verrons, à l'occasion de l'étude des inclusions fluides, que des températures élevées (atteignant 400°C) ont caractérisé les épisodes tardifs de muscovitisation et de tourmalinisation. Les faibles taux de paragonite observés prennent alors une autre signification : ils indiquent dans ce cas que les fluides responsables de la muscovitisation se caractérisaient par des rapports K/Na élevés. Les variations du taux de Fe-céladonite pendant la muscovitisation indiquent par ailleurs, que ces mêmes fluides avaient aussi un rapport Fe/Mg élevé.

4. A chacun des trois groupes de **tourmalines 2** (tourmalines des veinules "en compression N-S", tourmalines de remplacement des épisyénites feldspathiques et des muscovites, tourmalines des veinules "en compression E-W) correspondent des variations bien définies de la composition, que l'on peut corrélérer d'un site à l'autre, à des distances de plusieurs kilomètres. Les cristaux élémentaires n'enregistrent que de façon lacunaire ces variations, mais plusieurs cristaux d'un même site peuvent se montrer complémentaires, permettant la construction d'évolutions théoriques de la composition au cours du temps. Certains cristaux enregistrent une grande partie de l'histoire ; d'autres, au contraire, n'en reflètent qu'une fraction limitée ; le travail de corrélation des variations de la composition d'un cristal à un autre doit ainsi tenir compte de ce que tel événement, qui se marque par une zone unique de quelques dizaines de micromètres dans un cristal A, peut fort bien se manifester sous forme d'une succession de zones, formant la totalité d'un second cristal B. Il s'agit là certainement de manifestations de cinétiques de croissance différentes, que l'on peut envisager de mettre en relation avec les positions des tourmalines considérées par rapport aux drains majeurs du système hydrothermal. Les variations de composition des tourmalines du Ment se font selon trois modalités distinctes : (1) Al est corrélé à Fe et anti-corrélé à Mg ; (2) Al est corrélé à Mg et anti-corrélé à Fe ; (3) Al est anti-corrélé à Fe et à Mg. Ces trois modalités peuvent s'interpréter comme résultant du mélange de trois types de fluides, A, M et F, respectivement "alumineux", "magnésien" et "ferrifère", que l'on peut représenter dans le diagramme de HENRY & GUIDOTTI (1985) par la composition de tourmalines qui seraient en équilibre avec eux :

- lorsque Al est corrélé à Fe et anti-corrélé à Mg, les évolutions correspondent au mélange d'une mixture définie entre A et F avec le pôle M ;

- lorsque Al est corrélé à Mg et anti-corrélé à Fe, les évolutions correspondent au mélange d'une mixture définie entre A et M avec le pôle F ;

- enfin, lorsque Al est anti-corrélé à la fois à Mg et à Fe, les évolutions correspondent au mélange d'une mixture définie entre M et F avec le pôle A.

De cette étude sur la tourmaline du Ment nous pouvant donc conclure que :

(i) La cristallisation des tourmalines 2 à partir de fluides à composition variable en termes de rapports Al/Fe, Al/Mg et Fe/Mg, résulte du mélange continu de trois types de fluides : A, plus alumineux, en équilibre local avec les granites encaissants ; M, plus magnésien, en équilibre avec les encaissants sédimentaires ; et F, plus ferrifère, d'origine non spécifiable à ce stade de l'étude.

(ii) En fonction du temps, les variations de la quantité de l'un ou l'autre de ces fluides dominant le mélange ; l'ordre dans lequel se font ces variations est reflété, à l'échelle du cristal, par la succession des zones de croissance avec leurs caractères spécifiques.

(iii) Ces successions sont corrélables à toutes échelles, depuis le centimètre (échelle de l'échantillon) jusqu'au kilomètre (échelle du massif tout entier), ce qui atteste de l'unicité du système hydrothermal du massif du Ment au stade des tourmalines 2. Comme la morphologie des tourmalinites 1 indique aussi qu'elles participent à un système unique, il en résulte que la tourmalinisation dans le Ment doit être tout au long considérée comme le fruit de circulations hydrothermales drainées dans des circuits d'ordre décakilométrique. Il convient toutefois de nuancer : tous les sites tourmalinisés du massif du Ment ne sont pas nécessairement interconnectés en permanence. Ainsi, à partir des données encore partielles rassemblées dans ce travail, on peut, par exemple, noter que, pour la tourmalinisation 2, le stade "Errif" ne se propage vers le Nord (Ez-Zirari) que pendant une fraction du temps enregistré par les tourmalines d'Errif proprement dit ; ou que le stade "Amahroq" ne se propage vers Tawrirt qu'en fin d'évolution. De telles variations sont clairement sous contrôle tectonique et enregistrent en particulier la transition entre une compression "N-S" et une compression "E-W".

(iv) Cependant, dans un cristal donné, se marquent de nombreux arrêts de croissance, parfois associés à des dissolutions ; sauf exception, ces discontinuités ne sont pas corrélables d'un cristal à l'autre à des distances supérieures au mètre. Ces caractéristiques indiquent qu'en un point donné les circulations ne sont pas continues, mais qu'au contraire alternent des épisodes de colmatage et de circulation, dont la fréquence et les effets (corrosion ou non, par exemple) dépendent vraisemblablement de la position du cristal observé par rapport aux drains privilégiés du système.

5. L'étude des inclusion fluides du Ment met en évidence de façon répétitive une gamme de fluides qui comprend :

- des fluides L1 et leurs produits d'ébullition : saumures (L'1) et vapeurs (V'1) ; ces fluides appartiennent au système $H_2O-NaCl-KCl-R_2^+Cl_2$ et sont caractérisés par de forts rapports K/Na (compris entre 0.7 et 1.6) et des salinités moyennes (autour de 8-13 % éq. NaCl) ;

- des fluides L2 appartenant apparemment au système $H_2O-NaCl$, toujours peu salés (0 à 4 % éq. NaCl, le plus souvent ≤ 1 %) ; des fluides peu denses et également très peu salés (V2) leur sont, semble-t-il apparentés ;

- des fluides L3, appartenant au système C-H-O-NaCl, de salinité variable et mal déterminée ; ces fluides, qui n'ont été rencontrés que dans deux échantillons de tourmalinite (ER1 et MB6), sont sans doute plus abondants, si l'on considère que les inclusions Lw-c à faibles Th rencontrées dans la plupart des échantillons de greisens et de granites en sont également des représentants, ce qui est très vraisemblable.

Ces différents types de fluides interagissent entre eux ; de l'inventaire qui précède ressortent les modalités suivantes :

- mélanges L'1-V'1 (tellement systématiques que la présence de vapeurs très peu salées n'est due, semble-t-il, qu'à l'existence des fluides V2) ;

- mélanges L2-L1 (à vrai dire, c'est probablement un fluide issu de ce mélange qui subit

l'ébullition dans de nombreux cas) ou, également fréquemment, L2-L'1, rendant compte des variations de salinité des inclusions représentatives des fluides "L2"; l'existence de tels mélanges est notamment décrit en détail par MARIGNAC & ZOUHAIR (1992), pour des fluides accompagnant la tourmalinisation dans certains greisens d'Ez-Zirari ;

- mélange L3-L1 ou L'1, suggéré par la grande variabilité des salinités observées pour les fluides L3 ; des phénomènes de mélange L3-L2 sont également envisageables.

Plusieurs catégories de processus caractérisant autant d'évolutions P-T :

(i) **l'ébullition** : elle a systématiquement lieu à température décroissante, depuis des valeurs de 420°-400°C jusqu'à 380°-360°C, plus rarement 300°C (Bled Sidi Otmane, Tawirt) ; et à pression décroissante, depuis des valeurs proches de 30 MPa (exceptionnellement plus : 35 Ma, greisens Amahroq) jusqu'au tour de 15-20 MPa (exceptionnellement 10 MPa : Bled Sidi Otmane, Tawirt).

Ces résultats s'interprètent, pour la température, comme le résultat d'une ébullition isenthalpique ; et pour la pression, comme la conséquence d'une décompression du système hydrothermal, passant de conditions lithostatiques (voire, supra-lithostatiques : greisens Amahroq) à des conditions proches des conditions hydrostatiques : adoptant en effet une valeur de 30 MPa pour la pression lithostatique et une valeur de 2.6 pour la densité, on trouve une valeur de 12 MPa pour la pression hydrostatique (soit 1.2 km de profondeur).

Une telle variation de pression peut être à son tour rapportée au contexte tectonique dans le système hydrothermal et être considérée comme le résultat d'une reprise de la fracturation dans le système de failles qui draine les circulations fluides. C'est en réalité la chute de pression induite par cette activité tectonique qui déclenche le processus d'ébullition.

Plusieurs échantillons montrent de plus l'existence d'une ébullition limitée (uniquement caractérisée par ses saumures) à des températures inférieures ou égales à 250°C et à très basses pressions (2 à 5 MPa) ; le fluide soumis à démixtion n'est pas identifié et il s'agit vraisemblablement d'ébullition sporadique à très faible profondeur en fin d'évolution du système hydrothermal.

(ii) **Condensation des fluides L2** : les diagrammes Th-salinité pour les inclusions rapportées aux fluides L2 et V2 ont montré à plusieurs reprises des évolutions démonstratives d'un processus de condensation à température décroissante, depuis des fluides chauds de faible densité jusqu'à des fluides denses plus froids. Un tel processus ne peut avoir lieu qu'à des pressions supérieures à celles du point critique pour L2, soit 20 à 25 MPa selon la salinité de ce fluide (comprise entre 0 et 4 % éq. NaCl).

Il est cependant naturel de considérer que ces circulations se font sous pression lithostatique, soit environ 30 MPa, comme on vient de le voir. La variation de température correspondante serait alors de près de 200°C, entre 430°C (V2) et environ 250°C (L2 les plus froids). On note l'analogie entre la température maximale de circulation des V2 et celle qui caractérise le début de l'ébullition des L1.

(iii) **Mélanges anisothermes** : Une partie des mélanges qui se produisent entre les diverses catégories de fluides est probablement isotherme, comme, par exemple, ceux qui se produisent entre L2 et L1. Cependant, des mélanges anisothermes se rencontrent également ; c'est le cas de ceux que décrivent MARIGNAC & ZOUHAIR (1992) (figure II-89) ; c'est vraisemblablement aussi le cas de nombreux mélanges L2-L'1. C'est alors apparemment le fluide L2 qui représente le pôle le plus froid.

Le système hydrothermal du Ment montre la circulation d'au moins trois types de fluides, l'un profond (L1), l'autre superficiel (L2), le troisième (L3) sans origine prouvée par les données

microthermométries. Il semble caractérisé par l'injection, au niveau d'observation, situé à environ 1.2 km de profondeur à l'époque considérée, de fluides chauds, les uns de par leur origine, les autres à la suite d'un trajet vers la profondeur, qui se mélangent entre eux ou avec des fluides plus froids (à la température caractéristique du niveau d'observation ?) ayant suivi un circuit court. La circulation a lieu en conditions soit lithostatiques soit hydrostatiques ; la transition, due à la tectonique, se marque par les phénomènes d'ébullition qui affectent L1 ou un mélange L1-L2.

On peut en conclure que :

- seuls les fluides L1 sont impliqués dans le processus de muscovitisation ; leur caractère potassique (rapports K/Na élevés) rend d'ailleurs bien compte de la métasomatose potassique qui caractérise la muscovitisation.

- en revanche, les trois types de fluides sont impliqués dans la tourmalinisation ; l'exemple de MB6 (Tawirt) montre même que, pour certaines générations de tourmaline tout au moins, c'est le fluide L3 qui est le plus intimement associé à la tourmalinisation.

Par ailleurs, l'existence des évolutions de type V2 ---> L2 est de nature à expliquer les phénomènes de sous-saturation en quartz qui sont systématiquement associés à la tourmalinisation . Comme l'ont en effet montré CATHELINEAU (1987) et EL JARRAY (1993) dans le cas des épisyénites du Limousin, si les fluides peu denses sont en équilibre avec le quartz, leur équivalent condensé ne l'est pas et le refroidissement rapide (la condensation) de ces fluides peu denses peut produire des fluides sous-saturés en quartz.

Il est remarquable de constater que l'étude microthermométrique recoupe celle de la composition des tourmalines : des mélanges de fluides différents, en proportion variée, apparaissent essentiels au processus de tourmalinisation. L'étude minéralogique ayant révélé, à travers l'étude de la zonation des tourmalines, le caractère extrêmement rythmique de leur cristallisation, les conclusions auxquelles avait conduit de ce point de vue l'étude microthermométrique se trouvent renforcées.

On est donc conduit à confronter les résultats de l'étude microthermométrique à ceux de l'étude des compositions des tourmalines, en cherchant à retrouver, parmi les fluides L1, L2 et L3, les représentants des pôles A, M et F révélés par cette dernière. La confrontation conduit aux résultats suivants :

- *les fluides L3*, dont la composition aquo-carbonique suggère qu'ils proviennent de l'auréole métamorphique du granite, sont de bons candidats au rôle des fluides M ; ils ne sont pas les seuls : les fluides L2, d'origine superficielle, et suivant un circuit court, peuvent également avoir cette origine ; il convient de rappeler ici que plusieurs pôles M sont en fait apparus à l'analyse.

- *les fluides L1*, saumures caractérisées par de forts rapports K/Na, sont, à ce titre, d'origine magmatique probable ; ils sont également caractérisés par la présence d'ions multivalents : on les a modélisés par Ca^{2+} , mais Fe^{2+} (voire Fe^{3+}) sont également possibles, voire probables, si l'on envisage d'identifier L1 au pôle F, ce qui paraît naturel ; il convient de rappeler ici que les phengites dont la croissance est associée à la circulation des fluides L1 sont clairement enrichies en fer par rapport à celles des greisens sur lesquelles elles se développent (voir supra, *) ; on sait par ailleurs que la solubilité du fer (sous forme chlorurée) est grandement accrue dans les saumures hydrothermales (KWAK & al., 1986).

- *les fluides L2* qui ont suivi un circuit long, enfin, sont de bons candidats au rôle des fluides A ; mais ce rôle peut également être tenu par les fluides L3, pour peu qu'ils suivent eux aussi un circuit long.

La source du bore impliqué dans la tourmalinisation ne peut pas être cherchée dans les granites du Ment, où ne s'observe pas de tourmaline primaire, même dans les faciès

leucogranitiques les plus évolués. La source la plus vraisemblable est constituée par les micaschistes de l'encaissant du granite, qui résultent en effet du métamorphisme d'anciennes séries marines. On sait (WEISBROD, 1987) que les fluides en équilibre avec de tels micaschistes dissolvent du bore en se réchauffant ; réciproquement, c'est en se refroidissant, à la faveur des processus mis en évidence dans les sections précédentes, que de tels fluides sont susceptibles de céder leur bore et donc de participer à la cristallisation de la tourmaline.

En conclusion, le système hydrothermal du Ment qui dépose muscovite, puis tourmaline, succède au système greisenisant après un laps de temps non négligeable, puisque la pression lithostatique est passée de 50 à 30 MPa (le système est remonté, d'une profondeur de 1.9 km à une profondeur de 1.2 km). Ce système est caractérisé par une forte anomalie thermique, que l'origine magmatique des fluides L1 impose de considérer comme due à l'existence d'intrusions profondes, non encore dégagées par l'érosion.

Les principaux **indices de minéralisation** dans le Ment se trouvent associés : (i) aux pegmatites à stockscheider (loëllingite), (ii) aux veines de quartz d'Ez-Zirari (Loëllingite, arsénopyrite, association bismuth natif, sulfure à Bi-Ag), et aux couloirs de faille bréchifiant le granite calco-alcalin porphyrique (pyrite, chalcopryrite, arsénopyrite et covéllite). L'équilibre arsénopyrite-loëllingite peut être utilisé pour déterminer les conditions géothermobarométriques à l'aide des données de KRETSCHMAR & SCOTT (1976). Avec les compositions obtenues ci-dessus, on trouve des températures comprises entre 490 et 560°C, pour une activité de S₂ de 10⁻⁸ à 10⁻⁶.

La loëllingite des pegmatites à stockscheider a toutes les caractéristiques d'un minéral primaire et il est donc suggéré par les données du terrain que le magma parent des leucogranites à zinnwaldite et de ces pegmatites était enrichi en As et Bi. Les hautes températures enregistrées par l'assemblage arsénopyrite-loëllingite des veines à quartz d'Ez-Zirari et leur caractère synchrone par rapport aux quartz-hôtes, montrent que les indices arséniés de l'apophyse complexe d'Ez-Zirari se sont également mis en place de façon précoce dans le système hydrothermal, en relation vraisemblable avec le phénomène de greisenisation. Il est en revanche difficile de dire s'il s'agit de la contribution de fluides magmatiques issus des leucogranites à zinnwaldite ou d'un lessivage de haute température de ces éléments dans ces granites déjà consolidés.

La rareté des minéralisations contraste avec l'importance des manifestations hydrothermales dans le Ment : celles-ci y sont en effet incomparablement plus développées que dans les plutons comparables d'Oulmès ou des Zaër, qui sont cependant accompagnés de minéralisations sub-économiques en étain-tungstène (GIULIANI, 1982 ; BOUTALEB, 1988 ; BENNANI, 1988). L'absence de telles minéralisations est d'autant plus surprenante dans le massif du Ment que celui-ci est le seul des ces trois complexes à posséder des leucogranites spécialisés, significativement enrichis en métaux rares.

La raison de cette absence n'est probablement pas la même pour les deux stades majeurs d'altération (stade greisen et stade muscovite/tourmalinite) :

(i) les greisens d'Ez-Zirari se sont développés en présence des fluides aquo-carboniques typiques des minéralisations à quartz-wolframite ou quartz-cassitérite, dans les mêmes conditions P et T que beaucoup de greisens minéralisés. Cependant, les circulations fluides semblent s'y être arrêtées précocement (autour de 400°C) et il n'y a pas de traces de l'intervention en grand d'un fluide plus froid et plus superficiel, capable de provoquer la précipitation de la wolframite ou de la cassitérite (RAMBOZ & al., 1985 ; WEISBROD, 1986). Comme en outre les greisens montrent des traces d'une minéralisation de haute température, il est donc possible que le processus minéralisateur s'y soit interrompu prématurément et que, aussi, l'étain et le tungstène lessivés dans

les leucogranites greisenisés se soient déposés plus haut, dans des portions aujourd'hui érodées du système hydrothermal : de façon spéculative, celui-ci aurait alors pu ressembler aux systèmes d'Ehrenfriedensdorf, dans l'Erzgebirge, où les coupoles greisenisées de leucogranites spécialisés sont relativement stériles, seules les veines de quartz péritholiques étant significativement minéralisées (BAUMANN, 1980 ; HÖSEL & al., 1994).

(ii) les phénomènes observés au Stade muscovites/tourmalinites sont identiques à ceux que l'on peut relever dans des systèmes hydrothermaux minéralisés comparables :

- le dépôt de cassitérite en relation avec la précipitation de muscovite, autour de 400°C, à partir de solutions sous-saturées en silice a été décrit dans le complexe d'Oulmès (gisement d'El Karit, BOUTALEB, 1988) ;

- le dépôt de cassitérite en relation avec la tourmalinisation, dans la gamme 400°-300°C, est bien décrit, par exemple, en Cornouailles (CHAROY, 1975 ; 1979) ou en Bolivie.

Mais, par rapport au stade greisen, le niveau d'érosion où l'on observe actuellement le système hydrothermal ne paraît pas trop profond, comme le montre précisément la gamme comparable des températures observées. D'ailleurs, l'existence d'importantes anomalies de géochimie-sol en Sn-W dans tout le massif granitique du Ment (faciès principal), le plus affecté par les grands systèmes hydrothermaux à tourmaline, suggère que le processus minéralisateur a effectivement eu lieu, mais avec une très faible intensité.

A ce stade, la rareté ou même l'absence de minéralisation d'étain-tungstène dans le Ment, comparé à Zaer et à Oulmès, doit donc être expliquée autrement que par l'absence des conditions favorables au piégeage des métaux. Comme l'ont déjà suggéré MARGNAC & ZOUHAIR (1992), la raison pourrait bien tenir à la pauvreté en Sn et W des sources disponibles dans le Ment au moment des grandes circulations à tourmaline : d'une part, le granite porphyrique n'est en rien enrichi en ces éléments (qui y sont peut-être en outre camouflés sous une forme difficilement extractible, mais ce point devra faire l'objet d'une recherche spécifique) ; d'autre part, comme l'a noté, depuis longtemps déjà, WEISBROD (1986), l'encaissant Viséen du Ment, qui contraste avec celui des granites minéralisés, lequel est systématiquement Cambro-Ordovicien, pourrait lui-même s'avérer pauvre en métaux rares facilement lessivables (une hypothèse qui demanderait également une vérification spécifique).

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

(Première et deuxième parties)

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES
(Première et deuxième parties)

- AGARD J. ; BALCON J-M. & MORIN Ph. (1958).- Étude géologique et métallogénique de la région minéralisée du Djebel Aouam (Maroc central). Notes et Mém; Serv. Géol. Maroc, Rabat, 132, 126p.
- 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 Univ. Rennes, 224p.
- ALBAREDE F. (1976).- Thermal models of post-tectonic decomposition as exemplified by the Haut-Alloier granulites (Massif central, France). Bull. Soc. Géol. Fr., 7, XVIII/4, 1023.
- ALBAREDE F. ; DUPUIS C & TAYLOR H.P.Jr. (1979).- Caractérisation des différentes sources magmatiques dans le pluton concentrique de Ploumanac'h (Côte du Nord) par les isotopes de l'oxygène. 7ème R.A.S.T., Lyon, p. 3, Soc. Géol. Fr., Ed. Paris.
- ALIKOUS S. (1993).- Contribution à l'étude des fluides crustaux: approche expérimentale et analytique. 1. Mise au point d'étalons par la méthode des inclusions fluides synthétiques. 2. Le bore dans les fluides crustaux en environnement silico-alumineux: étude expérimentale. 3. Les circulations fluides tardi-hercyniennes en Limousin (Massif central français): étude des indices à Sn-W du dôme de St-Goussaud et du gisement à W de Puy-Les-Vignes. Thèse I.N.P.L., Nancy, 255p.
- ALLARY A. ; LAVENU A. & RIBEYROLLES M. (1976).- Étude tectonique et microtectonique d'un segment de chaîne hercynienne dans la partie sud-orientale du Maroc central. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, 261, 169p.
- ALLEGRE C.J. ; TREUIL M. ; MINSTER J.F. ; MINSTER B. & ALBAREDE F. (1977).- Systematic use of trace element in igneous process. Part I: fractional crystallization processes in volcanic suite. Contrib. Mineral. Petrol., 60, p. 57-75.
- AMENZOU M. & EL MOUROUAH A. (1995).- Classification génétique des granitoïdes hercyniens du Massif central marocain (Zaër, Oulmès, Ment ; Meseta nord-occidentale, Maroc), d'après la typologie du zircon. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 320, série II a, p. 469-476.
- ATTOU A. (1993).- L'Ordovicien supérieur du Massif central hercynien (Maroc): Pétrologie et dynamique des ensembles sédimentaires, contrôle eustatique et géodynamique. Thèse 3ème cycle, Univ. Mohammed V, Rabat, 312p.
- AUTRAN A. & COGNE J. (1980).- La zone interne de l'orogène varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. 26ème CGI, Paris, CG, p. 90-111.
- BACON C.R. ; MC DONALD R. ; SMITH R.L. & BAEDER P.A. (1981).- Pléistocène high-silica rhyolites of the Coso volcanic field, Inyo Country, California. J. Geophys. Res. 86, p. 10223-10241.
- BADHAM J.P.N., STANWORTH C.W. & LINDSAY R.P. (1976).- Postemplacement events in the Cornubian Batholith. Econ. Geol., U.S.A., 71, p. 534-539.
- BANDURKIN G.A. (1961).- On the behavior of rare earth elements in fluor bearing environments. Geochemistry, 2, p. 159-167.
- BARBANOV V.F. (1966).- Nature of greisenisation process in wallrockzone and formation of metasomatic concretionary veins of greisen type. Int. Geol. Rev., 8, n°7, p. 770-782.
- BARBARIN B. (1990).- Granitoïdes: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. Geological journal. Vol. 25, p. 227-238.
- BARTON P.B.Jr. (1970).- Sulfide petrology. Mineral. Soc. Amer. Spec. Paper 3, p. 187-198.
- BARTON P.B.Jr. & SKINNER B.J. (1967).- Sulfide mineral stabilities. In Geochemistry ore deposits (H.L. Barnes, ed.), Holt, Rinehart et Winston, N. Y., p. 236-333.

- BENAMGHAR B. (1986).- Prospection alluvionnaire au Maroc central. Journées géologiques et minières marocaines, Rabat.
- BENNANI M. (1988).- Reconstitution des paléocirculations hydrothermales de la partie sud (Tarmilat-Zguit) du district Stanno-Wolframifère de Walmès (Maroc central). Conséquences métallogéniques. Thèse I. N. P. L. Nancy, 250p.
- BEUS A.A. & ZALASHKOVA N.Y. (1964).- Post-magmatic high temperature metasomatic process in granitic rocks. *Int. Geol. Rev.*, 6, n°4, p. 668-681.
- BLUMENFELD A. & BOUCHEZ (1988).- Shear criteria in granite and magmatite deformed in the magmatique and solid state. *J. Struct. Geol.*, 10, p. 361-372.
- BONIN B. (1982).- Les granites des complexes annulaires. BRGM, Manuels et méthodes, n°4, 183p.
- BORDONARO M. (1983).- Tectonique et pétrographie du district à pyrrhotine de Kettara (Paléozoïque des Jebilet, Maroc). Thèse de 3ème cycle. Strasbourg, 164p.
- BOUABDELLI M. (1982).- Stratigraphie et évolution structurale du paléozoïque d'Azrou (NE du Maroc central). Thèse de 3ème cycle, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 164p.
- BOUABDELLI M. (1989).- Tectonique et sédimentation dans un bassin orogénique: le sillon viséen d'Azrou-Khénifra (Est du Massif hercynien central du Maroc). Thèse d'État, Strasbourg, 262p.
- BOUCHEZ J.L. & DIOT H. (1990).- Nested granite in question: contrasted emplacement kinematics of independent magmas in the Zaer pluton, Morocco. *Geology*, vol. 18, p. 966-969.
- BOUSHABA A. (1984).- Contribution à la connaissance géologique Du complexe granitique du Ment et de son encaissant (Maroc central). Étude pétrologique, géochimique et structurale. Thèse de 3ème cycle, Univ. Mohammed V, 186p.
- BOUSHABA A. (1989).- Histoire de mise en place et évolution géochimique du complexe granitique du Ment (comportement des éléments majeurs, traces et terres rares). Colloque de géologie franco-marocain, Strasbourg, p. 50.
- BOUSHABA A. (1990).- Évolution géochimique et contexte de mise en place du complexe granitique du Ment (Massif central marocain). *Bull. Inst. Sci.*, Rabat, n°14, p. 1-17.
- BOUSHABA A. & GAGNY Cl. (1986).- Le complexe granitique du Ment (Maroc central): étude pétrographique géochimique et métallogénique. *Bull. Sci. Terre*, Rabat, 2, p. 125-140.
- BOUSHABA A. & CAILLEUX Y. (1988).- Les relations métamorphismes-déformations au voisinage des granitoïdes hercyniens du Maroc central. Journées de la géologie marocaine, Rabat (communication orale).
- BOUSHABA A. & CAILLEUX Y. (1992).- Les relations métamorphisme-déformation au voisinage des granitoïdes hercyniens du Maroc central. *Bull. Inst. Sci.*, Rabat, n°16, p. 15-22.
- BOUSHABA A. & MARIGNAC Ch. (1994 a).- Magmatites basiques hercyniennes du plateau du Ment (Maroc central): caractérisation géochimique et implications géodynamiques. Journées géologiques du Maroc, p. 57-58.
- BOUSHABA A. & MARIGNAC Ch. (1994 b).- Les tourmalinites hydrothermales du massif du Ment (Maroc central): premiers résultats de l'étude des inclusions fluides. 14ème R.S.T., Nancy, p. 72.
- BOUSHABA A. & MARIGNAC Ch. (1995).- Corrélation des différents événements (tectoniques, magmatiques et hydrothermaux) enregistrés dans le Ment (Maroc central) du Stéphaniens au Thuringien. Table ronde sur le Permien et le Trias du Maroc : états de connaissances. Rabat, 3-5 Octobre, p. 7-8.

- BOUSHABA A. ; QUIN J.P. & GAGNY Cl. (1982).- Protrusions de leucogranite et métamorphisme de contact dans le massif du Ment (plateau central marocain). 9ème R.A.S.T., Paris, p. 87.
- BOUSHABA A. ; CAILLEUX Y. & EL WARTITI M. (1987).- Le magmatisme de la Meseta marocaine au paléozoïque supérieur: géochimie et modèle génétique. Bull. Sci. Terre, Rabat, 3, p. 104-138.
- BOUSHABA A. ; CAILLEUX Y. & EL WARTITI M. (1989).- Note brève sur le problème posé par les galets de tourmalinite du bassin autunien de Khénifra. Colloque de géologie franco-marocain, Strasbourg, p. 51.
- BOUSHABA A., MARIGNAC Ch. & HOEPPFNER Ch. (1994).- Le granite de Moulay Bou Azza (Maroc central): Pétrographie, géochimie et métamorphisme de contact. Comparaison avec les granitoïdes syn à tardi-hercyniens du Maroc central. Journées géologiques du Maroc, p. 55-56.
- BOUTALEB M. (1988).- Reconstitution de l'évolution tectono-métamorphique, magmatique et hydrothermale du district stanno-wolframifère de Oulmès (Maroc central). Implication métallogéniques. Thèse Doctorat d'État, Nancy, 400p.
- BOUTALEB M., BENNANI M., BOUCHEZ J.L., DIOT H., MACAUDIERE J., MARIGNAC C., PECHER A. & WEISBROD A. (1986).- Le district stanno-wolframifère de walmès (Maroc central). Comm. orale, Coll. du Tungstène, Toulouse.
- BROWN G.C. & HENESSY J. (1978).- The initiation and thermal diversity of granite magmatism. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A 288, p. 631-643.
- BARTON P.B.Jr. (1969).- Thermochemical study of the system Fe-As-S. Geochim. Cosmochim. Acta 33, p. 841-857.
- BURNHAM C.W. (1979).- Magmas and hydrothermal fluids. In Geochemistry of hydrothermal ore deposits. H. L. Barnes ed., p. 71-136.
- CABANIS B. (1986).- Identification des séries magmatiques dans les socles métamorphiques sur la base de critères géologiques, pétrographiques et géochimiques. Univ. P. et M. Curie, 86-47. Thèse d'État Sci. Paris, 690p.
- CAILLEUX Y. (1974).- Géologie de la région de Smaâla (Massif Central Marocain); stratigraphie du primaire et tectonique hercynienne. Thèse 3ème cycle, Strasbourg, 97p.
- CAILLEUX Y. (1976).- L'anticlinal des Ouled Khalouf (Maroc central occidental): structuration et réinterprétation du tracé cartographique. C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., Paris, 2, p. 52-54.
- CAILLEUX Y. (1981).- Une carte du métamorphisme hercynien dans l'ouest du Maroc central: structures thermiques syntectoniques du socle et phénomènes de retard à la cristallisation des illites. Sci. Géol. Bull., 34, 2, p. 88-95.
- CAILLEUX Y. (1986).- Les écailles anté-viséennes d'Ezzheliga, leur importance dans l'interprétation structurale du Maroc central. C. R. Acad. Sci., Paris, 301, II, n°7, p. 497-502.
- CAILLEUX Y. (1987).- A propos de la vergence de la phase asturienne dans le Maroc central. Actes du 112ème congrès Soc. Savantes, Lyon, 11ème colloque, géol. Afric., p. 63-76.
- CAILLEUX Y., GONORD H., LE GUERN M. & SAUVAGE M. (1982).- Taphrogénèse et magmatisme permien dans le Maroc central. Bull. Fac. Sci., Marrakech, 1, p. 24-39.
- CAILLEUX Y., DELOUCHE C., GONORD H. & ROLIN P. (1983).- Les zones de cisaillement en basse Meseta marocaine. P.I.C.G., chaîne calédono-hercynienne. Symposium, Rabat.
- CAILLEUX Y., DELOUCHE C., GONORD H. & ROLIN P. (1984).- Mise en évidence de deux couloirs de cisaillement dans la zone paléozoïque de Rabat-Tiflet (Maroc septentrional). C. R. Acad. Sci., Paris, 299, II, p. 569-572.
- CAILLEUX Y., DELOCHE Ch., GONORD H. & ZOUINE M. (1986).- Synthèse sur le volcanisme permien du Maroc. Son insertion dans le contexte géodynamique ouest méditerranéen. Actes du 11ème Congr., nation., Soc. Sav. Poitiers, p. 221-235.

- CAMPBELL I.H., GORTON M.P., FRANKLIN J.M. & THURSTON P.C. (1981).- Rare earth elements as a guide to massive sulfide exploration. Geol. Assoc. Canada, Program with abstracts, vol.6, p. 1-8.
- CATHELINEAU M. (1981).- Les gisements d'Uranium Sud Armoricaux liés spatialement aux leucogranites et à leur encaissant métamorphique: relations et interactions entre les minéralisations et divers contextes géologiques et structuraux. Sci. de la Terre, Mém., n°42, 375p.
- CATHELINEAU M. (1987).- Les interactions entre fluides et roches: thermométrie et modélisation. Exemple d'un système géothermique actif (Los Azufres, Mexique) et d'altérations fossiles dans la chaîne varisque. Thèse d'État, I.N.P.L., Nancy, 503p.
- CATHELINEAU M. & NIEVA D. (1985).- A chlorite solid solution geothermometer. The los Azufres (Mexico) geothermal system. Contrib. Mineral. Petrol., 91, p. 235-244.
- CAVARRETA G. & PUXEDDU M. (1990).- Schorl-Dravite tourmalines deposited by hydrothermal magmatic fluids during early evolution of the larderello geothermal field, Italy. Econ. Geol., v.85, p. 1236-1251.
- CHALOT-PRAT F. (1986).- Dynamique et structuration du volcanisme au carbonifère, dans le Moyen-Atlas septentrional (Massif du Tazekka, Maroc oriental). Journées géologiques et minières marocaines, Rabat.
- CHALOT-PRAT F. (1990).- Pétrogénèse d'un volcanisme intracontinental tardi-orogénique hercynien. Étude du complexe volcanique carbonifère du Tazekka et de zones volcaniques comparables dans le Mekam et la région de Jerada (Maroc oriental). Thèse Univ. P. et M. Curie, Paris VI, 283p.
- CHALOUAN A. (1977).- Stratigraphie et structure du paléozoïque moyen de l'ouest Cherrat (Meseta marocaine occidentale, Maroc). Thèse 3ème cycle, U.L.P. Strasbourg, 92p.
- CHAPOCHNIKOV K. (1983).- Carte d'interprétation géologique des anomalies gravimétriques et magnétiques du Nord du Maroc. Rapport inédit, Ministère Énergie et Mines, Rabat.
- CHAPPEL B.W. & WHITE A.J.R. (1974).- Two contrasting granite types. Pacific geol., 8, p. 173-174.
- CHAROY B. (1975).- Les phénomènes de greisénisation dans le district minéralisé de penfeuten (massif de St. Renan, massif armoricain): Aspects pétrologiques, géochimiques et caractérisation génétique. Bull. B. R. G. M., 2ème série, sect. 2, n°5, p. 263-383.
- CHAROY B. (1979).- Définition et importance des phénomènes deutériques et des fluides associés dans les granites: conséquences métallogéniques. Thèse d'État, I.N.P.L., Nancy, Sciences de la terre, Mém. Fr., 37, 364p.
- CHARLOT R. (1976).- The precambrien of the Anti-Atlas (Morocco) a geochronological synthesis. Prec. Res., p. 273-299.
- CHARLOT R., TISSERANT D., VIDAL E. & P. (1967).- Rapport technique et quelques résultats. C. R. Activ. Serv. Carte Géol. Maroc, p. 126-137.
- CHAURIS L. (1965).- Les minéralisations pneumatolitiques du massif Armoricaux. Mém. B.R.G.M., Fr., n°31, 217p.
- CHAURIS L. & LULZAC Y. (1973).- Les aplites à topaze et les stocksheider du leucogranite de Scaër (Finistère). Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne, sér. C, 5, n°1, p. 21-30.
- CHEILLETZ A. (1984).- Contribution à la gîtologie du district polymétallique (W, Mo, Cu, Pb, Zn, Ag) du Djebel Aouam (Maroc central). Application à la prospection des gisements de tungstène. Thèse Doctorat d'État, Univ. Nancy, 273p.
- CHORLTON L.B. & MARTIN R.F. (1987).- The effect of Boron on granite solidus. Can. Mineral., 16, p. 239-244.
- CHOUBERT G. (1951).- Essai de chronologie hercynienne. Notes Serv. Géol. Maroc, t.4, n°84, p. 9-78.

- CHOUBERT G., DIOURI M. & FAURE MURET A. (1965).- Mesures géochronologiques récentes par la méthode de A40/40K du Maroc. Notes Serv. Géol. Maroc, Rabat, 24, n°183, p. 53-62.
- CHRISTIANSEN E.H., BURT D.M. & SHERIDAN H.F. (1981).- Evidence for magma mixing in rhyolites from Spor Mountain, Utah. Geol. Soc. America, Abstracts with programs, vol. 13, p. 426.
- CHRISTIANSEN E.H., BURT D.H., SHERIDAN H.F. & WILSON R.T. (1983).- The petrogenesis of topaz rhyolites from the Western United States. Contrib. Mineral. petrol., 83, p. 16-30.
- CLARK L.A. (1960 a).- The Fe-As-S system: phase relations and application. Econ. Geol., 55, Pt.I: p. 1345-1381; Pt.II, p. 1631-1652.
- CLARK L.A. (1960 b).- Arsenopyrite As:S ratio as a possible geobarometer. Bull. Geol. Soc. Amer., 71, p. 1844.
- CLARK L.A. (1960 c).- The Fe-As-S system. Variations of arsenopyrite composition as a function of T and P. Carnegie Inst. Wash. Yearb., 59, p. 127-130.
- CLAUER N., JEANNETTE D. & TISSERANT D. (1980).- Datation isotopique des cristallisations successives d'un socle cristallin et cristallophyllien (Haute Moulouya, Moyen Maroc). Geol. Rdsch. 69, 1, p. 63-83.
- COCHERIE A. (1978).- Géochimie des terres rares dans les granitoïdes. Thèse 3ème cycle, Univ. Rennes, 207p.
- COCHERIE A. (1984).- Interaction manteau-croûte: son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calco-alkalines, contraintes géochimiques, éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygène). Thèse Doctorat d'État, Univ. Rennes, 219p.
- COLLINS W.J., BEAMS S.D., WHITE A.J. & CHAPPELL B.W. (1982).- Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. Contrib. Mineral. Petrol., 80, p. 189-200.
- CHOUBERT J., DIOURI M. & FAURE MURET A. (1965).- Mesures géochronologiques récentes par la méthode de 40A/40K du Maroc. Notes Mém. Serv. Géol. Maroc, Rabat, 24, n°183, p. 53-62.
- CRAWFORD D.L., FILER J. & WOOD C. (1979).- Saline fluid inclusions associated with retrograde metamorphism. Bull. Mineral., 102, p. 526-568.
- CUEVAS J. & TUBIA J.M. (1990).- Quartz fabric evolution within the Nappe (Betic Cordilleras, Spain). J. Struct. Geol. Vol. 12, n°7, p. 823-833.
- CUNEY M., MARIIGNAC C. & WEISBROD A. (1992).- The Beauvoir topaz-lepidolite albite granite (Massif Central, France) : the disseminated magmatic Sn-Li-Ta-Nb-Be mineralization. Economic Geology, Vol. 87, p. 1766-1794.
- DAHMANI (1985).- Le métamorphisme dans l'auréole du granite d'Oulmès (Maroc central). Thèse 3ème cycle, Univ. Mohammed V, Rabat, 87p.
- DAHMANI M., HOEPFFNER Ch. & LEDUC L. (1985).- Déformation et métamorphisme dans le district à Sn-W d'Oulmès. Colloque J. Géol. et Min. Marocaines.
- DEBON F. (1975).- Les massifs granitoïdes à structure concentrique de Cauterets-Panticosa (Pyrénées occidentales) et leurs enclaves. Mém. Sci. Terre, 33, 420p.
- DEBON F. & LE FORT P. (1983).- A chemical-mineralogical classifications of common plutonic rocks and associations. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth sciences, 73, p. 135-149.
- DEBON F. & LE FORT P. (1988).- A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principales, method, applications. Bull. Mineral., 111, p. 493-510.
- DIDIER J. (1973).- Granites and their enclaves. Elsevier, Amsterdam, 393p.

- DIDIER J. & LAMEYRE J. (1969).- Les granites du massif central français ; étude comparée des leucogranites et granitoïdes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 24, p. 219-238.
- DIDIER J. & LAMEYRE J. (1972).- Répartition géologique et signification des granites rouges. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 274D, 8, p. 1135-1138.
- DIDIER J. & BARBARIN B. (1991).- Enclaves and granite petrology. Amsterdam. London, New-York-Tokyo (Elsevier), 620p.
- DIDIER J., DUTHOU J.L. & LAMEYRE J. (1982).- Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. *Journ of volcanology and geothermal research*, 14, p. 125-132.
- DIOT H. (1989).- Mise en place des granitoïdes hercyniens de la Meseta marocaine. Etude structurale des massifs de Sebta de Brikine (Rehamna), de Zaer et d'Oulmès (Massif central) et d'Ouli Bou-Mia (Haute Moulouya). Implications géodynamiques. Thèse de Doctorat d'Etat, Univ. Toulouse, 182p.
- DIOT H. & BOUCHEZ J.L. (1986).- Les diapirs emboîtés du Zaer (Meseta Marocaine); arguments structuraux de leur mise en place. 11ème R.A.S.T., Clermont-Ferrand.
- DIOT H., BOUCHEZ J.L., BOUTALEB M. & MACAUDIERE J. (1987).- Le granite d'Oulmès (Maroc Central): structure de l'état magmatique à l'état solide et modèle de mise en place. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris III, p. 157-168.
- DONNELLY H.G. & KATZ D.L. (1954).- Phase equilibria in the carbon dioxide-methane system. *Industr. Enging-chem.*, U.S.A., 46, p. 511-517.
- DRURI M.R. & HUMPHREYS F.J. (1988).- Microstructural shear criteria associated with grain-boundary sliding during ductile deformation. *J. Struct. Geol.*, Vol.10, n°1, p. 83-89.
- DUBOIS M. (1992).- Fluides crustaux: Approche expérimentale et analytique. 1) Détermination du solvus des systèmes H₂O-MCl (M= Li, K, Rb, Cs) et, 2) Caractérisation et dynamique des fluides des dômes thermiques, sur l'exemple du diapir Vellave(SE Massif central français). Thèse I.N.P.L., 229p.
- DURISOVA J. (1988).- Diversity of fluids in the formation of ore assemblages in the Bohemian Massif (Czechoslovakia). *Bull. Minéral.*, 111, p. 472-477.
- DUTHOU J.L. (1977).- Chronologie de Rb-Sr et géochimie des granitoïdes d'un segment de la chaîne varisque, relations avec le métamorphisme : le Nord Limousin (Massif Central Français). Thèse de Doctorat ès-Sciences, Clermont-Ferrand, 294p.
- EL AMRANI EL HASSANI I. (1984).- Contribution à l'étude pétrologique, minéralogique, métallogénique et pétrologie structurale des formations de la région d'Azegour (Haut-Atlas occidental, Maroc). Thèse de 3ème cycle, Nancy, 208p.
- EL AMRANI EL HASSANI I. (1994).- Genèse et mise en place des granitoïdes peralumineux à biotite et cordiérite des Jebilet centrales (Maroc). Thèse ès-Sciences, Univ. Mohammed V, Rabat, 219p.
- EL HASSANI A. (1990).- La bordure nord de la chaîne hercynienne du Maroc, chaîne "calédonienne" des Sehou et plateforme nord-mesétienne. Thèse ès-Sciences, Strasbourg, 208p.
- EL JARRAY A. (1993).- Circulations fluides et altération hydrothermales associées au minéralisation U (As, F) dans le massif de St-Sylvestre (NW du Massif central français). Thèse INPL Nancy, 324p.
- EL JARRAY A., BOIRON M-Ch. & CATHELINÉAU M. (1994).- Percolation microfissurale de vapeurs aqueuses dans le granite de Pény (Massif de Saint Sylvestre, Massif Central) : relation avec la dissolution du quartz. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 318, série II, p. 1095-1102.
- EL KAMEL F. (1987).- Géologie du paléozoïque des Rehamna nord-orientaux, Maroc. Evolution sédimentaire et structuration hercynienne d'un bassin dévono-carbonifère. Sédimentation et déformation des molasses post-orogéniques. Thèse univ. Aix-Marseille, 298p.

- EL MAHI B. (1991).- Évolution tectono-métamorphique hercynienne des Réhamna centraux. Exemple d'interaction entre métamorphisme et mise en place de leucogranites dans une zone de cisaillement intralithosphérique : la zone de cisaillement de la Meseta occidentale (Z.C.M.O.). Thèse de 3ème cycle, Univ. Mohammed V, Rabat, 176p.
- EL MOURAOUAH A.E.A., DIOT H. & EL AMRANI I. (1993).- Les massifs granitiques de la Haute-Moulouya : laccolites granitiques en Meseta marocaine orientale. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 317, Série II, p. 1469-1476.
- EL WARTITI M. (1981).- Les terrains permo-carbonifères et leur couverture dans la zone de Tiddas-Souk es Sebt (bordure nord-ouest de la Meseta marocaine, Nord du Maroc central). Thèse 3ème cycle, Univ. Mohammed V, Rabat, 193p.
- EL WARTITI M. (1990).- Le Permien du Maroc mesetien: étude géologique et implications paléogéographiques. Thèse Doctorat d'Etat, Univ. Mohammed V, Rabat, 501p.
- EMBERGER A. (1965).- Introduction à l'étude des minéralisations plombifères de la Haute Moulouya. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, 181, p. 167-174.
- EUGSTER H.P., ALBEE A.L., BENACE A.E., THOMPSON J.B. Jr. & WALBAUM D.R. (1972).- The two-phase region and excess mixing properties of paragonite-muscovite crystalline solutions. J. Petrol., 13, 1, p. 147-179.
- EWART A., OVERSBY V.M. & MATEEN A. (1977).- Petrology and isotope geochemistry of tertiary lavas from the northern flank of the Tweed volcano, southeastern Queensland. J. Petrol., 18, p. 73-113.
- FADLI D. (1990).- Evolution sédimentaire et structurale des massifs des Mdakra et du Khatouat ; deux segments hercyniens de la Meseta marocaine nord-occidentale. Thèse ès-Sciences, Rabat, 316p.
- FAURE G. (1977).- Principales of isotope geology. John Wiley and Sons, N. Y. , 464p.
- FERRANDINI J., CORNEE J.J. & SABER H. (1987).- Mise en évidence d'une compression subméridienne d'âge permien probable dans le massif ancien du Haut Atlas occidental (Maroc). C. R. Acad. Sci., Paris, 304, II, 20, p. 1243-1248.
- FOIT F.F. Jr. & ROSENBERG P.E. (1977).- Coupled substitutions in the tourmaline group. Contrib. Mineral. Petrol., 62, p. 109-127.
- FOIT F.F. Jr., FUCHS Y. & MEYERS P.E. (1989).- Chemistry of alkali-deficient schorls from two tourmaline-dumortierite deposits. American Mineralogist, 74, p. 1317-1324.
- FONTEILLES M. (1978).- Les mécanismes de la métagénèse. Bull. Minéral., Vol.101, n°2, p. 166-194.
- FOSTER M.D. (1960).- Interpretation of the composition of trioctahedral micas. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 354B, p. 11-49.
- FUCHS Y. (1987).- Zonalité des différents types de la tourmaline dans le système hydrothermal de Novazza (Alpes Bergamasques, Italie du Nord). C. R. Acad. Sci., Paris, t.305, série II, p. 1507-1510.
- FUCHS Y., MAURY R. & VISONA D. (1991).- Evolution cristallochimique et structurale des tourmalines au cours de l'évolution de la série magmatique de Chiusa-Bressanone (Trento-Alto Adige, Italie). C. R. Acad. Sci., Paris, t.313, série II, p. 895-899.
- GAILLET J.L. (1984).- Evolution du bassin carbonifère de la Meseta méridionale (Maroc). 10ème R.A.S.T., Bordeaux, p. 241.
- GASQUET D. (1991).- Genèse d'un pluton composite tardi-hercynien. Le massif du Tichka, Haut Atlas occidental (Maroc). Thèse ès-Sciences Naturelles, Univ. de Nancy I, 413p.
- GASQUET D. & LETERRIER J. (1986).- Evolution magmatiques dans le massif de Tichka (Haut Atlas occidental, Maroc). 11ème R.A.S.T., Clermont-Ferrand, p. 75, Soc. Géol. Fr., Paris, Edit.

- GAUTHIER J.C. (1974).- Evolution granitique, développement des granites à deux micas et géochimie des alcalins dans la Marche orientale (Massif central Français). 2ème partie, Géochimie des alcalins rares. Sc. de la Terre, Nancy, XIX, 2, p. 119-151.
- GHFIR Y. (1993).- Le paléozoïque de la région d'Aguelmous (Maroc central oriental). stratigraphie, sédimentologie, évolutions structurale et métamorphique hercyniennes. Thèse 3ème cycle, Univ. Mohammed V, Rabat, 130p.
- GILL J.B. (1981).- Orogenic andesites and plate tectonics. Springer verlag, Berlin, 390p.
- GIULIANI G. (1982).- Contribution à la géologie du massif granitique des Zaer (Maroc central). Etude des minéralisations à W, Sn, Mo associés. Thèse de 3ème cycle, I.N.P.L., Nancy, 315p.
- GIULIANI G. (1984).- Les concentrations filoniennes à tungstène-étain du massif granitique des Zaer (Maroc central): minéralisation et phases fluides associées. Minéral. Deposita, 19, p. 193-201.
- GIULIANI G. (1987).- La cassitérite zonée du gisement de Sokhret Allal (Granite des Zaër; Maroc central): composition chimique et phases fluides associées. Mineral. Deposita, 22, p. 253-261.
- GIULIANI G. & SONET J. (1982).- Contribution à l'étude géochronologique du massif granitique hercynien des Zaer (massif central marocain). C. R. Acad. Sci. Paris, 294D, p. 139-143.
- GIULIANI G. & CHEILLETZ A. (1986).- Caractéristiques géochimiques du pluton zoné des Zaer et des stocks granitiques du Jbel Aouam, Maroc central, modèle pétrogénétique. 11ème R.A.S.T., Clermont-Ferrand, p. 80, Soc. Géol. Fr., Paris, inédit.
- GIULIANI G., CHEILLETZ A. & ZIMMERMANN J.L. (1989).- The emplacement, geochemistry and petrogenesis of two central morocco hercynian granites. Geotectonic implications. Journal of African Earth Sciences, vol.9, n°3/4, p. 617-629.
- GLYUK D.S. & TRUFANOVA L.G. (1977).- Melting at 1000 kg/cm² in a granite-H₂O system with the addition of HF and Li, Na and K fluorides, chlorides, and hydroxydes. Geochem. Internat., 14, 4, p. 28-36.
- GONORD H., LE GUERN M., THURIOT D. & REBOURS M. (1980).- Mise en évidence d'un volcanisme rhyolitique stéphano-permien sur la bordure nord du massif hercynien central du Maroc : extension et importance du volcanisme tardi-hercynien. C. R. Acad. Sci. Paris, p. 51-54.
- GOVINDARAJU K., MEVELLE G. & CHOUARD Ch. (1976).- Automated optical emission spectrochemical bulk analysis of silicate rocks with plasma excitation. Anal. Chem., U.S.A., Vol. 48, p. 1325- 1331.
- GUIDOTTI C.V. & DYAR M.D. (1991).- Ferric iron in metamorphic biotite and its petrologie and crystallochemical implications. American Mineralogist, vol.76, p. 161-175.
- HAMILTON W. & MYERS W.B. (1967).- The nature of batholiths. U S G S Prof. Paper, 554 C, 30p.
- HAMOUMI N. (1988).- La plateforme ordovicienne du Maroc: dynamique des ensembles sédimentaires. Thèse ès-Sciences, Strasbourg, 239p.
- HARKER A. (1909).- The natural history of igneous rocks. Macmillon, New York, 384p.
- HASSEN FORDER B. (1987).- La tectonique panafricaine et varisque de l'Anti-Atlas dans le massif du Kerdous (Maroc). Thèse ès-Sciences, Strasbourg, 249p.
- HEIR K.S. & BILLINGS G.S. (1970).- Rubidium. In Handbook of geochemistry (Wedepohl K.M. ed.) Springer Verlag, p. 19.
- HEIR K.S. & ADAMS J.A.S. (1964).- The geochemistry of the alkali metals. In Phys. Chem. Earth (Ahrens L.M, Press F, Runcorn S.K. et Urey H. C. Edit. Pergamon Press, 5, p. 253-281.

- HENRY D.J. & GUIDOTTI C.V. (1985).- Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: An example from the metapelites of NW Maine: *Am. Mineralogist*, v.70, p. 1-15.
- HETMAN A.G. (1978).- Yttrium and.- In K. H. Wedepohl (Edit.), *Handbook of geochemistry*. Springer Verlag, 2, 5, p. 39-71.
- HILDRETH W. (1979).- The Bisou. Evidence of the origin of composition zonation in silicic magma chambers. *Geol. Soc. of Amer.*, sp. paper 180, p. 43-75.
- HOEPFFNER C. (1982).- Le magmatisme pré et post-orogénique hercynien dans le paléozoïque des Rehamna. In MICHAUD Ed. *Le massif paléozoïque des Rehamna (Maroc). Stratigraphie, tectonique et Pétrogénèse d'un segment de la chaîne varisque*. Notes et Mém. Serv. Géol. Rabat, n°303, p. 150-163.
- HOEPFFNER C. (1987).- La tectonique hercynienne dans l'Est du Maroc. Thèse ès-Sciences, Strasbourg, 280p. .
- HÖSEL G., MEYER H., SELTMANN R. & TÄGL U. (1994).- Tin-bearing of the Ehrenfriedensdorf district. In : R. Seltmann, H. Kämpf et P. Möller (eds). *Metallogeny of collisional orogens*. Czech Geol. Survey, Praha, p. 129-136.
- HUON S. (1985).- Clivage ardoisier et réhomogénéisation isotopique K-Ar dans les schistes paléozoïques du Maroc. Etude microstructurale et isotopique. Conséquences régionales. Thèse Univ. Strasbourg, 124p.
- HURLEY P.M., BOUDDA A., KANES W.H. & NAIRN A.E.M. (1974).- A plate tectonics origin for late Precambrian-Paleozoic Belt in Morocco. *Geology*, 2, p. 343-344.
- HUVELIN P. (1973).- Déformation hercyniennes précoces dans la région comprise entre Azrou, Aguelmous et Khénifra (Massif hercynien central). Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, 34, 254, p. 93-107.
- HUVELIN P. (1977).- Etude géologique et géochimique du massif hercynien des Jebilet (Maroc occidental). Notes et Mém. Serv. Géol., Rabat, 232 bis, 308p.
- IBN MAJAH Kh. (1991).- Contribution à l'étude du magmatisme de la zone à minéralisation filonienne F-Ba-Pb (Ag)-Cu-Zn de Zrahina, champs minier de Kef N'Sour (Maroc centre oriental). Pétrologie, géochimie, pétrologie structurale et métallogénie. Thèse 3ème cycle, Univ. Mohammed V, Rabat, 307p.
- IZART A. & BEAUCHAMP J. (1987).- Le Carbonifère inférieur de la Meseta marocaine: sédimentation et paléogéographie. *Bull. Inst. Sci.*, Rabat, 11, p. 79-89.
- JACKSON N.J., MOOR J.Mc.M. and RANKIN A.H. (1977).- Fluid inclusions and mineralization at Cligga Head, Cornwall, England. *Journ. Geol. Soc.*, 134, p. 343-349.
- JAMES R.S. & HAMILTON D.L. (1969).- Phase relations in the system Na Al Si₃ O₈-K Al Si₃ O₈-Ca Al₂ Si₂ O₈ at 1 kilobar water vapour pressure. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 21, p. 111-141.
- JEBRAK M. (1982).- Les districts à fluorine du Maroc central. *Bull. Bur. Rech. Geol. Min. Fr.*, (2), II, p. 211-221.
- JEBRAK M. (1985).- Contribution à l'histoire naturelle des filons (F, Ba) du domaine varisque français et marocain. Essai de caractérisation structurale et géochimique des filons en extension et en décrochement. Document du B.R.G.M., n° 99, 510p.
- JEBRAK M; (1984).- Contribution à l'histoire naturelle des filons (F, Ba) du domaine varisque. Essai de caractérisation structurale et géochimique des filons en extension et en décrochement dans les massifs centraux français et marocain. Thèse Sciences, Orléans, 467p.
- JENNY J. & LEMARREC A. (1980).- Mise en évidence d'une nappe à la limite méridionale du domaine hercynien dans la boutonnière d'Aït Tamllil (Haut Atlas central, Maroc). *Eclogae geol. Helv.*, vol.73/3, p. 681-696.
- KARUP-MOLLER S. (1972).- New data on pavonite, gustavite, and some related sulfosalts minerals. *Neues Jahrb. Mineral. Abh.*, 117, p. 19-38.

- KEITH J.D. (1980).- Miocene porphyry intrusions, volcanism, and mineralization, southwestern Utah and Eastern Nevada. M.S. Thesis University of Wisconsin, Madison.
- KELLY W.C. and RYE R.D. (1979).- Geology, fluid inclusion and stable isotope studies of the tin-tungsten deposits of Panasqueira, Portugal. *Econ. Geol.*, 74, n°8, p. 1721-1822.
- KHARBOUCH F. (1982).- Pétrographie et géochimie des laves dinantiennes de la Meseta nord-occidentale et orientale marocaine. Thèse de 3ème cycle, Strasbourg, 140p.
- KHARBOUCH F. (1988).- Le volcanisme préorogénique hercynien du Maroc central. Pétrographie, géochimie et signification géodynamique. Journées chaîne hercynienne, Rabat.
- KORZHINSKIY D.S. (1964).- Acidity conditions in post-magmatic processes. 22nd international congress, India, Part.V: Genetic problems of ore, p. 16-26.
- KORZHINSKIY D.S. (1970).- Theory of metasomatic zoning, translated by Jean Agrell. Clarendon Press, Oxford.
- KRETSCHMAR U. & SCOTT S.D. (1976).- Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and Their application. *Canadian Mineralogist*, vol.14, p. 364-386.
- KUHNE R., WASTERNAK J. & SCHULZE H. (1972).- Post-magmatische metasomatose im endo-exocontact der jüngeren postkinematischen granite des Erzgebirges. *Geologie, Detsch.*, 21, n°4-5, p. 294-520.
- KUNO H. (1968).- Differentiation of basalt magmas. In "Basalt", the poldervaart treatise on rocks of basaltic composition. Hess. H. Ed., Inter. Sci. Publ., 2v., p. 623-688.
- KUNO U. (1959).- Origin of cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. *Bull. Volcan.*, 2, 20, Naples, p. 37-76.
- KWAK T.A.P., BROWN W.M., ABEYSINGHE P.A. & TAN.T.H. (1986).- Fe solubilities in very saline hydrothermal fluids : their relation to zoning in some ore deposits. *Economic Geology*, Vol. 81, p. 477-465.
- LA ROCHE H. de (1964).- Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. Présentation d'un diagramme destiné à l'étude chimico-minéralogique des massifs granitiques ou granodioritiques. Application aux Vosges cristallines. *Sci. de la Terre*, 9/3, p. 293-337.
- LA ROCHE H. de (1966).- Sur l'usage du concept d'association minérale dans l'étude chimique des roches: modèles chimiques, statistiques, représentations graphiques, classification chimico-minéralogique. *C. R. Acad. Sci. Paris, D*, p. 1665-1668.
- LA ROCHE H.de, (1980).- Sur l'expression graphiques des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. Présentation d'un diagramme destiné à l'étude chimico-minéralogique des massif granitiques ou granodioritiques. Application aux Vosges cristallines. *Sci. de la Terre, Nancy, Fr.*, IX, 3, p. 293-337.
- LA ROCHE H. de (1986).- Classification et nomenclature des roches ignées: un essai de restauration de la convergence entre systématique quantitative, typologie d'usage et modélisation génétique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8,2,2, p. 337-353.
- LA ROCHE H. de & ISNARD P. (1978).- A comparaison between conventional and statistical processing of 330 rocks analyses on a regular network sampling in an association of biotite granites and two mica leucogranites. *Sci. de la Terre, Nancy, Ser. "informatique, géologique"*, 12, p. 65-98.
- LA ROCHE H. de, STUSSI J.M. & CHAURIS L. (1980).- Les granites hercyniens français. Essais de cartographie et de corrélations géochimiques appuyés sur une banque de données. Implications pétrogénétiques et métallogéniques. *Sci. de la Terre, Nancy, XXIV*, 1, p. 5-121.
- LAGARDE J.L. (1985).- Cisaillements ductiles et plutons granitiques contemporains de la déformation hercynienne post-viséenne de la Meseta marocaine. *Hercynica*, I, 1, p. 29-37.

- LAGARDE J.L. (1987).- Les plutons granitiques hercyniens marqueurs de la déformation crustale: l'exemple Meseta marocaine. Thèse Univ. Rennes, 371p.
- LAGARDE J.L. & CHOUKROUNE P. (1982).- Cisaillement ductile et granitoïdes syntectoniques: l'exemple du massif hercynien des Jebilet. Bull. Soc. Géol. Fr., Paris, 7, XXIV, 2, p. 299-307.
- LAGARDE J.L. & RODDAZ B. (1983).- Le massif plutonique de Tichka (Haut Atlas occidental, Maroc): un diapir syntectonique. Bull. Soc. Géol. Fr., 7, XXV, 3, p. 389-395.
- LAGARDE J.L. & MICHARD A. (1986).- Stretching normal to the regional thrust displacement in a thrust-wrench shear zone, Rehamna massif, Morocco. Jour. Struct. Geol., Oxford, 8, 3/4, p. 483-492.
- LAGARDE J.L., AIT OMAR S. & RODDAZ B. (1990).- Structural characteristics of granitic plutons emplaced during weak regional deformation: examples from Late Carboniferous plutons, Morocco. J. Str. Geol., vol.12, 7, p. 805-821.
- LAMBERT R. (1959).- The mineralogy and metasomatism of the maine schists of igneous dikes and sills. Geol. Soc. Am. Bull., 83, p. 973-988.
- LAW R.D., SCHMIDT S.M. and WHEELER J. (1990).- Simple shear deformation and quartz crystallographic fabrics: a possible natural example from Torrindon area of NW Scotland. J. Struct. Geol., vol.12, n°1, p. 29-45.
- LE CORRE Cl. & SAQUAQUE A. (1987).- Comportement d'un système pluto-encaissant dans un champ de déformation régionale: le granite de Bramram. Bull. Soc. Géol. Fr., Paris, 4, p. 665-673.
- LEBEL L. (1979).- Micas magmatiques et hydrothermaux dans l'environnement du porphyre cuprifère de cerio-verde-Santa Rosa, Pérou. Bull. Min., 102, p. 35-41.
- LEBLANC M. & LANCELOT J.R. (1980).- Interprétation géodynamique du domaine panafricain (Précambrien terminal) de l'Anti-Atlas (Maroc) à partir de données géologiques et géochronologiques. Can. J. Earth Sci., 17, p. 142-155.
- LEROY J. (1971).- Les épi-syenites. Equilibre entre minéraux et solutions. Thèse 3ème cycle, Univ. Nancy I, 87p.
- LEROY J. et CATHELINÉAU M. (1982).- Les minéraux phylliteux dans les gisements hydrothermaux d'uranium. I: cristallographie des micas hérités et néoformés. Bull. Minéral., 105, p. 99-109.
- LESPINASSE M. & CATHELINÉAU M. (1990).- Fluid percolations in a fault zone: a study of fluid inclusion planes (FIP) in the St Sylvestre granite (NW French Massif Central). Tectonophysics, 184, p. 173-187.
- LETERRIER J. & DEBON F. (1978).- Caractères chimiques comparés des roches granitoïdes et de leurs enclaves microgrenues. Implications génétiques. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), XX, p. 3-10.
- LUTH W.C., JAHNS R.H. & TUTTLE O.F. (1964).- The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. J. Geophys. Res., USA., 69, p. 759-773.
- MAALOE S. & WYLLIE P.J. (1975).- Water content of a granite magma deduced from the sequence of crystallisation determined experimentally with water-undersaturated conditions. Contrib. Mineral. Petrol., 52, p. 175-191.
- MAHMOOD A. (1980).- Etude pétrologique du granite hercynien des Zaer (Massif Central Marocain). Thèse Doct. d'Etat, Univ. Clermont-Ferrand, 421p., 1 carte, 2 vol.
- MAHMOOD A. (1983).- Chemistry of biotites from a zoned granitic pluton in Morocco. Min. Magazine, v.47, p. 365-369.
- MAHMOOD A. (1985).- Emplacement of the zoned Zaer pluton, Morocco. Géol. Soc. Am. Bull., vol.96, p. 931-939.

- MAHMOOD A. (1988).- Principales évolutions géochimiques des granitoïdes hercyniens des Zaër (Massif central marocain). Notes Serv. géol. Maroc, t. 44, n°334, p. 65-78.
- MAHMOOD A. (1993).- Etude comparative des granites peralumineux de la Nouvelle-Ecosse (Zone du Méguma) et du Massif central marocain dans le cadre du magmatisme acide associé aux orogénèses paléozoïques. Mines, Géologie & Énergie, n°54, Rabat, p. 21-28.
- MAHMOOD A. & BENNANI A. (1984).- S-type characteristics of the hercynian granitoïds of the Central Paleozoic Massif Morocco. Geol. Mag., 121, p. 301-309.
- MANNING D.A.C. (1980).- An experimental study of the effect of fluorine on crystallization of granitic melts. M.A.W.A.M., vol.6, p. 191-203.
- MARCONNET B., GAGNY Cl., BOUSHABA A. & BOUYBAOUENE M. (1987).- Prospection d'apex leucogranitiques minéralisés en tungstène par la télédétection spatiale. Utilisation d'un phénomène de "transparence" d'une couverture métamorphique dans le massif des Rehamna (Maroc). Chron. Rech. Min., n°486, p. 63-71.
- MARIGNAC Ch. (1974).- Observations préliminaires sur les indices de schéelite liés à des épi-syénites dans le stock granitique de veinazès (Massif central). R.A.S.T., Pont à Mousson, France, p. 174.
- MARIGNAC Ch. & ZOUHAIR M. (1992).- Fluid evolution in an unmineralized greisen-tourmaline system in the Ment granite (central Morocco): a fluid inclusion study. Eur. J. Mineral., 4, p. 949-964.
- MATTE Ph. (1986).- La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques périalantiques ; modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. Bull. Soc. géol. Fr., 1, p. 9-24.
- Mc DONALD G.A. & KATSURA T. (1964).- Chemical composition of Hawaiian lavas. J. Petrol., 5, p. 82-133.
- MESCHEDE M. (1986).- A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. Chem. Geol., 56, p. 207-218.
- MICHARD A. (1968).- La zone à staurotide et disthène des Rehamna (Maroc hercynien): une échine thermique tardi-tectonique; C. R. Acad. Sci. Paris, 266, D., p. 1369-1642.
- MICHARD A. (1976).- Éléments de géologie marocaine. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, 252, 408p.
- MICHARD A. & PIQUE A. (1979).- The variscan belt in Morocco: structure and developmental model. In the caledonides in U.S.A. D. MONES édit., Département of Geological Sci. VPT and SU, Blacksburg Mem., 2, p. 317-322.
- MICHARD A., CAILLEUX Y & HOEPFFNER C. (1983-1990).- L'orogénèse mesétien au Maroc ; structure, déformation hercynienne et déplacements. Actes du symposium "Maroc et orogénèse paléozoïque", P.I.C.G. n°27, Rabat, Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, n°335, p. 313-327.
- MINEYEVE D.A., DIKOV Y.P., SOBOLEV B.P. & BORUTSKAVA V.L. (1966).- Differentiation of rare earth elements under supercritical conditions. Geochem. Int., 3, 357-359.
- MIYASHIRO A. (1974).- Volcanic rock series in Island arcs and active continental margins. Am. J. Sci., 274, p. 321-355.
- MIYASHIRO A. (1978).- Nature of alkalic volcanic rock series. Contrib. Mineral. Petrol., 66, p. 91-104.
- MONIER G. (1985).- Cristallochimie des micas des leucogranites. Nouvelles données expérimentales et applications pétrologiques. Thèse Doctorat d'Etat, Univ. d'Orléans, 300p.
- MONIER G. (1987).- Cristallochimie de micas des leucogranites. Nouvelles données expérimentales et applications pétrologiques. Géol. Mém. CREGU, Nancy, 14, 347p.

- MOREAU M. et RANCHIN G. (1971).- Altérations hydrothermales et contrôles tectoniques dans les gîtes filoniens d'uranium intragranitiques du Massif central français, in "Les roches plutoniques dans leurs rapports avec les gîtes minéraux". Coll. Sci. E. Raguin, p. 77-100.
- MORIN PH. (1951).- Quelques problèmes relatifs aux roches granitiques et microgranitiques et leur minéralisation dans le Maroc central. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, 4, 85, 163-182.
- MORIN Ph. (1956).- Quelques problèmes relatifs aux roches granitiques et à leurs minéralisation dans le Maroc central. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, t.4, n°85, p. 163-182.
- MORIN Ph. (1958).- Sur les caractères de la grande transgression du Viséen supérieur dans la partie orientale du Maroc central. C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., 12, p. 270-272.
- MORIN Ph. (1962).- Une vue d'ensemble nouvelle des formations anté-viséennes du pays des Zaïan (Anticlinorium de Kasba-Azrou, Maroc central). C. R. Acad. Sci. Paris, 254, 3385-3387.
- MRINI Z. (1985).- Age et origine des granitoïdes hercyniens du Maroc: Apports de la géochronologie et de la géochimie isotopique (Sr, Nd, Pb). Thèse Doct. Univ. Clermont-Ferrand, 156p.
- MRINI Z., RAFI A., DUTHOU J.L. & VIDAL Ph. (1992).- Chronologie Rb-Sr des granitoïdes hercyniens du Maroc: conséquences. Bull. Soc. Géol. Fr., t.163, n°3, p. 281-291.
- MUECKE G.K. & CLARKE D.B. (1981).- Geochemical evolution of the south Moutain Batholith, Nova Scotia: Rare earth evidence. Can. Mineral., 19, p. 133-145.
- MURAWSKI H. (1963).- Geologisches Wörter-buch-Erklärung der geologischen Fachausdrücke der deutschen. Literatur. F. Enke, Verlag, Stuttgart, 242p.
- N'TARMOUCHANT A. (1991).- Le magmatisme hercynien de la région de Mrirt (Est du Massif central marocain). Cartographie, pétrographie et contexte géodynamique. Thèse 3° cycle, Fac. Sci. Fès, 169p.
- NACHIT H., NARISON R., STUSSI J.M. & CARRON J.P. (1985).- Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. C.R.A.S., Paris, t.301, II, n°11, p. 813-818.
- NAUMOV V.B. & IVANOVA G.F. (1971).- The pressure and temperature conditions for formation of wolframite deposits. Geochemistry Int., 6, p. 381-394.
- NESEN G. (1981).- Le modèle exogranites-endogranite à stockscheider et la métallogénie Sn-W. Etude des gisements de Fantao et Santa comba (Galice-Espagne). Thèse de 3ème cycle, Univ. Nancy, 354p.
- NOCKOLDS S.R. (1947).- The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. Amer. Journ. Sci. Vol. 245, 7, 401p.
- NORONHA F. (1974).- Etude des inclusions fluides dans le quartz des filons du gisement de tungstène de Borralha (Nord Portugal). Pub. do Museu e Lab. Mineral. Geol., Faculdade de ciencias do porto, LXXXV, n°4, p. 1-36.
- NUFFIELD E.W. (1980).- Cupropavonite from Hall's valley, parkcounty, Colorado. Canad. Miner., 18, p. 181-184.
- ODIN G.S. & ODIN C. (1990).- Échelle numérique des temps géologiques. Géochronique, 35, p. 12-21.
- ODIN G.S. (1994).- Geological time scale. C. R. Acad. Sci. Paris, 318, p. 59-71.
- ORSINI J.B. (1979).- Existence de trois associations magmatiques dans les granitoïdes post-viséens moyens (groupe des monzogranites-granodiorites) de la chaîne hercynienne. C. R. Acad. Sci. Paris, D, 289, p. 981-984.
- OUARHACHE D. (1987).- Etude géologique dans le paléozoïque et le trias de la bordure NW du causse moyen atlasique (S et SW de Fès, Maroc). Thèse 3ème cycle, Toulouse, 130p.

- OUBBIH J. (1991).- Le Maroc central méridional (région de Moulay Bouazza): Stratigraphie du paléozoïque et tectonique hercynienne. Thèse 3ème cycle, Univ. Mohammed V, Rabat, 158p.
- OUKEMENI D. & BOURNE J.H. (1993).- Étude géochimique des granitoïdes du pluton d'Aouli, Haute Moulouya, Maroc. *J. Afr. Earth Sci.*, 17, p. 429-423.
- OUKEMENI D., BOURNE J.H. & KROGH T.E. (1995).- Géochronologie U-Pb sur zircon du pluton d'Aouli, Haute Moulouya, Maroc. *Bull. Soc. géol. France*, t. 166, n°1, p. 15-21.
- PATERSON S.R., VERNON R.H. and TOBISCH O.T. (1989).- A review of the criteria for the identification of magmatic and tectonic filiation in granitoïds. *J. Struct. Geol. Vol.*, n°11, p. 349-363.
- PAULET P-H. (1992).- Etude des altérations hydrothermales à borosilicates de la Humboldt Range (Nevada, U.S.A.), Thèse Univ. Paris 6, .143p.
- PAULET P-H., FOÏT F.F. (Jr.), FUCHS Y. & ROSENBERG Ph. (1991).- Zonalité des différents types de Borosilicates dans les systèmes hydrothermaux à or-argent de la Humboldt Range (Nevada, U.S.A.). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 313, Série II, p. 1155-1162.
- PEARCE J.A. & CANN J.R. (1973).- Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analyses. *Earth planet. Sci. Lett.*, 19, p. 290-300.
- PEARCE J.A. & NORRY J.M. (1979).- Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb. variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, p. 33-47.
- PEARCE J.A., ALABASTER T., SHELTON A.W. & SEARLE M.P. (1981).-The Oman ophiolite as a cretaceous arc-basin complex: evidence and implications. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A300, p. 299-317.
- PEARCE J.A., HARRIS N.B.W. & TINDLE A.G. (1984).- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25, 4, P.956-983.
- PETERMAN Z.E. & HEDGE C. (1974).- Strontium in Handbook of geochemistry (Wedepohl K.M.ed.) Springer Verlag, p. 38.
- PHARAOH T.C. & PEARCE J.A. (1984).- Geochemical evidence for the geotectonic setting of earth proterozoic metavolcanic sequences in Lapland. *Precambrian Research*, 25, p. 283-308.
- PICHAVANT M. (1981a).- An experimental study of the effect of boron on a water saturated haplogranite at 1 var, vapour pressure. *Geological applications. Contrib. Min. Petrol.*, 76, p. 430-439.
- PICHAVANT M. (1981b).- Application des données expérimentales aux conditions de genèse et de cristallisation des leucogranites à tourmaline. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 292, Série II, p. 851-854.
- PICHAVANT M., RAMBOZ C. & WEISBROD A. (1982).- Fluid immiscibility in natural processes: use and misuse of fluid inclusion data. I. Phase equilibria Analyses- A. Theoretical and Geometrical Approach. *Chem. Geol.*, 37, p. 1-27.
- PICHAVANT M., BOHER M., STENGER J-F., AISSA M. & CHAROY B. (1987).- Relations de phase des granites de Beauvoir à 1 et 3 Kbar en condition de saturation en H₂O. *Géologie de la France*, n° 2-3, p. 77-86.
- PINTO H.C.S. (1982).- Nota sobre a variação temporal do rubídio e do estrôncio no plutão granítico zonado de Castro Daire. *Comun. Serv. Géol. Portugal*, t.68, fasc.1, p. 67-71.
- PIQUÉ A. (1975).- Répartition des zones d'anchimétamorphisme dans les terrains dinantiens du NW du plateau central (Meseta Marocaine). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris, (7), XII, p. 416-420.
- PIQUÉ A. (1976).- Front thermique syntectonique et mise en place du granite à Oulmès (Maroc central). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris, p. 1235-1238.
- PIQUÉ A. (1979).- Evolution structurale d'un segment de la chaîne hercynienne: la Meseta marocaine Nord-occidentale. *Sci. Géol., Mém.*, Strasbourg, 56, 253p.

- PIQUÉ A. (1981).- Un segment de chaîne intracontinentale: La Meseta marocaine nord-occidentale. Influence des fractures du socle précambrien sur la sédimentation et la déformation de la couverture paléozoïque. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t.XXIII, n°1, p. 3-10.
- PIQUÉ A. (1983).- Structural domains of the hercynian belt in Morocco, in Schnek P., éd.: Regional trends in the geology of the appalachian-Caledonian-Hercynian-Mauritanide orogen, Dordrecht, Reidel, p. 339-345.
- PIQUÉ A. (1994).- Geologie du Maroc. Les domaines régionaux et leur évolution structurale. Ed. PUMAG, Maroc, 284p.
- PIQUÉ A. & MICHARD A. (1981).- Les zones structurales du Maroc hercynien. Sci. Géol. Bull. Strasbourg, 34, p. 135-146.
- PIQUÉ A. & MICHARD A. (1989).- Moroccan hercynides. A synopsis. The paleozoic sedimentary and tectonic evolution at the northern margin of west Africa. Amer. Journ. Sci., vol.289, p. 286-330.
- PIQUÉ A., JEANNETTE D. & MICHARD A. (1980).- The western Meseta shear zone, a major and permanent feature of the hercynian belt in Morocco J. Structural Geol., vol. 2, n°1/2, p. 55-61.
- PIQUÉ A., CORNEE J.J., MULLER J. & ROUSSEL J. (1991).- The Moroccan Hercynides in the West African Orogens and Circum-Atlantic Correlations. Eds: R.D.DALLMEYER et J.P. LECORCHE. Springer-Verlag, p. 931-939.
- PITCHER W.S. (1974).- The Mesozoic and Cenozoic batholiths of Peru. Pacific Geol. 8, p. 51-62.
- PITCHER W.S. (1978).- The anatomy of a batholith. J. Geol. Soc. London, 135, p. 82-157.
- PITCHER W.S. (1983).- Granite type and tectonic environment. in: Mountain building processes ; Hsü Kenneth J. Edit., chap. 1-3, p. 19-40. London: Acad.Press.
- POTTER R.W., CLYNNE M.A. & BROWN D.L. (1978).- Freezing point depression of aqueous sodium chloride solution. Econ. Geol., 73, p. 284-285.
- POTY B., LEROY J. et JACHIMOVICZ L. (1976).- Un nouvel appareil pour la mesure des température sou le microscope: l'installation de microthermométrie Chaix meca. Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristall., 99, p. 182-186.
- RAFI A. (1988).- Approche pétrographique, géochimique et géochronologique (Rb-Sr) des granitoïdes du Maroc oriental. Thèse 3ème cycle, Univ. de Marrakech, 169p.
- RAMBOZ C. (1980).- Géochimie et étude des phases fluides de gisements et indice d'étain-tungstène du massif central (France). Thèse 3ème cycle, I.N.P.L., Nancy, 278p.
- RAMBOZ C., SCHNAPPER D. et DUBESSY J. (1985).- The P-V-T-X-fO₂ evolution of H₂O-CO₂-CH₄ bearing fluid in a wolframite vein : Reconstitution from fluid inclusion studies. Geochim. Cosmochim. Acta, 49, p. 2005-219.
- REMMAL T. (1985).- Etude géologique du secteur de la mine à tungstène d'Hassian Eddiab (Maroc Nord oriental). D.E.A., Univ. Nancy I, 27p.
- RIBEYROLLES M. (1972).- Etude tectonique et microtectonique d'un segment de chaîne hercynienne dans la partie Sud orientale du Maroc central. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, 261, 170p.
- ROEDDER E. (1984).- Fluid inclusions. Mineral. Soc. America Reviews in Mineralogy 12, 644p.
- ROLET J., LE GALL B., BARBOUX J.R., THONON P. & GRAVELLE M. (1986).- L'évolution géodynamique dévono-carbonifère de l'extrémité occidentale de la chaîne hercynienne d'Europe sur le transect Armorique-Cornwall. Bull. Soc. Géol. Fr., (8), II, 1, p. 43-54.
- ROSE M.F. (1987).- Les types granitiques du Maroc hercynien. Thèse Univ. Pierre et Marie-Curie, 381p.

- SALIOT P. (1978).- Le métamorphisme dans les Alpes françaises. Thèse Doctorat d'Etat, Univ. de Paris, 183p.
- SAQUAQUE A. (1985).- Déformation et mise en place d'un pluton granitique synkinématique: l'exemple du granite du Bramram-Bamega-Tabouchent (Jebilet Central-Maroc). Thèse de 3ème cycle, Univ. Caddi Ayad, Marrakech, 144p.
- SCHERBA G.N. (1970).- Greisens. *Int. Geol. Rev.*, 12, n°2, p. 114-150 et n°3, p. 239-255.
- SCHWARTZ M. (1973).- Etude tectonique et minière sur la carte topographique au 1/50 000 de Tifoughaline. Rapport B.R.P.M., Inédit.
- SHAW D.M. (1968).- A review of K-Rb fractionation trend by covariance analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 32, 6, p. 573-601.
- SILLITOE R. (1985).- Ore related breccias in vulcano-plutonic area. *Econ. Geol.* 80, p. 1467-1514.
- SIRNA C. (1986).- Structure concentrique du granite des Rehamna occidentaux. 11ème R.A.S.T., Clermont-Ferrand. Soc. Géol. Fr., Paris, Edit., p. 267.
- SMIRNOV M.V. (1973).- Electrode potentials in Molten chlorides. Nauka Press, Moscow, 624p.
- SOMAREM (1953).- Prospection de l'uranium. Ment et Oulmès. S.E.G.H. Oulmès rég., n°15, Rabat. Rapport inédit.
- SONNET Ph. (1981).- Les skarns à tungstène, étain et bore de la région d'El Hammam (Maroc central). Thèse Doctorat Sci. Appl., Univ. Cath. Louvain-La-Neuve, 347p.
- SOLER E. (1973).- L'association spilites-quartz kératephyres du Sud-Ouest de la péninsule ibérique. *Geol. Mijnb.*, 52, p. 227-287.
- STEINER J.C., JAHS R.H. & LUTH C.W. (1975).- Crystallization of alkali feldspar and quartz in the haplogranite system Na Al Si₃O₈ - SiO₂ - H₂O at 4kb. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 86, p. 83-98.
- STERNER S.M., HALL D.L. & BODNAR R.J. (1988).- Synthetic fluid inclusions. V. Solubility relations in the system NaCl-KCl-H₂O under vapor-saturated conditions. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 52, p. 989-1005.
- STONE M. (1969).- Southwestern granites and alkali-feldspar megacryst. *Nature*, G.B., 222, n°5193, p. 555-556.
- STONE M. (1975).- Structure and petrology of the Tregonning-Godolphin granite, Cornwall. *Proc. Geol. Assoc.*, 86, n°2, p. 155-170.
- STRECKEISEN A. (1976).- To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Reviews*, 12, p. 1-33.
- SWANENBERG H.E.C. (1979).- Phase equilibria in carbonic systems and their application to freezing studies of fluid inclusions. *Contrib. Mineral. Petr.*, 68, p. 303-306.
- TAHIRI A. (1991).- Le Maroc central septentrional: stratigraphie, sédimentologie ; un exemple de passage des zones internes aux zones externes de la chaîne hercynienne du Maroc. Thèse Doctorat d'Etat, Univ. de Bretagne occidentale, 215p.
- TAHIRI A. & HOEPPFNER Ch. (1987).- La faille d'Oulmès: cisaillement ductile et tectonique tangentielle, Maroc central hercynien. *Bull. Inst. Sci.*, Rabat, n°11, p. 59-68.
- TAHIRI A. et MEDINA F. (1989).- Analyse structurale de la fracturation dans le paléozoïque au Nord d'Oulmès (Maroc central). *Bull. Inst. Sci.*, Rabat, n°13, p. 29-36.
- TARGUISTI K. (1983).- Géologie et métallogénie du massif granitique d'Alouana (Maroc oriental). Thèse de 3ème cycle, Univ. Franche-Comté, Besançon, 184p.
- TASSINARI C.C.G. & TAYLOR P.N. (1987).- Sr and Rb isotope evolution of granitoids in the São Paulo region, Brazil. *I.S.G.A.M.*, Salvador, Bahia, Brazil, p. 189-191.

- TAYLOR S.R. (1965).- The application of trace element data to problems in petrology. In physics and chemistry of the earth (Ahrens et al. ed.) Oxford Pergamon Press, vol.6, p. 133-214.
- TAYLOR R.P. & FRYER B.J. (1983).- Rare earth element lithochemochemistry of granitoid mineral deposits. CIM Bulletin, 76, 860, p. 74-84.
- TEIXEIRA W., CORDANI U.G., KAWASHITA K., TAYLOR P.N. & VAN SCHMUS W.R. (1985).- Archean and early proterozoic crustal evolution in the southern part of the Sao Francisco craton-I.S.G.A.M. Salvador, Bahia, Brazil, p. 35-40.
- TERMIER H. (1936).- Etudes géologiques sur le Moyen Atlas septentrional. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, 33, 1966p.
- TERMIER H. & TERMIER G. (1971).- Le massif granodioritique du Tichka (Haut Atlas occidental, Maroc). Vol.1, Notes et Mém. Serv. Géol., Rabat, n°216, 240p.
- TERMIER H., OWODENKO B. & AGARD J. (1950).- Les gîtes d'étain et de tungstène de la région d'Oulmès (Maroc). Études géologiques, pétrographiques et métallogéniques. Notes et Mém. Géol. Maroc, 82, 328p.
- TISSERANT D. (1977).- Les isotopes du strontium et l'histoire hercynienne du Maroc. Etude de quelques massifs atlasiques et mésétiens. Thèse de 3ème cycle, Univ. Strasbourg I, 103p.
- TISCHENDORF G. (1977).- Geochemical and petrographic characteristics of silicic magmatic rocks associated with rare-element mineralization. M.A.W.A.M., vol. 2, p. 41-96.
- TOURET J. (1971).- Le faciès granulite en Norvège méridionale. 1- Les associations minérales, 2- Les inclusions fluides. Lithos, 4, p. 239-244 et p. 424-436.
- TURPIN L. (1984).- Altération hydrothermales et caractérisation isotopique (O-H-C) des minéraux et des fluides dans le massif uranifère de St Sylvestre. Extension à d'autres gisements intragranitiques d'uranium français. Géol. Géochim. Uranium, Mém., Nancy, 6, 190p.
- TUTTLE O.F. & BOWEN N.L. (1958).- Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. Géol. Soc. Amer. Mém. 74, 153p.
- UEBEL P.J. (1977).- Internal structure of pegmatites; its origine and nomenclature. Neues Jb. Mineral. Abh. Dtsch., 131, n°1, p. 83-113.
- VAN DEN BOSCH J. (1974).- Quelques principes généraux de l'interprétation gravimétrique illustrés par des exemples empruntés à la carte gravimétrique du Maroc (structure du Rif et intrusions granitiques au Maroc central). Notes Serv. Géol. Maroc, 255, p. 117-136.
- VANKO D.A., BODNAR R.J. & STERNER S.M. (1988).- Synthetic fluid inclusions. VIII. Vapor-saturated halite solubility in part of the system $\text{NaCl-CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$, with application to fluid inclusions from oceanic hydrothermals systems. Geochim. Cosmochim. Acta, 52, p. 2451-2456.
- VAUCHEZ A. (1976).- Les déformations anté-triasique dans la boutonnière d'Aouli-Mibladen (Midelt, Maroc). C. R. Acad. Sci. Paris, 282, p. 425-428.
- VELDE B. (1965).- Phengite micas: synthesis, stability and natural occurrences. Amer. J. Sci., 263, p. 886-913.
- VELDE B. (1967).- Si^{4+} content of nature phengites. Contrib. Minera. Petrol., 14, p. 250-258.
- VELDE B. (1972).- Celadonit mica solution and stability. Contrib. Miner. Petrol., 37, p. 235-247.
- VELDE B. & KORNPROBST J. (1969).- Stabilité des silicates d'alumine hydratés. Contrib. Min. Petrol., 21, p. 63-74.
- VIGNERESSE J.L. (1988).- Forme et volume des plutons granitiques. Bull. Soc. Géol. Fr., (8), IV, 6, p. 897-906.
- VOGEL T.A., WILLIAME E.R., PRESTON J.K. & WALKER B.H. (1976).- Origin of the Late Paleozoic plutonic massifs in Morocco. Geol. Soc. Amer. Bull. U.S.A., vol.87, 11p. et 1 tabl.

- WALSHE J.L. (1986).- A six component chlorite solid solution model and the conditions of chlorite formation in hydrothermal and geothermal systems. *Economic Geology*, vol.81, p. 681-703.
- WEISBROD A. (1986a).- Relations minéralisations granites-encaissant dans l'ensemble Nord-mesétien (Maroc central). Toulouse, France, Résumé, p. 82-83.
- WEISBROD A. (1986b).- Caractère généraux des phases fluides dans les indices et gisement de tungstène et d'étain. Colloque Européen: Gisements de tungstène. Toulouse, France, Résumé, p. 3-6.
- WEISBROD A. (1987).- Boron content of hydrothermal solutions and tourmaline solubility. *Terra Cognita*, 7, p. 408-409.
- WEISBROD A., POTY B. et TOURET J. (1976).- Utilisation des inclusions fluides en géochimie-pétrologie : tendances actuelles. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Crist.* 99, p. 140-152.
- WERNICKE B. (1981).- Low-angle normal faults in the basin and range province: Nappe tectonic in an extending orogen. *Nature*, vol. 291, p. 645-648.
- WERNICKE B. (1985).- Uniform-sense normal simple shear of continental lithosphere. *Can. J. Earth Sci.*, 22, p. 108-125.
- WHITNEY J.A. (1988).- The origin of granite: the role and source of water in the evolution of granitic magmas. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 100, p. 1886-1897.
- WILLIAM H., TURNER F.J. & GILBERT C.M. (1955).- *Petrography San-Francisco*. Un vol. 406p.
- WINCHESTER J.A. & FLOYD P.A. (1977).- Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical geology*, 20, p. 325-343.
- WINKLER H.G.F. (1979).- *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 5è Edit. Springer-Verlag, 348p.
- YOUBI N. (1990).- Le complexe volcanique permien de Khénifra (SE du Maroc central). Thèse de 3ème cycle, Univ. Fès, 364p.
- ZHANG Y-G. & FRANTZ J.D. (1989).- Experimental determination of the compositional limits of immiscibility in the system CaCl₂-H₂O-CO₂ at high temperatures and pressures using synthetic fluid inclusions. *Chem. Geol.*, 74, p. 289-308.
- ZORPI M.J. (1991).- Mélanges magmatiques dans les granitoïdes de sardaigne septentrionale: implications sur l'hybridation, la zonation et la mise en place des plutons calco-alcalins. Thèse Univ. Aix-Marseille, 236p.
- ZOUINE E.M. (1986).- Evolution structurale tardi-hercynienne de la bordure NW du Maroc central entre Tiddas et Jebel Tariona. *D.E.S. Géol., E.N.S., Rabat*, 131p.

PUBLICATIONS DE A. BOUSHABA

Communications écrites :

- BOUSHABA A. & GAGNY Cl. (1986).- Le complexe granitique du Ment (Maroc central): étude pétrographique géochimique et métallogénique. **Bull.Sci.Terre, Rabat, 2, p.125-140.**
- MARCONNET B., GAGNY Cl, BOUSHABA A. & BOUYBAOUENE M. (1987).- Prospection d'apex leucogranitiques minéralisé en tungstène par la télédétection spatial. Utilisation d'un phénomène de "trasparence" d'une couverture métamorphique dans le massif des Rehamna (Maroc). **Chron. rech. min., n° 486, p. 63-71.**
- BOUSHABA A., CAILLEUX Y & EL WARTITI M. (1987).- Le magmatisme de la Meseta marocaine au paléozoïque supérieur: géochimie et modèle génétique. **Bull.Sci.Terre, Rabat, 3, p.104-138.**
- BOUSHABA A. (1990).- Evolution géochimique et contexte de mise en place du complexe granitique du Ment (Massif central marocain). **Bull.Inst.Sci., Rabat, n°14, p.1-17.**
- BOUSHABA A. & CAILLEUX Y. (1992).- Les relations métamorphisme-déformation au voisinage des granitoïdes hercyniens du Maroc central. **Bull.Inst.Sci., Rabat, n°16, p.**
- BOUSHABA A. & MARIGNAC Ch. (1993).- Partition Fe²⁺/Fe³⁺ dans les micas colorés des granitoïdes. **Bull.Inst.Sci., Rabat (à paraître).**
- BOUSHABA A. et MARIGNAC Ch. (1994).- Magmatites basiques hercyniennes du plateau du Ment (Maroc central): caractérisation géochimique et implications géodynamiques. **Bull. Inst. Sci., Rabat (à paraître).**
- BOUSHABA A., MARIGNAC Ch. & HOEPFFNER Ch. (à parître).- Le granite de Moulay Bouazza (Maroc central): pétrographie, géochimie et métamorphisme de contact ; comparaison avec les granites biotitiques syn à tardi-hercyniens du Maroc central. **Notes et Mém. Serv. géol. Maroc.**
- MAKKOUDI D., AZZA A., BOUSHABA A. & MARIGNAC CH. (à paraître).- Le gisement filonien Pb-Cu-Ba de M'Ifiss : mise en place des minéralisations dans un réseau de système décrochant. **C. R. Acad. Sci., Paris.**

Communications orales :

- BOUSHABA A., QUIN J.P. et GAGNY Cl. (1982).- Protrusions de leucogranite et métamorphisme de contact dans le massif du Ment (plateau central marocain). **9ème R.A.S.T., Paris, p.87.**
- BOUSHABA A. et GAGNY Cl. (1984).- Le complexe granitique du "Ment" (Maroc central): organisation des différents faciès et caractérisation géochimique des micas. **10ème R.A.S.T., Bordeaux, p. .**
- BOUSHABA A. & GAGNY Cl. (1985).- Le complexe granitique du "Ment" (Maroc central) : étude pétrologique, géochimique et métallogénique. **Journée Géologiques et Minières marocaines, Rabat, 1p.**
- BOUSHABA A. et GAGNY Cl. (1987).- Le complexe granitique du Ment (Maroc central). **Terra Cognita, vol.7, n°2-3, p.339.**
- BOUSHABA A., CAILLEUX Y et EL WARTITI M. (1988).- Le magmatisme de la Meseta marocaine au paléozoïque supérieur: Géochimie et modèle génétique. **Journées de la géologie marocaine, Rabat, p.26-28.**
- BOUSHABA A., CAILLEUX Y. (1988).- Les relations métamorphismes-déformations au voisinage des granitoïdes hercyniens du Maroc central. **Journées de la géologie marocaine, Rabat, p.40.**
- BOUSHABA A., CAILLEUX Y et EL WARTITI M. (1989).- Note brève sur le problème posé par les galets de tourmalinite du bassin autunien de Khénifra. **Colloque de géologie Franco-**

Marocain, Strasbourg, p.51.

- BOUSHABA A. (1989).- Histoire de mise en place et évolution géochimique du complexe granitique du Ment (comportement des éléments majeurs, traces et terres rares). **Colloque de géologie Franco-Marocain, Strasbourg, p.50.**
- BOUSHABA A. (1992).- Geochemical evolution and setting history of Ment granitic complex (Moroccan central massif). **First International Conference on Geology of the Arab World, Cairo.**
- IBN MAJAH K., BOUSHABA A., & EL WARTITI M. (1992).- Contribution à l'étude du magmatisme de la zone à minéralisation filonienne F-Ba-Pb (Ag)-Zn-Cu de Zrahina, champs minier de Kef N'Sour (Maroc centre-oriental). **International Workshop on the Metallogeny of Lead and Zinc, October 1992, p. 25.**
- BOUSHABA A., HOEPPFNER Ch. et MARIGNAC Ch. (1993).- Le granite de Moulay Bouazza (Maroc central): pétrographie, géochimie et métamorphisme de contact ; comparaison avec les granites biotitiques syn à tardi-hercyniens du Maroc central. **11ème Coll.Bassins sédim.Marocains, Institut Scientifique, Rabat, p.23.**
- SAADANE A., BOUSHABA A. & BENZIANE F. (1993).- Les épisodes tectoniques du protérozoïque supérieur et du complexe granitique de la boutonnière de Skoura-sidi Flah (Anti-Atlas, Maroc). **11ème Coll.Bassins sédim.Marocains, Institut Scientifique, Rabat, p.59.**
- BOUSHABA, A. (1994).- Geochemical evolution (behaviour of major, traces and rare earths) and setting history of the Ment granitic complex (Moroccan central massif). **2nd International Conference on Geology of the Arab World, Cairo.**
- BOUSHABA A. et MARIGNAC Ch. (1994).- Les tourmalinites hydrothermales du massif du Ment (Maroc central): premiers résultats de l'étude des inclusions fluides. **14ème R.S.T., Nancy. p.72.**
- BOUSHABA A. et MARIGNAC Ch. (1994).- Magmatites basiques hercyniennes du plateau du Ment (Maroc central): caractérisation géochimique et implications géodynamiques. **Journées Géologiques du Maroc, Rabat, p.57-58.**
- BOUSHABA A., MARIGNAC Ch. & HOEPPFNER Ch. (1994).- Le granite de Moulay Bouazza (Maroc central): pétrographie, géochimie et métamorphisme de contact ; comparaison avec les granites biotitiques syn à tardi-hercyniens du Maroc central. **Journées Géologiques du Maroc, Rabat, p.55-56.**
- BOUSHABA A. & MARIGNAC Ch. (1995).- Corrélation des différents événements (tectoniques, magmatiques et hydrothermaux) enregistrés dans le Ment (Maroc central) du Stéphanien au Thuringien. **Table ronde sur le Permien et le Trias du Maroc : états de connaissances. Rabat, p. 7-8.**

ANNEXE I

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

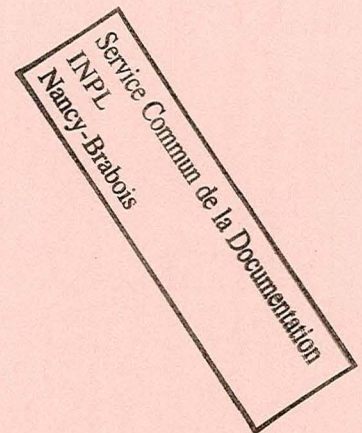


PLANCHE 1.

Aspect macroscopique montrant la relation métamorphisme-déformation dans l'auréole de contact du complexe granitique des Zaër.

A- Auréole des Zaër (zone Sud). Andaloussite 1 et S1.

- 1: L'**andaloussite 1 (a)** est allongée parallèlement à la direction du glissement (**G1**) dans la schistosité principale (**S1-2**). Le cristal s'aplatisse, s'étire et se boudine ; les necks s'altèrent en produit chloriteux (**Ch**).
- 2: Les phénoblastes d'**andaloussite 1 (a)** orientés perpendiculairement à la direction du glissement, subissent une rotation et déforment leur zone d'ombre (**Op**) et les plans de clivage (**S1**).

B- Auréole des Zaër (Zone nord-est). Andaloussite 2, S2.

- 3: Dans un premier temps l'**andaloussite 2 (a)** joue le rôle d'un objet anté-tectonique vis à vis de **S2** crénelant la **S1**.
- 4: L'**andaloussite 2 (a)** continue ensuite à croître après l'impression de la **S2** sur fond de quartz encombré d'opacités ferrugineux.
- 5- Auréole des Zaër (Zone Sud). Tache chloriteuse (**Ch**) anté-tectonique ayant subi une rotation, et déforme sa zone d'ombre (**Op**) et les plans de schistosité **S1**.
- 6- **Cornéenne** de l'auréole des Zaër (Zone Nord). Au contact entre l'**andaloussite (a)** et la cordiérite (**Cor**) se développe un liseré réactionnel de fibres chloriteuses (**Ch**) sur fond de quartz (**Q**) encombré d'opacités ferrugineux (**Opq**).
- 7- Auréole des Zaër (Zone Nord). **Andaloussite 2**, post-**P2**. Cette dernière se développe dans **S2** sur l'**andaloussite 1**, plissé et schistosé par **S2**.
- 8- Auréole des Zaër (Zone Sud). Chloritoïde développé à proximité du faciès leucogranitique. **S1** = Schistosité principale, **Q** = Quartz

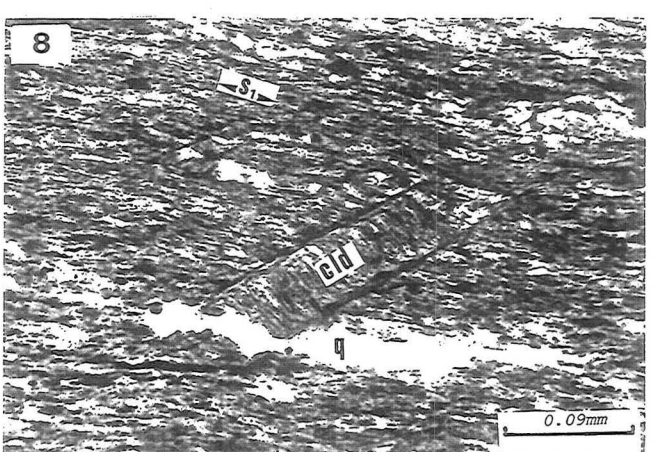
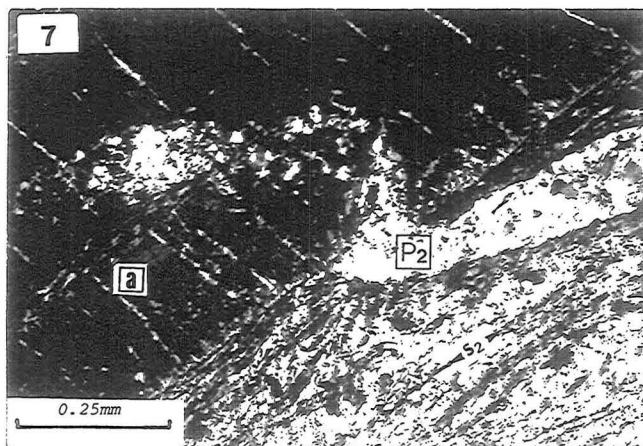
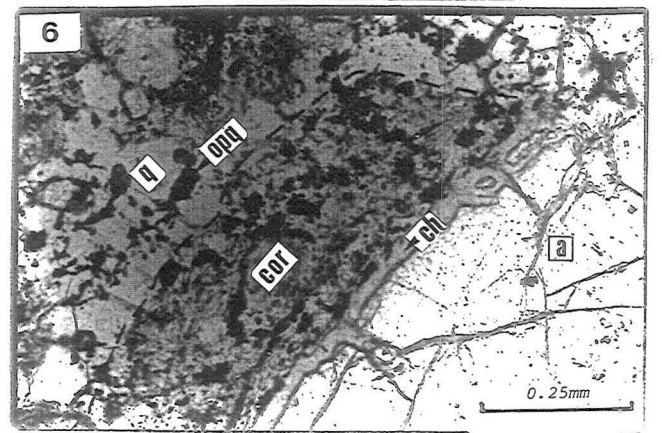
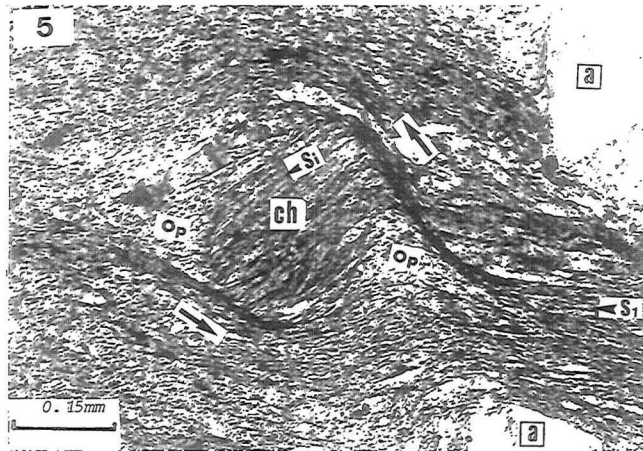
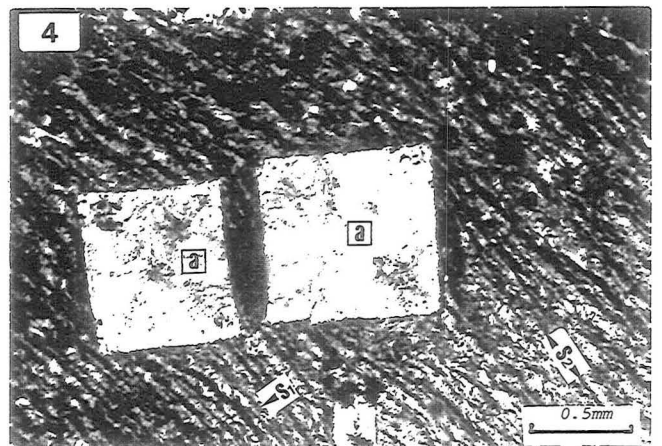
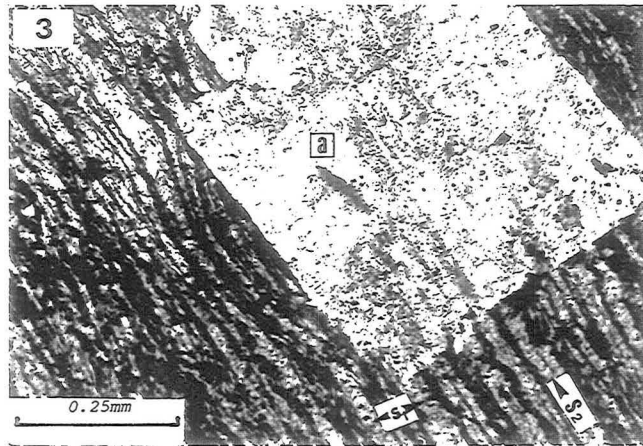
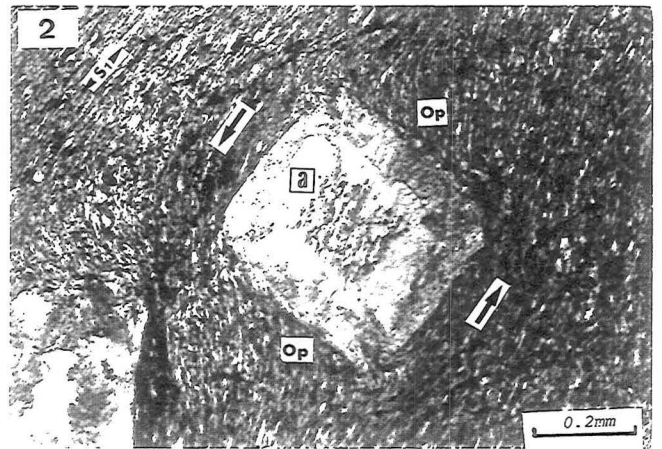
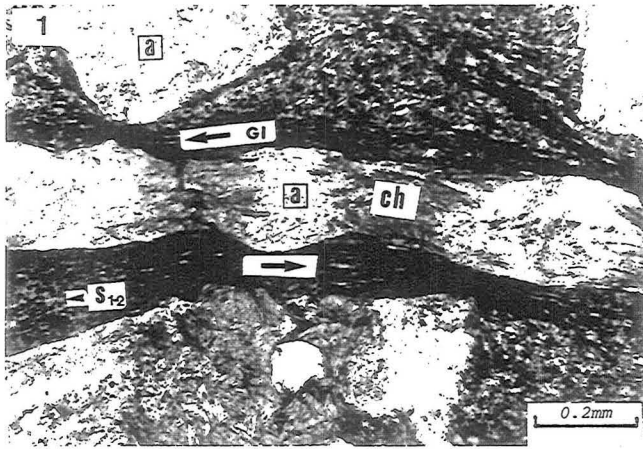


PLANCHE 2.

Aspect macroscopique montrant la relation métamorphisme-déformation dans l'auréole de contact des complexes granitiques du Ment et d'Oulmès.

- 1- **Auréole du Ment (Zone SW, Bou Idja).** Présence d'une première génération de tourmaline parallèle à **S1**, et d'une deuxième soulignant la **S2**.

- 2 et 3- **Auréole du Ment zone Sud.** Andalousite post-tectonique (**a**) à habitus en rosette et recoupant la **S1**.
A: Empilement de sections transversales maclées.
B: Section longitudinale des rosettes; **tr** = trame ferrugineuse, **ta** = tâches d'éclaircissement.

- 4- **Auréole d'Oulmès (Zone Nord).** Cornéenne à paragenèse tardive d'andalousite rose fraîche (**af**) et sillimanite (**sil**) croissant sur une paragenèse antérieure d'andalousite altérée (**a. al**), biotite et cordiérite.

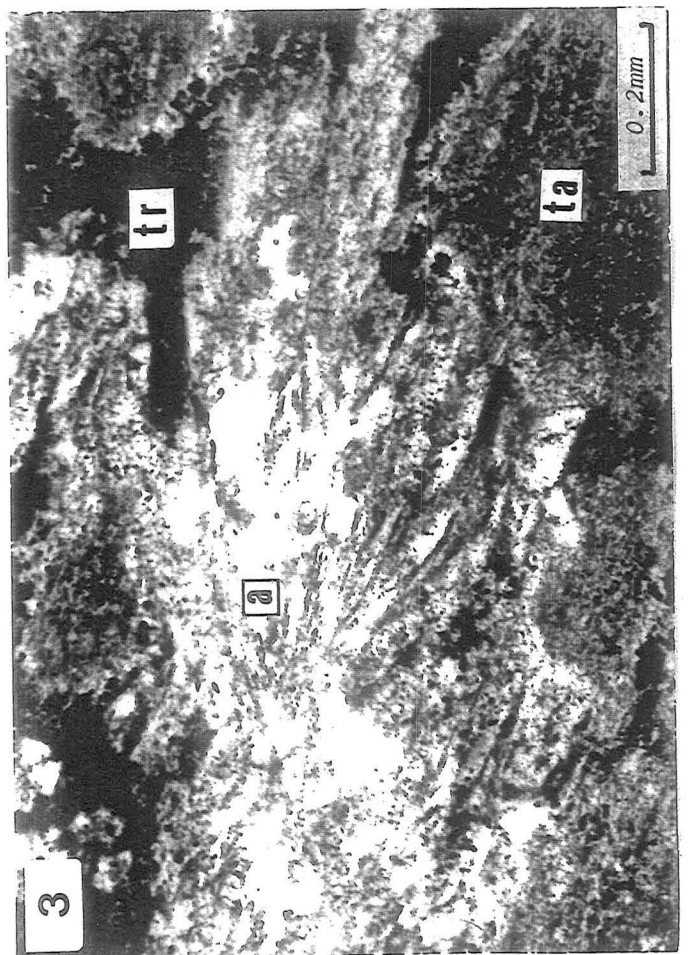
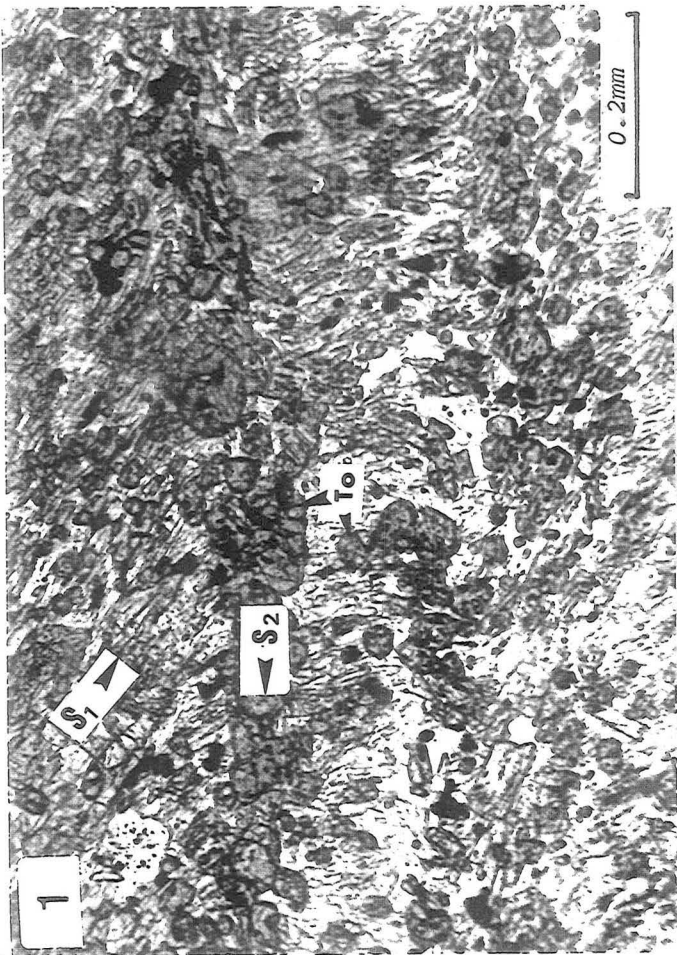
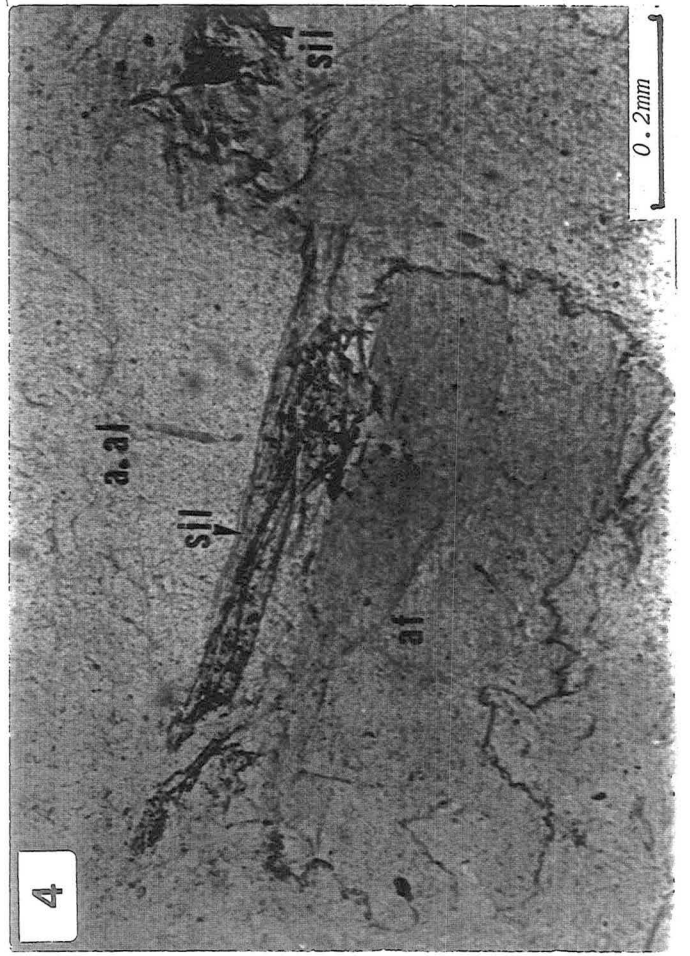
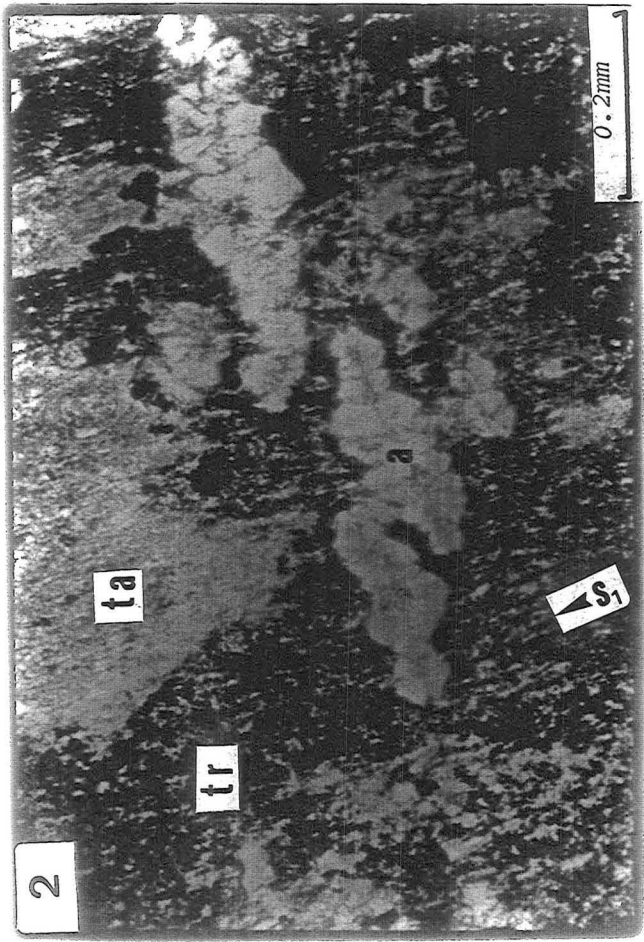


PLANCHE 3.

Plateau du Ment

- 1- **Photo Land Sat 3 (MSS6) du plateau du Ment** scène 216/37, prise le 07/12/79 (C.T.A.M.N., Ecole des Mines de Paris).
Ez = Apophyse d'Ez-Zirari, **T** = Tazougaght, **B** = Bou Idja, **AG** = Village d'Aguelmous.
- 2- Vue générale vers le NE montrant en premier plan la **coulée de laves basaltiques** en coussins de la région de Tazougaght (**C.L.(T)**), dans l'arrière plan apparaît le Jbel Bou Idja.
- 3 (a,b,c et d)- Aspect macroscopique des **laves en coussins (C)** parfois radiées (**CR**), ou en tubes parfois plissés (**LT**); le plus souvent serpentinisées (**Serp**).
- 4- Aspect macroscopique des **enclaves magmatiques basiques (EB)** à phénocristaux de feldspath potassique provenant très probablement du granite hôte calco-alkalin porphyrique à biotite ferrifère (**GP**). (Localité: SE de Bou Idja).
- 5- Aspect macroscopique des **enclaves d'origine sédimentaire (ES)** gardant parfois les plans de schistosité (**PS**) dans le granite calco-alkalin porphyrique à biotite ferrifère (Localité: SE de Bou Idja).

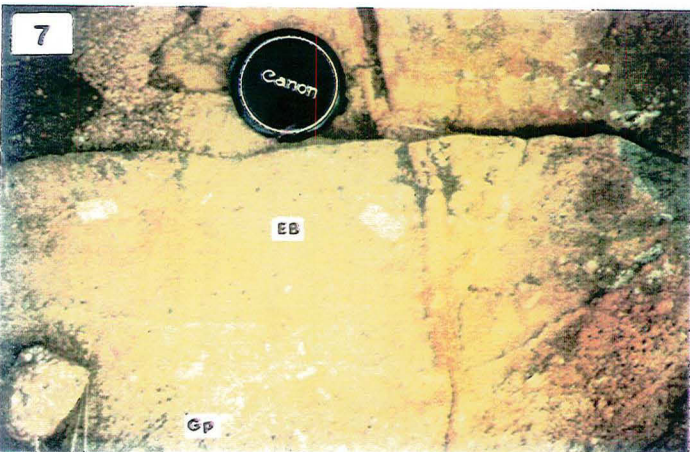
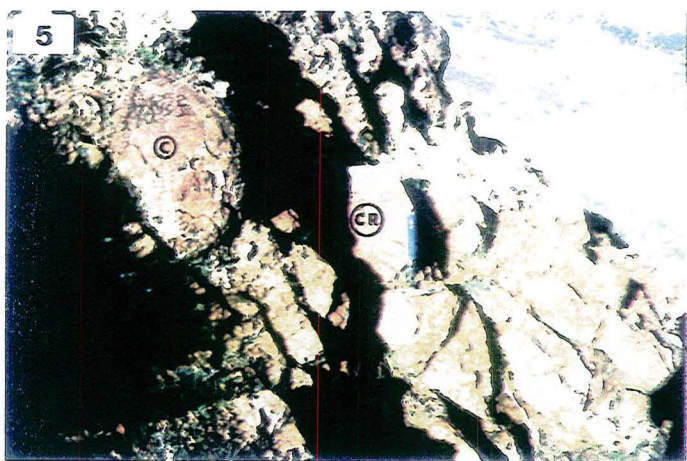
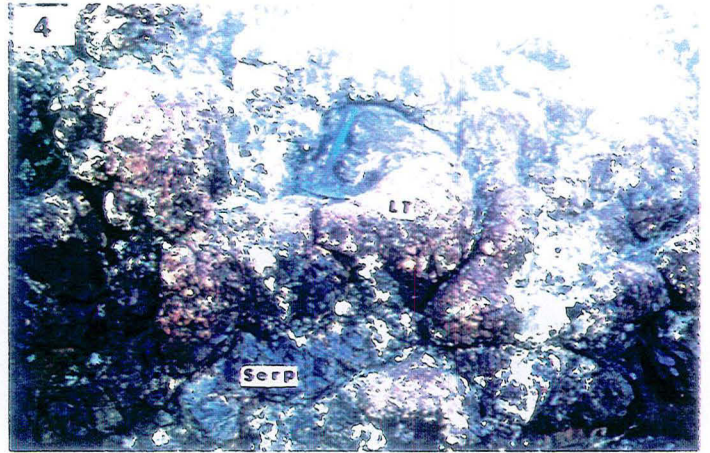
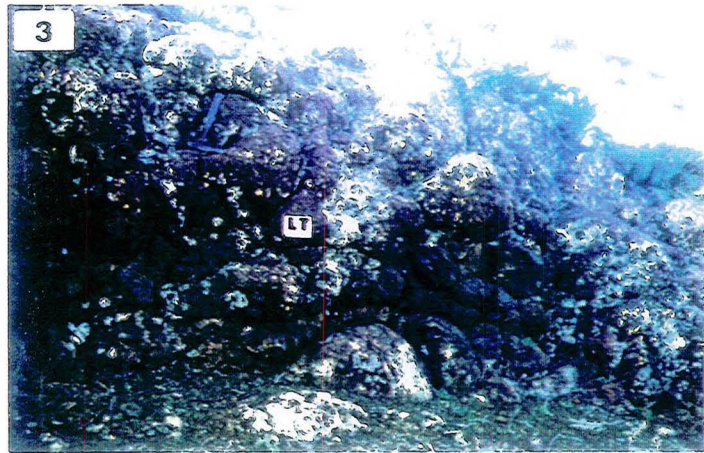
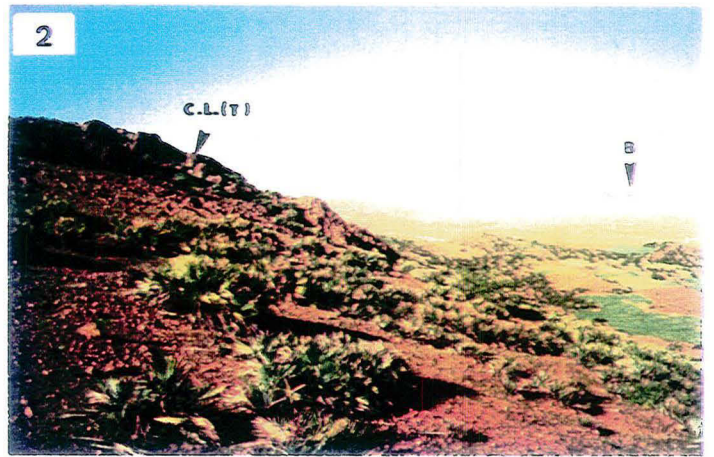
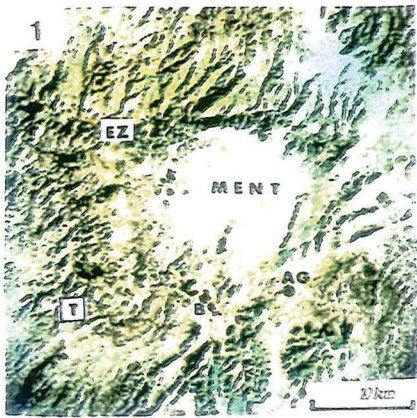
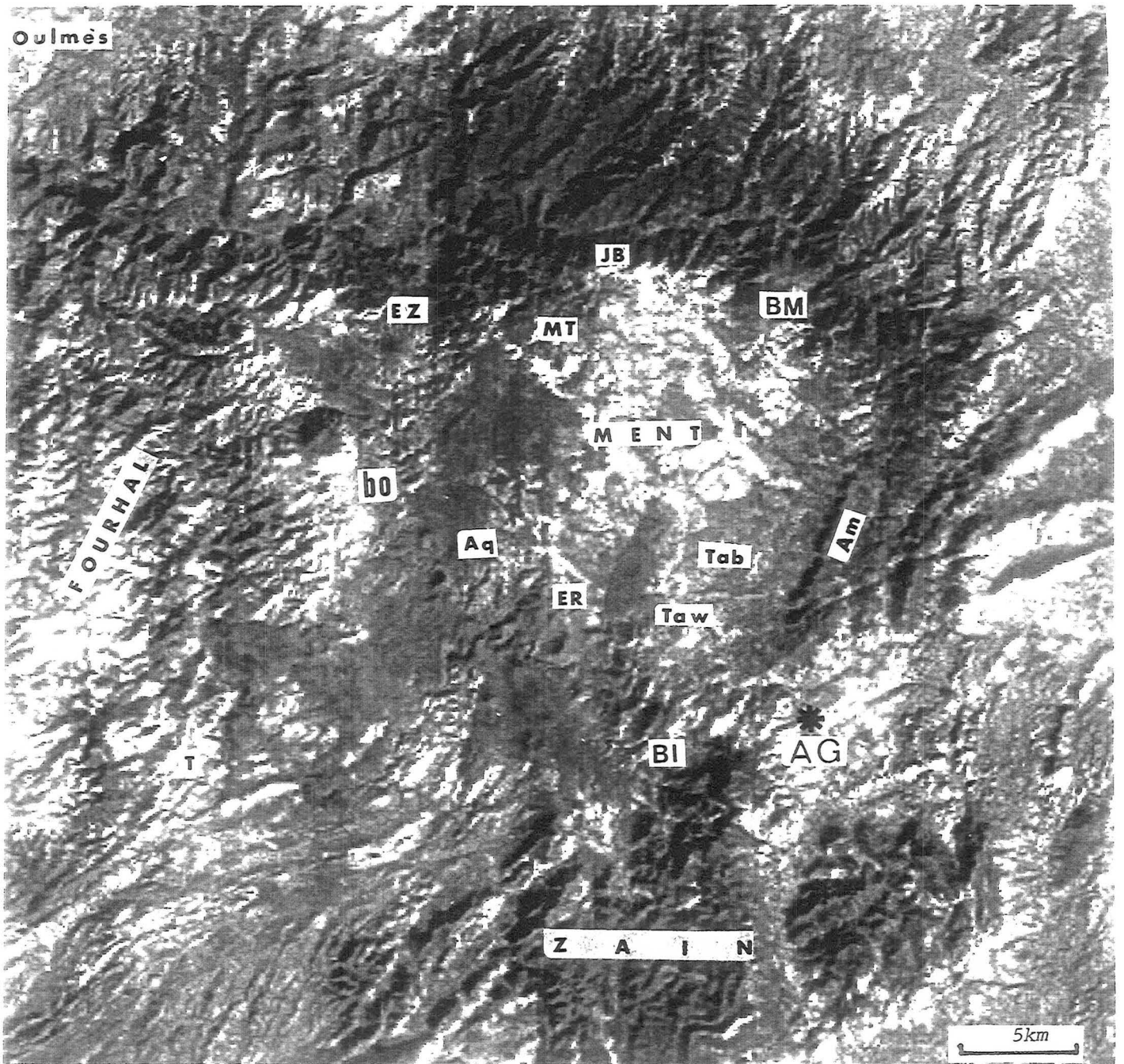


PLANCHE 4.

Image satellite du plateau du Ment

Image satellite du plateau du Ment, montrant au centre , le massif granitique du Ment , de part et d'autre les principales directions linéamentaires de l'encaissant hercynien. **EZ**: Ez-Zirari, **JB**: Jbel Sidi Ben Markach, **BM**: Bou Mimoun, **BO**: Bled Sidi Otmane, **AQ**: Amahroq, **ER**: Errif, **Tab**: Tabouqlamt, **Taw** = Tawrirt, **MT** = M'Tiazdant, **Am**: Amedghous, **BI**: Bou Idjaa, **AG**: Village dAguelmous.



LANDSAT3 - SCENE 216/37 - LE 7/12/79 - MENT
MSS 4 C.T.A.M.N. ECOLE DES MINES DE PARIS

PLANCHE 5.

Aspects macroscopiques de phénomènes hydrothermaux dans l'apophyse d'Ez-Zirari.

- 1- Photo montrant les principales directions de **veines et filonnets** centimétriques (**V**) de **quartz** associé aux **greisens** et à la **tourmalinite**.
- 2- Filon de **brèche de tourmalinite** N30-N50, **V** ; recoupant l'auréole de contact proche d'Ez-Zirari, à éléments de l'encaissant namurien et à ciment de tourmaline.
- 3 et 4- Vue détaillée d'une **veine de tourmalinite**. Nous remarquons au centre la veine de quartz (**Q**) de part et d'autre le greisen à tourmaline (**GT**) provenant de l'altération hydrothermale du granite non porphyrique (**Gnp**).
- 5- **Brèche de tourmalinite (Brt)** à éléments de quartz et de greisens à tourmaline cimentée par la tourmaline tardive.
- 6- **Chevelure de tourmaline (ChT)** recoupant le dispositif à quartz et **greisen à tourmaline (GT)**, débordant parfois sur le granite non porphyrique (**Gnp**).
- 7- Souvent on assiste à des dissolutions importantes affectant la veine de quartz (**Q**) et le greisen à tourmaline. Ce phénomène de dissolution aboutit à la formation de géodes remplies le plus souvent de quartz, tourmaline et muscovite, parfois que de muscovite (muscovitite) d'autre que de tourmaline.

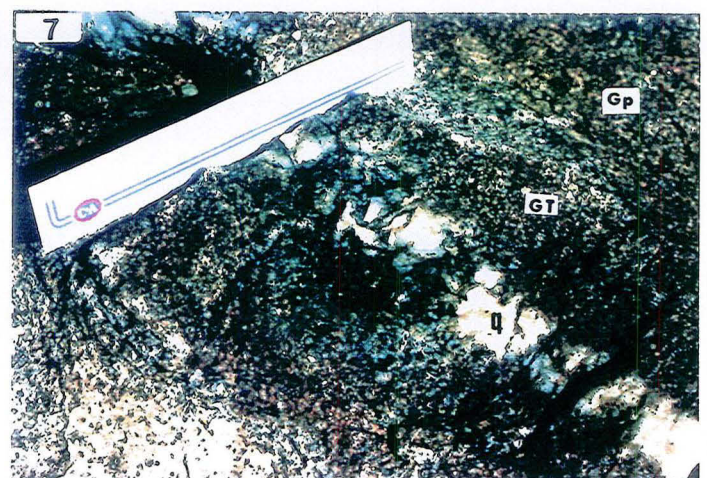
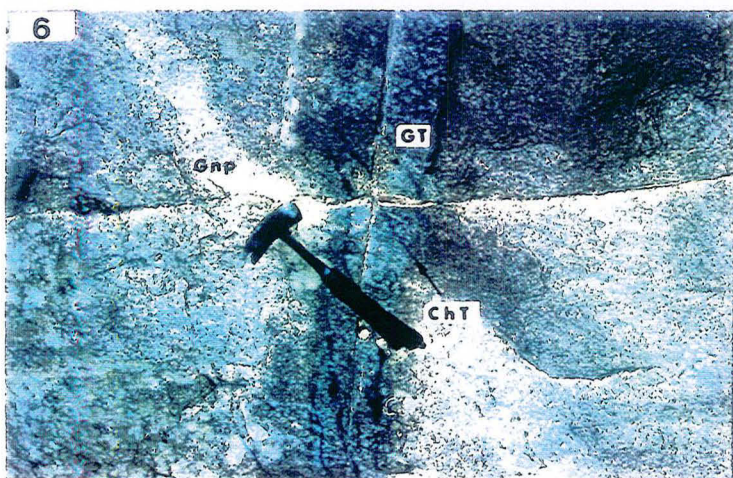
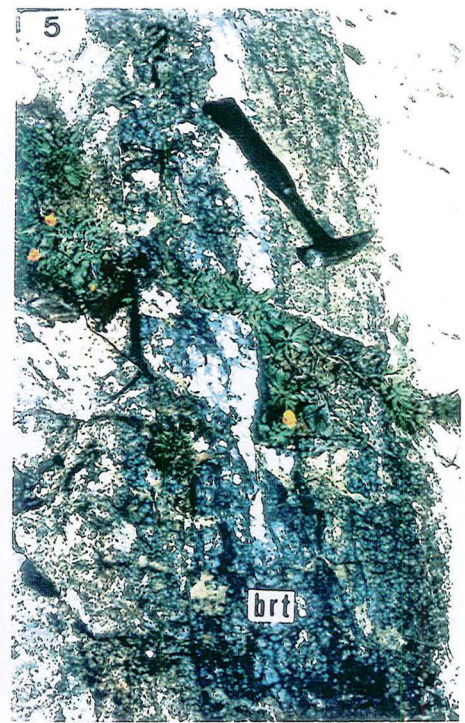
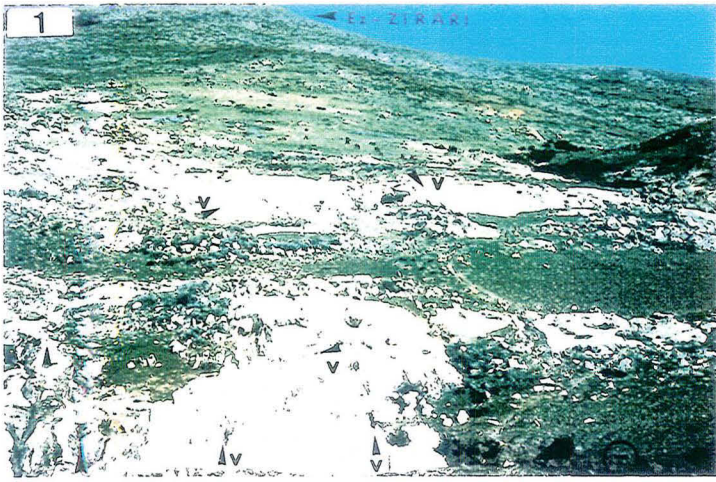


PLANCHE 5 (bis).

Tourmalinite associée aux leucogranites à topaze du secteur Est de l'apophyse d'Ez-Zirari.

- 8- Photo montrant des **injections de leucogranite fin à zinnwaldite et à topaze (Lgz)** dans le **leucogranite grossier à sidérophylite et à topaze (Lgg)**, le tout est affecté postérieurement par une **tourmalinisation diffuse** à l'origine de veines de tourmalinite à gros grain (**TG**) (si le faciès initial est le **Lgg**), et à grains fins (**TF**) (si le faciès initial est le **Lgz**). Les chevelures de tourmaline (**Tch**) recourent l'ensemble de ce dispositif.

- 9- **Pegmatite géodique** associée au leucogranite fin à zinnwaldite et à topaze (**Lgz**). Elle est constituée de quartz (**q**), de feldspath (**f**) et de tourmaline (**t**). Souvent les parois sont tapissées de chevelures de tourmaline (**tch**).

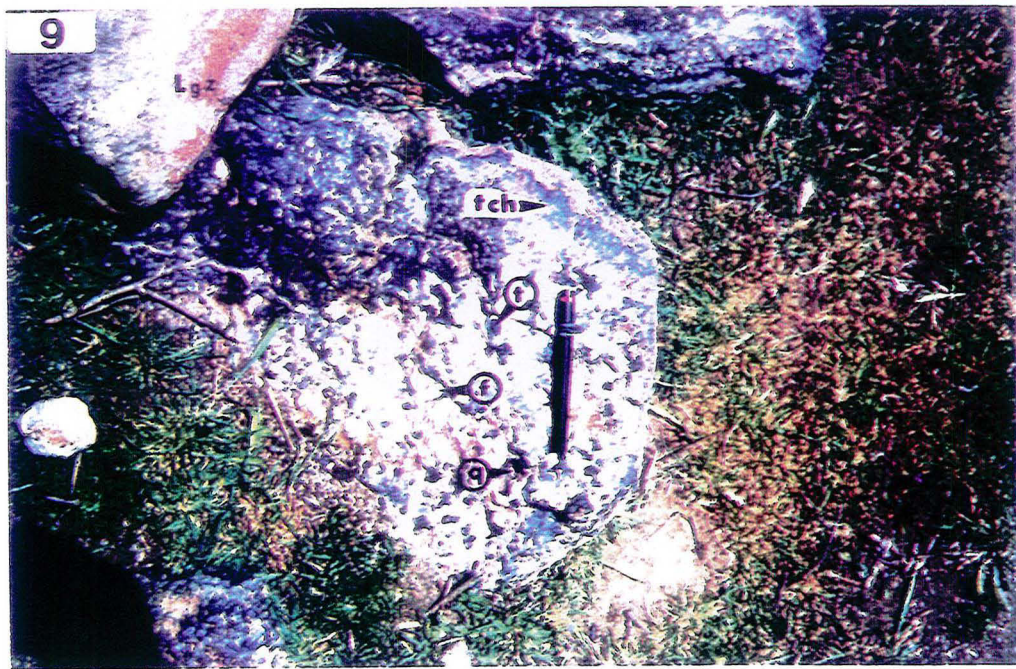
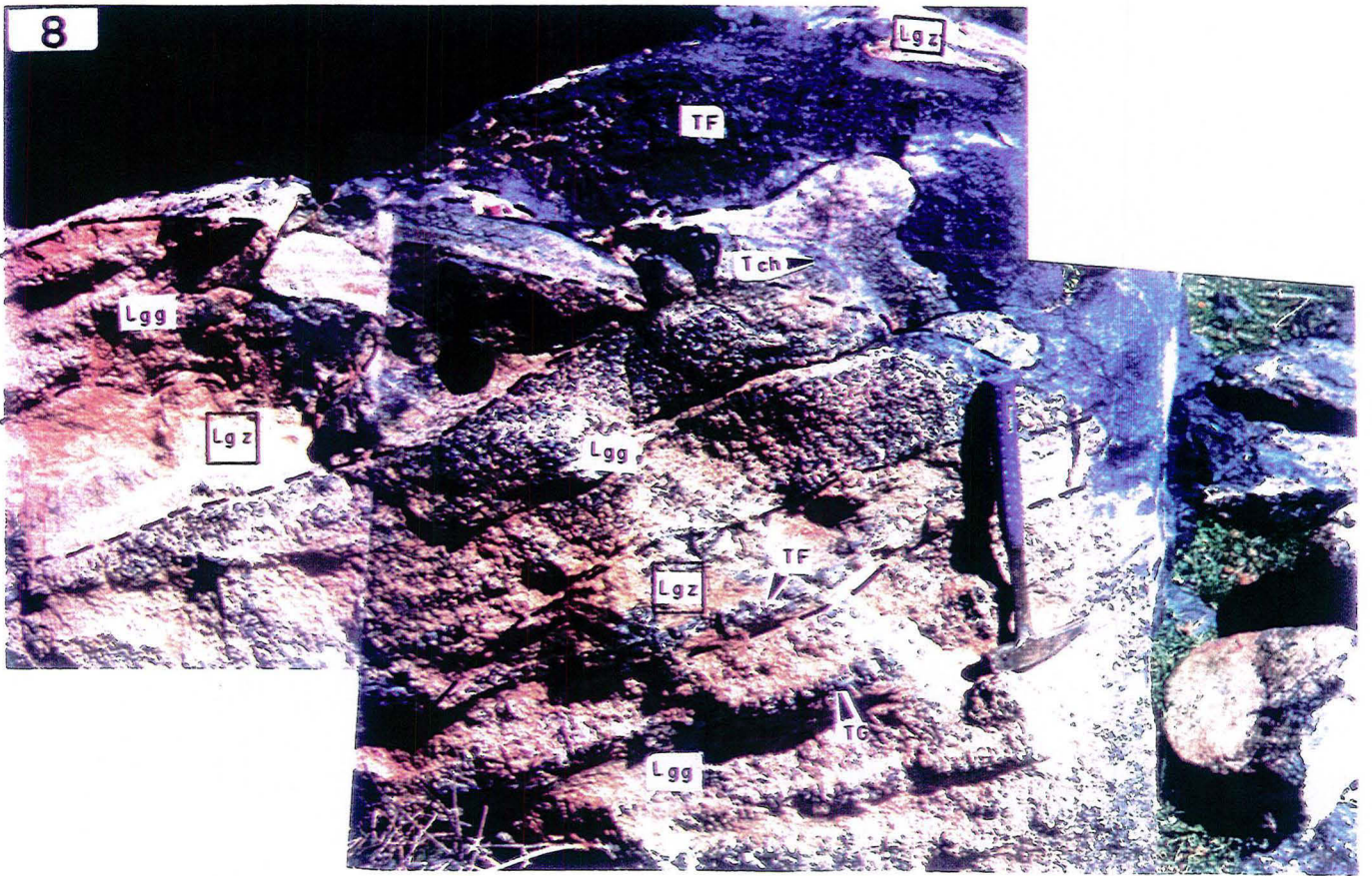


PLANCHE 6.

Aspects macroscopiques des phénomènes hydrothermaux dans le secteur d'Errif.

- 1-. Vue vers le Sud montrant en arrière plan la colline d'Errif, en premier plan un **filon** (1 à 2m d'épaisseur) **de tourmalinite** souvent blindée de filon ou veines de quartz (**T**) ; sortant du granite porphyrique et recoupant l'encaissant métamorphique sur plus de 650m de long.
- 2.3.4- Vue vers le Nord des filons et **veines de tourmalinite (T)** recoupant le granite porphyrique (**GP**). Notons les principales directions N00-25, 75E (1) et N150-170 V (2).
- 5- Bloc montrant le **granite porphyrique rosé (Gr)** parcouru par un réseau de **veinules à tourmaline (T et V)** associé à la tourmaline diffuse (**Td**) et de **veines de quartz** tardives calcédonieux (**Vc**). Nous notons également ici deux directions principales de veinules de tourmaline: N25, 60 WNW (1) et N175, 70SE (2) ; la direction des veines de quartz est de N95, V (3). Vue vers le Nord.
- 6.7 et 8- Photos montrant des **filons de tourmalinite** dans le **granite porphyrique (Gp)** transformé en **granite "rosé" (Gr)** au contact de ces derniers. Ils sont constitués d'une veine de quartz (**Q**) au milieu, avec de part et d'autre des filons de tourmalinite (**T**). Vue vers le Nord.

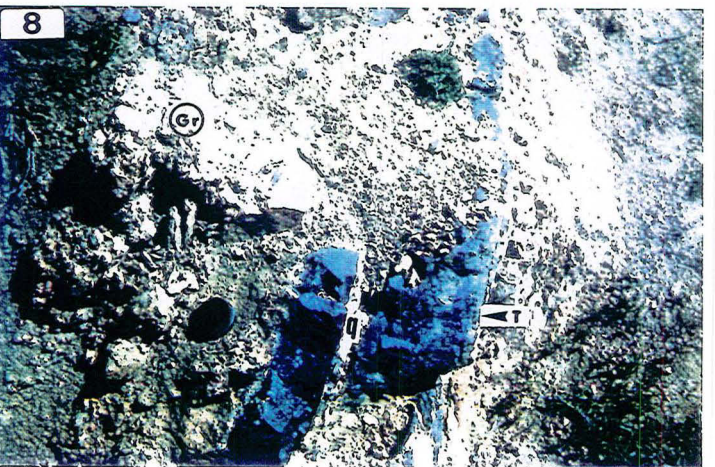
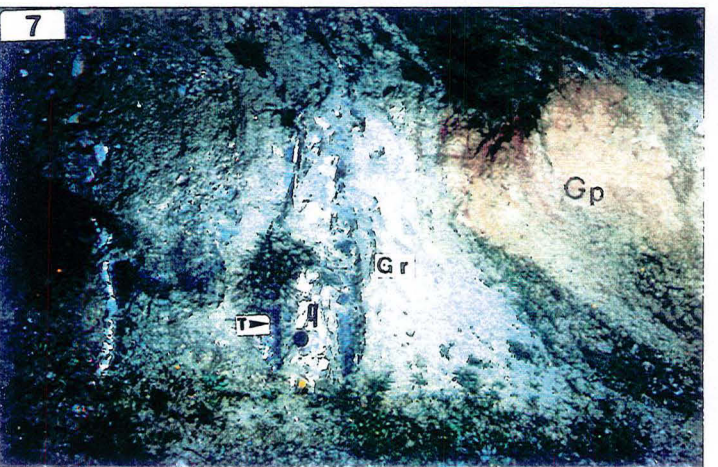
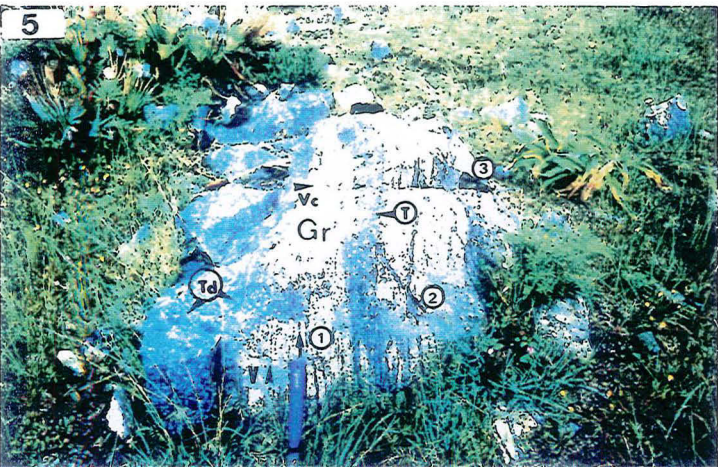
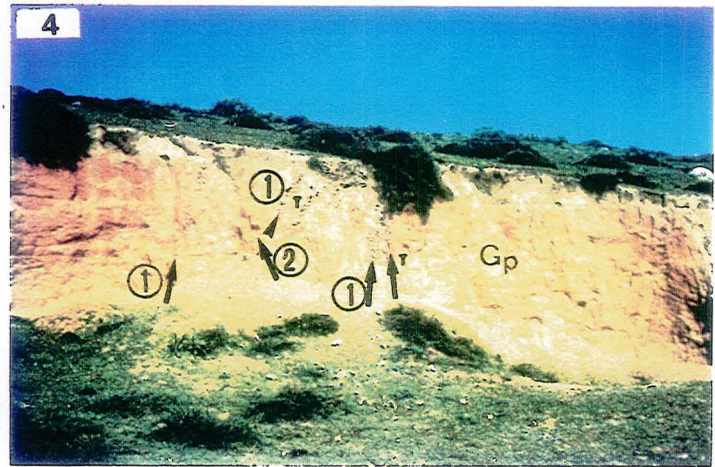
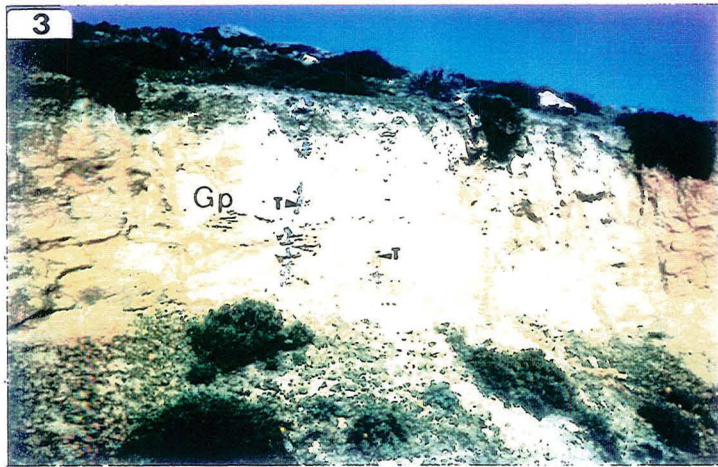
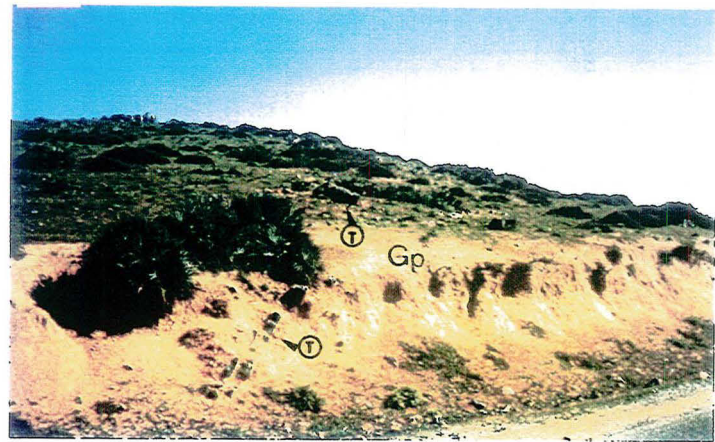
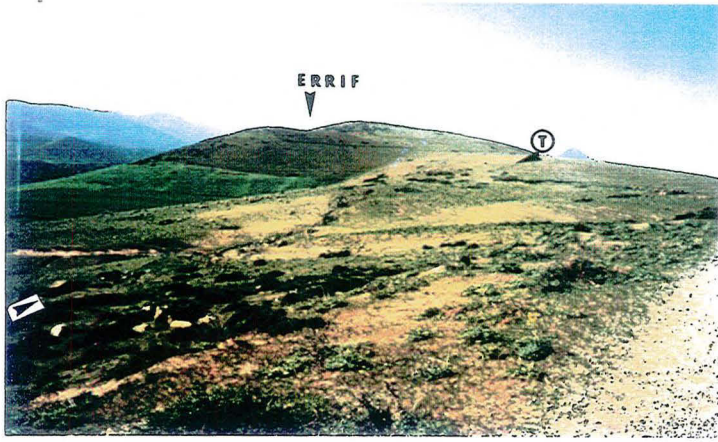


PLANCHE 7.

Aspects macroscopiques de quelques phénomènes hydrothermaux dans le secteur d'Amahroq.

- 1 et 2- **Photo prise à 300m au SE du contact "apex leucogranitique-encaissant"**. Veine de quartz (Q) N80, V (ép. 15 cm) associés au greisen (Gr2) au niveau des épontes dans le leucogranite à deux micas (Lg). Ce dispositif antérieur (Gr1) recoupe des veines de greisen N155, V ; parcouru au milieu de chevelures de tourmaline (T) recoupant le tout.
- 3- **Photo prise à 200m au SE du contact "apex leucogranitique-encaissant"**. Veines de tourmalinite (ép. 5 à 20 cm), N155, 70 WNW, (T) ; avec aux épontes une bande de greisen (ép. 5 à 7.5 cm) (Gr) sur ce dispositif se greffent des chevelures de tourmaline (N00 à N05, V) (T) ; associées aux greisens (Gr) au niveau des épontes (ép. 1 à 2 cm). Ce dispositif est le résultat d'une contrainte maximale N-S, à jeu -dextre.
- 4- **Photo prise à 50m à l'Est du contact "apex leucogranitique-encaissant"**. Aspect macroscopique des greisens N110 à N120, 50 NNE à 70 WSW (Gr), armés de quartz laiteux précoce (Q) dans le leucogranite fin à 2 micas (Lg).
- 5- **Photo prise à 10m à l'Est du contact apex leucogranitique-encaissant**. Le dispositif de la figure 4, peut-être tourmalinisé (tourmaline en rosette (Tr) et aboutira aux greisens à tourmaline (GrT)); et ou muscovitisé et donnera des poches ou veines de muscovite (Mus) avec ou sans tourmaline en rosette.
- 6- **Photo prise au contact "apex leucogranitique-encaissant."** Aspect macroscopique de greisens filoniens N125, 70 WSW (Gr). Le contact entre l'encaissant métamorphique (Enc) et les greisens filoniens de l'apex leucogranitique d'Amahroq se fait par une bande de muscovite de 30 à 50 cm d'épaisseur (Mus).

PLANCHE 8.

Aspects macroscopiques de quelques phénomènes hydrothermaux dans les secteurs de M'Tiazdant (Nord du Ment) et Tabouqlamt (centre massif granitique du Ment).

A- Secteur de M'Tiazdant.

- 1- Vue vers le Nord-est de **filons de tourmalinite** N20, 80E (1 à 3m d'épaisseur) encaissés dans le granite porphyrique (**Gp**), s'étalant parfois sur plusieurs centaines de mètre (**T**). Les veines de quartz (0.5 à 15 cm d'épaisseur) (**Q**) occupant le centre de ces filons de tourmalinite. Notons aussi la présence de filonnets ou filons d'aplite (**Ap**) (quelques cm à 1.5m d'épaisseur) de direction N25 à N30, 80E ; recoupés par les tourmalinites.
- 2- Vue vers le Nord-est montrant l'aspect général des **zones de failles bréchifiées et minéralisées** (8m) (5 à 8m d'épaisseur) de direction moyenne N80, 70 SSE ; ces structures sont encaissées dans le granite porphyrique (**Gp**).
- 3- Photo montrant la présence de **stockscheider** (**St**) en plaquettes de 5 à 10 cm d'épaisseur, se développant entre le granite porphyrique (**Gp**) et l'intrusion postérieure de leucogranite à deux micas (**Lg**) de M'Tiazdant.
- 4- La photo montre l'apparition dans l'ordre chronologique de: (1) zone de 10 à 20 cm de **granite à tourmaline diffuse** (**Gt**) de direction N155, V ; (2) recoupée par **des veines de quartz** (**Q**) de 1 à 5 cm d'épaisseur, de direction N85, 60N. (3) l'ensemble est traversé par **des veines de tourmaline** de 0,5 à 2 cm d'épaisseur et de N25, sub-V ESE (**T**). A cette endroit le granite porphyrique (**Gp**) paraît feuilleté et largement épiisyénitisé.

B- Secteur de Tabouqlamt.

- 5- Aspect général d'une intrusion de **leucogranite** (**Lg**) de 10m de diamètre au centre du massif granitique du Ment (**Gp**) à l'Ouest d'Amedghous (**Am**). Notons la présence de veine de tourmalinite associée au quartz (Cf. Photo 6).
- 6- Zone de 5 à 10 cm d'épaisseur, de direction N30 à N40, V ; où le **leucogranite** (**Lg**) s'est transformé en **épiisyénite** (**ép**), parcouru de veines de quartz associées à des **chevelures de tourmaline** (**Qt**).

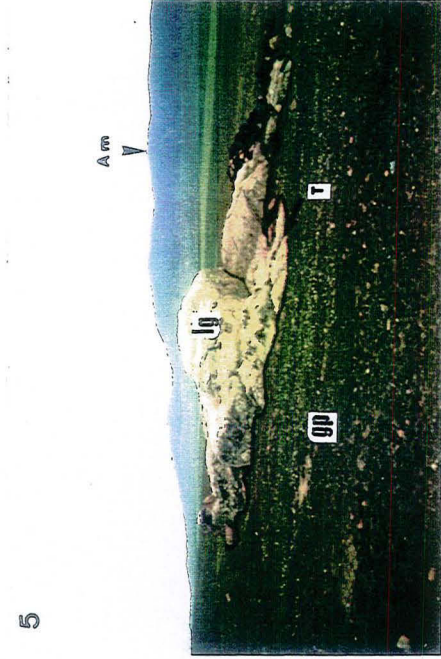
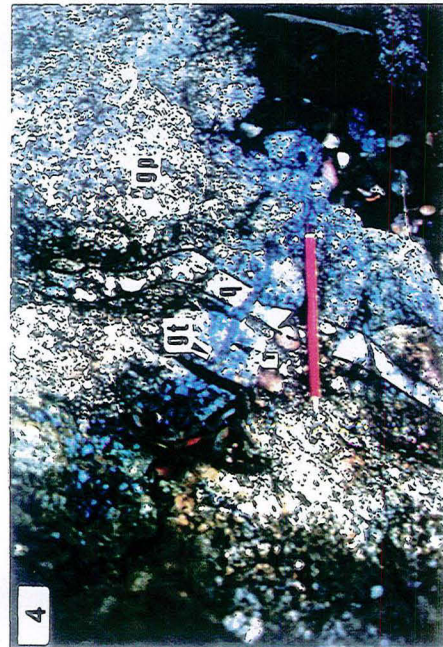
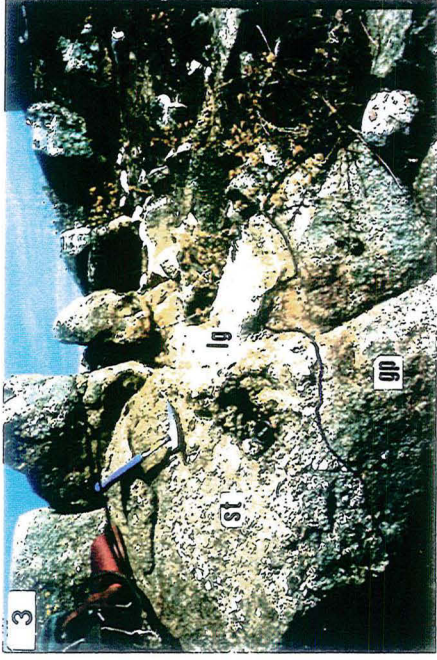
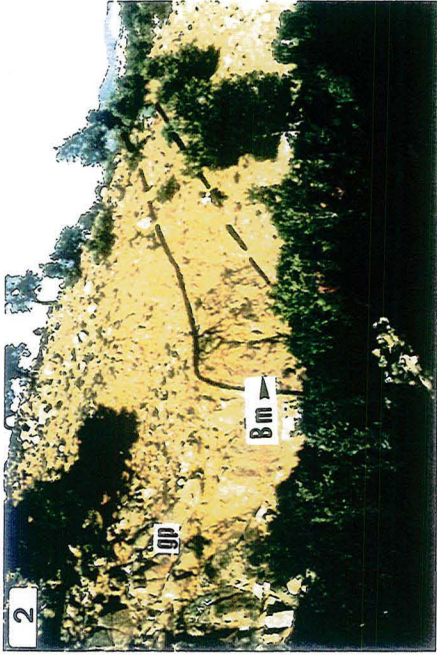
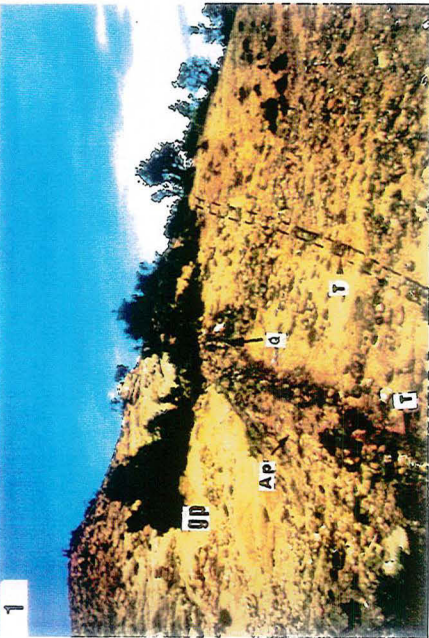


PLANCHE 9.

Images MEB des divers générations des muscovites hydrothermales saines (Ms1) et altérées (Ms2) du Ment : effet de la muscovitisation sur les muscovites des greisens.

- 1- **Photo MB10-02**, montrant les **muscovites saines (Ms1)** à couleur gris foncé et les **muscovites d'altération (Ms2)** à couleur gris plus claire (voir **figure II-34**).
- 2- **Photo MB7-014**, montrant l'association de **muscovite saine (Ms1)** à couleur gris foncé, **muscovite altérée (Ms2)** à couleur gris plus claire et le **feldspath potassique (Fk)** à couleur blanche (voir **figure II-32**).
- 3- **Photo MB9-012**, montrant les **muscovites saines (Ms1)** à couleur gris foncé et les **muscovites d'altération (Ms2)** à couleur gris plus claire (voir **figure II-33**).
- 4- **Photo MB9-05**, montrant l'association de **muscovite saine (Ms1)** à couleur gris foncé, **muscovite altérée (Ms2)** à couleur gris plus claire et le **feldspath potassique (Fk)** à couleur blanche (voir **figure II-33**).

PLANCHE 10.

Photographies microscopiques des muscovites hydrothermales (Ms) du Ment. Échantillon ER19: topazite d'Ez-Zirari.

- 1- Muscovite en lattes (**Ms1**) (voir **figure II-31**).
- 2- Muscovite (**Ms2**) en inclusions dans le feldspath potassique (**FK**) en voie d'altération en plagioclase (**Pl**), dans le granite porphyrique au contact de veinules de tourmalines tardives.
- 3- Muscovite en infiltration (**Ms2**) entre les cristaux de quartz (**Q**) et de topaze (**Top**).
- 4- Muscovite en gerbe (**Ms1**) sur la topaze (**Top**).

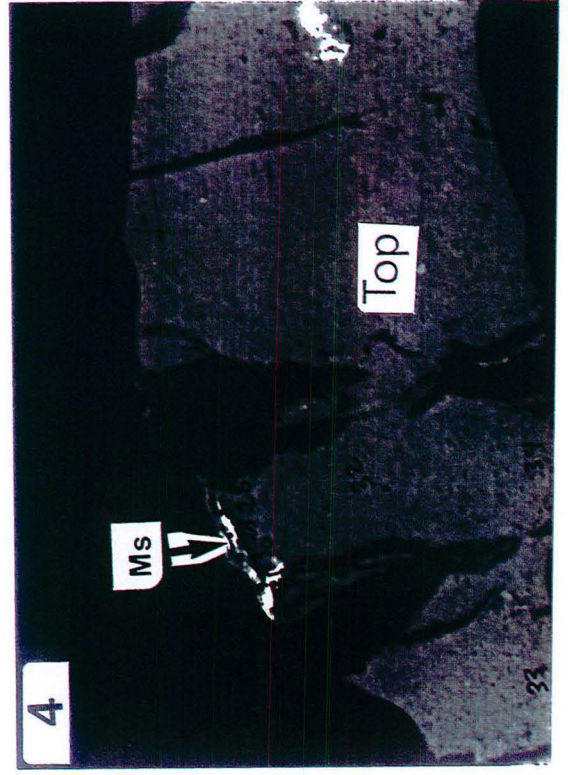
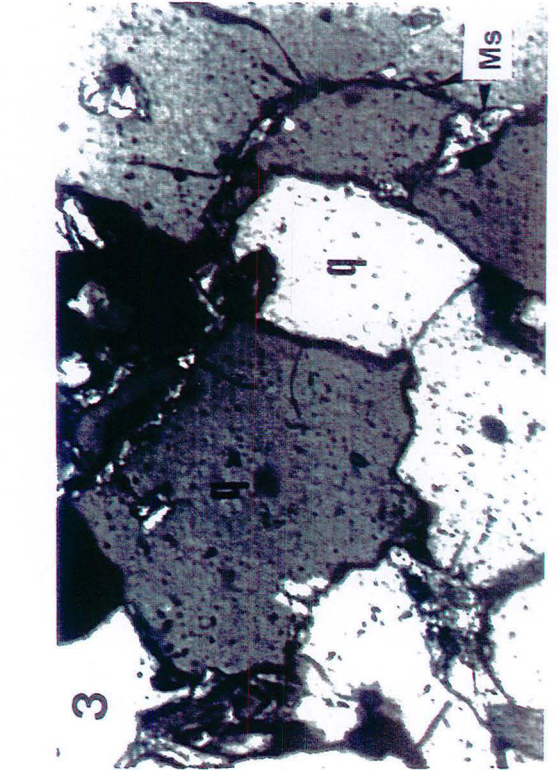
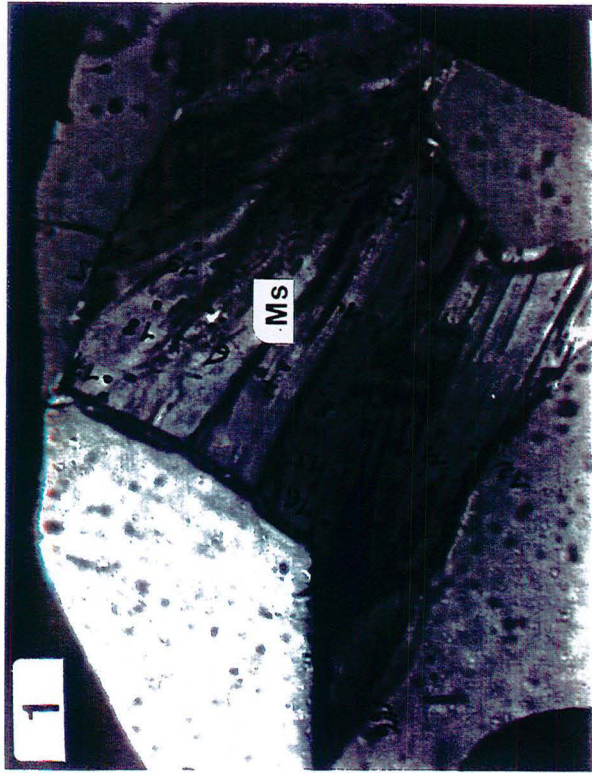




PLANCHE 11.

Images MEB des tourmalines hydrothermales du Ment.

A- Roche à quartz-tourmaline

- 1- **Tourmaline ER13-3-24** (Bled Sidi Otmane, **figure II-36a**)
- 2- **Tourmaline ER13-3-23** (Bled Sidi Otmane, **figure II-37a**)

B- Tourmaline 2 : veinule "en compression N-S"

- 3- **Tourmaline ER3-1-11** (secteur d'Errif, **figure II-39a**)
- 4- **Tourmaline ER3-1-18** (secteur d'Errif, **figure II-40a**)
- 5- **Tourmaline ER5-5-25** (Errif, **figure II-43a**)
- 6- **Tourmaline ER9-1-01** (Amahroq, **figure II-45a**)
- 7- **Tourmaline ER9-4-06** (Amahroq, **figure II-46a**)
- 8- **Tourmaline ER20-1-27** (Ez-Zirari, **figure II-48a**)

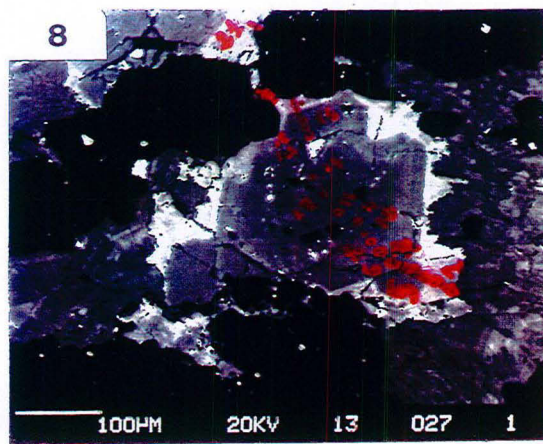
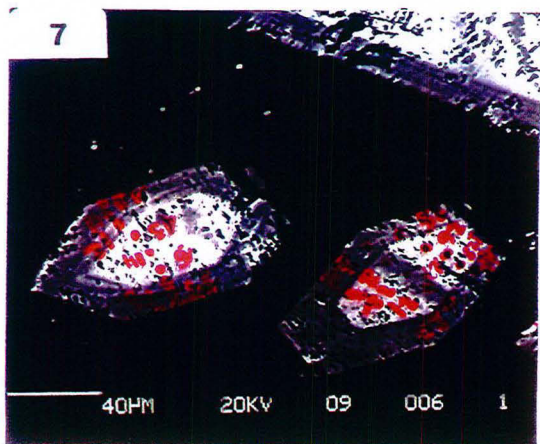
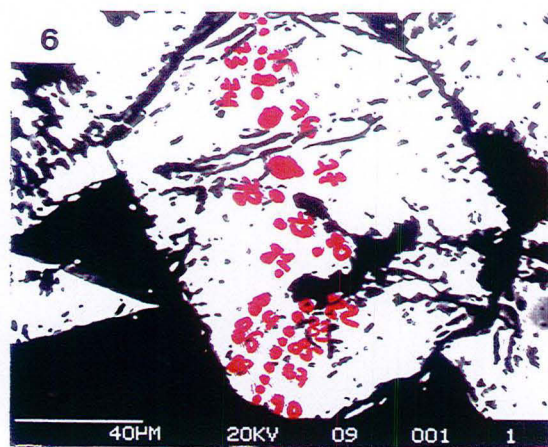
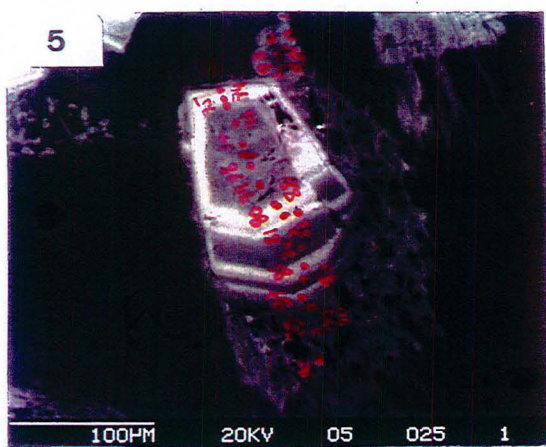
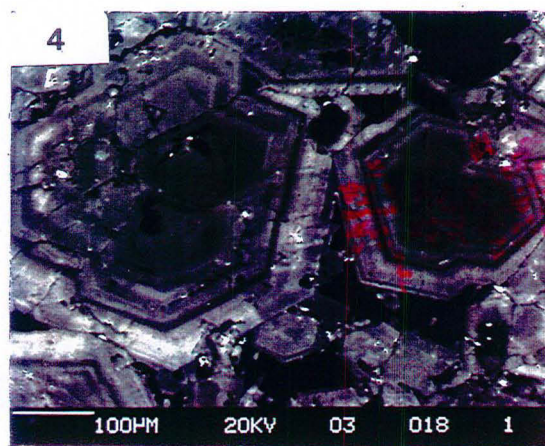
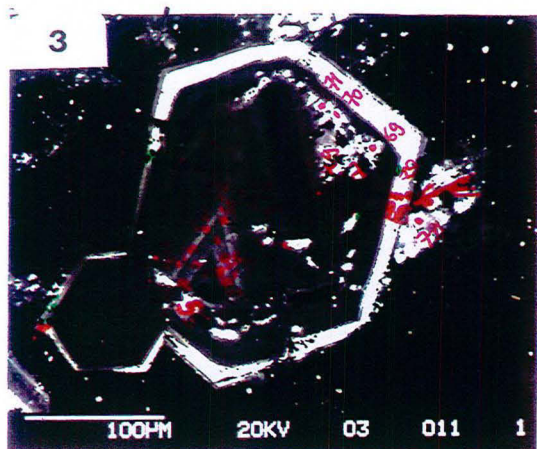
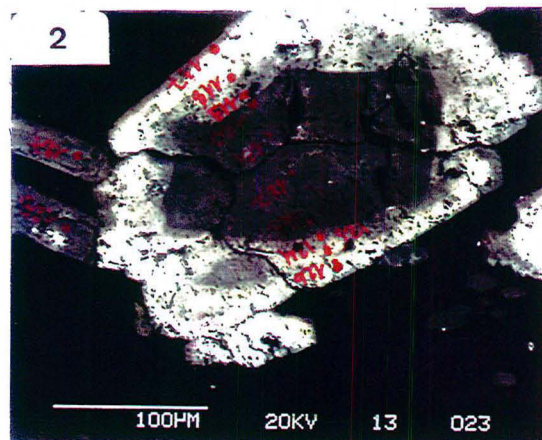
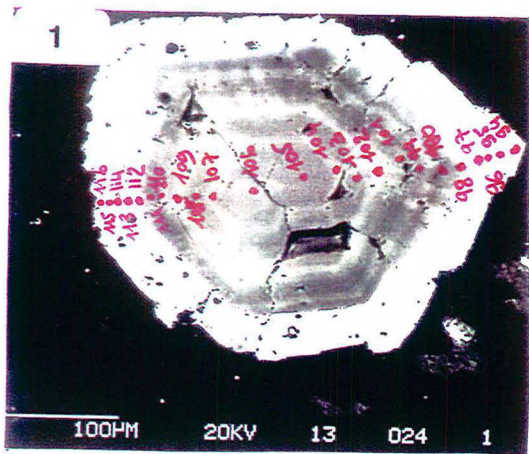


PLANCHE 12.

Images MEB des tourmalines hydrothermales du Ment.

1- Tourmaline ER20-2-28 (Ez-Zirari, figure II-48b)

2- Tourmaline ER24-1-26 (Ez-Zirari, figure II-50a)

C- Les tourmalines 2 développées sur épi-syénites

3- Tourmaline MB9-07 (Amahroq, figure II-52a)

4- Tourmaline MB7-019 (Amahroq, figure II-56a)

5- Tourmaline MB9-09 (Amahroq, figure II-53a)

7- Tourmaline T13-03 : vue d'ensemble de la tourmaline T13-04 (T) (Bled Sidi Otmane, figure II-58a)

D- Tourmalines 2 : veines "en compression E-W"

6- Tourmaline C38-20 (Tawrirt, figure II-62a)

8- Tourmaline ER29-3-30 (Ez-Zirari, figure II-60a)

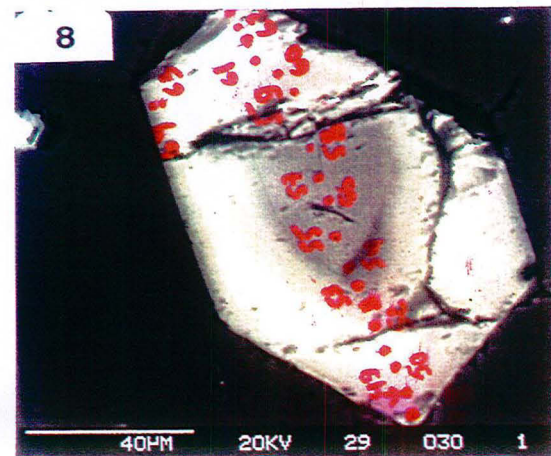
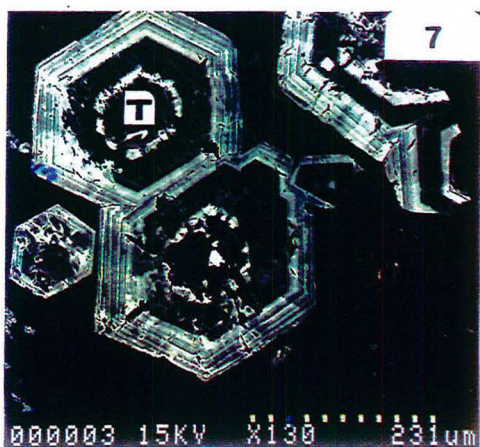
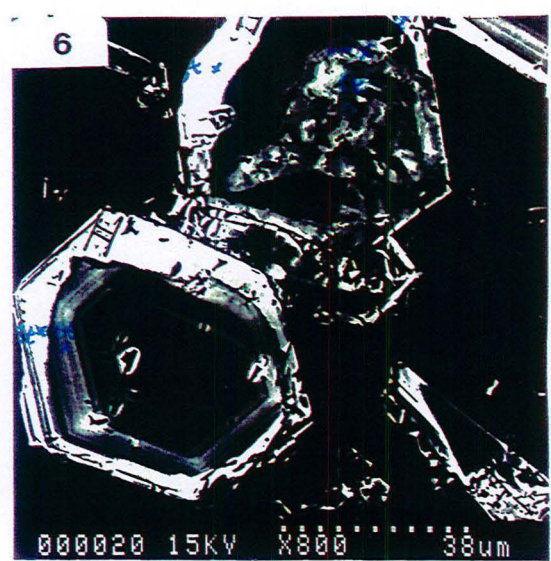
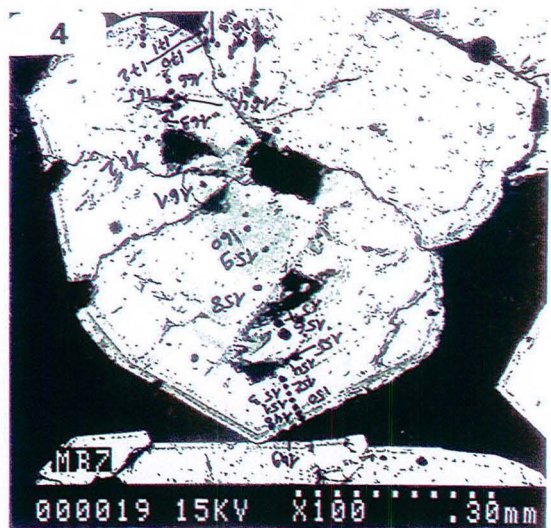
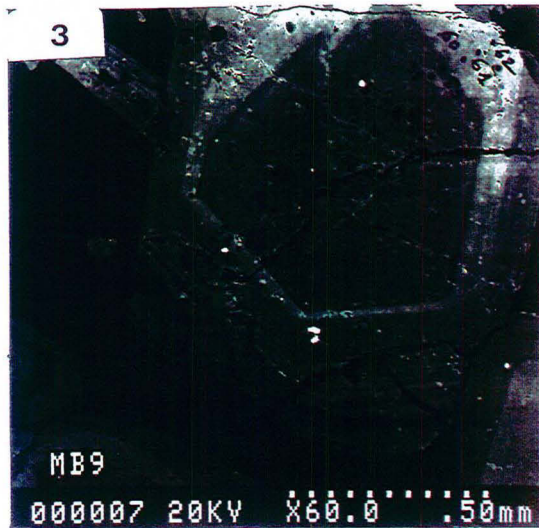
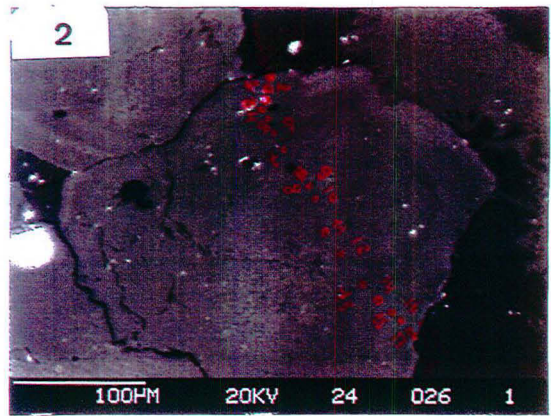
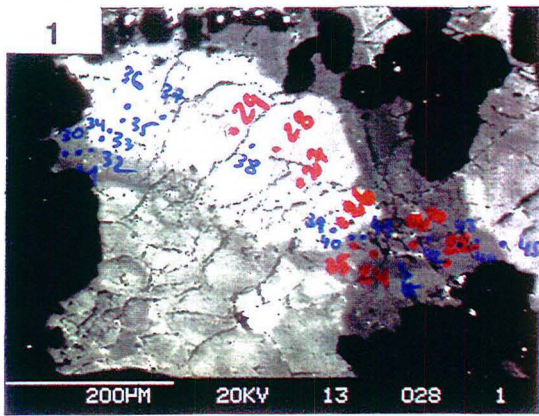


PLANCHE 13.

Images MEB, des minéralisations associées au complexe granitique du Ment.

- 1- **Photo Ment 4-022** : **Löellingite** avec inclusions de **bismuth natif** (points brillants). (voir figure.95A).
- 2- **Photo Ment 4-025** : Détail de la bordure de la **löellingite** (champ clair) avec un ruban périphérique de **scorodite** et d'**arséniates** (champ gris) (voir figure 96).
- 3- **Photo Ment 4-023** : Détail d'une inclusion de **bismuth natif** du **löellingite** de la **photo Ment 4-022**.
- 4- **Photo BL31-C-022** : Détail du **bismuth natif** (zones claires) associé aux **sulfures à Bi-Ag** (zones grises) (voir figure 97).
- 5- **Photo BL31-30** : **Mispickel aurifère** zoné montrant un coeur moins sombre que le cortex (voir figure 100A).
- 6- **Photo BL31-C-020** : **Arsénopyrite** (plages sombres) en équilibre avec la **löellingite aurifère** (plaques grises) voir figure 101A).

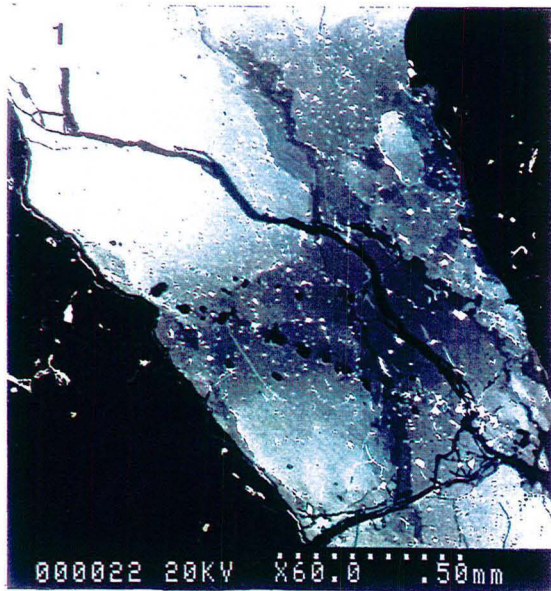
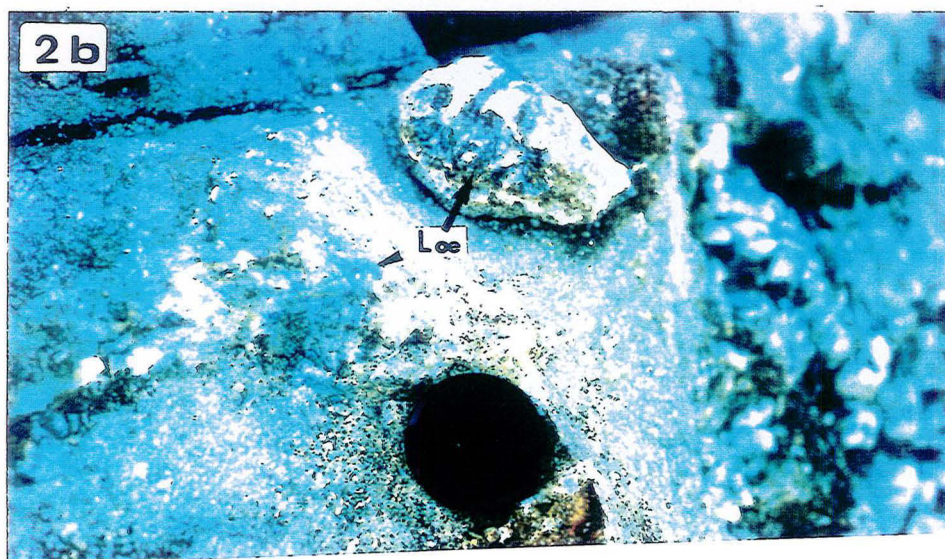
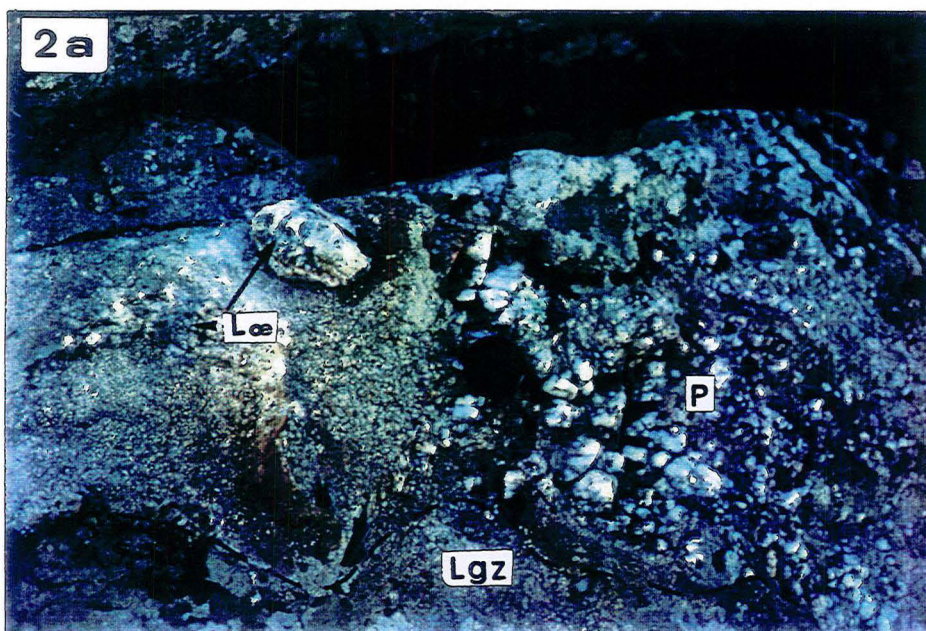
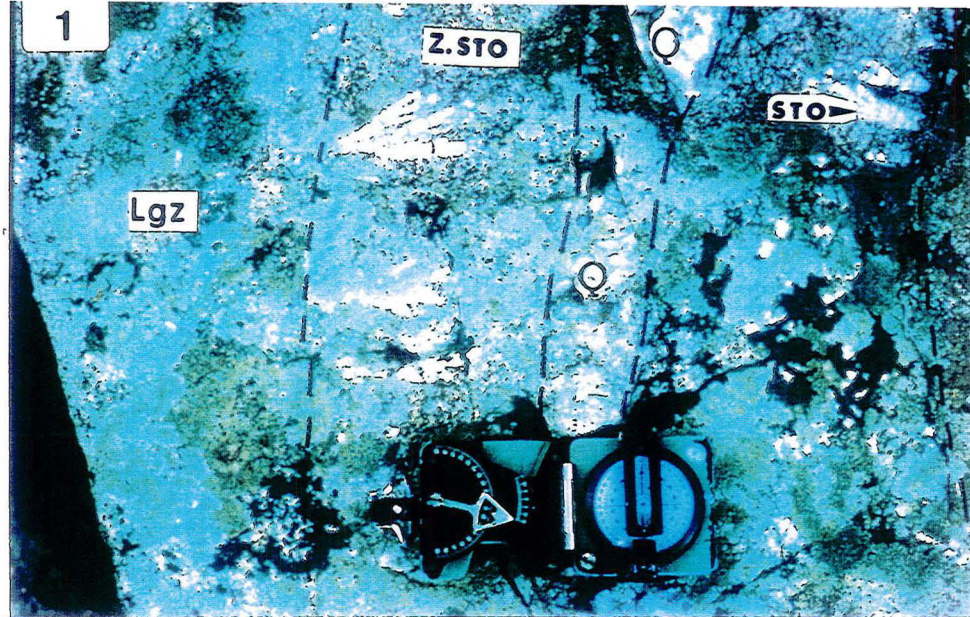


PLANCHE 14.

Photographies du pegmatite à stockscheider de l'apophyse d'Ez-Zirari (Ment 4).

- 1- **Pegmatite à stockscheider** N30, 30°SE (20 à 25cm d'épaisseur), constituée au milieu par une **veine de quartz** (3.5 à 5 cm d'épaisseur) antérieur, noyé dans le leucogranite fin à zinnwaldite et à topaze (**Q**) ; de part et d'autre de la veine de quartz on observe une **zone à stockscheider** de 7 à 8 cm d'épaisseur (**Z.Sto**) avec des cristaux de feldspath potassique plumeux de 1 à 5 cm de long (**STO**). Ce dispositif intrude de leucogranite fin à zinnwaldite et à topaze (**Lgz**). Vue de dessus de la coupe horizontale de pegmatite à stockscheider (c-à-d perpendiculaire au veine de quartz).

- 2(a et b)- La coupe **parallèle au veine de quartz, au niveau de la zone à stockscheider (P)**, montre une **structure pegmatitique** à quartz automorphe à sub-automorphe ; feldspath potassique, muscovite et löellingite (**Löe**). Le tout baigne dans le leucogranite fin à zinnwaldite et à topaze.



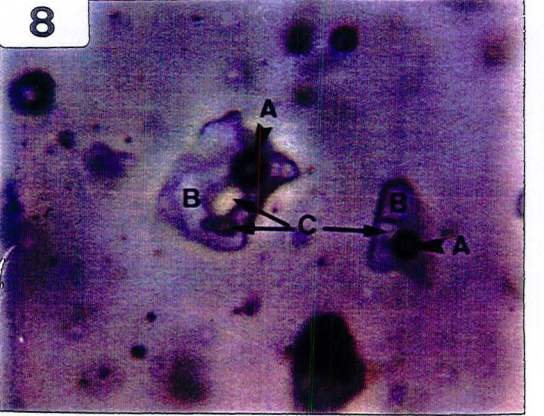
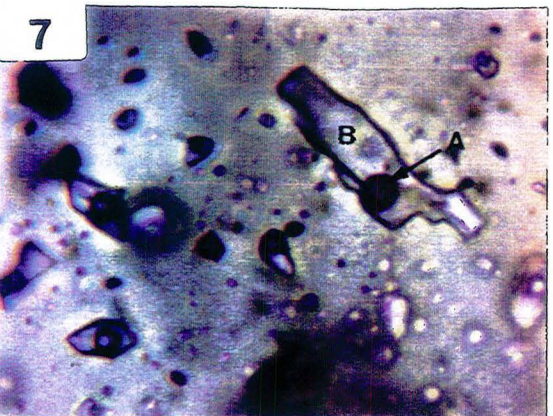
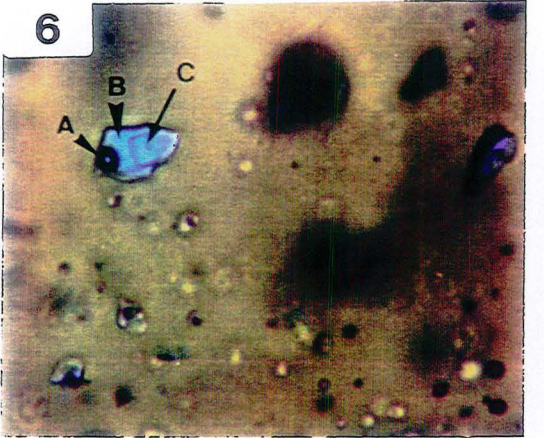
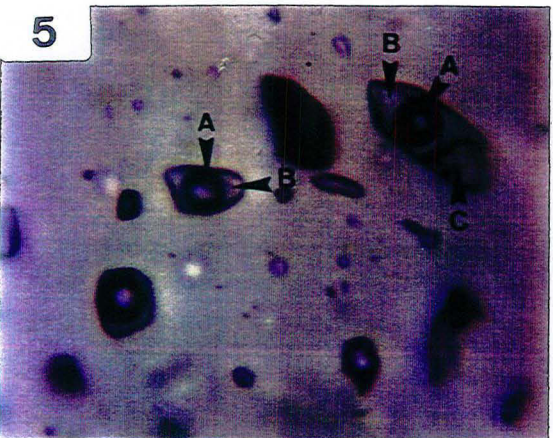
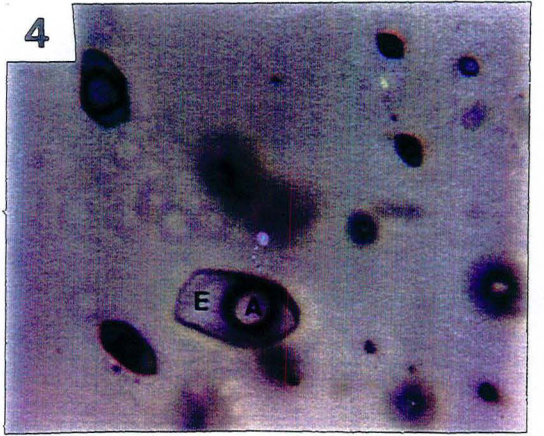
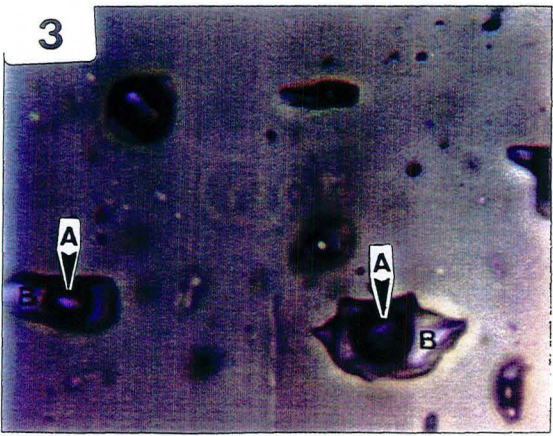
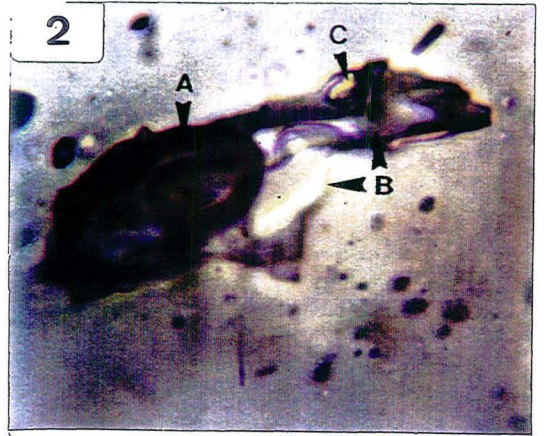
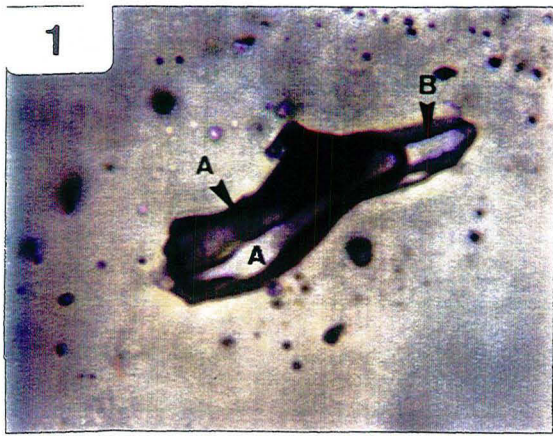
Secteur d'Errif, échantillon ER1 dans le granite porphyrique.

Microphotographies de quelques inclusions fluides prises dans **le quartz du granodiorite transformée** en une roche à prédominance feldspathique (**Q2**), associée à la tourmaline diffuse; montrant des **veines de quartz N95, 70N (Q1)**, décalées senestre par des **zones microbréchifiées** tardives à tourmaline et quartz (**Q3**), de direction N150, 70NE.

1. Vw dans Q1
2. Vws dans Q2
3. Lwa dans Q1
4. Lw-c dans Q2
5. Lwa et Lsh dans Q3
6. Lsh et Vw dans Q1
7. Lwb dans Q1
8. Lsh et Ls2 dans Q2

Légende:

- A, Vapeur aqueuse;
- B, Liquide aqueux;
- C, Cube(s) de sel (NaCl, KCl, CaCl, etc...);
- D, Vapeur carbonique;
- E, Fluide aqueux à clathrate.



40 μ m

PLANCHE 16

**Microphotographies de quelques inclusions fluides associées au
tourmalinite (MB6) dans granodiorite (secteur de Tawrirt) et aux
poches de muscovite (MB10) dans leucogranite fin à deux micas
(secteur d'Amahroq).**

A. Échantillon MB6

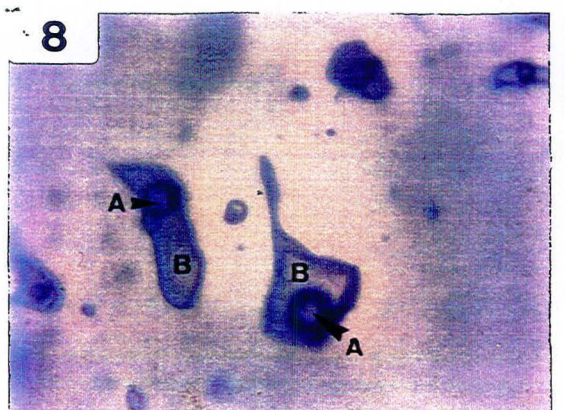
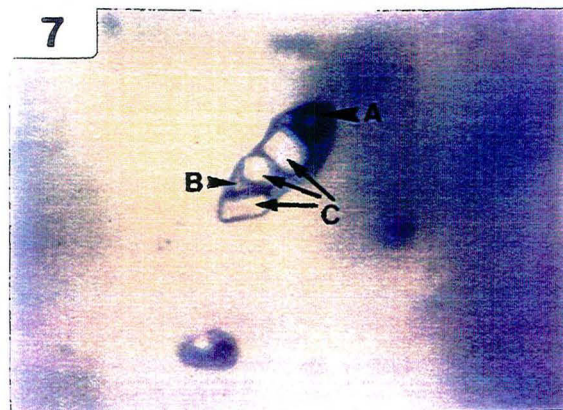
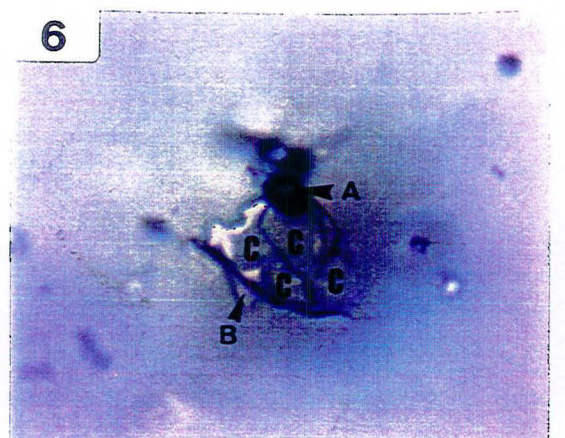
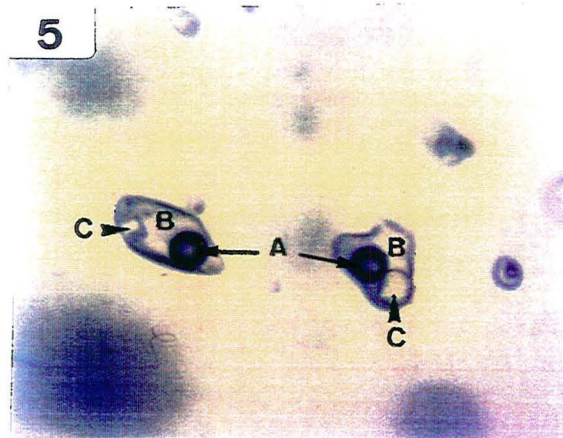
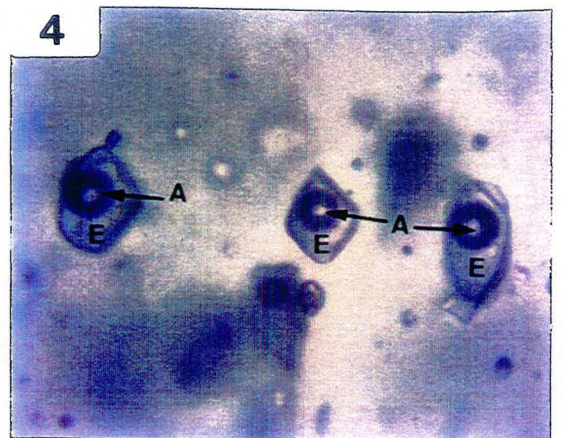
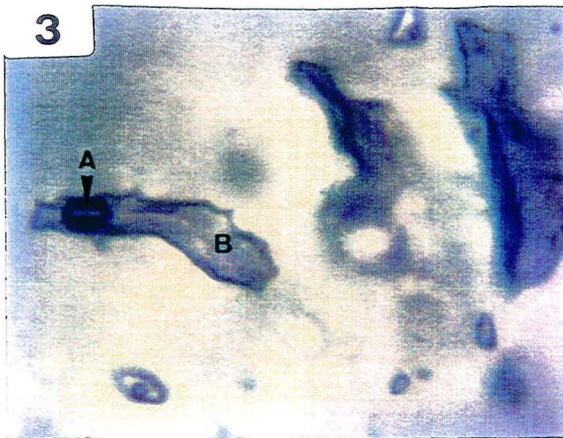
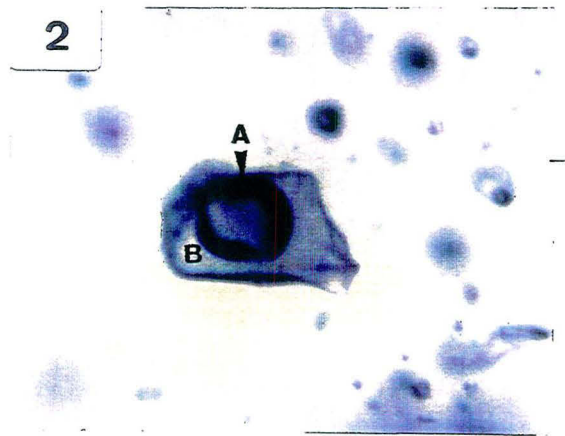
1. Vw
2. Lwa
3. Lwb
4. Lw-c
5. Lsh
6. Ls3
7. Ls4

B. Échantillon MB10

8. Lwa

Légende:

- A, Vapeur aqueuse;
- B, Liquide aqueux;
- C, Cube(s) de sel (NaCl, KCl, CaCl, etc...);
- E, Fluide aqueux à clathrate.



40 μ m

PLANCHE 17

Secteur d'Ez-Zirari, échantillons ER19a et ER25b associés au leucogranite fin à zinnwaldite et à topaze.

Microphotographies de quelques inclusions fluides prises dans la **topaze** ou dans le **quartz** des **topazites filoniennes (ER19a)** et dans le **quartz des pegmatites à stockscheider et à löellingite (ER25b)**.

A. Échantillon ER19a

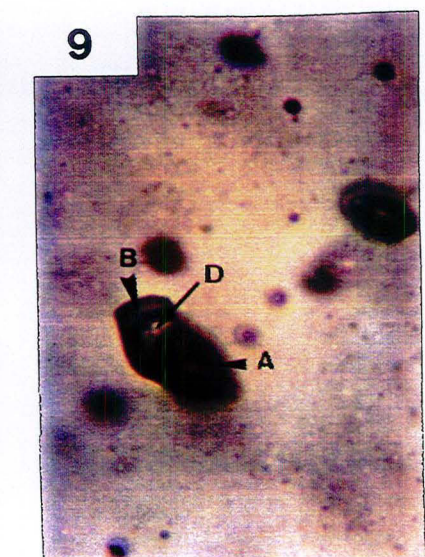
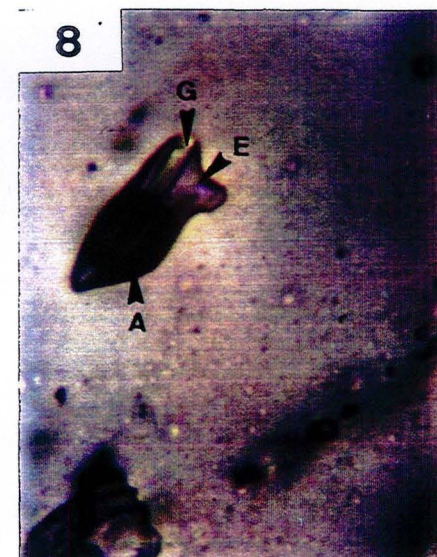
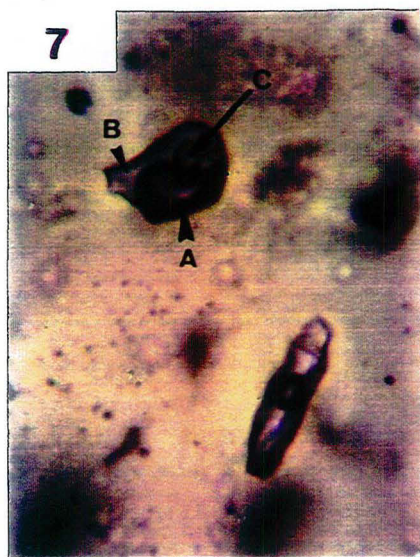
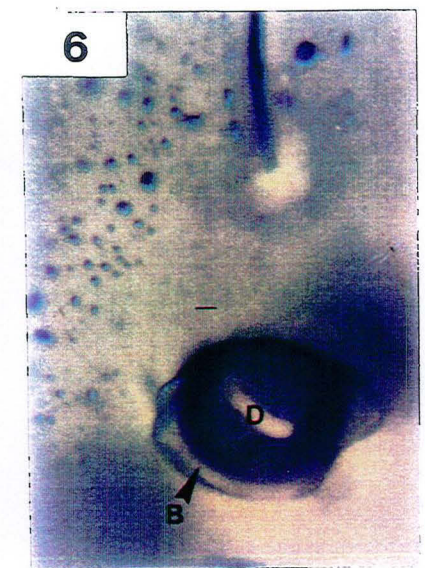
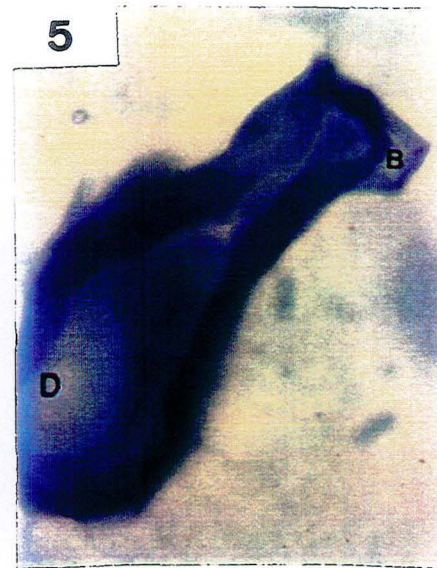
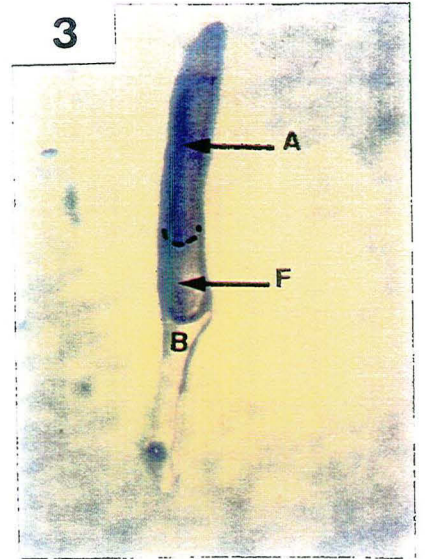
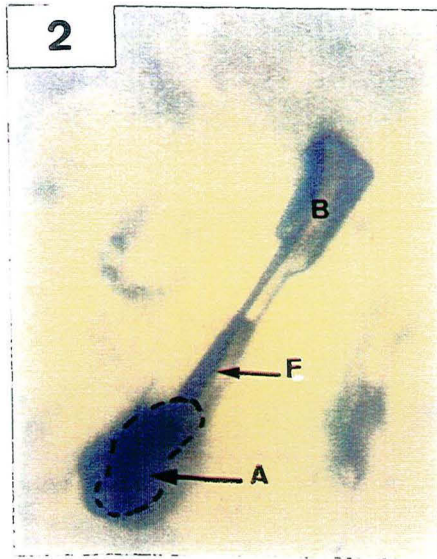
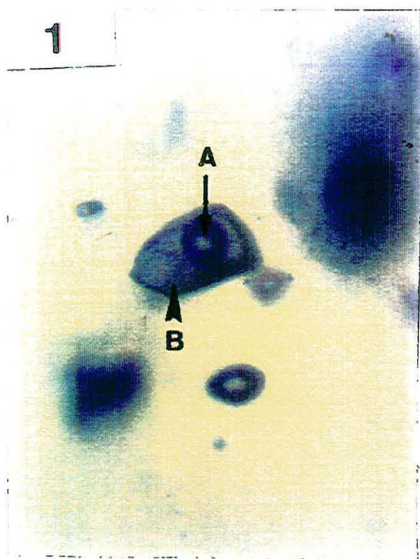
1. **Lwa** dans la **topaze**
2. **Lwa** dans la **topaze**
3. **Lwa** dans la **topaze**
4. **Lc-w** dans le **quartz**
5. **Vw-c** dans le **quartz**
6. **Vw-c** dans le **quartz**

B. Échantillon ER25b

7. **Lsh**
8. **Lw-c**
9. **Vw-c**

Légende:

- A, Vapeur aqueuse;
- B, Liquide aqueux;
- C, Cube(s) de sel (NaCl., KCl, CaCl, etc...);
- D, Vapeur carbonique;
- E, Fluide aqueux à clathrate;
- F, Azote;
- G, Minéral (tourmaline?).



40 μ m

**Secteur d'Amahroq, échantillon MB7b.
Secteur de Tawrirt, échantillon M15.**

Microphotographies de quelques inclusions fluides prises dans le quartz associé; (a) au **leucogranite fin à deux micas** ayant subi une importante **altération feldspathique**, parcouru par des veines de **greisens** et de **quartz (MB7b)**; et (b) au **granodiorite sain (M15)**.

A. Échantillon MB7b

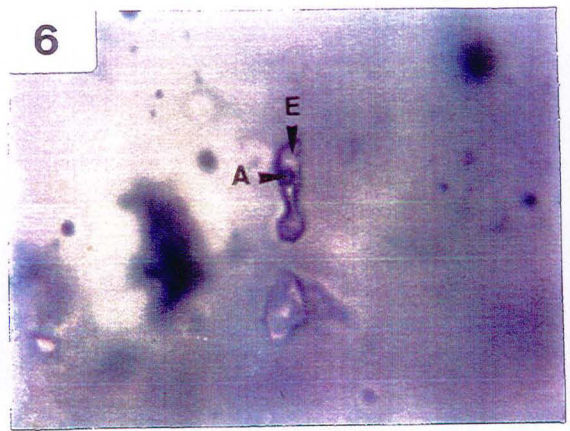
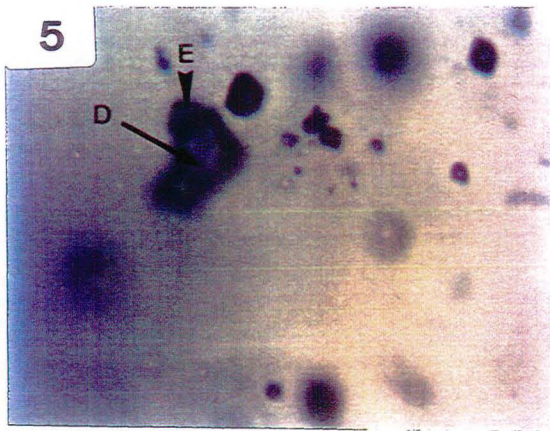
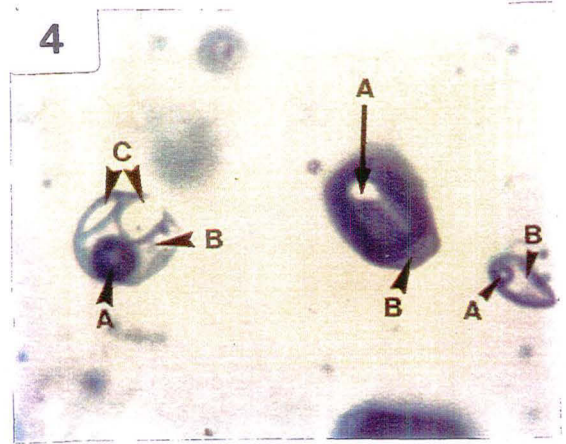
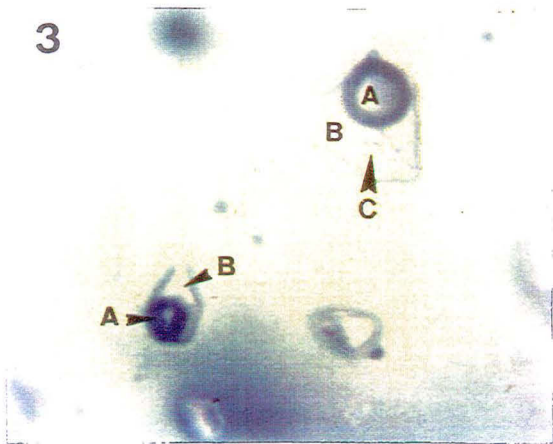
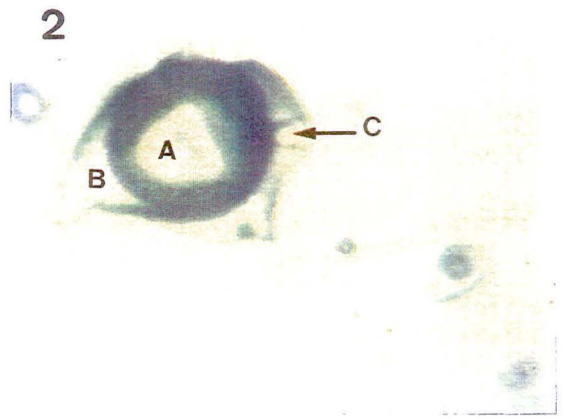
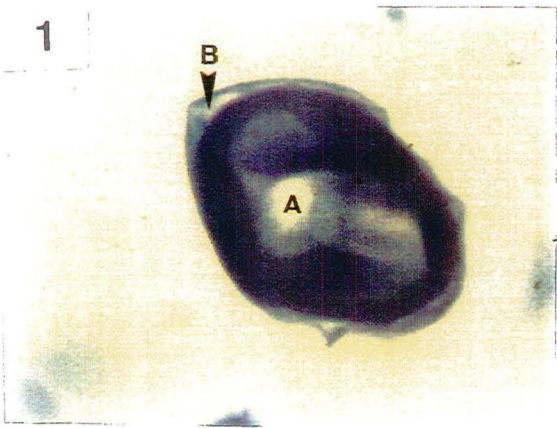
1. Vw
2. Vws
3. Lsh et Lwa
4. Ls2, Lwa et Vw.

B. Échantillon M15

5. Vc-w
6. Lw-c
7. Lsh et Vws.

Légende:

- A, Vapeur aqueuse;
- B, Liquide aqueux;
- C, Cube(s) de sel (NaCl, KCl, CaCl, etc...);
- D, Vapeur carbonique;
- E, fluide aqueux à clathrate.

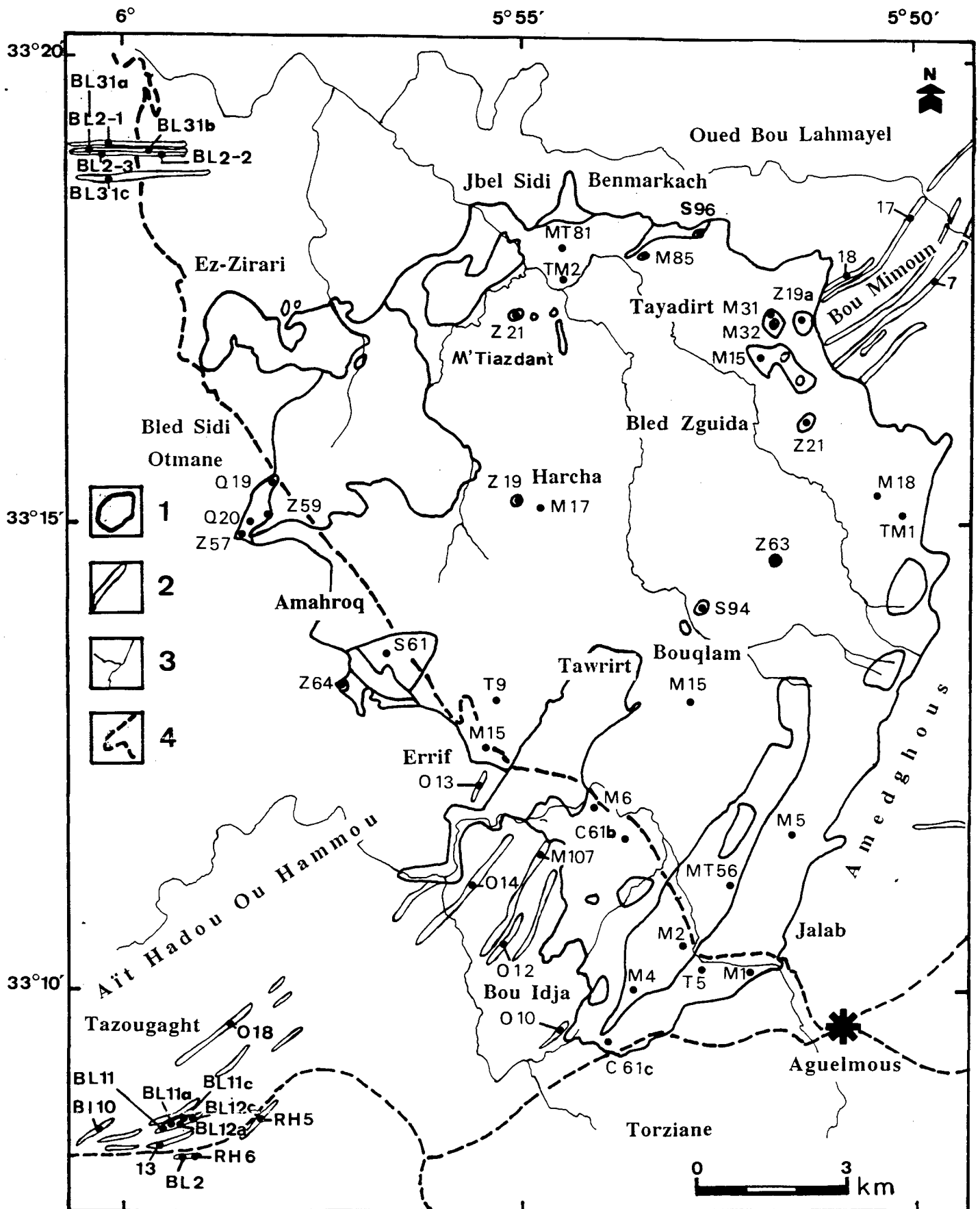


40 μ m

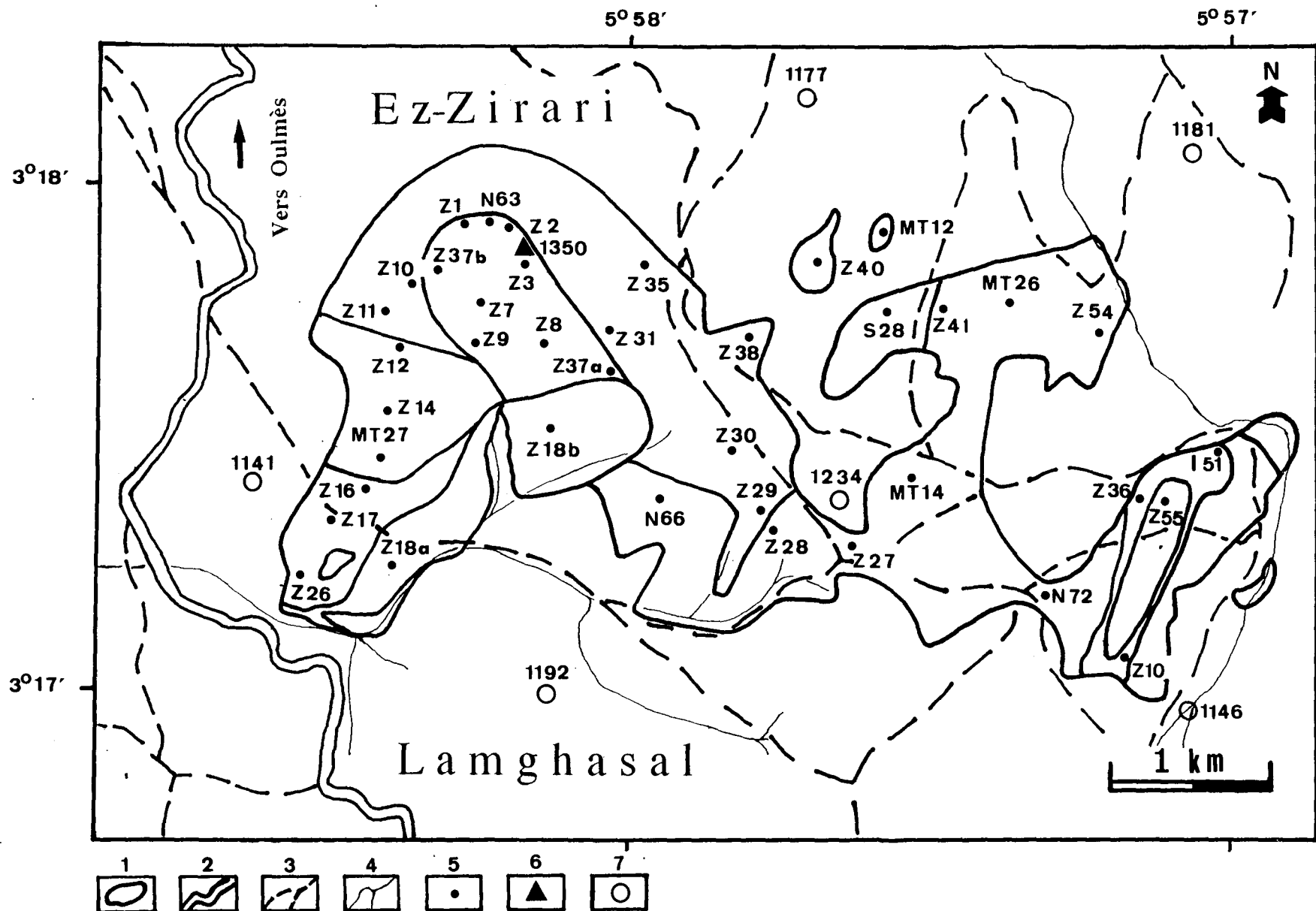
ANNEXE II

CARTES DE SITUATION

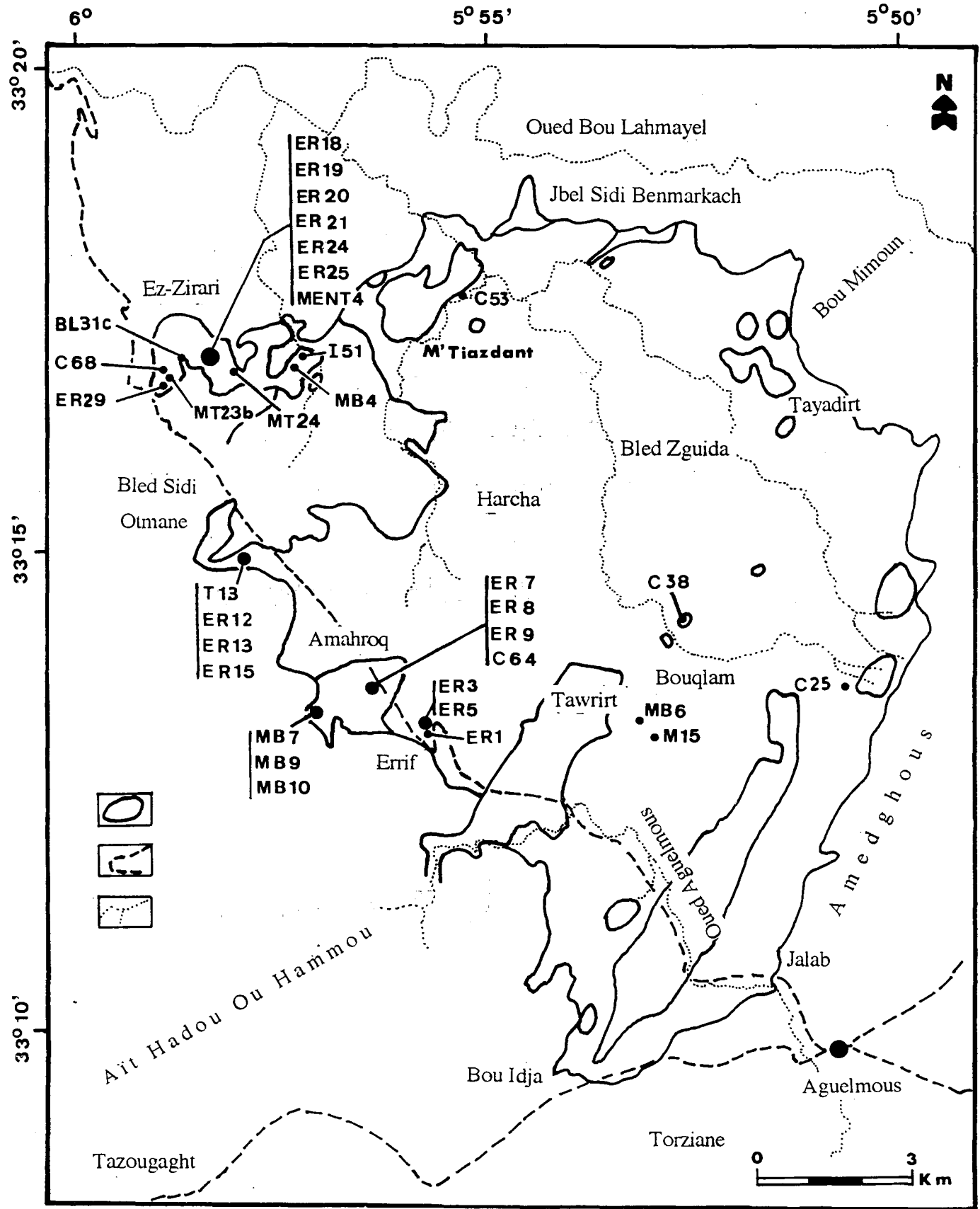
Cartes de situation des échantillons étudiés dans ce travail et des principaux noms cités dans le texte.



Carte de localisation des échantillons de magmatites utilisés pour l'étude géochimique du plateau du Ment. 1. Contour géologique ; 2. Filons magmatiques basiques ; 3. Oueds ; 4. Route tertiaire.



Carte de localisation des échantillons de magmatites utilisés pour l'étude géochimique du plateau du Ment. 1. Contour géologique, 2. Route tertiaire, 3. Sentiers, 4. Oueds, 5. Échantillons pétrographiques étudiés, 6. Sommet de l'apophyse d'Ez-Zirari, 7. Altitudes des divers sommets proches de l'apophyse d'Ez-Zirari



Carte de localisation des échantillons des roches hydrothermalisées utilisées dans cette étude. 1. Contour géologique ; 2. Route tertiaire ; 3. Oueds.

ANNEXE III

Analyses géochimiques sur roches totales des **magmatites du Ment**, de **Moulay Bou Azza** et des **zones d'altérations** associées au granite du Ment.

Analyses à la microsonde des minéraux associés aux **principaux granitoïdes du Maroc central** (Ment, Moulay Bou Azza, Zaer, Oulmès et Djebel Aouam)

Ech.	Z27	Z14	Z41	N66	Z28	MT13	MT14	MT27	MT26	Z54	Z55	Z12	Z40	Z30	Z31	N72	Z38	Z10a	Z10b	Z29	Z35	Z36	S28
SiO2	74,75	75,83	73,14	73,98	76,28	74,41	75,25	72,44	73,34	75,49	74,63	76,64	73,56	73,90	74,58	74,26	74,89	74,27	73,35	74,72	76,40	73,30	76,71
Al2O3	14,39	13,62	14,51	14,69	13,12	13,59	13,91	15,83	14,94	13,74	14,08	13,09	15,01	13,95	14,46	14,71	14,04	14,15	14,31	14,20	14,60	15,36	13,65
Fe2O3	1,02	1,26	1,21	1,25	0,93	1,66	1,34	1,21	1,41	0,73	1,02	1,50	1,71	1,12	0,92	0,92	1,07	1,09	1,21	1,09	1,11	0,94	0,48
FeO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
MnO	0,03	0,03	0,08	0,02	0,02	0,10	0,06	0,06	0,06	0,01	0,02	0,04	0,12	0,06	0,02	0,10	0,02	0,04	0,08	0,03	0,08	0,02	0,03
MgO	0,03	0,03	0,00	0,09	0,03	0,04	0,08	0,00	0,01	0,05	0,03	0,03	0,08	0,00	0,03	0,07	0,07	0,03	0,00	0,05	0,00	0,03	0,02
CaO	0,21	0,23	0,00	0,14	0,27	0,00	0,03	0,00	0,00	0,11	0,10	0,24	0,00	0,02	0,18	0,16	0,14	0,26	0,01	0,17	0,03	0,21	0,00
Na2O	3,74	2,78	3,55	3,15	3,49	1,92	2,78	4,19	3,23	3,54	3,06	1,84	3,86	2,77	3,75	3,69	3,39	2,91	2,90	2,19	1,41	3,69	3,40
K2O	4,42	4,38	4,72	4,96	4,61	4,65	4,40	4,89	4,78	4,52	5,17	4,46	4,61	5,44	4,23	4,53	4,77	5,61	5,75	5,06	5,16	4,24	4,68
TiO2	0,03	0,07	0,17	0,04	0,03	0,07	0,06	0,07	0,02	0,03	0,03	0,07	0,00	0,02	0,03	0,40	0,03	0,06	0,10	0,04	0,21	0,04	0,05
P2O5	nd	nd	0,12	nd	nd	1,38	0,19	0,17	0,10	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,05
H2O+	nd	nd	0,12	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
H2O-	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
P.F.	1,18	1,35	1,18	1,32	1,38	1,76	1,35	1,12	1,61	1,27	1,44	1,78	1,39	1,24	1,17	1,05	1,32	1,14	1,06	1,83	1,67	1,73	0,95
Total	99,80	99,58	98,80	99,64	100,16	99,58	99,47	99,98	99,51	99,49	99,55	99,69	100,34	98,52	99,37	99,89	99,74	99,56	98,77	99,38	100,66	99,53	100,02
Ba	28	48	nd	nd	nd	74	56	20	18	nd	nd	nd	61	nd	52	nd	nd	nd	20	nd	nd	nd	22
Sr	25	22	nd	nd	nd	20	15	10	10	nd	nd	nd	25	nd	66	nd	nd	nd	20	nd	nd	nd	11
V	20	28	nd	nd	nd	18	16	10	10	nd	nd	nd	12	nd	27	nd	nd	nd	21	nd	nd	nd	10
Rb	1473	905	nd	nd	nd	641	688	608	617	nd	nd	nd	1115	nd	751	nd	nd	nd	894	nd	nd	nd	485
Li	1451	279	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	478	nd	172	nd	nd	nd	433	nd	nd	nd	nd
F%	1,00	0,30	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,65	nd	0,30	nd	nd	nd	0,52	nd	nd	nd	nd
B	20	20	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	20	nd	20	nd	nd	nd	nd	22	nd	nd	nd	nd
Sn	37	44	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	930	nd	nd	nd	37	nd	nd	nd	nd
W	42,5	14	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	26,5	nd	104	nd	nd	nd	nd	17,9	nd	nd	nd	nd
Mo%	0,10	0,10	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,10	nd	0,20	nd	nd	nd	nd	0,50	nd	nd	nd	nd

Tableau 08 a : Analyses géochimiques de l'association leucogranitique. Z27 à Z12, leucogranite grossier à sidérophylite et à topaze; Z40 à S28, leucogranite fin à zinnwaldite et à topaze (BOUSHABA, 1990).

Ech.	M15	Z63a	Z21	Z26	Q19	Q20	Z19	M31	Z11	Z16	Z19*	Z17	Z64	Z21	Z51	Z57	Z59	Z63b	S61	S94
SiO2	77,29	75,70	75,14	74,53	76,89	77,61	75,51	76,63	75,96	74,12	75,56	75,44	77,42	74,96	75,89	77,01	76,65	76,80	77,20	78,14
Al2O3	12,75	12,77	13,64	14,31	12,98	12,88	13,42	12,49	13,21	14,09	13,17	13,88	12,19	13,85	13,21	12,41	12,48	12,59	12,37	11,75
Fe2O3	0,76	0,76	1,36	1,33	0,49	0,44	1,20	0,53	1,70	0,97	1,28	0,70	0,18	1,31	0,83	0,49	0,45	0,71	1,09	0,38
FeO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
MnO	0,03	0,04	0,06	0,03	0,02	0,02	0,04	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
MgO	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,03	0,00	0,03	0,03	0,08	0,04	0,03	0,00	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,13	0,07
CaO	0,00	0,03	0,00	0,08	0,00	0,06	0,04	0,09	0,23	0,07	0,29	0,11	0,22	0,19	0,02	0,27	0,11	0,23	0,00	0,00
Na2O	2,36	2,95	3,11	3,15	2,97	3,04	2,87	3,10	3,15	1,01	2,77	2,97	3,50	3,14	2,49	2,72	2,19	2,88	2,46	2,76
K2O	5,13	5,41	4,73	4,68	5,68	5,10	5,12	5,17	4,82	7,32	5,15	5,26	4,79	6,85	5,45	5,60	6,23	5,41	4,04	4,44
TiO2	0,03	0,06	0,08	0,03	0,00	0,00	0,16	0,08	0,05	0,06	0,07	0,05	0,00	0,06	0,04	0,11	0,06	0,07	0,01	0,06
P2O5	nd	nd	0,15	nd	nd	nd	0,07	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,00	0,00
H2O+	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
H2O-	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
P.F.	1,51	1,03	1,18	1,73	0,79	0,84	1,15	0,73	1,13	1,50	1,13	1,22	0,74	1,27	1,26	1,06	1,18	1,07	1,36	0,91
Total	99,86	98,75	99,45	99,90	99,85	100,02	99,58	98,87	100,31	99,23	99,48	99,68	99,06	101,69	99,20	99,68	99,36	99,77	98,68	98,53
Ba	26	59	27	nd	45	13	44	70	nd	nd	nd	nd	47	nd	nd	nd	nd	nd	132	192
Sr	19	16	33	nd	15	11	10	37	nd	nd	nd	nd	10	nd	nd	nd	nd	nd	29	44
V	14	10	18	nd	10	10	10	24	nd	nd	nd	nd	10	nd	nd	nd	nd	nd	10	10
Rb	275	351	774	nd	346	387	667	223	nd	nd	nd	nd	211	nd	nd	nd	nd	nd	170	205
Li	46	68	327	nd	nd	nd	89	23	nd	nd	89	nd	23	nd	nd	nd	nd	nd	19	14
F%	0,15	0,04	0,33	nd	nd	nd	0,22	0,04	nd	nd	0,22	nd	0,01	nd	nd	nd	nd	nd	0,059	0,030
B	20	20	20	nd	nd	nd	26	20	nd	nd	26	nd	20	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Sn	nd	nd	nd	nd	nd	nd	17	20	nd	nd	17	nd	17	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
W	43,0	5,1	11,3	nd	nd	nd	12,6	3,7	nd	nd	12,6	nd	56,0	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Mo%	0,30	0,20	0,20	nd	nd	nd	0,10	0,20	nd	nd	0,10	nd	0,30	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd

Tableau 08 b : Analyses géochimiques des leucogranites fins à deux micas (BOUSHABA, 1990).

Ech.	M1	M5	M6	M14	M15	M17	M18	MT81	Z18a	Z18b	MT56	MT82	M2	M4
SiO2	71,80	71,90	70,20	71,90	72,20	70,20	73,70	69,74	73,79	74,17	75,38	74,35	74,30	76,10
Al2O3	13,80	14,70	15,00	14,00	13,60	15,30	13,70	14,30	14,11	13,41	12,99	12,85	13,50	13,50
Fe2O3	1,89	0,93	1,12	0,94	1,01	1,11	0,93	4,05	1,89	1,70	1,68	2,28	1,03	0,61
FeO	1,09	1,23	2,32	1,93	1,16	1,16	1,23	nd	nd	nd	nd	nd	0,87	0,58
MnO	0,05	0,04	0,07	0,04	0,04	0,04	0,03	0,06	0,03	0,06	0,05	0,05	0,03	0,02
MgO	0,55	0,40	0,75	0,40	0,22	0,49	0,20	0,85	0,03	0,13	0,03	0,31	0,29	0,63
CaO	0,90	0,90	1,75	0,65	0,75	0,85	0,75	1,71	0,60	0,37	0,24	0,70	0,55	0,40
Na2O	3,10	3,20	3,50	2,40	3,10	3,15	3,15	3,18	2,6	3,01	3,16	3,07	3,10	3,20
K2O	5,45	5,85	4,45	5,65	5,55	5,85	5,60	4,74	4,96	4,88	4,84	4,87	5,45	5,05
TiO2	0,40	0,25	0,55	0,45	0,40	0,45	0,35	0,62	0,17	0,17	0,08	0,34	0,35	0,20
P2O5	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,13	nd	0,06	0,04	0,04	nd	nd
H2O+	0,85	0,59	0,55	1,50	1,10	0,76	0,70	nd	nd	nd	nd	nd	0,70	0,70
H2O-	0,05	0,00	0,00	0,24	nd	0,06	0,05	nd	nd	nd	nd	nd	0,03	0,05
P.F.	0,00	0,00	0,00	0,00	nd	0,00	0,00	0,87	1,18	1,09	1,02	0,87	0,00	0,00
Total	99,93	99,99	100,26	100,10	99,13	99,42	100,39	100,25	99,72	99,05	99,51	99,73	100,20	101,04
Ba	580	425	660	560	330	500	430	471	nd	137	69	202	770	1540
Sr	80	80	115	60	40	75	45	151	nd	40	25	66	45	40
V	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	97	nd	22	32	55	nd	nd
Rb	230	240	245	230	250	260	235	266	nd	557	354	316	260	305
Li	nd	75	100	95	90	150	80	nd	312	312	nd	nd	115	130
F%	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,33	0,30	nd	nd	nd	nd
B	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	22	22	nd	nd	nd	nd
Sn	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
W	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	12	2	2	11	nd	nd
Mo%	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,50	0,50	nd	nd	nd	nd

Tableau 08c : Analyses géochimiques de l'association calco-alcaline. M1 à MT81, granite porphyrique à biotite ferrifère (granodiorite); Z18a et Z18b, granite porphyrique à biotite rééquilibré; MT56 à M4, granite non porphyrique à sidérophylite et andalousite (monzogranite). De M1 à M18: analyses de MAHMOOD(1980); le reste: analyses de BOUSHABA (1990).

Ech.	Z1	Z2	Z3	Z7	Z8	Z9	Z37a	Z37b	M32	M85	N63
SiO2	75,70	75,16	76,31	78,49	92,00	83,65	92,74	92,00	90,49	81,71	81,10
Al2O3	13,69	13,87	14,16	13,71	3,23	9,38	4,19	4,01	6,67	11,72	11,58
Fe2O3	3,85	3,24	2,21	0,97	0,19	1,13	0,36	0,035	0,25	0,70	1,07
FeO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
MnO	0,09	0,05	0,01	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,02	0,03	0,01
MgO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,00	0,03	0,00	0,13	0,21	0,00	0,03
CaO	0,01	0,29	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,24
Na2O	0,30	0,14	0,19	0,21	0,07	0,20	0,11	0,09	0,08	0,30	0,24
K2O	3,47	4,15	4,26	3,96	0,94	2,72	1,41	1,19	1,82	3,68	3,60
TiO2	0,05	0,02	0,04	0,05	0,02	0,17	0,20	0,04	0,03	0,04	0,10
P2O5	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
H2O+	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
H2O-	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
P.F.	2,34	2,84	2,40	2,20	0,81	1,72	0,88	0,90	1,07	1,92	1,57
Total	99,53	99,79	99,63	99,62	97,26	99,04	99,92	98,71	100,64	100,10	99,54
Ba	nd	nd	nd	nd	nd	nd	10	nd	17	17	nd
Sr	nd	nd	nd	nd	nd	nd	10	nd	13	10	nd
V	nd	nd	nd	nd	nd	nd	10	nd	37	10	nd
Rb	nd	nd	nd	nd	nd	nd	89	nd	85	264	nd
Li	nd	nd	nd	nd	nd	nd	13	nd	17	209	nd
F%	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,10	nd	0,10	0,25	nd
B	nd	nd	nd	nd	nd	nd	102	nd	20	20	nd
Sn	nd	nd	nd	nd	nd	nd	54	nd	72	72	nd
W	nd	nd	nd	nd	nd	nd	36,00	nd	7,50	45,00	nd
Mo%	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,10	nd	0,10	0,30	nd

Tableau 08d : Analyses géochimiques des greisens massifs associés aux leucogranites dans le Ment (BOUSHABA, 1984).

Ech.	Gp	Gnp	Lfm	Lg	Lfzt	C61a	C-H
La	42,29	9,14	13,35	3,22	2,30	52,07	0,32
Nd	39,59	8,91	15,20	3,37	3,27	43,75	0,60
Eu	1,33	0,16	0,39	0,11	0,24	1,47	0,073
Dy	6,43	2,66	5,44	2,12	1,49	6,70	0,31
Yb	4,16	2,13	4,16	1,99	1,19	3,92	0,19
Ce	96,52	22,46	35,23	9,66	7,11	111,65	0,94
Sm	8,73	2,73	4,65	1,65	1,70	9,65	0,20
Gd	6,36	2,47	3,74	1,31	1,21	7,59	0,31
Er	3,50	1,62	3,16	1,09	0,59	3,41	0,21
Lu	0,58	0,28	0,54	0,27	0,15	0,58	0,031
Y	46,71	22,06	41,21	15,28	9,54	41,94	
S T.R.	209,49	52,56	85,86	24,79	19,25	240,79	3,12
La/Yb	10,17	4,29	3,21	1,62	1,93	13,28	
La/Sm	4,84	3,34	2,86	1,95	1,35	5,40	
Gd/Yb	1,53	1,16	0,90	0,66	1,00	1,94	
Cor.n.	1,14	2,21	2,01	3,07	3,67	-	
SiO2	69,74	75,38	75,70	74,75	73,56	63,95	
Eu/Eu*n	0,57	0,20	0,31	0,24	0,53	0,55	

Tableau 08e : Concentrations de terres rares (+ Yttrium) en ppm, mesurées au CRPG (Nancy), par émission-plasma (ICP) pour les divers types de faciès granitiques du Ment.

Association calco-alcaline: Gp, granite porphyrique à biotite ferrifère; Gnp, granite non porphyrique à sidérophylite et à andalousite; C61a, enclaves basiques magmatiques associées au granite porphyrique à biotite ferrifère.

Association leucogranitique: Lfm, leucogranites fins à deux micas; Lg, leucogranite grossier à sidérophylite et à topaze; Lfzt, leucogranite fin à zinnwaldite et à topaze.

C-H, teneurs moyennes en REE des chondrites (HERMANN, 1978).

N° Ech.	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	P.F	TOTAL	Ba	Be	Co	Cr	Cu	Ga	Nb	Ni	Rb	Sc	Sr	Th	V	Y	Zn	Zr
1- MI07	46,84	17,70	11,24	0,17	8,14	10,08	2,72	0,32	1,37	0,24	0,97	99,79	100	1,1	46	230	54	38	<5	145	14	31,7	300	19	240	25	79	88
2- BI10	49,92	14,61	8,32	0,19	9,50	8,55	3,77	0,86	1,08	0,54	2,08	99,42	899	1,7	32	447	58	15	<5	236	28	22,5	1775	13	150	22	86	165
3- O14	51,17	12,21	12,03	0,17	9,03	9,75	2,41	0,01	2,04	0,25	0,73	99,80	19	1,3	32	363	18	19	<5	181	5	36,2	123	<5	288	37	77	159
4- O18	48,03	14,26	11,55	0,17	11,16	9,35	1,83	0,14	1,54	0,25	1,50	99,78	20	1,3	48	446	52	21	<5	273	8	31,5	145	<5	226	28	85	126
5- O13	49,84	15,13	12,07	0,20	7,36	9,83	2,29	0,15	1,97	0,27	0,68	99,79	54	1,2	36	362	60	22	<5	166	9	36,0	158	6	293	37	96	153
6- O12	48,26	21,32	7,41	0,11	6,23	11,88	2,79	0,05	1,02	0,19	0,55	99,81	30	0,8	30	312	54	17	5	84	5	28,2	375	8	186	23	57	82
7- E13	48,34	14,60	12,53	0,17	5,87	8,53	2,87	0,52	2,49	0,40	3,45	99,77	131	1,5	39	230	63	48	9	115	17	36,0	401	19	420	44	88	212
8- E18	48,40	18,28	9,51	0,16	7,41	11,24	2,27	0,15	1,50	0,25	0,62	99,79	54	1,2	35	343	53	16	6	159	10	28,7	250	5	236	29	76	125
9- E17	49,09	15,86	11,00	0,17	7,66	9,85	3,22	0,17	1,91	0,27	0,75	99,95	71	1,2	37	318	68	17	7	117	9	36,7	303	<5	308	33	86	147
10- O10	48,47	15,28	12,69	0,20	8,55	9,25	2,47	0,11	2,06	0,32	0,38	99,78	98	1,2	44	432	69	20	8	204	8	35,0	226	5	312	38	92	169
11- E7	46,78	18,67	9,33	0,20	9,42	10,55	2,02	0,56	0,76	0,12	1,35	99,76	50	1,1	53	318	114	36	<5	264	28	27,5	226	19	173	18	67	54
12- BL31	37,45	17,38	15,30	0,17	12,08	4,50	0,66	1,72	2,65	0,43	7,31	99,65	932	1,5	48	421	72	15	<5	226	41	41,0	193	<5	299	41	98	217
13- BL12a	38,95	16,70	14,98	0,20	11,71	5,25	0,70	1,83	2,41	0,40	6,70	99,83	981	1,6	59	418	72	27	11	208	40	38,0	186	<5	392	39	96	198
14- BL11c	51,29	14,55	9,39	0,15	5,37	8,35	4,00	0,77	2,09	0,36	2,79	99,11	223	1,2	33	334	58	5	<5	150	23	34,2	399	<5	248	38	81	173
15- BL12b	49,01	15,23	11,55	0,11	8,57	5,25	0,79	0,85	2,12	0,34	6,16	99,98	107	0,8	43	414	74	20	10	168	29	32,9	111	<5	322	34	82	171
16- BL11a	46,57	14,89	11,71	0,19	6,22	7,98	4,35	0,03	2,24	0,39	5,19	99,76	65	1,2	43	366	62	12	<5	200	7	35,7	335	<5	265	40	91	188
17- BL2-1	44,79	12,36	10,07	0,17	13,38	8,85	1,93	2,27	1,45	1,16	2,05	98,48	3266	2,9	54	514	46	19	8	454	71	27,3	1460	24	201	37	97	347
18- BL2-2	48,43	14,18	8,83	0,16	8,50	10,42	2,65	1,12	1,37	1,12	2,30	99,08	2706	3,0	25	333	40	<5	<5	179	36	25,0	2364	18	163	44	73	418
19- BL2-3	45,67	12,46	9,89	0,17	11,91	9,94	2,20	2,04	1,56	1,27	2,03	99,14	2257	2,8	37	392	46	24	12	327	62	29,0	1865	22	190	38	92	320
20- BL31a	51,57	14,38	10,11	0,15	5,97	7,75	3,41	1,16	2,09	0,40	2,71	99,70	353	1,1	35	369	56	13	<5	155	34	33,7	387	5	268	38	81	174
21- BL31b	51,44	14,55	10,03	0,15	5,80	8,21	3,87	0,60	2,16	0,36	2,54	99,71	176	1,2	38	299	60	20	13	160	19	34,5	384	6	330	38	85	179
22- BL31c	69,50	15,10	3,25	0,05	1,04	1,56	4,44	2,86	0,40	0,14	1,39	99,73	592	1,1	9	93	22	23	6	54	93	6,0	326	19	44	13	39	185
23- RH5	53,94	15,46	7,14	0,12	2,37	4,37	6,69	0,36	1,16	0,39	7,78	99,78	121	0,8	17	120	31	15	<5	58	12	13,6	252	10	88	22	121	251
24- RH6	54,25	15,26	7,03	0,12	3,80	4,19	5,57	0,28	1,14	0,40	7,72	99,76	198	1,0	19	102	34	16	<5	65	9	13,6	502	8	86	21	70	247
25- B12	54,47	15,91	7,51	0,15	3,18	3,54	4,08	0,61	1,20	0,40	8,66	99,71	181	1,1	20	127	32	17	<5	57	11	13,8	437	8	93	22	128	259
26- T11	65,22	14,71	4,26	0,08	1,86	2,34	3,62	2,25	0,52	0,17	4,70	99,73	515	1,1	7	71	7	8	<5	20	84	7,6	220	9	55	17	65	233
27- T5	54,14	16,39	8,19	0,10	4,91	3,67	6,19	0,65	1,23	0,86	3,44	99,77	98	1,1	15	20	14	15	<5	61	12	15,1	581	13	157	31	59	233
28- T9	54,79	13,26	4,32	0,07	4,51	5,66	3,57	1,89	0,60	0,26	10,30	99,23	523	2,1	15	259	12	8	<5	152	61	11,8	201	7	80	17	41	117
29- C61a	68,30	14,64	3,91	0,03	0,76	1,41	2,75	6,12	0,55	0,17	1,05	99,69	688	1,5	6	76	36	21	<5	34	216	8,6	164	25	37	39	46	424
30- C61b	66,67	15,03	4,34	0,08	0,81	1,76	3,50	4,91	0,56	0,15	0,67	98,48	694	2,0	<5	45	9	27	18	6	215	8,1	157	34	45	35	87	485
31- Tm1	69,62	14,94	3,27	0,04	0,56	1,31	3,44	5,29	0,46	0,10	0,68	99,71	641	2,4	<5	55	8	23	17	8	257	6,3	112	46	34	32	56	424
32- Tm4	68,92	14,83	3,97	0,05	0,65	1,56	3,22	5,14	0,52	0,14	0,71	99,71	689	2,5	<5	80	18	24	16	31	218	7,9	135	36	39	38	52	442
33- BA7a	69,39	15,41	2,84	0,03	0,93	2,00	3,75	3,72	0,39	0,14	1,06	99,66	776	1,6	<5	134	8	12	<5	11	159	6,0	386	10	34	13	123	136
34- BA2b	73,84	13,83	1,36	0,02	0,54	1,20	3,45	4,19	0,20	0,08	1,01	99,72	556	2,7	<5	112	9	14	<5	9	175	3,7	257	8	19	14	55	68
35- BA3	73,93	13,73	1,60	0,03	0,54	1,18	3,45	4,14	0,20	0,08	0,87	99,75	554	2,5	<5	304	9	10	<5	10	172	3,7	256	6	21	14	51	70
36- BA7	69,64	15,33	2,83	0,04	0,97	2,15	3,70	3,54	0,40	0,12	0,96	99,68	775	2,2	<5	126	11	16	<5	9	147	6,0	393	14	44	11	41	125
37- BA18	73,78	14,85	2,62	0,03	0,48	0,17	2,52	3,06	0,24	0,11	1,88	99,74	663	2,4	6	69	5	19	<5	32	172	3,0	82	15	22	8	151	111
38- BA19	74,54	15,23	1,02	Traces	0,48	0,13	3,40	2,90	0,25	0,07	1,74	99,76	650	2,2	<5	48	<5	18	<5	<5	158	2,9	290	15	22	7	26	110

Tableau 9 : Analyses géochimiques (majeurs en % et traces en ppm) des roches magmatiques du plateau du Ment (Maroc central hercynien)

- 1 à 11 = Dolérites anté à syn-tectonique
- 12 à 16 = Basaltes (Laves en coussins et serpentinite)
- 17 à 22 = Lamprophyres
- 23 à 25 = Dolérites tardives
- 26 à 32 = Enclaves basiques
- 33 à 38 = Complexe granitique de Moulkay Bou Azza

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO2	36,60	36,38	36,68	37,22	37,82	37,14	37,44	37,15	37,57	37,05	38,47	37,15	36,98	37,02	37,48	36,82	36,39	36,78	36,60	37,19	36,91	37,03	36,76	37,37	37,13	36,77
Al2O3	17,60	17,41	17,73	18,24	18,80	18,98	18,22	18,31	17,86	18,45	17,83	18,57	18,63	18,67	18,35	18,31	18,34	17,64	18,59	18,50	18,71	18,45	18,29	18,69	18,45	18,74
TiO2	4,07	4,22	3,73	3,93	3,85	3,76	4,13	3,82	4,16	3,88	4,22	4,08	4,16	3,12	3,92	3,38	3,86	4,18	3,60	3,66	3,56	3,86	3,43	3,91	3,75	3,72
FeO	16,90	16,91	17,46	17,33	15,85	17,26	17,59	17,21	17,18	17,44	16,71	17,58	17,11	17,29	17,91	19,52	17,49	16,79	16,18	18,17	17,25	17,14	18,33	17,63	17,82	17,89
MgO	8,83	8,56	9,07	8,76	9,42	8,99	8,72	8,86	8,96	8,86	9,22	8,93	8,99	9,13	9,28	8,01	9,06	9,00	9,47	9,06	9,31	9,09	9,33	9,03	9,12	8,87
MnO	0,39	0,31	0,41	0,12	0,51	0,32	0,29	0,38	0,40	0,32	0,24	0,32	0,32	0,32	0,32	0,76	0,20	0,43	0,00	0,38	0,43	1,47	0,33	0,37	0,43	0,49
CaO	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	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,19	0,00	0,02	0,00	0,00
Na2O	0,16	0,27	0,14	0,14	0,18	0,15	0,08	0,07	0,12	0,07	0,22	0,11	0,23	0,23	0,18	0,08	0,18	0,07	0,15	0,19	0,09	0,11	0,07	0,13	0,12	0,09
K2O	9,39	8,64	9,66	9,52	9,44	9,32	9,18	9,74	9,57	9,84	9,44	9,13	9,27	9,62	9,59	9,67	9,39	9,47	9,48	9,76	9,52	9,69	9,85	10,05	1,06	9,95
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,02	0,00	0,00	0,07	0,05	0,12	0,00	0,15	0,00	0,00	0,03	0,01	0,02	0,00	0,08	0,00	0,07	0,90	0,09
Cr2O3	0,00	0,01	0,00	0,08	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01
Total	93,94	92,71	94,88	95,34	95,87	95,92	95,87	95,56	95,82	95,91	96,42	95,92	95,86	95,40	97,23	96,58	94,91	94,39	94,08	96,93	95,81	97,11	96,42	97,27	88,78	96,62
FE	2,155	2,178	2,214	2,176	1,962	2,150	2,196	2,159	2,147	2,183	2,064	2,193	2,135	2,172	2,214	2,455	2,196	2,131	2,048	2,258	2,158	2,128	2,296	2,180	2,206	2,233
NA	0,048	0,082	0,040	0,042	0,051	0,042	0,022	0,021	0,036	0,020	0,062	0,031	0,066	0,067	0,051	0,024	0,053	0,021	0,045	0,055	0,025	0,032	0,021	0,038	0,036	0,026
K	1,828	1,697	1,868	1,822	1,782	1,771	1,748	1,864	1,824	1,878	1,777	1,737	1,764	1,844	1,809	1,855	1,799	1,832	1,831	1,850	1,815	1,835	1,882	1,876	1,899	1,894
SI	5,583	5,603	5,562	5,587	5,600	5,532	5,588	5,574	5,613	5,547	5,679	5,540	5,518	5,562	5,539	5,538	5,543	5,581	5,540	5,527	5,520	5,498	5,504	5,526	5,495	5,488
MN	0,050	0,041	0,053	0,016	0,064	0,041	0,037	0,048	0,050	0,041	0,030	0,041	0,040	0,041	0,040	0,097	0,025	0,055	0,000	0,048	0,055	0,185	0,042	0,046	0,054	0,062
CA	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,030	0,000	0,003	0,000	0,000
NI	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,014	0,002	0,000	0,000	0,008	0,006	0,014	0,000	0,018	0,000	0,000	0,004	0,002	0,003	0,000	0,010	0,000	0,008	0,107	0,011
AL	3,165	3,160	3,168	3,227	3,281	3,332	3,205	3,237	3,144	0,256	3,102	3,263	3,276	3,305	3,197	3,245	3,244	3,155	3,317	3,240	3,298	3,229	3,228	3,257	3,219	3,297
TI	0,467	0,489	0,426	0,444	0,429	0,421	0,463	0,431	0,467	0,436	0,469	0,458	0,467	0,353	0,435	0,382	0,436	0,477	0,409	0,409	0,401	0,431	0,387	0,435	0,417	0,418
CR	0,000	0,001	0,000	0,010	0,000	0,000	0,012	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,004	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,004	0,000	0,000	0,001
MG	2,009	1,966	2,051	1,959	2,079	1,996	1,939	1,982	1,996	1,976	2,028	1,985	2,000	2,044	2,043	1,795	2,027	2,036	2,138	2,006	2,075	2,011	2,082	1,989	2,012	1,973
	15,304	15,216	15,381	15,282	15,246	15,286	15,224	15,318	15,277	15,337	15,220	15,254	15,288	15,387	15,354	15,394	15,324	15,291	12,329	12,396	15,348	15,389	15,444	15,377	15,445	15,404
FM	0,523	0,530	0,525	0,528	0,494	0,523	0,535	0,527	0,524	0,530	0,508	0,530	0,521	0,520	0,525	0,587	0,523	0,513	0,489	0,535	0,516	0,535	0,529	0,528	0,529	0,538
Al IV	2,417	2,397	2,439	2,416	2,4	2,468	2,412	2,426	2,388	2,453	2,321	2,46	2,482	2,439	2,461	2,462	2,457	2,419	2,46	2,473	2,481	2,502	2,496	2,474	2,505	2,512
Al VI	0,748	0,763	0,73	0,814	0,881	0,865	0,793	0,811	0,757	0,802	0,781	0,642	0,794	0,866	0,736	0,783	0,788	0,736	0,857	0,767	0,817	0,727	0,732	0,783	0,714	0,785
% Mg	37,34	36,43	37,83	36,34	38,8	36,75	35,96	36,82	37,19	36,61	37,97	37,61	37,06	37,61	37,64	33,14	37,22	37,85	39,21	36,88	38,07	37,97	37,88	36,93	37,61	36,47

Tableau 10 : Analyses à la microsonde des biotites du massif granitique de Moulay Bou Azza (ce travail). La formule structurale est calculée sur la base de 22(O)

	Individus dispersés				Plagioclase zoné											
	1	2	3	5	6	7	8	9	10	11	12	13	15	16	17	
SiO2	63,45	63,11	62,59	69,79	62,84	61,03	61,41	61,52	60,35	61,55	58,29	59,63	60,61	61,27	61,06	
Al2O3	24,25	24,12	24,75	19,35	24,20	24,38	24,87	25,22	24,89	24,50	26,49	25,81	25,41	25,00	24,26	
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,05	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,01	
FeO	0,05	0,02	0,07	0,00	0,02	0,00	1,11	0,10	0,03	0,00	0,04	0,00	0,00	0,06	0,00	
MgO	0,01	0,02	0,00	0,05	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,01	
MnO	0,00	0,03	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,29	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,11	0,00	
CaO	5,22	5,35	5,91	0,00	4,71	5,70	6,13	6,34	6,57	5,77	7,89	7,45	6,82	6,56	6,00	
Na2O	8,05	7,89	7,70	10,92	7,87	7,40	7,80	7,52	7,30	7,35	6,64	6,41	7,15	7,61	7,85	
K2O	0,22	0,35	0,34	0,06	0,26	0,30	0,62	0,44	0,30	0,48	0,26	0,07	0,31	0,45	0,33	
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,05	0,09	0,00	0,00	0,00	
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,08	0,05	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	
Total	101,24	100,89	101,41	100,31	99,98	98,83	101,99	101,53	99,43	99,64	99,70	99,51	100,41	101,10	99,59	
FE	0,002	0,001	0,003	0,000	0,001	0,000	0,041	0,004	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	
NA	0,681	0,971	0,653	0,917	0,973	0,643	0,664	0,640	0,632	0,633	0,576	0,555	0,614	0,649	0,679	
K	0,012	0,020	0,019	0,004	0,015	0,017	0,035	0,024	0,017	0,027	0,015	0,004	0,017	0,025	0,019	
SI	2,768	2,766	2,735	3,023	2,771	2,733	2,695	2,698	2,697	2,735	2,611	2,661	2,684	2,699	2,723	
MN	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,004	0,000	
CA	0,244	0,251	0,277	0,000	0,223	0,274	0,288	0,298	0,314	0,275	0,379	0,356	0,324	0,310	0,287	
NI	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,002	0,003	0,000	0,000	0,000	
AL	1,247	1,246	1,275	0,988	1,258	1,286	1,286	1,304	1,311	1,283	1,399	1,358	1,326	1,298	1,275	
TI	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	
CR	0,000	0,000	0,000	0,003	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	
MG	0,000	0,001	0,000	0,003	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000	0,001	

Tableau 11 : Analyses à la microsonde des plagioclases du massif granitique de Moulay Bouazza (ce travail). La formule structurale est calculée sur la base de 8(O)

	AM 283	AM 329A	AM 331	AM 334	AM 266	AM 330	AM332	AM295A
SiO2	37,60	38,20	35,70	38,30	37,60	35,90	35,50	36,90
TiO2	3,20	2,90	2,75	3,05	3,25	3,10	2,75	2,75
Al2O3	16,60	16,20	17,00	17,40	16,80	18,00	19,70	19,70
Fe2O3	3,82	7,88	9,32	6,68	7,04	6,61	6,98	11,46
FeO	15,93	12,45	11,87	12,45	13,03	14,77	12,45	11,30
MnO	0,34	0,34	0,33	0,32	0,34	0,44	0,55	0,55
MgO	10,00	10,10	9,85	9,50	10,00	9,50	8,50	6,00
Na2O	0,30	0,37	0,29	0,43	0,23	0,29	0,26	0,24
K2O	8,90	8,85	8,45	8,65	8,85	8,80	8,35	8,55
H2O+	1,98	1,98	2,78	2,64	1,96	2,30	3,44	2,64
H2O-	0,16	0,30	0,26	0,14	0,23	0,36	0,44	0,48
Total	99,53	100,37	99,20	100,11	100,03	100,67	99,32	100,77
Si	5,801	5,826	5,460	5,756	5,745	5,497	5,353	5,561
Al	2,199	2,174	2,540	2,244	2,255	2,503	2,647	2,439
Al	0,817	0,734	0,562	0,824	0,769	0,732	0,843	1,052
Ti	0,370	0,329	0,312	0,342	0,376	0,358	0,307	0,307
Fe3+	0,444	0,896	1,064	0,756	0,806	0,754	0,796	1,302
Fe2+	2,045	1,582	1,514	1,560	1,659	1,884	1,564	1,420
Mg	2,313	2,305	2,258	2,147	2,290	2,178	1,917	1,356
Mn	0,046	0,046	0,045	0,045	0,046	0,055	0,054	0,072
Ca	0,120	0,128	0,100	0,090	0,119	0,101	0,063	0,036
Na	0,092	0,110	0,092	0,126	0,073	0,092	0,072	0,072
K	1,758	1,719	1,652	1,660	1,723	1,728	1,610	1,646
CH	2,035	2,012	2,827	2,652	1,998	2,353	3,454	2,659

Tableau 12 : Analyses des biotites du granodiorite des Zaër (GUILLANI, 1982).
La formule structurale est calculée sur la base de 22(O)

	G1	G2	G3	G4
SiO2	35,76	36,06	35,68	35,67
TiO2	3,51	2,65	3,39	3,51
Al2O3	16,33	15,89	15,36	15,69
FeOT	21,28	20,22	20,48	19,91
MnO	0,32	0,69	0,56	0,55
MgO	9,11	10,23	9,74	9,64
CaO	0,00	0,10	0,00	0,00
Na2O	0,00	0,15	0,06	0,06
K2O	10,30	10,72	10,20	10,21
Cr2O3	0,35	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,21	0,00	0,00
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	97,60	96,92	95,47	95,19
K	1,997	2,986	2,012	2,018
Na	0,000	0,044	0,018	0,018
Ca	0,000	0,016	0,000	0,000
Si	5,434	5,501	5,516	5,507
Aliv	2,566	2,499	2,484	2,493
Alvi	0,359	0,359	0,316	0,366
Fe	2,704	2,580	2,648	2,574
Mg	2,063	2,326	2,244	2,221
Mn	0,041	0,089	0,073	0,072
Ti	0,401	0,304	0,394	0,408
Ni	0,000	0,026	0,000	0,000
Zn	0,072	0,000	0,000	0,000
Cr	0,042	0,000	0,000	0,000

Tableau13: Analyses à la microsonde des biotites du granodiorite des Zaër (GUILLANI, 1982).
La formule structurale est calculée sur la base de 22(O).

N°	OB28	OB29	OB32	OB33	OB36	OB38	OB10
SiO ₂	36,4	35,9	35,87	34,9	34,42	35,88	35,56
TiO ₂	2,54	2,31	4,23	3,13	3,06	3,96	2,86
Al ₂ O ₃	19,64	20,39	19,12	20,28	21,06	20,41	20,02
FeO	20,98	21,38	20,35	22,44	22,7	22,3	21,6
MnO	0,22	0,09	0,33	0,44	0,39	0,36	0,26
MgO	4,73	4,96	4,67	4,59	4,36	4,28	4,83
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,18
Na ₂ O	0,08	0,18	0,13	0,06	0,03	0,08	0,07
K ₂ O	8,69	8,65	9,3	9,28	7,98	9,09	8,72
F	0,89	0,91	0,9	0,37	0,36	0,53	0,96
Total	94,17	94,77	94,90	95,49	94,39	96,89	95,06
O=F	0,37	0,38	0,38	0,16	0,15	0,22	0,40
Total corrigé	93,80	94,39	94,52	95,33	94,24	96,67	94,66
Si	2,743	2,692	2,693	2,664	2,641	2,675	2,667
Al _{IV}	1,257	1,308	1,307	1,336	1,359	1,325	1,333
Ti	0,144	0,130	0,239	0,180	0,177	0,222	0,161
Al _{VI}	0,488	0,495	0,386	0,490	0,546	0,469	0,437
Fe	1,322	1,341	1,278	1,433	1,457	1,391	1,355
Mn	0,014	0,006	0,021	0,028	0,025	0,023	0,017
Mg	0,531	0,554	0,523	0,522	0,499	0,476	0,540
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,014
Na	0,012	0,026	0,019	0,009	0,004	0,012	0,010
K	0,835	0,828	0,891	0,904	0,781	0,865	0,834
F	0,212	0,216	0,214	0,089	0,087	0,125	0,228

Tableau 14 : Analyses à la microsonde des biotites du faciès principal d'Oulmès.
La formule structurale est calculée sur la base de 12 (O, OH, F).

N°	8B1	9B2	10B3	1B4	4B5	5B6	6B7	7B8	8B9	9B10
SiO2	34,43	34,72	34,93	35,94	35,46	36,17	35,53	35,84	36,13	34,79
TiO2	3,77	3,58	4,29	4,49	4,26	3,84	4,42	3,8	4,16	3,35
Al2O3	16,46	16,18	16,48	16,78	16,6	17,22	16,65	17,09	17,87	17,87
FeO	25,7	24,81	23,09	23,18	23,22	23,44	24,32	23,48	23,79	24,49
MnO	0,53	0,61	0,33	0,48	0,35	0,47	0,46	0,41	0,21	0,41
MgO	6,22	6	6,05	5,92	5,9	0,39	6,06	6,28	6,13	5,97
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0,1	0
Na2O	0,2	0,3	0,24	0,27	0,24	0,23	0,2	0,2	0,18	0,25
K2O	8,8	8,86	8,74	9,05	9,41	9,21	9,26	9,45	9,21	9,31
F	0	0	0	0,53	0,32	0,57	0,78	0,53	0,58	0,4
Total	96,11	95,06	94,15	96,64	95,76	91,54	97,68	97,08	98,36	96,84
O=F	0,00	0,00	0,00	0,22	0,13	0,24	0,33	0,22	0,24	0,17
Total cc	96,11	95,06	94,15	96,42	95,63	91,30	97,35	96,86	98,12	96,67
Si	2,693	2,736	2,747	2,718	2,729	2,884	2,664	2,706	2,681	2,657
Al4	1,307	1,264	1,253	1,282	1,271	1,116	1,336	1,294	1,319	1,343
Ti	0,222	0,212	0,254	0,255	0,247	0,230	0,249	0,216	0,232	0,192
Al6	0,210	0,239	0,275	0,214	0,235	0,503	0,136	0,227	0,244	0,266
Fe	1,681	1,635	1,519	1,466	1,494	1,563	1,525	1,483	1,476	1,564
Mn	0,035	0,041	0,022	0,031	0,023	0,032	0,029	0,026	0,013	0,027
Mg	0,725	0,705	0,709	0,667	0,677	0,046	0,677	0,707	0,678	0,680
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000
Na	0,030	0,046	0,037	0,040	0,036	0,036	0,029	0,029	0,026	0,037
K	0,878	0,891	0,877	0,873	0,924	0,937	0,886	0,910	0,872	0,907
F	0,000	0,000	0,000	0,127	0,078	0,144	0,185	0,127	0,136	0,097

Tableau 15 : Analyses à la microsonde des biotites du granites porphyroïde du Ment.
La formule structurale est calculée sur la base de 12 (O, OH, F).

	AM302	AM302	AM302	AM302	AM302	AM304	AM304	AM304	AM304	AM304	AM422	AM422	AM422	AM422	AM422	AM445	AM445	AM445	AM445	AM445
	1026	2002	2003	1004	1005	1001	1003	2004	2006	2007	1029	1030	1031	2032	2033	1036	1037	2038	1041	1042
SiO2	36,69	36,29	37,05	36,29	36,50	36,35	35,79	37,24	36,69	39,18	36,35	37,50	36,63	37,50	37,17	37,18	36,38	35,37	38,93	37,06
Al2O3	3,88	3,50	3,61	3,80	3,88	3,86	3,07	2,76	4,59	2,55	1,99	2,43	2,36	2,18	1,96	2,40	2,35	2,36	2,60	1,99
FeO	15,71	14,90	14,48	15,67	15,33	15,32	16,13	15,70	15,22	13,76	17,23	17,15	16,23	16,41	16,97	17,36	18,14	18,31	15,41	17,18
MnO	21,42	21,04	20,52	20,32	19,99	18,81	19,61	18,07	18,53	17,80	18,07	18,21	17,68	18,00	17,92	18,59	19,27	19,77	17,60	17,22
MgO	0,27	0,03	0,14	0,24	0,13	0,09	0,00	0,21	0,17	0,15	0,00	0,27	0,06	0,22	0,23	0,44	0,40	0,50	0,09	0,30
CaO	9,76	9,84	9,78	9,80	9,84	10,73	11,07	11,87	10,55	12,49	11,43	10,66	10,66	10,64	11,07	9,54	9,14	9,05	12,62	11,14
Na2O	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,62	0,00	0,00	0,08	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
K2O	6,28	10,48	10,29	10,25	10,14	9,68	8,89	9,63	9,37	9,63	7,70	9,08	9,12	8,88	8,82	9,07	9,10	9,32	8,38	8,48
TiO2	0,10	0,00	0,11	0,08	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,23	0,05	0,01	0,07	0,01	0,09	0,04	0,00	0,07	0,18	0,07
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,10	0,00	0,05	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,06	0,15	0,00	0,00
Cl	0,04	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,01	0,12	0,23	0,00	0,00	0,00	0,20	0,06	0,00	0,00
Total	96,19	96,08	96,09	96,45	95,37	94,35	94,56	95,64	95,22	95,81	94,06	95,43	93,04	93,93	94,27	94,63	95,04	94,96	95,81	93,44
K	1,601	2,055	2,009	1,992	1,977	1,892	1,741	1,854	1,818	1,848	1,489	1,741	1,799	1,729	1,710	1,760	1,767	1,825	1,588	1,650
NA	0,029	0,000	0,033	0,024	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000	0,067	0,015	0,003	0,021	0,003	0,027	0,012	0,000	0,021	0,052	0,021
CA	0,006	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,110	0,000	0,000	0,013	0,007	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	1,637	2,055	2,042	2,016	1,979	1,892	1,741	1,863	1,818	1,915	1,614	1,744	1,320	1,745	1,743	1,773	1,767	1,346	1,639	1,671
Si	5,561	5,577	5,670	5,528	5,578	5,569	5,495	5,621	5,578	5,882	5,585	5,637	5,663	5,723	5,650	5,655	5,537	5,428	5,781	5,653
ALiv	2,439	2,423	2,330	2,472	2,422	2,431	2,505	2,379	2,422	2,118	2,415	2,363	2,337	2,277	2,350	2,345	2,463	2,572	2,219	2,347
Total	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
ALvi	0,369	0,276	0,283	0,342	0,340	0,336	0,415	0,415	0,307	0,318	0,664	0,676	0,621	0,675	0,691	0,768	0,791	0,741	0,479	0,742
Fe2+	2,715	2,704	2,626	2,589	2,555	2,410	2,518	2,281	2,356	2,235	2,290	2,289	2,286	2,297	2,278	2,365	2,453	2,537	2,186	2,197
Mn	2,205	2,254	2,231	2,225	2,241	2,450	2,533	2,670	2,391	2,795	2,582	2,388	2,456	2,420	2,508	2,163	2,073	2,070	2,793	2,532
Mg	0,035	0,004	0,018	0,031	0,023	0,012	0,000	0,027	0,022	0,019	0,000	0,034	0,008	0,028	0,030	0,057	0,052	0,065	0,011	0,039
Ti	0,442	0,404	0,416	0,435	0,446	0,445	0,354	0,313	0,525	0,288	0,227	0,275	0,274	0,250	0,224	0,275	0,269	0,272	0,290	0,223
Ca	0,005	0,000	0,014	0,000	0,000	0,000	0,000	0,016	0,000	0,000	0,001	0,015	0,029	0,000	0,000	0,000	0,024	0,007	0,000	0,000
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,016	0,006	0,000	0,013	0,021	0,000	0,000	0,000	0,000	0,011	0,000	0,000	0,000
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,012	0,000	0,006	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,007	0,018	0,000	0,000
% parage	5,771	5,642	5,587	5,622	5,605	5,654	5,820	5,722	5,612	5,654	5,770	5,676	5,674	5,672	5,730	5,626	5,669	5,711	5,760	5,739

Tableau 16 : Analyse à la microsonde des biotites du faciès principal de Aouam (CHEILLETZ, 1984). La formule structurale est calculée sur la base de 22(O).

	A						B			
	BA 7a	BA 7	M2	M6	M56'	M57	BA 2b	BA 3	BA 18	BA 19
SiO2	69,39	69,64	70,40	74,40	70,80	68,50	73,84	73,93	73,78	74,54
Al2O3	15,41	15,33	15,45	14,00	15,35	17,35	13,83	13,73	14,85	15,23
Fe2O3	2,83	2,83	1,67	1,42	1,85	1,88	1,36	1,60	2,62	1,02
MnO	0,03	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,02	0,03	0,03	Traces
MgO	0,93	0,96	1,03	0,73	1,09	0,79	0,54	0,54	0,48	0,48
CaO	2,00	2,15	1,28	0,49	1,98	1,53	1,20	1,18	0,17	0,13
Na2O	3,75	3,70	3,59	3,23	3,76	4,04	3,45	3,45	2,52	3,40
K2O	3,72	3,54	3,88	3,28	3,91	3,89	4,19	4,14	3,06	2,90
TiO2	0,39	0,40	0,37	0,43	0,37	0,39	0,20	0,20	0,24	0,25
P2O5	0,14	0,12					0,08	0,08	0,11	0,07
P.F.	1,06	0,96	1,59	2,11	0,99	1,44	1,01	0,87	1,88	1,74
Total	99,65	99,67	99,20	100,03	100,03	99,46	99,72	99,75	99,74	99,76
Ba	776	775					556	554	663	650
Be	1,6	2,2					2,7	2,5	2,4	2,2
Co	< 5	< 5					< 5	< 5	6	< 5
Cr	134	126					112	304	69	48
Cu	8	11					9	9	5	< 5
Ga	12	16					14	10	19	18
Nb	< 5	< 5					< 5	< 5	< 5	< 5
Ni	11	9					9	10	32	< 5
Rb	159	147					175	172	172	158
Sc	6	6					3,7	3,7	3	2,9
Sr	386	393					257	256	82	290
Th	10	14					8	6	15	15
V	34	44					19	21	22	22
Y	13	11					14	14	8	7
Zn	123	41					55	51	151	26
Zr	136	125					68	70	111	110

Tableau 17 : Analyse chimiques des magmatites de Moulay Bou Azza. A= massif granitique principal; B= filons de leucogranite BA= analyses BOUSHABA & al. 1994; M= analyses MAHMOOD & BENNANI (1983).

Elements en ppm	BA 7a	MT 81	JB 9B	JB 9	JB23	JB35
La	29,96	42,29	21,89	19,53	16,11	32,84
Ce	59,73	96,52	41,16	36,90	33,57	66,51
Nd	20,72	39,59	16,41	14,81	14,27	26,72
Sm	4,67	8,73	3,15	2,89	3,13	4,86
Eu	1,1	1,33	0,65	0,57	0,54	0,96
Gd	3,58	6,36	2,47	2,27	2,16	3,68
Dy	2,32	6,43	1,78	1,66	1,18	2,87
Er	1,16	3,50	0,87	0,79	0,49	1,59
Yb	1,16	4,16	0,76	0,70	0,44	1,47
Lu	0,2	0,58	0,14	0,12	0,08	0,24
Y	13,69	46,71	23	29	nd	
La/Yb	25,83	10,17	28,80	27,90	36,61	22,34
REE (sans Y)	124,6	209,49	89,18	80,24	71,97	141,74
La/Sm	6,4	4,8	6,9	6,8	5,1	6,8
Gd/Yb	3,1	1,5	3,25	3,2	4,9	2,5

Tableau 18 : Analyse des terres rares des divers granitoides à biotite du Maroc central: les analyses BA7a de Moulay Bou Azza (BOUSHABA et al., 1994) et MT81 du Ment (BOUSHABA, 1990); JB9B et JB9 d'El Hamam, JB 23 d'Oulmès et JB35 de Auam sont tirées de JEBRAK (1984).

ANNEXE IV

Analyses à la microsonde des principaux minéraux d'altération hydrothermale associé au massif granitique du Ment :

1. Muscovite
2. Chlorite
3. Feldspath potassique
4. Plagioclase
5. Tourmaline
6. Minéralisations (loëllingite, bismuth natif, sulfures à bismuth et argent, mispickel, pyrite, chalcopyrite, covéllite et scorodite)

N°	22Mu1	24Mu2	73Mu4	72Mu3	11Mu1	14Mu2	15Mu3
SiO ₂	45,91	45,51	45,07	44,42	45,02	46,28	46,69
TiO ₂	0,04	0,02	0	0,29	0,32	0,81	1,47
Al ₂ O ₃	34,22	34,24	36,1	33,18	31,15	32,02	30,28
FeO	2,6	2,29	1,67	3,18	4,74	4,53	4,46
MnO	0,64	0,61	0,17	0,63	0,08	0,06	0,08
MgO	0,04	0	0	0,16	1,37	1,05	1,27
CaO	0	0	0	0	0	0	0
Na ₂ O	0,5	0,49	0,6	0,26	0,67	0,21	0,13
K ₂ O	10,49	10,5	10,12	10,46	9,76	10,42	10,71
F	0	0	0	0	1,17	0,19	0,61
Total	94,44	93,66	93,73	92,58	94,28	95,57	95,70
O=F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,49	0,08	0,26
Total corrigé	94,44	93,66	93,73	92,58	93,79	95,49	95,44
Si	3,111	3,105	3,050	3,087	3,018	3,113	3,119
Al ₄	0,889	0,895	0,950	0,913	0,982	0,887	0,881
Ti	0,002	0,001	0,000	0,015	0,016	0,041	0,074
Al ₆	1,844	1,860	1,930	1,805	1,479	1,651	1,503
Fe	0,147	0,131	0,095	0,185	0,266	0,255	0,249
Mn	0,037	0,035	0,010	0,037	0,005	0,003	0,005
Mg	0,004	0,000	0,000	0,017	0,137	0,105	0,126
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,066	0,065	0,079	0,035	0,087	0,027	0,017
K	0,907	0,914	0,874	0,927	0,835	0,894	0,913
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,248	0,040	0,129

Tableau 19 : Analyses à la microsonde des muscovites du granite porphyroïde rééquilibré (A), et de leucogranite à zinnwaldite-topaze (B).
La formule structurale est calculée sur la base de 12 (O, OH, F).

N°	3Ph2	1Ph3	30Ph6	34Ph7	25Mu4	29Mu5	47Mu8	70Mu9
SiO2	44,81	44,25	46,12	42,15	46,01	46,28	45,92	44,71
TiO2	0,00	0,00	0,21	0,50	0,01	0,00	0,00	0,00
Al2O3	31,99	30,00	30,35	27,67	34,83	36,87	34,83	33,79
FeO	7,12	7,47	7,18	12,53	2,44	1,88	2,20	3,10
MnO	0,44	0,41	0,34	0,52	0,14	0,14	0,00	0,13
MgO	1,65	1,11	0,44	0,30	0,06	0,02	0,72	0,53
CaO	0,45	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,10
Na2O	0,11	0,13	0,11	0,17	0,45	0,70	0,56	0,83
K2O	7,53	8,00	10,65	9,17	10,34	10,31	10,27	9,23
F	0,62	0,89	0,54	0,38	0,15	0,95	0,57	0,00
Total	94,72	92,29	95,94	93,39	94,43	97,16	95,07	92,42
O=F	0,26	0,37	0,23	0,16	0,06	0,40	0,24	0,00
Total cal	94,46	91,92	95,71	93,23	94,37	96,76	94,83	92,42
Si	3,018	3,056	3,119	3,027	3,093	2,973	3,040	3,084
Al4	0,982	0,944	0,881	0,973	0,907	1,027	0,960	0,916
Ti	0,000	0,000	0,011	0,027	0,001	0,000	0,000	0,000
Al6	1,559	1,498	1,539	1,370	1,854	1,765	1,759	1,832
Fe	0,401	0,431	0,406	0,753	0,137	0,101	0,122	0,179
Mn	0,025	0,024	0,019	0,032	0,008	0,008	0,000	0,008
Mg	0,166	0,114	0,044	0,032	0,006	0,002	0,071	0,054
Ca	0,032	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,007
Na	0,014	0,017	0,014	0,024	0,059	0,087	0,072	0,111
K	0,647	0,705	0,919	0,840	0,887	0,845	0,867	0,812
F	0,132	0,194	0,116	0,086	0,032	0,193	0,119	0,000

Tableau 20 : Analyses à la microsonde des illites et muscovites du granite non porphyroïde. La formule structurale est calculée sur la base de 12 (O, OH, F).

	34MU8	35MU9	36MU10	37MU11	38MU12	39MU13	40MU14	52MU4	53MU5
SiO ₂	45,61	45,47	44,99	44,66	45,37	45,91	46,28	47,08	47,71
Al ₂ O ₃	38,18	34,36	34,36	34,18	36,60	35,75	36,19	32,17	32,80
FeO	1,15	3,43	3,60	2,35	1,64	1,12	1,14	4,01	3,25
MnO	0,30	0,00	0,00	0,00	0,17	0,35	0,05	0,06	0,05
MgO	0,03	0,10	0,04	0,20	0,02	0,00	0,09	1,16	1,21
CaO	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,51	0,56	0,44	0,50	0,56	0,43	0,52	0,25	0,17
K ₂ O	10,41	10,28	10,52	10,27	10,30	10,22	10,18	10,71	10,77
TiO ₂	0,09	0,17	0,00	0,00	0,00	0,02	0,05	0,37	0,17
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,52	0,21
Total	96,28	94,40	93,95	92,16	94,66	93,80	94,50	96,33	96,34
Si	6,00	6,18	6,15	6,18	6,08	6,19	6,18	6,33	6,35
Al _{IV}	2,00	1,83	1,85	1,82	1,92	1,81	1,82	1,67	1,65
Al _{VI}	3,92	3,67	3,69	3,75	3,87	3,87	3,88	3,43	3,50
Fe ²⁺	0,13	0,39	0,41	0,27	0,18	0,13	0,13	0,45	0,36
Mn	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,02	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02	0,23	0,24
Ti	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,13	0,15	0,12	0,13	0,15	0,11	0,14	0,07	0,04
K	1,75	1,78	1,83	1,81	1,76	1,76	1,74	1,84	1,83
% Paragonite	6,90	7,60	6,00	6,90	7,60	6,00	7,20	3,40	2,30
% Celadonite	0,10	8,80	7,60	8,90	4,20	9,50	9,10	16,50	17,70
(Al _{VI} -1)+2T	0,96	0,85	0,84	0,88	0,93	0,93	0,94	0,75	0,77

Tableau 21 : Analyses à la microsonde des muscovites des leucogranites fins à deux micas (muscovite et sidérophyllite).
la formule structurale est calculée à base de 22 oxygènes (échantillon Z16).

N°	19Mu10	28Mu11	28Mu12	28Mu13	31Mu14	31Mu15	71Mu16	73Mu17	75Mu18	14Mu8	18Mu9
SiO2	44,95	43,2	43	43,98	44,8	45,1	45,12	45,55	45,19	45,52	45,67
TiO2	0,21	0,1	0,02	0,07	0	0,32	0,03	0,11	0	0,26	0,27
Al2O3	34,27	33,71	32,83	33,39	33,2	30,81	34,32	33,51	34,56	32,33	31,57
FeO	2,86	3,66	4,76	3,34	4,14	4,87	3,42	3,64	2,91	3,47	3,86
MnO	0,04	0,16	0,22	0,31	0,34	0,36	0,24	0,19	0,13	0,18	0,37
MgO	0,25	0,09	0,1	0,09	0,18	0,61	0,09	0,08	0,11	0,39	0,41
CaO	0	0,03	0	0	0	0	0	0	0,02	0	0
Na2O	0,95	0,48	0,65	0,65	0,72	0,4	0,7	0,48	0,97	0,52	0,83
K2O	9,69	8,91	9,47	9,84	9,66	9,61	10,07	10,35	9,75	9,87	9,97
F	0	1,25	0,65	1,72	0,18	2,3	0,87	0,5	1,34	0	0
Total	93,22	91,59	91,7	93,39	93,22	94,38	94,86	94,41	94,98	92,54	92,95
O=F	0,00	0,53	0,27	0,72	0,08	0,97	0,37	0,21	0,56	0,00	0,00
Total vr	93,22	91,06	91,43	92,67	93,14	93,41	94,49	94,20	94,42	92,54	92,95
Si	3,076	2,941	2,991	2,925	3,079	2,955	3,001	3,068	2,963	3,148	3,162
Al4	0,924	1,059	1,009	1,075	0,921	1,045	0,999	0,932	1,037	0,852	0,838
Ti	0,011	0,005	0,001	0,004	0,000	0,016	0,002	0,006	0,000	0,014	0,014
Al6	1,842	1,646	1,683	1,544	1,769	1,335	1,691	1,730	1,635	1,785	1,738
Fe	0,164	0,208	0,277	0,186	0,238	0,267	0,190	0,205	0,160	0,201	0,223
Mn	0,002	0,009	0,013	0,017	0,020	0,020	0,014	0,011	0,007	0,011	0,022
Mg	0,026	0,009	0,010	0,009	0,018	0,060	0,009	0,008	0,011	0,040	0,042
Ca	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Na	0,126	0,063	0,088	0,084	0,096	0,051	0,090	0,063	0,123	0,070	0,111
K	0,846	0,774	0,840	0,835	0,847	0,803	0,854	0,890	0,816	0,871	0,881
F	0,000	0,269	0,143	0,362	0,039	0,477	0,183	0,107	0,278	0,000	0,000

Tableau 22 : Analyses à la microsonde des muscovites du leucogranite grossier à topaze.
La formule structurale est calculée sur la base de 12 (O, OH, F).

Ech.	Z2							Z3							Z4		
	78M	79M	87M	88M	90M	97M	99M	67M	66M	52M	49M	47M	42M	46M	11Mu1	14Mu2	15Mu3
SiO2	45,98	47,56	47,17	47,45	48,05	47,03	47,08	44,21	45,38	47,05	47,46	44,84	44,23	44,66	45,02	46,28	46,69
TiO2	0,28	0,38	0	0	0	0,27	0,11	0	0,08	0,1	0,35	0,46	0,53	0,12	0,32	0,81	1,47
Al2O3	35,97	35,48	33,46	36,37	36,82	34,7	35,92	33,35	37,22	34,37	33,28	30,27	31,73	26,82	31,15	32,02	30,28
FeO	1,29	2,49	2,97	1,48	2,06	2,52	1,37	7,09	1,54	5,64	3,2	6,27	5,04	9,34	4,74	4,53	4,46
MnO	0	0,1	0,01	0	0,02	0,01	0,04	0,07	0,11	0	0,25	0,32	0,35	0,16	0,08	0,06	0,08
MgO	0,43	0,58	0,59	0,38	0,09	0,42	0,31	0,41	0,11	0,11	0,96	1,48	1,56	1,91	1,37	1,05	1,27
CaO	0,04	0	0	0	0,02	0	0,08	0	0	0	0,02	0,02	0	0,06	0	0	0
Na2O	0,48	0,38	0,4	0,43	0,03	0,47	0,49	0,17	0,53	0,13	0,43	0	0,34	0,14	0,67	0,21	0,13
K2O	10,32	10,55	10,25	10,28	10,05	10,03	10,38	9,89	10,38	10,22	9,87	10,27	10,04	7,15	9,76	10,42	10,71
F	0,21	0,65	0,27	0,54	0,57	0,52	0,31	0,02	0,17	0,3	0,56	1,32	1,15	0,37	1,17	0,19	0,61
Total	95	98,17	95,12	96,93	97,71	95,97	96,09	95,21	95,52	97,92	96,38	95,25	94,97	90,73	94,28	95,57	95,7
O-F	0,09	0,27	0,11	0,23	0,24	0,22	0,13	0,01	0,07	0,13	0,24	0,56	0,48	0,16	0,49	0,08	0,26
Total cc	94,91	97,90	95,01	96,70	97,47	95,75	95,96	95,20	95,45	97,79	96,14	94,69	94,49	90,57	93,79	95,49	95,44
Si	3,051	3,048	3,143	3,060	3,068	3,081	3,080	3,029	3,004	3,081	3,107	2,999	2,960	3,185	3,018	3,113	3,119
Al4	0,949	0,952	0,857	0,940	0,932	0,919	0,920	0,971	0,996	0,919	0,893	1,001	1,040	0,815	0,982	0,887	0,881
Ti	0,014	0,018	0,000	0,000	0,000	0,013	0,005	0,000	0,004	0,005	0,017	0,023	0,027	0,006	0,016	0,041	0,074
Al6	1,864	1,728	1,771	1,826	1,841	1,762	1,850	1,722	1,908	1,734	1,676	1,386	1,463	1,440	1,479	1,651	1,503
Fe	0,072	0,133	0,166	0,080	0,110	0,138	0,075	0,406	0,085	0,309	0,175	0,351	0,282	0,557	0,266	0,255	0,249
Mn	0,000	0,005	0,001	0,000	0,001	0,001	0,002	0,004	0,006	0,000	0,014	0,018	0,020	0,010	0,005	0,003	0,005
Mg	0,043	0,055	0,059	0,037	0,009	0,041	0,030	0,042	0,011	0,011	0,094	0,148	0,156	0,203	0,137	0,105	0,126
Ca	0,003	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000
Na	0,062	0,047	0,052	0,054	0,004	0,060	0,062	0,023	0,068	0,017	0,055	0,000	0,044	0,019	0,087	0,027	0,017
K	0,874	0,863	0,871	0,846	0,819	0,838	0,866	0,864	0,877	0,854	0,824	0,876	0,857	0,651	0,835	0,894	0,913
F	0,044	0,132	0,057	0,110	0,115	0,108	0,064	0,004	0,036	0,062	0,116	0,279	0,243	0,083	0,248	0,040	0,129

Tableau 23 : Analyses chimiques à la microsonde des muscovites deutériques (Ms1) des greisens associés au granite porphyroïde du Ment dans l'apophyse d'Ez-Zirari.
La formules structurales calculées sur la base de 12 (O, OH, F)

ANALYSES	A										B			
	B-41	B-42	B-43	B-44	B-47	F-48	F-49	F-50	F-51	F-52	101M	102M	103M	104M
SiO ₂	44,59	44,91	45,02	44,58	44,76	45,14	45,96	45,12	43,99	47,30	47,23	47,03	47,69	46,45
Al ₂ O ₃	34,88	33,31	34,71	33,49	33,75	36,30	36,10	36,09	30,40	34,91	35,37	36,90	36,46	35,46
FeO	2,49	3,83	2,58	3,65	3,53	1,55	1,15	1,79	6,26	1,59	1,66	1,34	1,91	1,69
MnO	0,12	0,32	0,00	0,29	0,04	0,18	0,09	0,12	0,03	0,03	0,00	0,05	0,02	0,10
MgO	0,11	0,03	0,09	0,10	0,06	0,08	0,20	0,07	0,44	0,03	0,04	0,05	0,12	0,05
CaO	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 ₂ O	0,21	0,31	0,56	0,65	0,78	0,48	0,27	0,34	0,25	0,24	0,54	0,40	0,44	0,37
K ₂ O	10,49	10,05	10,13	10,00	9,74	10,20	9,76	10,96	10,18	9,81	10,21	10,51	10,18	9,87
TiO ₂	0,12	0,22	0,10	0,16	0,10	0,00	0,03	0,00	0,77	0,00	0,09	0,20	0,20	0,19
NiO	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,60	0,31	0,52	0,58
Total	93,09	92,98	93,19	92,92	92,76	93,93	93,56	94,49	92,32	93,91	95,74	96,79	97,54	94,76
Si	3,062	3,104	3,080	3,085	3,091	3,047	3,090	3,044	3,115	3,169	6,276	6,165	6,217	6,229
Al (IV)	0,939	0,897	0,920	0,916	0,910	0,954	0,910	0,956	0,886	0,831	1,724	1,835	1,783	1,771
Al (VI)	1,884	1,816	1,878	1,815	1,836	1,934	1,950	1,913	1,651	1,925	3,814	3,865	3,818	3,833
Fe ²⁺	0,143	0,222	0,150	0,211	0,204	0,088	0,065	0,101	0,371	0,089	0,184	0,147	0,208	0,189
Mn	0,070	0,019	0,000	0,017	0,003	0,011	0,050	0,007	0,002	0,002	0,000	0,006	0,002	0,011
Mg	0,013	0,003	0,009	0,011	0,006	0,008	0,020	0,007	0,047	0,003	0,008	0,010	0,023	0,010
Ti	0,006	0,012	0,005	0,009	0,000	0,000	0,001	0,000	0,003	0,000	0,009	0,020	0,020	0,019
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004
Na	0,028	0,042	0,074	0,087	0,105	0,063	0,035	0,045	0,035	0,031	0,139	0,102	0,111	0,096
K	0,919	0,886	0,884	0,883	0,858	0,878	0,837	0,943	0,919	0,838	1,730	1,757	1,692	1,688
(Alvi)+2Ti	0,896	0,839	0,888	0,836	0,836	0,954	0,953	0,913	0,963	0,925	0,920	0,953	0,929	0,946
% Céladonite	6,2	10,4	8,0	8,5	9,1	4,7	9,0	4,4	11,3	16,9	13,8	8,3	10,9	11,5
% paragonite	3,0	4,5	7,7	9,0	10,9	6,7	4,0	4,6	3,7	3,6	7,4	5,5	6,2	5,4

Tableau 24: Analyses à la microsonde des muscovites des greisens (Ms1) associés au leucogranite fin à zinnwaldite et à topaze de l'apophyse d'Ez-Zirari (échantillon N63). La formule structurale est calculée sur la base de 11(O) pour les analyses A et 22(O) pour les analyses B.

	Ms saine (Ms1)					Ms altérée (Ms2)						
	175	176	186	187	191	177	181	184	185	188	189	190
SiO2	47,48	47,12	46,46	46,83	46,25	50,01	49,46	48,47	47,14	48,28	47,94	47,63
Al2O3	35,47	32,85	35,27	35,45	36,02	32,83	31,88	33,12	33,35	30,04	30,22	31,85
TiO2	0,41	0,08	0,23	0,35	0,40	0,25	0,46	0,26	0,40	0,05	0,19	1,59
FeO	1,75	2,54	1,48	1,90	1,77	3,10	2,87	2,45	2,67	5,56	5,35	3,28
MgO	0,58	1,11	0,44	0,46	0,37	0,19	0,15	0,40	0,31	0,72	0,68	0,39
MnO	0,00	0,07	0,00	0,00	0,22	0,10	0,00	0,02	0,00	0,08	0,03	0,08
CaO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,54	0,49	0,41	0,61	0,71	0,00	0,07	0,09	0,05	0,32	0,36	0,04
K2O	10,63	10,05	10,26	10,48	10,56	10,62	10,48	10,48	10,64	10,61	10,57	10,85
NiO	0,00	0,04	0,21	0,02	0,17	0,00	0,09	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
Cr2O3	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	96,88	94,36	94,76	96,10	96,47	97,10	95,46	95,29	94,60	95,66	95,34	95,71
FE	0,191	0,287	0,166	0,210	0,196	0,340	0,319	0,273	0,301	0,630	0,607	0,368
NA	0,138	0,128	0,106	0,157	0,182	0,000	0,018	0,024	0,012	0,083	0,095	0,011
K	1,777	1,728	1,750	1,767	1,779	1,772	1,778	1,778	1,826	1,831	1,828	1,853
SI	6,219	6,351	6,208	6,191	6,108	6,541	6,577	6,450	6,347	6,532	6,502	6,377
MN	0,000	0,008	0,000	0,000	0,025	0,011	0,000	0,002	0,000	0,009	0,004	0,009
CA	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
NI	0,000	0,005	0,023	0,002	0,018	0,000	0,010	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000
AL	5,475	5,129	5,554	5,522	5,607	5,062	4,997	5,194	5,292	4,789	4,830	5,025
TI	0,041	0,009	0,023	0,035	0,040	0,025	0,046	0,026	0,041	0,006	0,020	0,161
CR	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
MG	0,114	0,223	0,088	0,091	0,072	0,037	0,029	0,079	0,062	0,145	0,138	0,078
	13,957	13,958	13,918	13,974	14,028	13,787	13,775	13,826	13,885	14,024	14,024	13,881
FM	0,627	0,569	0,653	0,698	0,754	0,904	0,916	0,777	0,829	0,815	0,815	0,829
Aliv	1,781	1,649	1,792	1,809	1,892	1,459	1,423	1,550	1,653	1,468	1,498	1,623
AlVi	3,694	3,570	3,762	3,713	3,715	3,603	3,574	3,644	3,639	3,321	3,332	3,402
% Céladonite	11	17,6	10,4	9,6	5,4	27,1	28,9	22,5	17,4	26,6	25,1	18,9
% Paragonite	7,2	6,9	5,7	8,2	9,3	0	1	1,3	0,7	43	4,9	9,3

Tableau 25: Analyses à la microsonde (CAMEBAX) des muscovites des greisens associés aux leucogranites fin à deux micas d'Amahroq (échantillon MB7b - 014) . La formule structurale est calculée sur la base de 22(O).

	Ms saine						Ms altérée				
	63	69	71	72	79	80	73	75	76	77	78
SiO2	46,83	46,65	46,56	45,99	44,94	45,80	49,59	49,36	48,17	49,21	46,79
Al2O3	34,30	34,79	34,70	33,96	34,84	34,30	32,23	29,17	30,27	28,87	30,35
TiO2	0,08	0,07	0,31	0,46	0,30	0,29	0,00	0,00	0,02	0,01	0,04
FeO	1,94	1,47	2,00	1,48	2,03	2,02	1,97	2,96	2,63	2,52	3,81
MgO	0,37	0,42	0,48	0,56	0,40	0,58	0,52	1,89	1,52	1,70	0,81
MnO	0,05	0,03	0,00	0,00	0,00	0,15	0,17	0,01	0,19	0,03	0,01
CaO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,18	0,00	0,00	0,02	0,00
Na2O	0,62	0,78	0,74	0,57	0,62	0,79	0,00	0,04	0,05	0,05	0,12
K2O	10,11	10,41	10,08	10,36	10,20	9,95	9,15	10,83	10,45	9,95	10,51
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16	0,00	0,07	0,07	0,15	0,01	0,09
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	94,30	94,62	94,88	93,38	93,49	93,88	94,01	94,33	93,45	92,37	92,53
FE	0,218	0,165	0,224	0,168	0,231	0,229	0,219	0,335	0,300	0,289	0,442
NA	0,162	0,202	0,193	0,150	0,164	0,209	0,000	0,010	0,014	0,013	0,032
K	1,733	1,779	1,719	1,794	1,773	1,719	1,556	1,869	1,818	1,740	1,859
SI	6,294	6,251	6,227	6,247	6,123	6,201	6,613	6,678	6,568	6,742	6,490
MN	0,006	0,003	0,000	0,000	0,000	0,018	0,019	0,001	0,022	0,003	0,001
CA	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,026	0,000	0,000	0,003	0,000
NI	0,000	0,000	0,000	0,000	0,017	0,000	0,007	0,008	0,016	0,001	0,010
AL	5,433	5,493	5,469	5,437	5,596	5,474	5,065	4,652	4,864	4,662	4,962
TI	0,008	0,007	0,031	0,047	0,030	0,029	0,000	0,000	0,002	0,001	0,005
CR	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,014	0,000	0,000	0,000	0,000
MG	0,074	0,085	0,096	0,114	0,081	0,117	0,104	0,382	0,310	0,348	0,168
	13,928	13,985	13,962	13,958	14,016	13,995	13,624	13,935	13,913	13,801	13,969
FM	0,752	0,665	0,701	0,596	0,742	0,677	0,696	0,468	0,510	0,456	0,725
Aliv	1,706	1,749	1,773	1,753	1,877	1,799	1,389	1,322	1,432	1,258	1,510
AlVi	3,727	3,744	3,696	3,684	3,719	3,675	3,676	3,330	3,432	3,404	3,452
% Céladonite	21,7	12,6	11,4	12,4	6,2	10,1	30,7	33,9	28,4	37,1	24,5
% Paragonite	8,5	10,2	10,1	7,7	8,5	10,8	0,0	0,5	0,8	0,7	1,7

Tableau 26 : Analyses à la microsonde des muscovites (Ms2) associée à Fk des greisens des leucogranites fins à deux micas d'Amahroq (Echantillon MB9-05). La formule structurale est calculée sur la base de 22(O).

	Ms altérée (Ms ₂)																Ms saine (Ms ₁)											
	81	82	83	84	85	86	87	95	96	97	98	99	104	105	106	108	88	89	90	91	92	93	94	100	101	102	103	107
SiO ₂	47,82	46,50	47,27	47,05	45,86	47,21	46,56	48,08	48,06	47,29	47,41	47,77	47,54	47,31	47,73	45,97	45,22	46,03	45,39	45,34	46,17	45,18	45,39	45,76	46,14	45,94	45,31	45,95
Al ₂ O ₃	30,82	30,20	30,77	31,17	33,62	32,49	32,32	29,75	30,71	30,32	29,87	30,11	30,08	31,46	30,63	33,07	34,54	34,62	34,34	33,96	34,61	33,82	34,18	33,94	34,58	33,73	33,36	33,83
TiO ₂	0,06	0,00	0,08	0,18	0,16	0,16	0,34	0,07	0,07	0,00	0,02	0,09	0,01	0,02	0,00	1,03	0,21	0,25	0,62	0,29	0,21	0,24	0,26	0,28	0,00	0,39	0,43	0,56
FeO	3,23	3,15	4,12	3,34	3,58	2,47	3,91	3,26	2,52	3,36	3,64	3,61	4,08	2,86	3,34	1,72	2,13	2,29	1,60	1,67	2,10	2,96	1,66	1,68	1,98	2,44	2,83	2,46
MgO	0,90	0,78	0,75	0,69	0,06	0,30	0,41	0,97	0,95	0,88	0,74	0,85	0,84	0,72	0,78	0,65	0,46	0,48	0,43	0,48	0,49	0,48	0,44	0,57	0,49	0,52	0,31	0,56
MnO	0,17	0,17	0,00	0,00	0,06	0,01	0,14	0,00	0,01	0,00	0,00	0,21	0,08	0,11	0,00	0,05	0,08	1,11	0,02	0,07	0,00	0,05	0,15	0,09	0,51	0,15	0,00	0,05
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,17	0,00	0,00
Na ₂ O	0,08	0,01	0,09	0,07	0,42	0,27	0,43	0,05	0,11	0,00	0,07	0,11	0,06	0,03	0,07	0,15	0,59	0,57	0,68	0,71	0,76	0,86	0,72	0,45	0,46	0,60	0,56	0,55
K ₂ O	10,32	10,28	10,60	10,79	10,24	9,86	10,13	10,51	9,72	10,55	10,51	10,72	10,43	10,60	10,17	10,11	10,40	10,16	10,09	9,62	10,08	10,26	10,33	10,03	10,41	10,37	10,13	9,74
NiO	0,00	0,07	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20	0,00	0,00	0,06	0,00	0,36	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,08	0,09	0,04
Cr ₂ O ₃	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,40	0,38	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	93,42	91,16	93,68	93,31	94,00	92,83	94,24	92,76	92,18	92,43	92,26	93,47	93,52	93,69	92,72	92,75	93,69	95,71	93,53	92,17	94,42	93,90	93,18	92,80	94,74	94,39	93,02	93,74
FE	0,368	0,369	0,472	0,383	0,408	0,282	0,445	0,375	0,289	0,388	0,423	0,414	0,468	0,317	0,384	0,196	0,243	0,256	0,182	0,192	0,237	0,338	0,190	0,192	0,223	0,277	0,325	0,279
NA	0,020	0,003	0,024	0,018	0,110	0,073	0,113	0,014	0,029	0,000	0,018	0,030	0,017	0,006	0,018	0,041	0,155	0,147	0,180	0,189	0,200	0,229	0,190	0,120	0,120	0,156	0,149	0,145
K	1,798	1,838	1,854	1,889	1,779	1,715	1,759	1,845	1,701	1,861	1,860	1,877	1,827	1,792	1,783	1,763	1,806	1,733	1,750	1,685	1,730	1,787	1,799	1,748	1,787	1,791	1,776	1,684
SI	6,531	6,518	6,480	6,459	6,248	6,440	6,337	6,617	6,591	6,540	6,577	6,556	6,529	6,271	6,557	6,281	6,156	6,157	6,170	6,227	6,212	6,167	6,198	6,249	6,208	6,220	6,224	6,230
MN	0,019	0,020	0,000	0,000	0,007	0,001	0,016	0,000	0,001	0,000	0,000	0,024	0,009	0,013	0,000	0,006	0,009	0,126	0,003	0,008	0,000	0,006	0,017	0,011	0,058	0,017	0,000	0,006
CA	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,029	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,025	0,024	0,000	0,000
NI	0,000	0,008	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,022	0,000	0,000	0,007	0,000	0,039	0,003	0,000	0,000	0,020	0,000	0,000	0,009	0,010	0,004
AL	4,961	4,988	4,972	5,042	5,399	5,224	5,183	4,826	4,965	4,942	4,884	4,869	4,869	4,914	4,960	5,326	5,542	5,459	5,503	5,498	5,489	5,439	5,501	5,461	5,484	5,381	5,401	5,405
TI	0,007	0,000	0,008	0,018	0,016	0,016	0,035	0,008	0,007	0,000	0,002	0,009	0,001	0,002	0,000	0,106	0,022	0,025	0,064	0,030	0,021	0,025	0,027	0,029	0,000	0,040	0,044	0,057
CR	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,043	0,459	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
MG	0,182	0,163	0,153	0,141	0,013	0,062	0,084	0,199	0,195	0,182	0,153	0,173	0,172	0,142	0,160	0,132	0,093	0,096	0,087	0,099	0,099	0,097	0,090	0,115	0,097	0,106	0,063	0,114
	13,888	13,908	13,963	13,954	13,979	13,821	13,971	13,891	13,783	13,916	13,917	13,952	13,935	13,938	13,862	13,851	14,031	14,027	13,978	13,930	13,986	14,093	14,017	13,925	14,002	14,021	13,992	14,924
FM	0,680	0,705	0,755	0,730	0,969	0,822	0,846	0,654	0,599	0,682	0,735	0,717	0,735	0,700	0,706	0,605	0,732	0,799	0,680	0,670	0,706	0,780	0,697	0,638	0,743	0,736	0,838	0,714
Aliv	1,469	1,482	1,520	1,541	1,752	1,560	1,663	1,383	1,407	1,460	1,423	1,444	1,471	1,729	1,443	1,719	1,844	1,843	1,830	1,773	1,788	1,833	1,802	1,751	1,792	1,780	1,776	1,770
AlVi	3,492	3,506	3,452	3,501	3,647	3,664	3,520	3,443	3,557	3,482	3,461	3,425	3,398	3,185	3,517	3,607	3,698	3,615	3,673	3,725	3,701	3,636	3,699	3,710	3,692	3,601	3,625	3,635
% Céla	26,6	25,9	24,0	23,0	12,4	22,0	16,9	30,9	29,6	27,0	28,9	27,8	26,5	13,6	28,5	14,1	7,8	7,9	8,5	11,4	10,6	8,4	9,9	12,5	10,4	11,0	11,2	20,3
% Para	1,1	1,6	1,3	0,9	5,8	4,1	6,0	0,8	1,7	0,0	1,0	1,6	0,9	0,3	1,0	2,3	7,9	7,8	9,3	10,1	10,3	11,4	9,6	6,4	6,3	4,7	7,7	7,9

Tableau 27 : Analyses à la microsonde de muscovites altérée (Ms₂) et de muscovite saine (Ms₁) des greisens associés aux leucogranites fins à deux micas d'Amahroq (échantillon MB9-012).
La formule structurale est calculée sur la base de 22(O).

	Ms saine (Ms1)																Ms altérée (Ms2)							
	111	112	113	114	115	121	122	123	124	128	129	130	131	132	133	134	116	117	118	119	120	125	126	127
SiO2	46,73	46,51	46,48	46,54	47,49	46,29	46,18	46,35	46,81	46,41	47,33	46,58	46,71	45,99	47,23	46,77	47,39	48,23	47,31	47,69	47,96	48,50	47,80	47,36
Al2O3	35,62	35,75	35,57	35,77	33,58	34,54	35,12	36,08	33,45	34,86	35,40	35,75	34,20	36,11	34,74	35,36	31,87	30,58	32,40	35,49	33,11	31,08	31,54	30,83
TiO2	0,38	0,08	0,17	0,16	0,30	0,14	0,17	0,21	0,02	0,30	0,26	0,09	0,00	0,21	0,10	0,16	0,15	0,65	1,04	0,11	0,03	0,01	0,23	0,25
FeO	1,39	1,49	1,41	1,62	1,98	2,02	1,86	1,29	4,12	2,03	1,71	1,77	2,46	1,85	0,65	1,33	4,10	3,20	3,89	1,62	3,04	4,07	4,35	3,64
MgO	0,47	0,47	0,51	0,52	0,69	0,47	0,46	0,26	0,16	0,45	0,45	0,37	0,72	0,53	0,66	0,47	0,62	1,44	0,62	0,47	0,56	1,13	0,71	0,93
MnO	0,01	0,00	0,51	0,08	0,07	0,06	0,12	0,08	0,00	0,09	0,00	0,20	0,08	0,18	0,00	0,25	0,00	0,00	0,04	0,00	0,08	0,21	0,03	0,36
CaO	0,00	0,00	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,53	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06
Na2O	0,78	0,62	0,90	0,77	0,27	0,73	0,62	0,60	0,30	0,43	0,52	0,41	0,72	0,66	0,60	0,62	0,44	0,23	0,26	0,90	0,35	0,24	0,31	0,28
K2O	9,81	10,48	10,16	10,01	10,82	9,72	10,12	10,60	10,42	10,64	10,55	10,59	10,49	10,37	9,39	10,31	10,69	10,51	10,13	9,93	10,95	10,79	10,79	10,99
NiO	0,40	0,00	0,01	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,00	1,11	0,00	0,11	0,01	0,03	0,06
Cr2O3	0,06	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09
Total	95,65	95,42	95,92	95,54	95,20	93,97	94,65	95,47	95,30	95,21	96,35	95,76	95,91	95,94	93,37	95,28	95,55	94,84	96,80	96,21	96,19	96,04	95,79	94,85
FE	0,154	0,165	0,156	0,179	0,221	0,228	0,209	0,143	0,464	0,227	0,188	0,196	0,274	0,205	0,073	0,147	0,462	0,360	0,433	0,178	0,339	0,456	0,490	0,414
NA	0,201	0,160	0,232	19,730	0,070	0,190	0,162	0,154	0,080	0,112	0,133	0,105	0,186	0,169	0,157	0,160	0,114	0,059	0,067	0,228	0,090	0,064	0,081	0,074
K	1,656	1,776	1,717	1,693	1,844	1,671	1,731	1,795	1,789	1,815	1,771	1,792	1,784	1,754	1,605	1,748	1,838	1,806	1,720	1,663	1,858	1,843	1,850	1,905
SI	6,182	6,179	6,158	6,170	6,343	6,239	6,191	6,154	6,301	6,205	6,232	6,179	6,226	6,098	6,330	6,217	6,387	6,500	6,297	6,263	6,381	6,492	6,426	6,438
MN	0,002	0,000	0,057	0,009	0,008	0,007	0,013	0,009	0,000	0,011	0,000	0,022	0,009	0,021	0,000	0,028	0,000	0,000	0,005	0,000	0,009	0,024	0,003	0,042
CA	0,000	0,000	0,028	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,076	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008
NI	0,043	0,000	0,001	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,014	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,019	0,000	0,119	0,000	0,012	0,001	0,004	0,006
AL	5,554	5,597	5,554	5,589	5,286	5,487	5,549	5,647	5,307	5,493	5,493	5,589	5,373	5,643	5,488	5,539	5,062	4,856	5,083	5,492	5,191	4,902	4,998	4,940
TI	0,038	0,008	0,017	0,016	0,031	0,015	0,017	0,021	0,002	0,030	0,026	0,009	0,000	0,021	0,011	0,016	0,015	0,065	0,104	0,010	0,003	0,001	0,023	0,026
CR	0,006	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,013	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010
MG	0,094	0,093	0,101	0,102	0,137	0,095	0,092	0,051	0,033	0,089	0,089	0,074	0,143	0,104	0,132	0,093	0,125	0,290	0,123	0,092	0,111	0,226	0,143	0,188
	13,927	13,980	14,021	13,963	13,939	13,932	13,963	13,975	13,977	13,981	13,946	13,966	14,071	14,018	13,795	13,950	14,035	13,938	13,950	13,926	13,993	14,008	14,016	14,050
FM	0,624	0,639	0,678	0,649	0,626	0,711	0,708	0,749	0,934	0,727	0,679	0,747	0,665	0,684	0,356	0,654	0,787	0,555	0,781	0,660	0,758	0,680	0,775	0,708
Aliv	1,818	1,821	1,842	1,830	1,657	1,761	1,809	1,846	1,699	1,795	1,768	1,821	1,774	1,902	1,670	1,783	1,613	1,500	1,703	1,737	1,619	1,508	1,574	1,562
AlVi	3,736	3,776	3,712	3,759	3,629	3,726	3,740	3,801	3,608	3,698	3,725	3,768	3,599	3,741	3,818	3,756	3,449	3,356	3,380	3,755	3,572	3,394	3,424	3,378
% Céladonite	9,1	9,0	7,9	8,5	17,2	12,0	9,6	7,7	15,0	10,3	11,6	9,0	11,2	4,9	16,5	10,9	19,4	25,0	14,9	13,2	19,1	24,6	21,3	21,9
% Paragonite	10,8	8,2	11,9	10,4	3,7	10,2	8,6	7,9	4,3	5,8	7,0	5,5	9,4	8,7	8,9	8,4	5,8	3,2	3,7	12,1	4,6	3,4	4,2	3,7

Tableau 28 : Analyses à la microsonde des muscovites de greisen associé aux leucogranites fins à deux micas d'Amahroq (échantillon MB10-02).

La formule structurale est calculée sur la base de 22(O).

	Ms associée au topaze					
	28	29	30	31	33	34
SiO2	44,62	44,96	46,76	45,77	44,33	45,09
Al2O3	33,80	32,93	35,97	34,36	31,89	33,00
TiO2	0,19	0,16	0,19	0,00	0,28	0,00
FeO	2,70	2,73	1,03	1,11	3,68	2,34
MgO	0,05	0,07	0,03	0,04	0,09	0,19
MnO	0,47	0,39	1,00	0,92	0,42	0,12
CaO	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Na2O	0,39	0,28	0,48	0,57	0,25	0,35
K2O	10,40	10,14	9,97	9,89	9,96	9,83
NiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,19	0,01
Cr2O3	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	92,66	91,72	95,43	92,66	91,10	90,93
FE	0,31	0,318	0,114	0,127	0,435	0,274
NA	0,11	0,076	0,124	0,151	0,069	0,094
K	1,83	1,803	1,686	1,725	1,794	1,752
SI	6,17	6,263	6,198	6,257	6,261	6,298
MN	0,05	0,046	0,112	0,106	0,050	0,014
CA	0,01	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
NI	0,00	0,000	0,000	0,000	0,021	0,002
AL	5,51	5,407	5,619	5,537	5,308	5,433
TI	0,02	0,017	0,019	0,000	0,030	0,000
CR	0,00	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000
MG	0,01	0,015	0,006	0,008	0,018	0,040
	14,02	13,951	13,878	13,911	13,986	13,907
FM	0,97	0,961	0,975	0,968	0,964	0,877
Aliv	1,83	1,737	1,802	1,743	1,739	1,702
AlVi	3,68	3,670	3,817	3,794	3,569	3,731
% Céladonite	8,6	13,2	9,9	12,9	13,1	14,9
% Paragonite	5,5	4,0	6,9	8,0	3,7	5,1

Tableau 29 : Analyse à la microsonde des muscovites associées à la topaze des topazites se trouvant dans le leucogranite fin à zinnwaldite et à topaze d'Ez-Zirari (échantillon ER19). La formule structurale est calculée sur la base de 22 (O).

	Ms2 dans Fk				Ms2 dans PI	
	57	58	79	80	65	66
SiO2	45,76	47,68	48,55	46,88	47,47	48,15
Al2O3	31,95	29,08	31,99	35,04	30,58	30,36
TiO2	0,00	0,09	0,24	0,04	0,03	0,18
FeO	4,88	3,87	2,99	1,27	5,60	5,90
MgO	0,00	0,11	0,01	0,04	0,10	0,00
MnO	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,81	0,35	0,48	0,17	0,13	0,25
Na2O	0,23	0,09	0,07	0,13	0,08	0,11
K2O	10,90	11,43	10,44	10,62	8,13	9,89
NiO	0,00	2,25	0,00	0,00	0,19	0,25
Cr2O3	0,00	0,44	0,00	0,00	0,04	0,04
Total	94,60	95,39	94,77	94,19	92,35	95,13
FE	0,559	0,444	0,335	0,143	0,646	0,669
NA	0,062	0,023	0,018	0,035	0,023	0,030
K	1,905	1,999	1,788	1,816	1,430	1,711
SI	6,270	6,536	6,514	6,288	6,548	6,529
MN	0,000	0,261	0,000	0,000	0,022	0,029
CA	0,000	0,064	0,000	0,000	0,006	0,006
NI	0,000	0,012	0,002	0,004	0,011	0,000
AL	5,159	4,697	5,058	5,539	4,972	4,852
TI	0,000	0,009	0,024	0,004	0,003	0,018
CR	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
MG	0,166	0,072	0,096	0,033	0,027	0,051
	14,128	4,000	13,835	13,863	13,688	13,896
FM	0,772	0,907	0,778	0,812	0,961	0,932
Aliv	1,730	1,464	1,486	1,712	1,452	1,471
AlVi	3,429	3,233	3,572	3,827	3,520	3,381
% Céladonite	13,5	26,8	25,7	14,4	27,4	26,5
% Paragonite	3,2	1,1	1,0	1,9	1,6	1,7

Tableau 30 : Analyses à la microsonde des muscovites (Ms2) en inclusion dans Fk et PI, des tourmalinites associées au granodiorite à Ez-Zirari (échantillon ER29). La formule structurale est calculée sur la base de 22 (O).

	135	136	137	138	139	145	146	147
SiO2	51,91	48,80	48,15	48,40	49,87	46,14	45,89	46,09
Al2O3	33,17	35,60	35,31	34,69	32,96	34,80	35,78	35,48
TiO2	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,15	0,31	0,04
FeO	1,79	0,70	1,03	1,48	1,48	2,24	1,76	1,86
MgO	0,60	0,34	0,34	0,36	0,69	0,71	0,53	0,64
MnO	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,07	0,14	0,01	0,05	0,06	0,64	0,71	0,70
K2O	9,19	9,99	9,40	9,76	9,41	9,95	10,14	10,24
NiO	0,00	0,03	0,14	0,00	0,00	0,15	0,01	0,00
Cr2O3	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	96,75	95,85	94,38	94,75	94,47	94,78	95,13	95,05
FE	0,197	0,076	0,114	0,160	0,164	0,251	0,196	0,208
NA	0,018	0,036	0,004	0,013	0,016	0,167	0,183	0,181
K	1,510	1,665	1,587	1,607	1,587	1,701	1,725	1,745
SI	6,685	6,374	6,373	6,246	6,595	6,187	6,121	6,157
MN	0,000	0,013	0,000	0,306	0,000	0,000	0,000	0,000
CA	0,003	0,004	0,000	0,250	0,000	0,000	0,000	0,000
NI	0,000	0,003	0,015	0,000	0,000	0,016	0,001	0,000
AL	5,035	5,480	5,508	5,275	5,138	5,500	5,626	5,585
TI	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,015	0,031	0,004
CR	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
MG	0,116	0,066	0,067	0,069	0,136	0,142	0,106	0,128
	13,560	13,728	13,667	13,925	13,636	13,980	13,988	14,008
FM	0,625	0,573	0,630	0,871	0,548	0,639	0,650	0,619
Aliv	1,315	1,626	1,627	1,754	1,413	1,813	1,879	1,843
Alvi	3,720	3,854	3,881	3,521	3,725	3,687	3,747	3,742
% Céladonite	34,3	18,7	18,7	12,3	29,4	9,4	6,1	7,9
% Paragonite	1,2	2,1	0,3	0,8	1,0	8,9	9,6	9,4

Tableau 31 : Analyses à la microsonde des muscovites des greisens associés aux leucogranites fins à deux micas d'Amahroq (échantillon MB7-018). La formule structurale est calculée sur la base de 22 (O).

	52	53	54	55
SiO2	50,42	48,31	48,21	50,41
Al2O3	29,77	31,29	32,20	33,06
TiO2	0,02	0,18	0,03	0,04
FeO	1,37	2,57	1,59	1,82
MgO	1,66	1,00	1,01	0,98
MnO	0,05	0,00	0,08	0,13
CaO	0,16	0,00	0,09	0,21
Na2O	0,00	0,04	0,07	0,01
K2O	8,85	10,61	10,82	8,30
Cr2O3	0,00	0,00	0,06	0,00
Total	92,30	94,02	94,17	94,98
Si	6,806	6,534	6,492	6,603
Aliv	1,194	1,466	1,508	1,397
Alvi	3,542	3,522	3,601	3,707
Cr	0,000	0,000	0,002	0,000
Ti	0,002	0,019	0,003	0,004
Fe2	0,155	0,291	0,179	0,200
Mn	0,006	0,000	0,010	0,015
Mg	0,335	0,202	0,203	0,192
Ca	0,022	0,000	0,013	0,030
Na	0,000	0,011	0,019	0,002
K	1,524	1,831	1,859	1,388
	13,586	13,874	13,889	13,536
FM	31,60	59,00	46,90	51,00
% Celadonite	40,5	26,7	24,6	30,2
% Paragonite	0,0	0,6	1,0	0,1

Tableau 32 : Analyses à la microsonde des muscovites en rosette associées à la tourmalinite de Bled Sidi Otmane (échantillon T13-01). La formule structurale est calculée sur la base de 22(O).

	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO2	46,76	46,94	46,84	46,32	45,66	46,52	47,63	45,85	46,42	45,96	47,19	46,51	46,55	45,75	46,15	46,45	46,14	45,83
Al2O3	34,01	33,73	33,75	34,91	36,23	36,00	34,72	34,68	34,50	34,90	33,13	32,98	31,87	34,23	34,23	31,78	34,27	34,63
TiO2	0,09	0,24	0,06	0,15	0,08	0,14	0,24	0,35	0,11	0,23	0,15	0,60	0,06	0,25	0,41	0,22	0,37	0,10
FeO	0,73	1,64	1,55	0,96	0,73	0,96	1,75	1,60	1,37	1,18	1,83	2,16	2,73	1,25	1,43	3,88	1,31	1,10
MgO	0,00	0,02	0,00	0,04	0,00	0,08	0,00	0,01	0,00	0,03	0,01	0,03	0,06	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00
MnO	0,92	0,95	2,36	0,84	0,34	0,62	0,97	0,51	0,96	0,58	0,84	0,85	0,97	0,66	0,56	0,88	0,86	1,46
CaO	0,00	0,00	0,69	0,00	0,00	0,00	0,00	0,28	0,04	0,00	0,00	0,01	0,09	0,02	0,00	0,03	0,00	0,20
Na2O	0,72	0,27	0,36	0,33	0,31	0,39	0,30	0,36	0,42	0,47	0,21	0,25	0,44	0,33	0,37	0,24	0,25	0,26
K2O	11,57	10,32	10,26	10,40	10,67	10,62	10,39	10,31	10,34	10,68	10,43	10,41	10,01	10,93	10,36	10,54	10,68	10,61
NiO	0,01	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,05	0,62	0,06	0,00	0,09	0,07	0,00	0,06
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,64	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	94,81	94,11	95,95	93,95	94,02	95,33	96,01	94,59	94,16	94,03	93,84	94,42	92,84	93,42	93,62	94,11	93,90	94,25
FE	0,630	0,185	0,173	0,108	0,082	0,107	0,194	0,181	0,155	0,134	0,208	0,245	0,315	0,143	0,162	0,445	0,149	0,124
NA	0,183	0,070	0,095	0,087	0,082	0,101	0,076	0,093	0,111	0,124	0,055	0,065	0,117	0,087	0,096	0,065	0,067	0,067
K	1,939	1,778	1,751	1,789	1,831	1,800	1,754	1,771	1,780	1,841	1,804	1,802	1,759	1,901	1,792	1,844	1,847	1,833
SI	6,143	6,338	6,267	6,247	6,143	6,184	6,304	6,177	6,265	6,212	6,395	6,309	6,412	6,239	6,261	6,367	6,253	6,205
MN	0,103	0,109	0,268	0,096	0,039	0,069	0,109	0,058	0,109	0,066	0,096	0,097	0,113	0,076	0,064	0,102	0,099	0,168
CA	0,000	0,000	0,099	0,000	0,001	0,000	0,000	0,041	0,005	0,000	0,000	0,002	0,014	0,004	0,000	0,005	0,000	0,030
NI	0,001	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,005	0,068	0,006	0,000	0,010	0,008	0,000	0,007
AL	5,267	5,367	5,321	5,549	5,745	5,640	5,416	5,506	5,487	5,560	5,292	5,272	5,175	5,502	5,473	5,133	5,474	5,527
TI	0,009	0,025	0,006	0,015	0,008	0,014	0,024	0,035	0,011	0,023	0,016	0,062	0,006	0,026	0,042	0,023	0,037	0,010
CR	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,068	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
MG	0,001	0,005	0,000	0,009	0,000	0,016	0,000	0,002	0,000	0,006	0,002	0,006	0,013	0,000	0,039	0,004	0,003	0,000
	14,274	13,876	13,988	13,900	13,931	13,931	13,878	13,932	13,924	13,966	13,872	13,926	13,931	13,977	13,904	13,995	13,928	13,970
FM	0,999	0,984	1,000	0,960	1,000	0,919	1,000	0,992	1,000	0,972	0,993	0,982	0,970	1,000	0,983	0,993	0,987	1,000
Aliv	1,857	1,662	1,734	1,753	1,857	1,816	1,696	1,823	1,735	1,788	1,605	1,691	1,588	1,760	1,739	1,633	1,747	1,795
AlVi	3,410	3,705	3,588	3,796	3,888	3,824	3,720	3,683	3,752	3,772	3,687	3,581	3,587	3,742	3,734	3,500	3,727	3,732
% Celad.	7,2	16,9	13,3	12,4	7,2	9,2	15,2	8,9	13,3	10,6	19,8	15,5	20,6	11,7	13,1	18,4	12,7	10,3
% Parg.	8,6	3,8	5,1	4,6	4,3	5,3	4,2	5,0	5,9	6,3	3,0	3,5	6,2	4,4	5,1	3,5	3,7	3,5

Tableau 33 : Analyses à la microsonde des muscovites des topazites associées au leucogranite fin à zinnwaldite et à topaze de l'apophyse d'Ez-Zirari (échantillon ER19). La formule structurale est calculée sur la base de 22 (O).

	MB9-05						MB7-014			MB7-018			
	65	66	67	68	70	74	174	182	183	140	141	143	144
SiO2	65,25	65,42	65,62	65,11	61,04	65,20	65,09	65,54	65,06	63,07	65,49	65,28	65,08
Al2O3	17,96	18,37	17,97	18,56	22,62	18,44	18,15	18,26	18,55	17,63	18,34	17,85	18,10
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,14	0,00
FeO	0,05	0,16	0,11	0,00	0,89	0,05	0,01	0,00	0,12	0,15	0,17	0,00	0,04
MgO	0,00	0,00	0,00	0,02	0,25	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
MnO	0,00	0,00	0,10	0,06	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,30	0,00
Na2O	0,18	0,24	0,63	0,56	0,19	0,04	0,01	0,19	0,28	0,07	0,01	0,04	0,01
K2O	15,91	15,64	15,08	15,43	14,60	16,02	16,55	16,38	16,00	15,61	15,59	16,32	16,68
NiO	0,20	0,07	0,02	0,02	0,00	0,00	0,07	0,01	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,20	0,00	0,00	0,15	0,07	0,00	0,00
Total	99,55	99,90	99,54	99,76	99,69	99,80	100,12	100,39	100,03	96,69	99,66	100,14	99,92
FE	0,002	0,006	0,004	0,000	0,035	0,002	0,000	0,000	0,005	0,006	0,006	0,000	0,002
NA	0,016	0,022	0,056	0,050	0,017	0,004	0,001	0,017	0,025	0,007	0,001	0,004	0,001
K	0,940	0,919	0,887	0,908	0,863	0,943	0,975	0,961	0,941	0,950	0,917	0,961	0,985
SI	3,021	3,012	3,027	3,002	2,826	3,009	3,007	3,013	3,000	3,009	3,018	3,014	3,012
MN	0,000	0,000	0,004	0,002	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000
CA	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,015	0,000
NI	0,007	0,003	0,001	0,001	0,000	0,000	0,003	0,001	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000
AL	0,980	0,997	0,977	1,008	1,234	1,003	0,988	0,990	1,008	0,992	0,996	0,971	0,988
TI	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000
CR	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,007	0,000	0,000	0,006	0,002	0,000	0,000
MG	0,000	0,000	0,000	0,001	0,018	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
	4,966	4,959	4,956	4,973	4,996	4,962	4,982	4,981	4,979	4,970	4,941	4,978	4,987
AB	0,017	0,023	0,059	0,053	0,019	0,004	0,001	0,018	0,026	0,007	0,001	0,004	0,001
CR	0,983	0,977	0,941	0,947	0,981	0,996	0,999	0,982	0,974	0,993	0,999	0,981	0,999
AN	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,015	0,000

Tableau 34 : Analyses à la microsonde des feldspaths potassiques associés à la muscovite saine et altérée, à Amahroq (échantillons MB9-05, MB7-014 et MB7-018). La formule structurale est calculée à base de 8(O).

	FK								Pl										
	55	56	59	69	70	74	75	78	71	72	73	76	77	60	61	62	63	64	68
SiO2	64,00	65,20	63,65	63,65	64,04	63,77	62,94	64,16	67,22	66,77	66,98	67,26	67,37	67,96	67,38	68,97	68,22	67,39	66,96
Al2O3	18,59	18,66	18,54	18,09	18,72	18,57	18,35	18,12	19,50	20,16	19,19	19,57	19,68	19,77	20,10	19,49	19,27	19,61	20,29
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,48	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
FeO	0,00	0,04	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,09	0,02	0,06	0,00	0,00	0,00	0,06	0,05	0,06
MgO	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,10	0,02	0,01	0,06	0,00	0,06	0,07	0,26	0,00	0,00	0,00	0,09	0,12	0,03	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00	0,10	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,52	0,00	0,15	0,07	0,34	0,66	0,13	0,08	0,23	0,66
Na2O	0,50	0,32	0,35	1,33	1,37	0,43	0,36	0,85	11,60	11,89	11,88	11,47	11,87	12,21	10,91	12,05	11,88	11,89	11,73
K2O	16,30	16,10	16,13	14,77	14,72	16,07	16,41	15,76	0,11	0,19	0,06	0,04	0,09	0,00	0,10	0,00	0,00	0,01	0,06
NiO	0,00	0,15	0,01	0,00	0,09	0,00	0,00	0,38	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,11	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	2,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Total	99,39	100,47	100,95	98,02	98,97	98,90	98,07	99,83	98,70	99,88	98,23	98,50	99,18	100,51	99,26	100,76	99,53	99,31	99,77
FE	0,000	0,001	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,003	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,002
NA	0,045	0,028	0,031	0,121	0,124	0,039	0,033	0,077	0,997	1,015	1,026	0,986	1,016	1,033	0,931	1,014	1,011	1,017	1,000
K	0,968	0,944	0,949	0,885	0,873	0,959	0,990	0,933	0,006	0,010	0,004	0,002	0,005	0,000	0,006	0,000	0,000	0,080	0,004
SI	2,981	2,995	2,937	2,992	2,979	2,982	2,977	2,978	2,979	2,940	2,984	2,982	2,973	2,965	2,966	2,993	2,996	2,972	2,944
MN	0,000	0,000	0,004	0,001	0,002	0,003	0,000	0,002	0,003	0,010	0,000	0,000	0,000	0,003	0,004	0,001	0,000	0,000	0,000
CA	0,000	0,000	0,005	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,024	0,000	0,007	0,004	0,016	0,031	0,006	0,004	0,011	0,031
NI	0,000	0,005	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,014	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,004	0,000
AL	1,021	1,010	1,008	1,002	1,026	1,023	1,023	0,991	1,019	1,046	1,008	1,022	1,024	1,017	1,043	0,997	0,997	1,019	1,051
TI	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,017	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
CR	0,000	0,000	0,075	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
MG	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
	5,015	4,985	5,011	5,008	5,006	5,005	5,023	5,013	5,012	5,049	5,026	5,001	5,025	5,039	4,981	5,014	5,011	5,026	5,032
AB	0,04	0,03	0,03	0,12	0,12	0,04	0,03	0,08	0,99	0,97	1,00	0,99	0,99	0,98	0,96	0,99	1,00	0,99	0,97
OR	0,96	0,97	0,96	0,88	0,88	0,96	0,97	0,92	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
AN	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,03	0,01	0,00	0,01	0,03

Tableau 35 : Analyses à la microsonde du feldspath potassique (Fk) et du plagioclase (Pl) des zones hydrothermales dans le secteur d'Amahroq (échantillon MB6-a). La formule structurale est calculée sur la base de 8 (O).

	A								B				
	1	2	3	4	23	24	26	27	39	40	41	42	43
SiO2	47,32	46,66	47,66	46,61	46,43	46,61	45,88	46,42	46,99	46,16	46,16	45,77	45,80
Al2O3	35,19	33,48	35,00	33,19	34,97	32,74	31,20	32,14	31,27	31,97	31,44	35,98	35,31
TiO2	0,21	0,54	0,27	0,32	0,25	0,33	0,34	0,43	0,16	0,27	0,20	0,06	0,23
FeO	1,34	1,80	1,37	2,42	1,52	2,64	3,84	3,56	4,01	4,03	4,30	1,18	1,71
MgO	0,00	0,00	0,00	0,05	0,04	0,04	0,05	0,05	0,05	0,10	0,06	0,00	0,02
MnO	0,70	0,40	1,08	0,76	0,64	0,83	1,08	0,50	0,97	0,69	0,76	0,58	0,54
CaO	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Na2O	0,26	0,40	0,35	0,45	0,32	0,37	0,24	0,35	0,22	0,25	0,29	0,29	0,52
K2O	10,20	10,65	10,58	10,10	10,35	10,13	10,52	10,56	10,50	10,35	10,64	10,52	10,46
NiO	0,00	0,29	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,08	0,19
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,67	0,00	0,00	0,06	0,02	0,00	0,18
Total	95,23	94,22	96,31	93,91	94,61	93,81	93,85	94,03	94,29	93,88	93,87	94,47	94,96
FE	0,149	0,204	0,151	0,275	0,171	0,300	0,443	0,407	0,459	0,463	0,495	0,132	0,188
NA	0,067	0,105	0,090	0,118	0,084	0,097	0,065	0,094	0,058	0,068	0,079	0,075	0,132
K	1,728	1,838	1,781	1,750	1,771	1,760	1,851	1,843	1,833	1,812	1,870	1,803	1,754
SI	6,285	6,314	6,288	6,329	6,232	6,348	6,332	6,347	6,431	6,336	6,362	6,148	6,019
MN	0,079	0,046	0,121	0,087	0,072	0,096	0,126	0,057	0,112	0,081	0,089	0,067	0,060
CA	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,005	0,003	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000
NI	0,000	0,031	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,014	0,000	0,000	0,008	0,020
AL	5,508	5,339	5,442	5,311	5,531	5,255	5,075	5,180	5,043	5,172	5,106	5,696	5,469
TI	0,021	0,055	0,027	0,033	0,025	0,034	0,035	0,044	0,016	0,028	0,020	0,006	0,023
CR	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,013	0,073	0,000	0,000	0,006	0,002	0,000	0,331
MG	0,000	0,000	0,000	0,010	0,007	0,008	0,010	0,010	0,010	0,021	0,013	0,000	0,005
	15,837	15,932	15,899	15,915	15,904	15,911	16,015	15,985	15,975	15,985	16,036	15,935	16,000
FM	1,000	1,000	1,000	0,974	0,971	0,981	0,983	0,980	0,983	0,964	0,979	1,000	0,982
Aliv	1,715	1,686	1,712	1,671	1,768	1,652	1,668	1,653	1,569	1,664	1,638	1,852	1,981
Alvi	3,793	3,653	3,730	3,640	3,764	3,603	3,407	3,527	3,474	3,508	3,468	3,844	3,488
% Céladoni	14,3	15,7	14,4	16,5	11,6	17,4	16,6	17,4	21,5	16,8	18,1	7,4	9,5
% Paragoni	3,7	5,4	4,8	6,3	4,5	5,2	3,4	4,8	3,1	3,6	4,0	4,0	7,0

Tableau 36 : Analyses à la microsonde des muscovites des topazites (A= en individus isolés (Ms1), B= en individus remplissant l'espace intercristaux (Ms2) de quartz) associées au leucogranite fin à zinnwaldite et à topaze de l'apophyse d'Ez-Zirari (Echantillon ER19) . La formule structurale est calculée sur la base de 22 (O).

	95	96	97	98	99	100	101	102	103	104	105	106	107	108	109	110	111	112	113	114	115
SiO2	35,23	35,18	35,36	35,41	35,97	34,91	35,54	35,28	35,39	35,55	35,74	35,99	35,13	35,16	34,91	34,79	35,16	35,30	34,97	35,12	35,08
Al2O3	29,51	26,24	30,59	32,59	33,97	33,26	34,53	33,20	34,77	34,11	34,91	33,92	32,60	34,28	31,66	33,43	35,23	30,06	30,72	25,32	25,93
TiO2	0,35	0,86	1,18	1,01	0,24	0,65	0,30	0,74	0,26	0,34	0,08	0,14	0,29	0,35	0,83	0,37	0,25	1,34	0,55	1,40	0,94
FeO	18,46	22,00	15,79	14,12	12,21	13,66	13,80	14,44	14,48	15,13	14,67	15,99	16,07	14,39	16,43	14,47	12,54	17,04	17,97	20,83	22,02
MgO	1,31	0,97	1,86	2,71	3,13	2,50	1,99	1,59	1,17	0,89	0,76	0,64	0,92	1,34	1,39	1,73	2,67	1,39	0,65	1,49	1,29
MnO	0,01	0,15	0,07	0,12	0,00	0,05	0,17	0,03	0,04	0,00	0,11	0,05	0,00	0,12	0,05	0,26	0,00	0,10	0,19	0,00	0,08
CaO	0,54	0,90	0,39	0,74	0,53	0,90	0,47	0,62	0,25	0,23	0,10	0,02	0,37	0,36	0,84	0,61	0,68	0,37	0,24	0,78	0,87
Na2O	2,31	1,88	1,97	1,96	2,00	1,78	1,80	1,87	1,68	1,50	1,86	1,85	1,72	1,55	1,56	1,69	1,75	2,13	2,08	2,44	2,17
K2O	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,04	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,04	0,01	0,07	0,00	0,02	0,06
NiO	0,14	0,00	0,00	0,07	0,00	0,07	0,03	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20	0,00	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,12	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,06	0,03	0,00	0,00	0,04
Total	87,89	88,22	87,21	88,74	88,05	87,79	88,76	87,83	88,17	87,75	88,23	88,61	87,10	87,54	87,68	87,40	88,35	87,83	87,57	87,39	88,49
FE	2,581	3,135	2,187	1,906	1,637	1,859	1,851	1,966	1,957	2,057	1,979	2,163	2,222	1,958	2,269	1,982	1,679	2,364	2,511	2,987	3,136
NA	0,750	0,620	0,633	0,613	0,622	0,560	0,560	0,592	0,527	0,472	0,583	0,581	0,551	0,488	0,499	0,535	0,542	0,683	0,674	0,813	0,715
K	0,004	0,007	0,000	0,002	0,000	0,001	0,001	0,008	0,005	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,003	0,009	0,002	0,016	0,000	0,005	0,014
SI	5,891	5,995	5,855	5,716	5,765	5,679	5,699	5,746	5,718	5,780	5,767	5,823	5,806	5,722	5,765	5,701	5,627	5,854	5,842	6,022	5,973
MN	0,001	0,022	0,010	0,017	0,000	0,006	0,023	0,004	0,006	0,000	0,015	0,007	0,000	0,016	0,006	0,036	0,000	0,014	0,027	0,000	0,011
CA	0,097	0,165	0,069	0,127	0,090	0,157	0,081	0,109	0,043	0,040	0,017	0,003	0,066	0,063	0,148	0,107	0,117	0,065	0,043	0,142	0,160
NI	0,019	0,000	0,000	0,009	0,000	0,009	0,004	0,001	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,026	0,000	0,000
AL	5,817	5,270	5,969	6,201	6,417	6,375	6,527	6,372	6,620	6,537	6,639	6,466	6,350	6,576	6,163	6,456	6,645	5,876	6,048	5,117	5,203
TI	0,044	0,110	0,147	0,123	0,029	0,080	0,036	0,091	0,032	0,042	0,010	0,018	0,037	0,043	0,103	0,045	0,031	0,168	0,069	0,180	0,120
CR	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,015	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,003	0,008	0,004	0,000	0,000	0,006
MG	0,327	0,248	0,458	0,651	0,748	0,607	0,475	0,387	0,281	0,216	0,183	0,155	0,226	0,325	0,342	0,422	0,638	0,343	0,161	0,382	0,328
Total	15,523	15,572	15,328	15,366	15,308	15,333	15,273	15,276	15,201	15,144	15,193	15,216	15,257	15,190	15,299	15,295	15,287	15,387	15,401	15,647	15,665
Al iv	0,109	0,005	0,145	0,284	0,235	0,321	0,301	0,254	0,282	0,220	0,233	0,177	0,194	0,278	0,235	0,299	0,373	0,146	0,158	0,000	0,027
Al vi y	0,000	0,000	0,000	0,000	0,182	0,054	0,226	0,098	0,338	0,317	0,406	0,289	0,156	0,298	0,000	0,357	0,272	0,000	0,000	0,000	0,000
Al vi	5,708	5,265	5,824	5,917	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	5,928	6,000	6,000	5,730	5,718	5,117	5,176
Fe 3+	0,292	0,735	0,176	0,083	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,072	0,000	0,000	0,270	0,282	0,883	0,824
Fe 2+	2,289	2,400	2,011	1,823	1,637	1,859	1,851	1,966	1,957	2,057	1,979	2,163	2,222	1,958	2,197	1,982	1,679	2,094	2,229	1,628	2,312
<y	0,320	0,060	0,450	0,375	0,404	0,385	0,370	0,453	0,373	0,370	0,400	0,368	0,359	0,360	0,351	0,155	0,372	0,377	0,488	0,669	0,090
Cay	0,000	0,160	0,545	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,142	0,133
<x	0,118	0,368	0,222	0,259	0,288	0,222	0,358	0,299	0,425	0,488	0,400	0,415	0,383	0,449	0,353	0,349	0,339	0,236	0,283	0,183	0,244
Cax	0,970	0,005	0,145	0,127	0,090	0,157	0,081	0,109	0,043	0,040	0,017	0,003	0,066	0,063	0,148	0,107	0,117	0,005	0,043	0,000	0,027
Al	66,7	60,9	69,3	70,8	72,9	72,1	73,7	73,0	74,7	74,2	75,4	73,6	72,2	74,2	70,2	72,9	74,1	68,7	69,4	60,3	60,0
Mg	3,7	2,9	5,3	7,4	8,5	6,9	5,4	4,4	3,2	2,5	2,1	1,8	2,6	3,7	3,9	4,8	7,1	4,0	1,8	4,5	3,8
Fe	29,6	36,2	25,4	21,8	18,6	21,0	20,9	22,6	22,1	23,3	22,5	24,6	25,2	22,1	25,9	22,4	18,8	27,6	28,8	35,2	36,2

Tourmaline ER13-3-24 (secteur de Bled Sidi Otmame).

Tableau 37 : Analyses à la microsonde des tourmalines des veines de quartz-tourmaline (en rosette ou aciculaire) et phengite dans le granite calco-alkalin porphyrique épisyénitisé.

	118	119	120	121	122	123	124	125	126	127	128	117
SiO2	36,09	34,64	35,79	35,54	35,81	34,63	35,13	34,67	34,93	35,47	35,79	34,86
Al2O3	31,94	31,11	34,40	32,57	33,42	34,23	29,61	26,42	25,21	32,65	34,22	24,05
TiO2	0,43	1,03	0,36	0,15	0,20	0,32	0,87	1,60	0,50	0,00	0,03	0,16
FeO	16,62	17,82	12,08	15,50	15,60	12,53	18,28	19,90	21,71	15,70	14,96	24,62
MgO	0,83	0,69	3,40	1,59	1,13	2,34	1,35	0,90	11,70	1,13	0,94	1,16
MnO	0,13	1,20	0,00	0,05	0,00	0,02	0,15	0,09	0,15	0,00	0,00	0,63
CaO	0,29	0,55	0,52	0,14	0,07	0,76	0,42	0,61	0,81	0,09	0,25	0,92
Na2O	2,05	1,81	2,03	2,21	1,97	1,61	2,36	2,07	2,32	1,70	1,64	2,13
K2O	0,00	0,00	0,00	0,19	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,03
NiO2	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,01	0,00
Cr2O3	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,20
Total	88,39	87,79	88,58	87,93	88,20	86,44	88,18	86,37	86,82	86,76	87,85	88,76
FE	2,272	2,479	1,610	2,120	2,120	1,715	2,545	2,869	3,149	2,169	2,030	3,564
NA	0,649	0,584	0,628	0,700	0,622	0,511	0,761	0,690	0,782	0,546	0,517	0,716
K	0,001	0,000	0,000	0,039	0,000	0,000	0,000	0,005	0,003	0,004	0,000	0,007
SI	5,899	5,765	5,702	5,815	5,818	5,669	5,852	5,974	6,059	5,861	5,807	6,035
MN	0,018	0,017	0,000	0,007	0,000	0,003	0,022	0,013	0,022	0,000	0,000	0,093
CA	0,050	0,098	0,088	0,024	0,013	0,134	0,075	0,113	0,152	0,015	0,043	0,170
NI	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,001	0,002	0,000
AL	6,152	6,101	6,459	6,281	6,399	6,603	5,813	5,366	5,155	6,359	6,544	4,906
TI	0,053	0,129	0,044	0,019	0,025	0,040	0,110	0,208	0,065	0,000	0,004	0,021
CR	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,028
MG	0,201	0,171	0,806	0,388	0,273	0,571	0,334	0,232	0,302	0,278	0,228	0,298
Total	15,295	15,346	15,338	15,393	15,268	15,244	15,512	15,480	15,689	15,233	15,174	15,837
Al iv	0,101	0,235	0,298	0,185	0,182	0,331	0,148	0,026	0,000	0,139	0,193	0,000
Al vi y	0,051	0,000	0,161	0,099	0,216	0,272	0,000	0,000	0,000	0,220	0,351	0,000
Al vi	6,000	5,866	6,000	6,000	6,000	6,000	5,665	5,340	5,155	6,000	6,000	4,906
Fe 3+	0,000	0,134	0,000	0,000	0,000	0,000	0,335	0,660	0,845	0,000	0,000	1,094
Fe 2+	2,272	2,345	1,610	2,120	2,120	1,715	2,210	2,209	2,304	2,169	2,030	2,470
<y	0,408	0,183	0,377	0,367	0,141	0,534	0,324	0,240	0,155	0,332	0,385	0,000
Cay	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,087	0,152	0,000	0,000	0,090
<x	0,300	0,318	0,284	0,237	0,365	0,355	0,164	0,270	0,215	0,435	0,440	0,197
Cax	0,050	0,098	0,088	0,024	0,013	0,134	0,075	0,020	0,000	0,015	0,043	0,080
Al	71,3	69,7	72,8	71,5	72,8	74,3	66,9	63,4	59,9	72,2	74,3	56,0
Mg	2,3	2,0	9,1	4,4	3,1	6,4	3,8	2,7	3,5	3,2	2,6	3,4
Fe	26,3	28,3	18,1	24,1	0,2	19,3	29,3	33,9	36,6	24,6	23,1	40,6

Tourmaline ER13-2-23 (secteur de Bled Sidi Otmane)

Tableau 38 : Analyse à la microsonde des tourmalines associées aux veines de quartz-tourmaline et phengite dans le granite porphyrique épisyénitisé.

	19	20	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	36
SiO2	34,26	33,94	34,85	36,05	34,75	34,33	34,14	34,73	32,93	33,16	35,12	35,94	35,76	35,83	35,50
Al2O3	27,94	23,67	28,96	34,09	31,86	32,35	33,94	34,92	34,70	34,43	31,89	32,39	31,83	31,52	31,77
TiO2	1,86	1,43	1,15	0,20	0,62	0,61	0,31	0,31	0,68	0,61	0,01	0,45	0,41	0,47	0,67
FeO	17,48	25,21	15,16	15,51	15,48	15,39	14,83	13,56	14,31	14,68	17,03	13,84	12,61	13,68	15,83
MgO	1,77	0,62	2,44	0,57	1,69	1,01	1,13	0,93	0,49	0,46	1,17	2,53	4,02	2,83	1,39
MnO	0,00	0,23	0,02	0,12	0,00	0,21	0,00	0,00	0,00	0,03	0,17	0,20	0,00	0,00	0,07
CaO	0,45	0,24	0,59	0,03	0,19	0,12	0,05	0,07	0,06	0,10	0,00	0,00	0,03	0,04	0,00
Na2O	2,29	2,43	2,35	1,47	2,31	2,17	1,90	1,99	1,83	1,74	1,96	2,22	2,62	2,22	2,20
K2O	0,07	0,07	0,00	0,04	0,04	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02
NiO	0,00	0,05	0,00	0,10	0,08	0,00	0,00	0,00	0,32	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,08	0,00	0,05	0,17	0,01	0,00	0,00
Total	86,12	87,89	85,52	88,20	87,02	86,19	86,29	86,54	85,46	85,20	87,41	87,74	87,30	86,59	87,46
FE	2,493	3,699	2,144	2,102	2,146	2,152	2,057	1,858	2,006	2,062	2,362	1,881	1,716	1,881	2,181
NA	0,757	0,828	0,771	0,463	0,742	0,703	0,610	0,631	0,596	0,568	0,631	0,700	0,827	0,707	0,702
K	0,014	0,016	0,000	0,008	0,009	0,000	0,001	0,000	0,016	0,000	0,003	0,004	0,001	0,000	0,004
SI	5,843	5,955	5,895	5,838	5,761	5,739	5,661	5,692	5,520	5,569	5,824	5,840	5,817	5,892	5,847
MN	0,000	0,034	0,003	0,017	0,000	0,030	0,000	0,000	0,000	0,004	0,024	0,027	0,000	0,000	0,010
CA	0,081	0,044	0,107	0,005	0,034	0,022	0,009	0,012	0,011	0,017	0,000	0,000	0,005	0,007	0,000
NI	0,000	0,007	0,000	0,013	0,011	0,000	0,000	0,000	0,043	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
AL	5,616	4,895	5,774	6,507	6,226	6,374	6,634	6,745	6,855	6,816	6,232	6,203	6,101	6,109	6,168
TI	0,239	0,189	0,147	0,025	0,077	0,077	0,038	0,039	0,086	0,078	0,002	0,055	0,050	0,058	0,083
CR	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,005	0,011	0,000	0,006	0,021	0,001	0,000	0,000
MG	0,451	0,163	0,615	0,137	0,418	0,252	0,279	0,226	0,123	0,114	0,288	0,614	0,975	0,694	0,342
Total	15,494	15,829	15,455	15,116	15,723	15,347	15,288	15,209	15,266	15,228	15,371	15,344	15,494	15,348	15,337
Al iv	0,157	0,045	0,105	0,162	0,239	0,261	0,339	0,308	0,480	0,431	0,176	0,160	0,183	0,108	0,153
Al vi y	0,000	0,000	0,000	0,345	0,000	0,113	0,295	0,437	0,375	0,385	0,056	0,042	0,000	0,001	0,015
Al vi	5,459	4,850	5,669	6,000	5,987	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	5,918	6,000	6,000
Fe 3+	0,541	1,150	0,331	0,000	0,013	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,082	0,000	0,000
Fe 2+	1,952	2,549	1,813	2,101	2,133	2,152	2,057	1,858	2,006	2,062	2,362	1,881	1,634	1,881	2,181
∞y	0,358	0,058	0,420	0,359	0,361	0,224	0,331	0,435	0,355	0,357	0,262	0,360	0,340	0,356	0,369
Cay	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
∞x	0,147	0,112	0,124	0,524	0,215	0,275	0,380	0,357	0,377	0,415	0,367	0,297	0,167	0,286	0,294
Cax	0,081	0,044	0,105	0,005	0,034	0,022	0,009	0,012	0,011	0,017	0,000	0,000	0,005	0,007	0,000
Al	65,6	55,9	67,7	74,4	70,8	75,5	74,0	76,4	76,3	75,8	70,2	71,3	69,4	70,3	71,0
Mg	5,3	1,9	7,2	1,6	4,8	2,9	3,1	2,6	1,4	1,3	3,2	7,1	11,1	8,0	3,9
Fe	29,1	42,2	25,1	24,0	24,4	24,5	22,9	21,0	22,3	22,9	26,6	21,6	19,5	21,7	25,1

Tourmaline ER3-1-11 (secteur d'Errif).

Tableau 39a : Granodiorite transformée en une roche à prédominance de Fk (altération potassique), de quartz, de tourmaline diffuse et des veines de quartz (N95, 70N) décalées senestre par des zones microbréchifiées tardives à tourmaline et à quartz (N150, 70E).

	37	38	39	40	41	42	43	47	48	49	50	53	54	55
SiO2	35,76	34,97	34,77	36,04	35,00	36,06	35,95	35,82	36,19	36,06	35,81	36,28	34,63	35,05
Al2O3	31,59	32,83	31,88	32,14	31,94	29,50	30,18	31,73	31,25	29,40	30,51	30,04	30,87	32,95
TiO2	0,53	0,45	0,42	0,44	1,23	0,60	0,89	0,69	0,59	0,53	0,20	0,43	0,82	0,66
FeO	16,23	15,46	15,22	15,06	16,03	13,91	15,10	15,70	15,66	17,44	16,28	16,50	15,86	15,35
MgO	1,09	1,12	1,89	1,72	1,28	4,34	1,77	1,14	0,98	1,15	1,71	2,57	1,35	1,09
MnO	0,00	0,00	0,08	0,02	0,51	0,11	0,12	0,05	0,15	0,06	0,06	0,20	0,02	0,00
CaO	0,00	0,03	0,00	0,01	0,21	0,50	0,53	0,01	0,01	0,07	0,18	0,18	0,20	0,08
Na2O	2,15	2,18	2,33	2,19	2,14	2,69	1,97	2,14	2,20	2,36	2,08	2,61	2,31	2,38
K2O	0,00	0,72	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,08	0,00	0,12	0,05	0,03
NiO	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,11	0,04	0,00	0,00	0,00
Cr2O3	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,15	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01
Total	87,37	87,86	86,60	87,62	88,36	87,69	86,50	87,39	87,21	87,31	86,87	88,94	86,11	87,59
FE	2,293	2,126	2,116	2,058	2,198	1,905	2,099	2,161	2,159	2,434	2,265	2,255	2,228	2,107
NA	0,688	0,695	0,752	0,693	0,681	0,853	0,634	0,684	0,704	0,765	0,670	0,827	0,752	0,756
K	0,000	0,152	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,004	0,018	0,000	0,026	0,107	0,007
SI	5,900	5,751	5,778	5,889	5,738	5,907	5,973	5,895	5,968	6,018	5,955	5,926	5,818	5,753
MN	0,000	0,000	0,011	0,003	0,070	0,016	0,017	0,007	0,021	0,009	0,009	0,028	0,002	0,000
CA	0,000	0,005	0,000	0,003	0,036	0,087	0,094	0,001	0,002	0,013	0,032	0,031	0,036	0,014
NI	0,000	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,013	0,000	0,015	0,005	0,000	0,000	0,000
AL	6,142	6,362	6,244	6,190	6,171	5,696	5,910	6,155	6,073	5,783	5,980	5,784	6,113	6,373
TI	0,065	0,056	0,053	0,054	0,152	0,073	0,111	0,085	0,073	0,067	0,025	0,053	0,104	0,082
CR	0,002	0,002	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,020	0,004	0,000	0,000	0,000	0,001
MG	0,269	0,275	0,469	0,418	0,313	1,059	0,438	0,280	0,240	0,286	0,423	0,626	0,338	0,266
Total	15,359	15,433	15,422	15,307	15,364	15,597	15,276	15,284	15,265	15,412	15,364	15,554	15,402	15,358
Al iv	0,100	0,249	0,221	0,111	0,262	0,093	0,027	0,105	0,032	0,000	0,045	0,074	0,182	0,247
Al vi y	0,042	0,113	0,023	0,079	0,000	0,000	0,000	0,050	0,041	0,000	0,000	0,000	0,000	0,126
Al vi	6,000	6,000	6,000	6,000	5,909	5,603	5,883	6,000	6,000	5,783	5,935	5,710	5,931	6,000
Fe 3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,091	0,397	0,117	0,000	0,000	0,217	0,065	0,290	0,069	0,000
Fe 2+	2,239	2,126	2,116	2,058	2,107	1,508	1,982	2,161	2,159	2,217	2,200	1,965	2,159	2,107
<y	0,383	0,417	0,328	0,388	0,319	0,344	0,385	0,404	0,446	0,389	0,338	0,328	0,397	0,418
Cay	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,067	0,000	0,000	0,015	0,000	0,000	0,000	0,000
<x	0,312	0,149	0,248	0,304	0,281	0,060	0,339	0,313	0,290	0,222	0,238	0,116	0,201	0,223
Cax	0,000	0,005	0,000	0,003	0,036	0,087	0,027	0,001	0,002	0,000	0,032	0,031	0,036	0,014
Al	72,6	72,6	70,7	71,4	71,1	65,8	70,0	71,6	71,7	68,0	69,0	66,8	70,4	72,9
Mg	3,1	3,1	5,3	4,8	3,6	12,2	5,2	3,3	2,8	3,4	4,9	7,2	3,9	3,0
Fe	24,3	24,3	24,0	23,8	25,3	22,0	24,8	25,1	25,5	28,6	26,1	26,0	25,7	24,1

Tourmaline ER3-1-11 (secteur d'Errif).

Tableau 39b : Granodiorite transformée en une roche à prédominance de Fk (altération feldspathique), de quartz, de tourmaline diffuse et des veines de quartz (N95, 70N) décalées senestre par des zones microbréchifiées tardives à tourmaline et à quartz (N150, 70E)

	56	57	58	59	60	61	63	64	65	66	68	69	70	72
SiO2	34,83	35,77	34,90	35,56	35,93	35,90	33,58	34,83	33,96	32,75	34,76	34,51	34,36	33,93
Al2O3	35,10	33,93	34,58	33,95	31,41	30,25	21,56	29,12	28,21	31,11	28,32	28,58	27,69	25,90
TiO2	0,65	0,51	0,28	0,32	0,96	0,97	0,44	0,28	0,29	0,16	0,00	0,37	0,37	0,44
FeO	14,29	14,54	13,54	14,91	12,82	15,25	28,47	18,45	19,00	17,40	18,83	20,95	19,58	23,26
MgO	0,60	0,51	0,76	0,75	4,31	1,75	0,31	1,75	1,43	0,97	1,33	0,87	1,02	0,66
MnO	0,00	0,03	0,05	0,29	0,07	0,14	0,20	0,15	0,40	2,13	0,12	0,00	0,12	0,17
CaO	0,15	0,00	0,07	0,13	0,12	0,53	0,14	0,41	0,34	0,56	1,09	0,54	0,34	0,51
Na2O	1,59	1,54	15,90	1,83	2,95	1,89	2,59	2,24	1,98	1,92	1,77	2,19	2,05	2,17
K2O	0,01	0,04	0,00	0,00	0,11	0,01	0,13	0,00	0,02	0,00	0,07	0,01	0,07	0,07
NiO	0,08	0,08	0,30	0,03	0,11	0,00	0,09	0,08	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,10
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03
Total	87,29	86,96	86,08	87,76	88,80	86,68	87,51	87,31	85,64	87,06	86,32	88,01	85,60	87,23
FE	1,947	1,987	1,865	2,030	1,725	2,117	4,290	2,601	2,746	2,476	2,691	2,969	2,835	3,390
NA	0,501	0,489	0,508	0,577	0,921	0,608	0,905	0,732	0,663	0,634	0,587	0,721	0,690	0,735
K	0,001	0,009	0,000	0,000	0,022	0,001	0,030	0,001	0,004	0,000	0,015	0,001	0,016	0,015
SI	5,675	5,846	5,748	5,790	5,780	5,957	6,051	5,870	5,867	5,572	5,943	5,848	5,948	5,914
MN	0,000	0,004	0,007	0,040	0,010	0,020	0,030	0,021	0,059	0,307	0,017	0,000	0,017	0,024
CA	0,269	0,000	0,012	0,022	0,021	0,095	0,028	0,074	0,063	0,102	0,200	0,098	0,063	0,095
NI	0,011	0,011	0,039	0,004	0,014	0,000	0,013	0,011	0,000	0,009	0,000	0,000	0,000	0,014
AL	6,739	6,536	6,712	6,516	5,955	5,916	4,578	5,784	5,744	6,239	5,707	5,708	5,650	5,320
TI	0,080	0,063	0,035	0,040	0,116	0,121	0,059	0,035	0,037	0,020	0,000	0,048	0,049	0,058
CR	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,003	0,000	0,000	0,004
MG	0,145	0,125	0,186	0,182	1,034	0,433	0,084	0,440	0,368	0,246	0,339	0,219	0,263	0,171
Total	15,126	15,071	15,114	15,200	15,597	15,267	15,067	15,567	15,554	15,605	15,502	15,610	15,530	15,740
Al iv	0,325	0,154	0,252	0,210	0,220	0,043	0,000	0,130	0,133	0,428	0,057	0,152	0,052	0,086
Al vi y	0,414	0,382	0,460	0,306	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al vi	6,000	6,000	6,000	6,000	5,735	5,873	4,578	5,654	5,611	5,811	5,650	5,556	5,598	5,234
Fe 3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,265	0,127	1,422	0,346	0,389	0,189	0,350	0,444	0,402	0,766
Fe 2+	1,947	1,987	1,865	2,030	1,460	1,990	2,868	2,255	2,357	2,287	2,341	2,525	2,433	2,624
⇨y	0,404	0,428	0,408	0,399	0,367	0,384	0,000	0,238	0,176	0,131	0,157	0,210	0,227	0,096
Cay	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,052	0,000	0,000	0,000	0,000	0,143	0,000	0,011	0,009
⇨x	0,471	0,501	0,480	0,401	0,035	0,348	0,037	0,194	0,270	0,264	0,341	0,180	0,243	0,165
Cax	0,027	0,000	0,012	0,022	0,021	0,043	0,028	0,000	0,063	0,102	0,057	0,098	0,052	0,086
Al	76,3	73,5	76,6	74,7	68,3	69,9	51,2	65,5	64,8	69,6	65,3	64,2	64,6	59,9
Mg	1,6	1,4	2,1	2,1	11,9	5,1	0,9	5,0	4,2	2,7	3,9	2,5	3,0	1,9
Fe	22,1	23,0	21,3	23,2	19,8	25,0	47,9	29,5	31,0	27,6	30,8	33,3	32,4	38,2

Tourmaline ER3-1-11 (secteur d'Errif).

Tableau 39c : Granodiorite transformée en une roche à prédominance de Fk (altération feldspathique), de quartz, de tourmaline diffuse et des veines de quartz (N95,70N) décalées senestre par des zones microbréchifiées tardives à tourmaline et à quartz (N150, 70E).

	61	62	63	65	66	68	70	71	72	73	74
SiO2	34,06	34,81	35,93	35,33	35,52	34,81	35,18	35,59	36,91	36,22	36,33
Al2O3	26,62	29,59	28,68	26,91	27,13	26,23	28,33	29,00	32,30	30,82	31,24
TiO2	0,46	0,70	0,56	0,44	1,12	0,94	0,73	0,62	0,36	0,42	0,22
FeO	19,99	18,04	10,27	16,83	17,30	17,33	14,54	13,41	12,50	11,86	11,62
MgO	2,65	1,50	7,10	3,61	3,65	3,65	4,25	4,13	4,45	3,96	4,15
MnO	0,08	0,11	0,00	0,00	0,08	0,00	0,02	0,00	0,09	0,05	0,05
CaO	1,24	0,79	0,61	0,29	0,48	0,70	0,63	0,62	0,15	0,15	0,23
Na2O	2,50	2,36	2,88	2,59	2,57	2,44	2,39	2,61	2,57	2,34	2,43
K2O	0,04	0,04	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03
NiO	0,09	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,04	0,07	0,02	0,19	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
Total	87,72	87,95	86,06	86,01	87,89	86,09	86,12	86,05	89,36	86,08	86,30
FE	2,857	2,521	1,412	2,392	2,416	2,476	2,040	1,869	1,658	1,630	1,589
NA	0,827	0,765	0,918	0,855	0,832	0,807	0,776	0,843	0,790	0,746	0,770
K	0,009	0,008	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,006
SI	5,820	5,189	5,904	6,005	5,933	5,949	5,901	5,932	5,854	5,949	5,939
MN	0,012	0,016	0,000	0,000	0,011	0,000	0,003	0,000	0,012	0,007	0,007
CA	0,226	0,142	0,108	0,053	0,086	0,128	0,113	0,110	0,026	0,026	0,041
NI	0,012	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,006	0,009	0,002	0,025	0,000
AL	5,360	5,830	5,554	5,392	5,340	5,282	5,600	5,696	6,038	5,966	6,020
TI	0,059	0,088	0,070	0,056	0,140	0,121	0,092	0,078	0,044	0,057	0,027
CR	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000
MG	0,675	0,374	1,739	0,916	0,909	0,929	1,063	1,026	1,052	0,970	1,012
Total	15,857	15,563	15,706	15,669	15,672	15,691	15,593	15,563	15,477	15,380	15,410
Al iv	0,180	0,181	0,096	0,000	0,067	0,050	0,099	0,068	0,146	0,051	0,061
Al vi y	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al vi	5,180	5,119	5,458	5,392	5,273	5,232	5,501	5,628	5,892	5,915	5,959
Fe 3+	0,820	0,881	0,542	0,608	0,727	0,768	0,499	0,372	0,108	0,085	0,041
Fe 2+	2,036	1,640	0,870	1,784	1,689	1,708	1,541	1,497	1,550	1,845	1,548
⇨y	0,180	0,882	0,306	0,191	0,228	0,292	0,284	0,348	0,366	0,200	0,447
Cay	0,026	0,000	0,012	0,053	0,019	0,071	0,034	0,042	0,000	0,013	0,000
⇨x	0,000	0,013	0,000	0,144	0,099	0,143	0,125	0,089	0,182	0,203	0,183
Cax	0,180	0,142	0,096	0,000	0,067	0,050	0,099	0,068	0,026	0,051	0,041
Al	60,3	66,8	63,8	62,0	61,6	60,8	64,3	66,4	69,0	69,6	69,8
Mg	7,6	4,3	20,0	10,5	10,5	10,7	12,3	11,9	12,0	11,4	11,8
Fe	32,1	28,9	16,2	27,5	27,9	28,5	23,4	21,7	19,0	19,0	18,4

Tourmaline ER3-2-18 (1) (secteur d'Errif).

Tableau 40 : Analyses à la microsonde des tourmalines associées au granodiorite transformée en une roche à prédominance de Fk (altération potassique), de quartz, de tourmaline et de veines de quartz (N95, 70N); décalées senestre par des zones microbréchifiées tardives diffuse à tourmaline et à quartz (N150, 70E).

	75	76	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87
SiO2	35,26	36,20	36,02	35,87	36,01	35,07	34,40	35,18	34,48	34,46	35,09	34,70	34,58
Al2O3	31,76	30,11	29,77	30,54	30,36	23,98	25,78	25,81	26,84	27,50	27,15	30,69	26,76
TiO2	0,22	0,31	0,28	0,77	0,37	1,40	1,18	1,18	1,04	1,13	0,96	0,16	0,05
FeO	12,00	13,33	12,83	12,64	12,21	17,99	13,32	15,63	11,63	19,83	17,89	17,66	21,41
MgO	4,12	3,74	3,67	3,74	4,27	3,92	5,55	3,60	7,46	1,78	3,04	1,49	1,84
MnO	0,15	0,18	0,12	0,02	0,05	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,26	0,10	0,23
CaO	0,34	0,30	0,31	0,21	0,30	0,80	0,76	0,28	0,58	0,79	0,96	0,09	0,43
Na2O	2,51	2,67	2,54	2,51	2,51	2,62	2,52	2,90	3,81	2,11	2,29	2,85	2,35
K2O	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,07	0,03	0,53	0,07	0,04	0,05	0,00
NiO	0,00	0,00	0,12	1,25	0,00	0,00	0,04	1,23	0,01	0,00	0,00	1,30	0,00
Cr2O3	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00
Total	86,38	86,91	85,66	87,56	86,34	85,79	83,66	85,80	86,37	87,68	87,70	89,13	87,66
FE	1,648	1,834	1,784	1,730	1,678	2,598	1,924	2,237	1,627	2,815	2,518	2,445	3,066
NA	0,801	0,850	0,820	0,797	0,799	0,876	0,845	0,964	1,237	0,694	0,748	0,913	0,780
K	0,001	0,005	0,001	0,002	0,000	0,005	0,016	0,006	0,113	0,015	0,008	0,010	0,000
SI	5,792	5,953	5,992	5,867	5,915	6,059	5,942	6,019	5,767	5,848	5,905	5,744	5,922
MN	0,021	0,026	0,018	0,003	0,007	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,037	0,014	0,034
CA	0,060	0,053	0,055	0,036	0,052	0,148	0,141	0,051	0,103	0,144	0,174	0,015	0,079
NI	0,000	0,000	0,016	0,164	0,000	0,000	0,005	0,169	0,001	0,000	0,000	0,174	0,000
AL	6,147	5,835	5,835	5,888	5,931	4,883	5,249	5,204	5,292	5,500	5,383	5,989	5,400
TI	0,028	0,038	0,035	0,094	0,046	0,182	0,153	0,147	0,131	0,145	0,122	0,020	0,007
CR	0,000	0,005	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000
MG	1,009	0,916	0,910	0,911	1,045	1,008	1,428	0,919	1,860	0,450	0,764	0,369	0,470
Total	15,507	15,514	15,464	15,492	15,472	15,758	15,710	15,716	16,130	15,610	15,659	15,696	15,759
Al iv	0,208	0,047	0,008	0,133	0,085	0,000	0,058	0,000	0,233	0,152	0,095	0,256	0,078
Al vi y	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al vi	5,939	5,788	5,827	5,755	5,846	4,883	5,191	5,204	5,059	5,348	5,288	5,733	5,322
Fe 3+	0,061	0,212	0,173	0,245	0,154	1,117	0,809	0,796	0,941	0,652	0,712	0,267	0,678
Fe 2+	1,587	1,622	1,611	1,485	1,524	1,481	1,115	1,441	0,686	2,163	1,806	2,178	2,388
<y	0,503	0,387	0,363	0,436	0,378	0,181	0,351	0,273	0,322	0,242	0,192	0,240	0,100
Cay	0,393	0,006	0,047	0,000	0,000	0,148	0,083	0,051	0,103	0,000	0,079	0,000	0,001
<x	0,000	0,098	0,171	0,166	0,149	0,118	0,081	0,030	0,000	0,152	0,149	0,062	0,142
Cax	0,208	0,047	0,008	0,036	0,052	0,000	0,058	0,000	0,000	0,144	0,095	0,015	0,078
Al	69,8	68,0	68,4	69,0	68,5	57,5	61,0	62,2	60,3	62,7	62,1	68,0	60,4
Mg	11,5	10,7	10,7	10,7	19,4	11,9	11,7	11,0	21,2	5,2	8,8	4,2	5,3
Fe	18,7	21,3	20,9	20,3	12,1	30,6	22,3	26,8	18,5	32,1	29,1	27,8	34,3

Tourmaline ER3-2-18 (1) (secteur d'Errif).

Tableau 41 : Analyses à la microsonde des tourmalines associées au granodiorite transformée en une roche à prédominance de Fk (altération potassique), de quartz, de tourmaline diffuse et de veines de quartz (N95, 70N); décalées senestre par des zones microbréchifiées tardives à tourmaline et à quartz (N150, 70E).

	73	75	76	77	78	79	81	82	83	84	86	87	88	89	90	92	93
SiO2	33,82	32,40	31,75	31,01	35,00	36,17	33,59	33,89	34,82	34,73	35,14	35,62	36,05	35,28	35,44	36,16	32,97
Al2O3	25,13	36,65	37,08	37,87	36,66	34,10	25,38	31,43	32,84	34,80	30,10	34,07	34,97	33,73	33,80	33,39	39,21
TiO2	0,65	0,01	0,11	0,01	0,07	0,02	0,06	0,15	0,14	0,18	0,27	0,09	0,16	0,20	0,19	0,00	0,08
FeO	22,18	14,31	13,65	14,56	13,73	16,27	25,34	17,23	16,52	14,69	18,25	13,82	13,35	12,95	14,74	15,55	8,76
MgO	0,76	0,41	0,48	0,42	0,45	0,09	0,21	0,57	0,84	0,87	0,91	1,54	1,45	1,29	1,65	0,68	0,92
MnO	0,00	0,08	0,15	0,09	0,00	0,12	0,07	0,34	0,11	0,13	0,16	0,00	0,34	0,42	0,01	0,07	0,07
CaO	0,01	0,58	0,84	0,58	0,16	0,37	0,04	0,10	0,04	0,03	0,04	0,06	0,08	0,60	0,54	0,12	0,78
Na2O	2,51	1,06	1,51	2,03	1,17	1,48	2,50	2,42	2,00	2,04	2,27	1,88	1,83	1,44	1,66	1,38	1,26
K2O	0,01	0,03	0,03	0,05	0,00	0,06	0,09	0,02	0,04	0,01	0,04	0,03	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00
NiO	0,12	0,01	0,00	0,00	0,16	0,03	0,04	0,00	0,00	0,10	0,10	0,00	0,12	0,00	0,00	0,03	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	85,19	85,52	85,60	86,74	87,40	88,70	87,34	86,19	87,34	87,57	87,29	87,10	88,33	85,92	88,05	87,42	84,05
FE	3,291	1,995	1,904	2,021	1,855	2,201	3,732	2,442	2,286	2,005	2,561	1,882	1,790	1,785	2,000	2,124	1,202
NA	0,863	0,343	0,488	0,652	0,365	0,464	0,855	0,795	0,640	0,645	0,739	0,593	0,568	0,461	0,524	0,436	0,401
K	0,002	0,005	0,007	0,011	0,000	0,013	0,021	0,004	0,009	0,002	0,008	0,006	0,000	0,000	0,002	0,009	0,000
SI	6,000	5,403	5,297	5,146	5,657	5,850	5,915	5,742	5,761	5,669	5,897	5,801	5,778	5,813	5,750	5,906	5,413
MN	0,000	0,011	0,021	0,013	0,000	0,016	0,011	0,049	0,016	0,018	0,023	0,000	0,046	0,058	0,002	0,009	0,010
CA	0,002	0,103	0,150	0,104	0,028	0,063	0,009	0,018	0,006	0,005	0,007	0,010	0,013	0,106	0,094	0,021	0,138
NI	0,017	0,002	0,000	0,000	0,021	0,003	0,006	0,000	0,000	0,013	0,014	0,000	0,015	0,000	0,000	0,005	0,000
AL	5,254	7,203	7,289	7,406	6,982	6,500	5,269	6,277	6,402	6,694	5,953	6,539	6,606	6,550	6,463	6,427	7,586
TI	0,087	0,001	0,014	0,002	0,008	0,002	0,008	0,020	0,018	0,023	0,035	0,012	0,020	0,024	0,023	0,000	0,009
CR	0,000	0,000	0,000	0,014	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
MG	0,200	0,101	0,120	0,103	0,109	0,022	0,055	0,144	0,207	0,213	0,228	0,374	0,347	0,318	0,400	0,164	0,224
Total	15,717	15,167	15,290	15,472	15,025	15,135	15,880	15,496	15,344	15,284	15,464	15,216	15,182	15,116	15,257	15,101	14,933
Al iv	0,000	0,597	0,703	0,854	0,343	0,150	0,085	0,258	0,239	0,331	0,103	0,199	0,222	0,187	0,250	0,094	0,587
Al vi y	0,000	0,606	0,586	0,552	0,639	0,350	0,000	0,019	0,163	0,363	0,000	0,340	0,384	0,363	0,213	0,333	0,999
Al vi	5,254	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	5,184	6,000	6,000	6,000	5,850	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Fe 3+	0,746	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,816	0,000	0,000	0,000	0,150	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe 2+	2,545	1,995	1,904	2,021	1,855	2,201	2,916	2,442	2,286	2,005	2,411	1,882	1,790	1,785	2,000	2,124	1,202
↔y	0,149	0,284	0,355	0,295	0,368	0,406	0,000	0,383	0,310	0,365	0,283	0,392	0,398	0,452	0,362	0,365	0,557
Cay	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
↔x	0,135	0,548	0,355	0,233	0,607	0,460	0,119	0,120	0,345	0,347	0,245	0,392	0,419	0,433	0,380	0,534	0,461
Cax	0,000	0,103	0,150	0,104	0,028	0,063	0,005	0,081	0,006	0,005	0,007	0,010	0,013	0,106	0,094	0,021	0,138
Al	60,1	77,5	78,3	77,7	78,0	74,5	58,2	70,8	72,0	75,2	68,1	74,3	75,6	75,7	73,9	73,7	82,1
Mg	2,3	1,0	1,3	1,1	1,2	0,2	0,6	1,6	2,3	2,4	2,6	4,3	4,0	3,7	4,5	1,9	2,4
Fe	37,6	21,5	20,4	21,2	20,8	25,3	41,2	27,6	25,7	25,7	29,3	21,4	20,4	20,6	22,6	24,4	13,0

Tourmaline ER5-5-25 (Secteur d'Errif).

Tableau 42 : Analyses à la microsonde des tourmalines associées au granite "rosé" silicifié et feldspathisé à tourmalines diffuses et en chevelures.

	91	92	93	94	99	100	101	102	103	104	106
SiO2	34,77	34,61	35,17	34,50	35,45	35,67	35,46	34,70	35,12	34,52	34,95
Al2O3	32,63	32,74	35,07	34,66	34,62	33,66	33,90	34,56	34,04	33,90	32,46
TiO2	0,00	0,05	0,03	0,00	0,09	0,15	0,21	0,21	0,08	0,13	0,00
FeO	16,29	15,48	12,34	14,32	14,21	11,98	11,64	11,20	13,74	14,07	15,40
MgO	0,23	0,18	0,22	0,21	0,24	1,93	2,03	2,35	0,31	0,31	0,43
MnO	0,09	0,00	1,11	0,07	0,00	0,09	0,00	0,20	0,00	0,00	0,12
CaO	0,30	0,33	0,33	0,38	0,00	0,16	0,06	0,36	0,30	0,42	0,32
Na2O	1,93	1,55	1,32	1,36	1,32	1,71	1,63	1,65	1,44	1,55	1,60
K2O	0,07	0,06	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,04
NiO	0,00	0,00	0,17	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Total	86,31	85,00	85,79	85,50	86,05	85,36	84,94	85,23	85,05	84,92	85,34
FE	2,278	2,184	1,699	1,991	1,956	1,649	1,605	1,541	1,912	1,970	2,164
NA	0,626	0,507	0,420	0,438	0,421	0,545	0,520	0,526	0,466	0,502	0,523
K	0,014	0,013	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000	0,002	0,004	0,005	0,008
SI	5,814	5,837	5,789	5,735	5,833	5,868	5,846	5,711	5,843	5,779	5,872
MN	0,012	0,000	0,155	0,010	0,000	0,013	0,000	0,028	0,000	0,000	0,018
CA	0,055	0,060	0,058	0,067	0,000	0,028	0,011	0,063	0,053	0,075	0,057
NI	0,000	0,000	0,022	0,000	0,013	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
AL	6,432	6,508	6,805	6,792	6,713	6,526	6,586	6,703	6,677	6,688	6,428
TI	0,000	0,006	0,004	0,000	0,011	0,019	0,026	0,026	0,010	0,017	0,000
CR	0,000	0,000	0,004	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
MG	0,058	0,046	0,055	0,053	0,059	0,472	0,500	0,576	0,078	0,077	0,107
Total	15,289	15,161	15,011	15,087	15,007	15,122	15,094	15,175	15,042	15,112	15,177
Al iv	0,186	0,163	0,211	0,265	0,167	0,132	0,154	0,289	0,157	0,221	0,128
Al vi y	0,246	0,345	0,594	0,527	0,546	0,394	0,432	0,414	0,520	0,467	0,300
Al vi	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Fe 3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe 2+	2,278	2,184	1,699	1,991	1,956	1,649	1,605	1,541	1,912	1,970	2,164
<y	0,406	0,419	0,467	0,419	0,425	0,453	0,415	0,415	0,421	0,469	0,410
Cay	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
<x	0,305	0,421	0,522	0,493	0,579	0,427	0,459	0,409	0,477	0,419	0,408
Cax	0,055	0,060	0,058	0,067	0,000	0,028	0,011	0,063	0,053	0,075	0,057
Al	73,3	74,5	79,5	76,9	76,9	75,5	75,8	76,0	77,0	76,6	73,9
Mg	0,7	0,5	0,6	0,6	0,7	5,5	5,8	6,5	0,9	0,9	1,2
Fe	26,0	25,0	19,9	22,5	22,4	19,0	18,4	17,5	22,1	22,6	24,9

Tourmaline ER9-1-02 (secteur d'Amahroq)

Tableau 43 : Greisens à tourmaline et reliques de feldspath potassique, associés aux épontes des veines de quartz centimétriques ; dans les leucogranites fins à deux micas.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO2	35,17	35,17	36,33	36,81	36,65	36,21	35,42	35,57	36,65	35,89	36,72	35,74	35,09	35,23	37,84	36,48	37,01	35,45	35,17	35,27	34,01
Al2O3	35,78	34,14	37,24	36,84	37,33	36,12	36,21	36,70	38,20	37,52	37,97	36,32	37,14	37,33	37,66	36,85	37,34	36,38	36,95	35,54	34,48
TiO2	0,15	0,02	0,03	0,04	0,00	0,00	0,03	0,05	0,00	0,09	0,05	0,18	0,33	0,11	0,04	0,11	0,00	0,15	0,05	0,08	0,06
FeO	14,55	14,38	12,65	12,16	11,99	13,58	12,88	12,37	12,43	11,64	11,02	11,68	11,64	12,88	12,31	12,32	12,53	13,48	11,71	13,92	14,97
MgO	0,10	0,18	0,04	0,02	0,00	0,02	0,02	0,05	0,02	0,08	0,06	0,05	0,04	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,06	0,46	0,11
MnO	0,25	0,18	0,51	0,56	2,03	0,50	0,54	0,62	0,58	0,64	0,59	0,76	0,68	0,30	0,27	0,26	0,25	0,41	0,89	0,07	0,07
CaO	0,30	0,45	0,00	0,00	0,33	0,00	0,04	0,03	0,00	0,16	0,00	0,01	0,22	0,12	0,00	0,00	0,03	0,07	0,11	0,47	0,71
Na2O	1,64	1,08	0,96	0,92	0,97	0,96	1,22	1,11	0,75	0,93	1,12	0,96	1,13	1,09	1,00	0,98	1,04	1,42	1,23	1,04	1,20
K2O	0,17	0,02	0,03	0,00	0,05	0,02	0,02	0,03	0,03	0,06	0,00	0,07	0,00	0,02	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01
NiO	0,07	0,06	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,02	0,00	0,07	0,00	0,17	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr2O3	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	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00
Total	88,23	85,68	87,86	87,34	89,36	87,41	86,37	86,53	88,77	87,00	87,55	85,76	86,34	87,10	89,30	87,16	88,21	87,44	86,19	86,85	85,62
FE	1,967	1,994	1,686	1,623	1,580	1,829	1,754	1,676	1,636	1,560	1,460	1,591	1,577	1,736	1,605	1,650	1,657	1,821	1,591	1,896	2,090
NA	0,514	0,346	0,297	0,285	0,296	0,300	0,384	0,348	0,230	0,289	0,343	0,303	0,356	0,342	0,303	0,304	0,318	0,444	0,389	0,330	0,389
K	0,035	0,003	0,007	0,000	0,010	0,004	0,004	0,007	0,006	0,012	0,001	0,014	0,000	0,004	0,000	0,009	0,000	0,000	0,004	0,000	0,002
SI	5,684	5,831	5,789	5,875	5,772	5,830	5,767	5,761	5,764	5,752	5,815	5,818	5,686	5,679	5,898	5,842	5,852	5,724	5,714	5,743	5,679
MN	0,035	0,025	0,069	0,075	0,271	0,068	0,074	0,086	0,078	0,087	0,080	0,105	0,094	0,041	0,036	0,035	0,033	0,056	0,122	0,010	0,010
CA	0,053	0,081	0,000	0,000	0,055	0,000	0,007	0,005	0,000	0,027	0,000	0,002	0,038	0,021	0,000	0,000	0,006	0,012	0,019	0,082	0,127
NI	0,010	0,009	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,013	0,000	0,003	0,000	0,009	0,000	0,022	0,014	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
AL	6,815	6,670	6,993	6,931	6,929	6,856	6,948	7,006	7,081	7,086	7,086	6,968	7,094	7,092	6,918	6,955	6,958	6,924	7,077	6,820	6,784
TI	0,018	0,003	0,004	0,004	0,001	0,000	0,003	0,006	0,000	0,011	0,006	0,022	0,040	0,014	0,005	0,013	0,000	0,018	0,006	0,009	0,007
CR	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000	0,000	0,000
MG	0,024	0,044	0,011	0,004	0,000	0,006	0,005	0,012	0,004	0,018	0,014	0,012	0,010	0,003	0,001	0,001	0,004	0,004	0,015	0,112	0,028
Total	15,161	15,005	14,861	14,797	14,914	14,892	14,948	14,906	14,812	14,844	14,806	14,833	14,904	14,932	14,787	14,823	14,826	15,012	14,936	15,001	15,116
Al iv	0,316	0,169	0,211	0,125	0,228	0,17	0,233	0,239	0,236	0,248	0,185	0,182	0,314	0,321	0,102	0,158	0,144	0,276	0,286	0,257	0,321
Al vi y	0,499	0,501	0,782	0,806	0,701	0,686	0,715	0,767	0,845	0,838	0,901	0,786	0,78	0,771	0,816	0,797	0,814	0,648	0,791	0,563	0,463
Al vi	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Fe 3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe 2+	1,967	1,994	1,686	1,623	1,580	1,829	1,754	1,676	1,636	1,560	1,460	1,591	1,577	1,736	1,605	1,650	1,657	1,821	1,591	1,896	2,090
∞Y	0,441	0,425	0,442	0,452	0,447	0,411	0,447	0,562	0,424	0,432	0,537	0,484	0,414	0,435	0,515	0,490	0,480	0,432	0,475	0,410	0,402
Cay	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,012	0,000	0,000	0,000
∞x	0,398	0,570	0,696	0,715	0,639	0,697	0,605	0,640	0,764	0,672	0,657	0,681	0,606	0,634	0,697	0,687	0,676	0,556	0,589	0,588	0,482
Cax	0,053	0,081	0,000	0,000	0,055	0,000	0,007	0,005	0,000	0,027	0,000	0,002	0,038	0,021	0,000	0,000	0,006	0,012	0,019	0,082	0,127
Al	77,4	76,6	80,5	81,0	81,4	78,9	79,8	80,6	81,2	81,8	82,8	81,3	81,7	80,3	81,2	80,8	80,7	79,1	81,5	77,2	76,2
Mg	0,2	0,5	0,1	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	0,2	0,2	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	1,3	0,3
Fe	22,3	22,9	19,4	19,0	18,6	21,0	20,1	19,3	18,8	18,0	17,0	18,6	18,2	19,7	18,8	19,2	19,3	20,8	18,3	21,5	23,5

Tourmaline ER20-1-27 (Ez-Zirari).

Tableau 44 : Greisens à tourmaline dans leucogranite fin à zinnwaldite et à topaze.

	22	23	24	25	26	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44
SiO2	35,59	35,23	36,31	36,30	35,49	35,98	35,52	36,14	35,32	35,90	35,24	35,66	35,95	35,73	35,37	35,43	35,82	35,68	35,78	33,54	35,12	34,48
Al2O3	34,54	33,87	33,70	35,93	34,76	34,44	33,49	35,90	35,99	36,21	31,77	33,96	33,99	32,31	32,02	32,39	33,89	34,71	33,62	34,98	32,70	32,55
TiO2	0,00	0,01	0,06	0,00	0,14	0,01	0,17	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,07	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,05
FeO	13,83	14,56	15,60	13,35	14,30	14,75	15,10	13,01	13,34	13,36	16,91	15,22	14,97	16,44	15,31	14,84	13,79	13,65	14,30	13,92	15,09	15,66
MgO	0,26	0,20	0,17	0,17	0,17	0,22	0,11	0,06	0,03	0,11	0,00	0,06	0,15	0,29	0,31	0,73	0,96	0,25	0,85	0,18	0,28	0,41
MnO	0,00	0,00	0,03	0,00	0,27	0,01	0,18	0,56	0,90	0,19	0,00	0,13	0,01	0,10	0,11	0,13	0,00	0,16	0,03	0,00	0,00	0,10
CaO	0,25	0,00	0,00	0,04	0,13	0,06	0,12	0,09	0,05	0,00	0,05	0,02	0,08	0,10	0,08	0,35	0,12	0,08	0,43	0,00	0,45	0,58
Na2O	1,35	1,35	1,41	1,20	1,21	1,63	1,86	1,34	1,35	0,98	1,70	1,15	1,43	1,61	1,59	1,79	1,16	1,11	1,49	1,10	1,09	1,06
K2O	0,01	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,03	0,05	0,00	0,05	0,02	0,00	0,00	0,00	0,05	0,06	0,00	0,01
NiO	0,06	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,08	0,03	0,06	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,11
Total	85,90	85,24	87,32	87,01	86,46	87,14	86,61	87,14	87,00	86,83	85,72	86,34	86,62	86,79	84,89	85,66	85,75	85,69	86,59	83,78	84,79	85,00
FE	1,904	2,028	2,130	1,801	1,961	2,012	2,084	1,756	1,813	1,807	2,382	2,099	2,055	2,279	2,157	2,071	1,899	1,878	1,963	1,969	2,122	2,211
NA	0,432	0,437	0,445	0,376	0,384	0,516	0,595	0,420	0,426	0,309	0,555	0,366	0,456	0,517	0,520	0,578	0,369	0,353	0,473	0,360	0,355	0,347
K	0,003	0,002	0,007	0,003	0,000	0,000	0,000	0,006	0,002	0,000	0,007	0,011	0,000	0,010	0,003	0,000	0,000	0,000	0,011	0,012	0,000	0,002
SI	5,857	5,865	5,927	5,856	5,818	5,866	5,860	5,835	5,743	5,808	5,934	5,881	5,899	5,924	5,959	5,911	5,897	5,870	5,872	5,671	5,907	5,821
MN	0,000	0,000	0,005	0,000	0,037	0,002	0,026	0,077	0,124	0,027	0,000	0,019	0,002	0,014	0,015	0,019	0,000	0,022	0,004	0,000	0,000	0,014
CA	0,044	0,000	0,000	0,007	0,022	0,010	0,021	0,015	0,009	0,000	0,010	0,004	0,014	0,017	0,014	0,063	0,021	0,014	0,076	0,000	0,082	0,106
NI	0,008	0,000	0,000	0,002	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000	0,011	0,004	0,009	0,000	0,000	0,002	0,005	0,000	0,000	0,007	0,000
AL	6,699	6,645	6,484	6,832	6,716	6,617	6,513	6,832	6,896	6,905	6,305	6,600	6,574	6,313	6,357	6,370	6,575	6,732	6,503	6,971	6,482	6,476
TI	0,000	0,001	0,008	0,000	0,017	0,001	0,021	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,014	0,009	0,000	0,000	0,002	0,003	0,000	0,000	0,006
CR	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002	0,015
MG	0,064	0,050	0,042	0,041	0,042	0,052	0,027	0,015	0,008	0,028	0,000	0,015	0,037	0,071	0,079	0,181	0,236	0,062	0,208	0,046	0,071	0,102
Total	15,010	15,029	15,047	14,916	14,997	15,081	15,155	14,958	15,022	14,892	15,193	15,006	15,040	15,168	15,114	15,192	14,999	14,937	15,114	15,028	15,027	15,100
Al iv	0,302	0,135	0,073	0,144	0,182	0,134	0,140	0,165	0,257	0,192	0,066	0,119	0,101	0,076	0,041	0,089	0,103	0,130	0,128	0,329	0,093	0,179
Al vi y	0,000	0,510	0,411	0,688	0,534	0,483	0,373	0,667	0,639	0,713	0,239	0,481	0,473	0,237	0,316	0,281	0,267	0,602	0,375	0,642	0,389	0,297
Al vi	5,936	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Fe 3+	0,064	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe 2+	2,613	2,028	2,130	1,801	1,961	2,012	2,084	1,756	1,813	1,807	2,382	2,099	2,055	2,279	2,157	2,071	1,899	1,878	1,963	1,969	2,122	2,211
<>y	0,243	0,412	0,404	0,468	0,402	0,446	0,461	0,483	0,416	0,417	0,379	0,375	0,429	0,377	0,424	0,448	0,596	0,429	0,445	0,343	0,409	0,355
Cay	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
<>x	0,581	0,561	0,548	0,616	0,594	0,474	0,384	0,560	0,563	0,691	0,423	0,613	0,530	0,456	0,463	0,359	0,610	0,633	0,440	0,628	0,563	0,547
Cax	0,044	0,000	0,000	0,007	0,022	0,010	0,021	0,015	0,009	0,000	0,010	0,004	0,014	0,017	0,014	0,063	0,021	0,014	0,076	0,000	0,082	0,106
Al	77,3	76,2	74,9	78,8	77,0	75,5	75,5	79,4	79,1	79,0	72,6	75,7	75,9	72,9	74,0	74,6	75,5	75,7	75,0	77,6	74,7	73,7
Mg	0,7	0,5	0,5	0,5	0,5	0,6	0,3	0,2	0,1	0,3	0,0	0,2	0,4	0,8	0,9	2,2	2,7	0,7	2,4	0,5	0,8	1,2
Fe	22,0	23,3	24,6	20,7	22,5	23,9	24,2	20,4	20,8	20,7	27,4	24,1	23,7	26,3	25,1	24,2	21,8	21,6	22,6	21,9	14,5	25,1

Tourmaline ER20-2-28 (Ez-Zirari).

Tableau 45 : Greisen à tourmaline dans leucogranite à zinnwaldite et à topaze.

	1	2	3	4	5	6	7	9	10	11	12	14	15	16	17
SiO2	36,99	36,48	36,65	35,90	36,20	36,75	37,58	36,10	36,01	35,29	36,22	36,45	36,05	36,45	35,63
Al2O3	34,15	35,05	34,64	37,61	37,65	38,16	36,61	33,65	34,66	33,26	32,98	34,86	34,61	37,21	32,97
TiO2	0,03	0,04	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,03	0,09	0,03	0,06	0,00	0,00	0,00
FeO	15,75	14,14	13,92	13,08	12,29	10,76	11,26	15,37	15,49	15,26	16,07	14,54	14,33	11,50	15,67
MgO	0,23	0,38	0,37	0,17	0,15	0,11	0,29	0,20	0,21	0,26	0,28	0,37	0,31	0,38	0,14
MnO	0,08	0,47	0,21	0,26	0,36	0,10	0,44	0,35	0,32	0,41	0,27	0,41	0,46	0,40	0,20
CaO	0,06	0,06	0,03	0,16	0,10	0,04	0,17	0,32	0,35	0,28	0,26	0,13	0,05	0,09	0,02
Na2O	1,89	1,78	1,91	10,60	0,99	10,40	1,20	1,30	1,32	1,60	1,73	1,70	1,97	1,82	1,72
K2O	0,05	0,05	0,03	0,00	0,02	0,00	1,64	0,00	0,07	0,04	0,09	0,00	0,08	0,02	0,02
NiO	0,17	0,00	0,06	0,02	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr2O3	0,02	0,00	0,10	0,05	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05
Total	89,42	88,46	87,97	88,31	87,77	86,97	89,26	87,38	88,47	86,48	88,01	88,53	87,87	87,86	86,41
FE	2,107	1,898	1,875	1,739	1,635	1,427	1,482	2,100	2,092	2,114	2,195	1,953	1,942	1,528	2,173
NA	0,587	0,555	0,596	0,327	0,307	0,321	0,365	0,411	0,413	0,514	0,546	0,529	0,620	0,561	0,554
K	0,104	0,010	0,007	0,000	0,004	0,000	0,330	0,000	0,015	0,008	0,018	0,000	0,017	0,003	0,004
SI	5,915	5,852	5,901	5,706	5,759	5,831	5,911	5,899	5,816	5,846	5,915	5,852	5,839	5,790	5,906
MN	0,011	0,064	0,029	0,035	0,049	0,014	0,058	0,049	0,044	0,057	0,038	0,056	0,063	0,054	0,027
CA	0,011	0,010	0,006	0,028	0,017	0,007	0,028	0,055	0,061	0,050	0,046	0,023	0,009	0,015	0,003
NI	0,022	0,000	0,008	0,003	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000
AL	6,437	6,626	6,574	7,046	7,059	7,135	6,788	6,481	6,597	6,492	6,348	6,596	6,608	6,966	6,441
TI	0,003	0,005	0,005	0,000	0,000	0,000	0,001	0,011	0,004	0,011	0,003	0,008	0,000	0,000	0,000
CR	0,003	0,000	0,012	0,006	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006
MG	0,055	0,091	0,088	0,041	0,036	0,026	0,068	0,048	0,051	0,063	0,068	0,090	0,074	0,089	0,035
Total	15,159	15,111	15,101	14,930	14,865	14,761	15,039	15,054	15,094	15,156	15,188	15,106	15,173	15,007	15,148
Al iv	0,085	0,148	0,099	0,294	0,241	0,169	0,089	0,101	0,184	0,154	0,085	0,148	0,161	0,210	0,094
Al vi y	0,352	0,478	0,475	0,752	0,818	0,966	0,699	0,380	0,413	0,338	0,263	0,448	0,447	0,756	0,347
Al vi	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Fe 3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe 2+	2,107	1,898	1,875	1,739	1,635	1,427	1,482	2,100	2,092	2,114	2,195	1,953	1,942	1,528	2,173
<y	0,447	0,546	0,508	0,424	0,462	0,567	0,684	0,412	0,396	0,417	0,423	0,445	0,474	0,573	0,412
Cay	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
<x	0,392	0,434	0,391	0,645	0,672	0,672	0,277	0,534	0,511	0,428	0,309	0,448	0,354	0,421	0,439
Cax	0,011	0,010	0,006	0,028	0,017	0,007	0,028	0,055	0,061	0,050	0,046	0,023	0,009	0,015	0,003
Al	74,9	76,9	77,0	79,8	80,9	83,1	81,4	75,1	75,5	74,9	73,7	76,4	76,6	81,2	74,5
Mg	0,6	1,0	1,0	0,5	0,4	0,3	0,8	0,6	0,6	0,7	0,8	1,0	0,9	1,0	0,4
Fe	24,5	22,0	22,0	19,7	18,7	16,6	17,8	24,3	23,9	24,4	25,5	22,6	22,5	17,8	25,1

Tourmaline ER24-1-26 (Ez-Zirari).

Tableau 46 : Veine à tourmalines dans le greisen associé au leucogranite fin à zinnwaldite et à topaze.

	40	41	43	44	45	44	47	48	49	50	51	52	52	53	56	57	58	59	61	62
SiO2	36,58	36,30	36,02	35,84	36,16	35,85	35,27	35,52	35,19	35,39	35,65	35,71	35,71	35,63	35,41	35,15	35,20	35,53	35,21	35,38
Al2O3	30,05	30,28	31,89	31,92	31,60	31,08	30,40	29,94	29,97	30,45	31,29	30,00	30,00	32,06	31,37	31,51	31,40	32,42	29,54	29,79
TiO2	0,74	0,85	0,30	0,32	0,38	0,59	0,70	0,52	0,45	0,28	0,38	0,14	0,14	0,26	0,22	2,12	0,06	0,12	1,45	0,19
FeO	14,25	10,75	14,18	14,82	14,18	11,97	14,92	15,10	16,34	16,00	15,22	17,29	17,29	14,52	14,65	15,06	15,79	14,89	17,06	16,77
MgO	2,48	5,27	0,84	1,76	1,79	3,15	1,40	1,73	0,79	0,61	0,71	0,30	0,30	0,55	0,75	0,53	0,49	0,26	0,27	0,28
MnO	0,00	0,00	0,15	0,12	1,03	0,06	0,00	0,00	0,17	0,02	0,14	0,22	0,22	0,10	0,16	0,00	0,12	0,00	0,02	0,42
CaO	0,20	0,99	0,03	0,14	0,98	0,20	0,00	0,27	0,37	0,29	0,23	0,26	0,26	0,29	0,42	0,27	0,19	0,31	0,17	0,18
Na2O	2,24	1,95	2,05	2,08	2,27	2,35	2,14	2,45	1,89	2,11	1,87	2,22	2,22	1,62	2,07	1,89	2,12	1,68	2,52	2,19
K2O	0,02	0,04	0,43	0,03	0,00	0,02	0,00	0,05	0,00	0,85	0,05	0,05	0,05	0,04	0,09	0,05	0,00	0,01	0,02	0,06
NiO	0,11	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,09	0,03	0,12	0,15	0,00	0,11	0,11	0,00	0,00	2,34	0,00	0,08	3,57	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00
Total	86,66	86,43	85,98	87,03	88,49	85,27	84,93	85,62	85,29	86,13	85,54	86,31	86,31	85,07	85,17	88,92	85,36	85,30	89,87	85,28
FE	1,965	1,466	1,970	2,040	1,930	1,660	2,108	2,124	2,319	2,255	2,133	2,438	2,438	2,033	2,061	2,061	2,227	2,083	2,360	2,390
NA	0,715	0,615	66,060	0,662	0,717	0,754	0,702	0,799	0,624	0,689	0,608	0,727	0,727	0,526	67,480	0,599	0,693	0,547	0,809	0,723
K	0,004	0,009	0,091	0,007	0,000	0,004	0,001	0,012	0,000	0,182	0,011	0,012	0,012	0,770	0,020	0,011	0,000	0,002	0,004	0,013
SI	6,034	5,917	5,984	5,895	5,882	5,942	5,959	5,974	5,974	5,967	5,976	6,022	6,022	5,968	5,957	5,754	5,936	5,946	5,824	6,027
MN	0,000	0,000	0,020	0,016	0,142	0,009	0,000	0,000	0,025	0,003	0,020	0,032	0,032	0,014	0,022	0,000	0,017	0,000	0,002	0,061
CA	0,035	0,173	0,005	0,025	0,171	0,035	0,000	0,049	0,067	0,052	0,041	0,047	0,047	0,053	0,076	0,047	0,035	0,055	0,031	0,033
NI	0,015	0,000	0,012	0,000	0,000	0,000	0,012	0,005	0,016	0,020	0,000	0,015	0,015	0,000	0,000	0,308	0,000	0,011	0,475	0,000
AL	5,842	5,817	6,243	6,189	6,059	6,071	6,053	5,934	5,998	6,050	6,182	5,962	5,962	6,328	6,219	6,079	6,241	6,393	5,759	5,980
TI	0,092	0,105	0,037	0,040	0,046	0,074	0,089	0,066	0,057	0,035	0,047	0,018	0,018	0,032	0,027	0,261	0,008	0,015	0,180	0,247
CR	0,000	0,000	0,000	0,000	0,013	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000
MG	0,609	1,280	0,209	0,430	0,434	0,779	0,353	0,434	0,201	0,152	0,178	0,075	0,075	0,138	0,188	0,129	0,123	0,064	0,067	0,072
Total	15,311	15,381	15,232	15,304	15,393	15,327	15,276	15,397	15,280	15,407	15,194	15,348	15,348	15,101	15,249	15,249	15,280	15,116	15,518	15,324
Al iv	0,000	0,083	0,016	0,105	0,118	0,058	0,041	0,026	0,026	0,033	0,024	0,000	0,000	0,032	0,043	0,246	0,064	0,054	0,176	0,000
Al vi y	0,000	0,000	0,227	0,084	0,000	0,013	0,012	0,000	0,000	0,017	0,158	0,000	0,000	0,296	0,176	0,000	0,177	0,339	0,000	0,000
Al vi	5,842	5,734	6,000	6,000	5,941	6,000	6,000	5,908	5,972	6,000	6,000	5,962	5,962	6,000	6,000	5,833	6,000	6,000	5,583	5,980
Fe 3+	0,158	0,266	0,000	0,000	0,059	0,000	0,000	0,092	0,028	0,000	0,000	0,038	0,038	0,000	0,000	0,167	0,000	0,000	0,417	0,020
Fe 2+	1,807	1,200	1,970	2,040	1,871	1,660	2,108	2,032	2,291	2,255	2,133	2,400	2,400	2,033	2,061	1,894	2,227	2,083	1,943	2,370
<>y	0,442	0,325	0,525	0,390	0,323	0,443	0,427	0,440	0,317	0,499	0,447	0,413	0,413	0,466	0,487	0,408	0,448	0,487	0,326	0,439
Cay	0,035	0,090	0,000	0,000	0,171	0,022	0,000	0,023	0,041	0,019	0,017	0,047	0,047	0,021	0,033	0,000	0,000	0,001	0,000	0,033
<>x	0,282	0,896	0,243	0,306	0,283	0,229	0,297	0,144	0,350	0,096	0,357	0,261	0,261	0,434	0,262	0,343	0,272	0,397	0,156	0,264
Cax	0,000	0,083	0,005	0,025	0,000	0,013	0,000	0,026	0,000	0,033	0,024	0,000	0,000	0,032	0,043	0,047	0,035	0,051	0,031	0,000
Al	69,4	67,9	74,1	71,5	71,9	71,3	71,1	69,9	72,2	71,5	72,8	70,3	70,3	74,5	73,4	73,5	72,6	74,9	70,4	70,8
Mg	7,2	14,9	2,5	5,0	5,2	9,2	4,1	5,1	3,2	1,8	2,1	0,9	0,9	1,6	2,2	1,6	1,4	0,7	0,8	0,8
Fe	23,4	17,2	23,4	23,5	22,9	19,5	24,8	25,0	24,6	26,7	25,1	28,8	28,8	23,9	24,3	24,9	25,9	24,4	28,8	28,3

Tourmaline MB9-07 (secteur d'Amahroq)

Figure 47 : Veine de quartz avec de part et d'autre, de l'intérieur vers l'extérieur; la tourmalinite, le greisen et le leucogranite fin à deux micas.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO2	36,00	36,30	36,82	35,80	35,06	35,96	35,53	35,55	35,79	36,07	35,94	35,81	35,58	35,45	35,26	36,08	36,20	35,93	35,78
Al2O3	34,35	35,98	36,22	34,13	35,63	34,98	33,91	32,54	33,37	33,49	33,06	33,11	33,34	31,39	30,43	31,44	31,77	31,99	32,09
TiO2	0,21	0,00	0,12	0,12	0,07	0,08	0,22	0,09	0,22	0,20	0,09	0,19	0,14	0,14	0,03	0,09	0,20	0,39	0,24
FeO	14,96	14,32	14,46	14,70	14,76	14,44	15,15	15,65	16,02	14,61	15,13	15,21	15,40	17,09	16,89	15,80	15,56	15,38	14,44
MgO	0,26	0,23	0,33	0,35	0,48	0,44	0,45	0,33	0,63	0,50	0,41	0,39	0,35	0,25	0,32	0,42	0,58	0,68	0,84
MnO	0,04	0,18	0,06	0,20	0,16	0,00	0,25	0,18	0,28	0,00	0,23	0,12	0,00	0,22	0,31	0,09	0,05	0,24	0,11
CaO	0,31	0,02	0,08	0,41	0,20	0,39	0,36	0,54	0,46	0,37	0,43	0,29	0,00	0,22	0,16	0,10	0,19	0,19	0,31
Na2O	1,46	1,68	1,34	1,62	1,41	1,42	1,66	1,81	1,43	1,72	1,83	1,53	1,78	2,12	2,07	1,86	1,88	1,86	1,79
K2O	0,00	0,04	0,40	0,00	0,07	0,04	0,05	0,05	0,03	0,07	0,04	0,00	0,05	0,19	0,03	0,03	0,03	0,01	0,01
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,05	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,00	0,12
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05
Total	87,60	88,75	89,84	87,34	87,84	87,76	87,70	86,78	88,22	87,14	87,17	86,65	86,64	87,07	85,49	85,90	86,61	86,67	85,81
FE	2,032	1,912	1,908	2,005	2,002	1,953	2,068	2,168	2,182	1,997	2,078	2,096	2,125	2,384	2,398	2,206	2,154	2,128	2,009
NA	0,460	0,519	0,411	0,512	0,443	0,446	0,525	0,580	0,451	0,545	0,583	0,488	0,569	0,686	0,681	0,601	0,605	0,595	0,578
K	0,000	0,009	0,081	0,000	0,014	0,008	0,010	0,010	0,006	0,014	0,009	0,000	0,010	0,041	0,007	0,006	0,006	0,002	0,003
SI	5,848	5,794	5,808	5,840	5,684	5,814	5,800	5,888	5,828	5,895	5,900	5,901	5,870	5,913	5,984	6,024	5,994	5,943	5,950
MN	0,006	0,024	0,007	0,028	0,022	0,000	0,035	0,025	0,038	0,000	0,033	0,017	0,000	0,031	0,044	0,013	0,007	0,033	0,015
CA	0,054	0,004	0,014	0,072	0,034	0,068	0,063	0,096	0,081	0,065	0,075	0,050	0,000	0,040	0,029	0,018	0,034	0,034	0,056
NI	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,015	0,007	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,019	0,000	0,017
AL	6,577	6,769	6,734	6,562	6,807	6,665	6,523	6,352	6,106	6,451	6,397	6,430	6,481	6,171	6,087	6,188	6,200	6,237	6,288
TI	0,026	0,000	0,014	0,014	0,009	0,010	0,028	0,011	0,027	0,025	0,011	0,024	0,018	0,017	0,003	0,012	0,025	0,049	0,030
CR	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007
MG	0,063	0,054	0,078	0,086	0,116	0,106	0,110	0,082	0,152	0,122	0,101	0,096	0,086	0,063	0,081	0,104	0,143	0,168	0,209
Total	15,066	15,084	15,055	15,119	15,131	15,069	15,177	15,219	15,169	15,127	15,185	15,102	15,159	15,346	15,312	15,172	15,185	15,187	15,161
Al iv	0,152	0,206	0,192	0,160	0,316	0,186	0,200	0,112	0,172	0,105	0,100	0,099	0,130	0,087	0,016	0,000	0,006	0,057	0,050
Al vi y	0,425	0,563	0,542	0,402	0,491	0,479	0,323	0,240	0,234	0,346	0,297	0,331	0,351	0,084	0,071	0,188	0,194	0,180	0,238
Al vi	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Fe 3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe 2+	2,032	1,912	1,908	2,005	2,002	1,953	2,068	2,168	2,182	1,997	2,078	2,096	2,125	2,384	2,398	2,206	2,154	2,128	2,009
<>y	0,448	0,447	0,451	0,465	0,360	0,452	0,477	0,444	0,367	0,507	0,480	0,436	0,420	0,421	0,336	0,359	0,430	0,442	0,471
Cay	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,013	0,018	0,028	0,000	0,006
<>x	0,486	0,468	0,494	0,416	0,509	0,478	0,402	0,314	0,462	0,376	0,333	0,462	0,421	0,233	0,296	0,393	0,361	0,369	0,369
Cax	0,054	0,004	0,014	0,072	0,034	0,068	0,063	0,096	0,081	0,065	0,075	0,050	0,000	0,040	0,016	0,000	0,006	0,034	0,050
Al	75,8	77,5	77,2	75,8	76,3	76,4	75,0	73,8	73,3	75,3	74,6	74,6	74,6	71,6	71,1	72,8	73,0	73,1	73,9
Mg	0,7	0,6	0,9	1,0	1,3	1,2	1,3	1,0	1,7	1,4	1,2	1,1	1,0	0,7	0,9	1,2	1,7	2,0	2,5
Fe	23,4	21,9	21,9	23,2	22,4	22,4	23,8	25,2	25,0	23,3	24,2	24,3	24,4	27,7	28,0	26,0	25,3	24,9	23,6

Tourmaline MB 9-09 (Secteur d'Amahroq)

Tableau 48a : Veine de quartz avec de part et d'autre, de l'intérieur vers l'extérieur ; la tourmalinite, le greisen et le leucogranite fin à deux micas.

	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	31	32	33	34	35	36	37	38	39
SiO2	35,39	35,27	35,53	35,68	35,94	35,31	35,33	35,56	35,85	36,10	35,21	35,54	35,38	36,04	34,68	35,25	34,94	36,09	36,18
Al2O3	32,16	32,10	31,12	30,99	31,01	29,30	29,88	30,11	29,75	31,27	32,72	34,28	34,80	34,34	34,56	33,76	35,51	35,00	35,20
TiO2	0,26	0,36	0,34	0,29	0,13	0,09	0,16	0,14	0,11	0,00	0,19	0,18	0,29	0,04	0,00	0,34	0,09	0,00	0,39
FeO	14,94	15,05	16,29	15,50	16,35	17,66	17,51	17,41	17,60	16,35	15,18	14,48	13,60	13,88	13,20	13,75	13,33	13,91	13,34
MgO	0,58	0,79	0,75	0,68	0,48	0,41	0,34	0,30	0,29	0,22	0,69	0,45	0,65	0,37	0,51	0,57	0,33	0,25	0,27
MnO	0,12	0,04	0,04	0,00	0,21	0,27	0,00	0,27	0,28	0,07	0,16	0,23	0,09	0,15	0,11	0,07	0,23	0,00	0,06
CaO	0,29	0,30	0,23	0,22	0,12	0,24	0,16	0,21	0,14	0,23	0,31	0,27	0,34	0,34	0,34	0,33	0,18	0,00	0,04
Na2O	1,87	1,95	1,98	1,99	1,98	2,18	2,32	2,16	2,35	2,18	1,76	1,69	1,47	1,43	1,50	1,57	1,28	1,27	1,31
K2O	0,01	0,11	0,07	0,00	0,03	0,00	0,08	0,02	0,06	0,04	0,03	0,00	0,09	0,00	0,02	0,08	0,02	0,00	0,00
NiO	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,07	0,02	0,00	0,16	0,00	0,01	0,88
Cr2O3	0,53	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,45	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00
Total	86,17	85,99	86,35	85,35	86,30	85,47	86,27	86,19	86,43	86,56	86,35	87,12	86,79	86,60	84,92	85,97	85,90	86,53	87,66
FE	2,078	2,098	2,277	2,180	2,285	2,521	2,476	2,46	2,48	2,28	2,11	1,98	1,86	1,90	1,84	1,90	1,83	1,896	1,800
NA	0,604	0,631	0,641	0,650	0,643	0,722	0,762	0,708	0,767	0,704	0,565	0,535	0,466	0,453	0,484	0,502	0,406	0,401	0,410
K	0,002	0,023	0,016	0,000	0,007	0,000	0,017	0,005	0,014	0,008	0,007	0,000	0,018	0,000	0,004	0,018	0,005	0,000	0,000
SI	5,888	5,881	5,940	6,000	6,007	6,030	5,974	6,005	6,046	6,016	5,845	5,808	5,775	5,888	5,772	5,823	5,741	5,880	5,835
MN	0,018	0,006	0,006	0,000	0,030	0,040	0,000	0,038	0,040	0,010	0,023	0,032	0,013	0,020	0,016	0,010	0,032	0,000	0,008
CA	0,052	0,054	0,042	0,040	0,021	0,043	0,029	0,039	0,025	0,041	0,055	0,047	0,059	0,059	0,061	0,059	0,032	0,000	0,007
NI	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,015	0,000	0,000	0,010	0,003	0,000	0,021	0,000	0,002	0,114
AL	6,305	6,308	6,130	6,141	6,108	5,897	5,955	5,992	5,912	6,142	6,400	6,603	6,693	6,612	6,780	6,574	6,877	6,720	6,691
TI	0,033	0,045	0,043	0,036	0,016	0,012	0,021	0,017	0,014	0,000	0,024	0,022	0,036	0,005	0,000	0,043	0,011	0,000	0,048
CR	0,069	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,061	0,000	0,000	0,000	0,013	0,000	0,000	0,000	0,000	0,011	0,000	0,000	0,000
MG	0,145	0,196	0,186	0,171	0,121	0,105	0,087	0,075	0,073	0,054	0,171	0,110	0,159	0,090	0,126	0,141	0,080	0,060	0,065
Total	15,194	15,245	15,279	15,217	15,244	15,370	15,385	15,337	15,373	15,268	15,209	15,135	15,084	15,026	15,080	15,101	15,014	14,959	14,975
Al iv	0,112	0,119	0,060	0,000	0,000	0,000	0,026	0,000	0,000	0,000	0,155	0,192	0,225	0,112	0,228	0,177	0,259	0,120	0,165
Al vi y	0,193	0,189	0,070	0,141	0,108	0,000	0,000	0,000	0,000	0,142	0,245	0,411	0,468	0,500	0,552	0,397	0,618	0,600	0,526
Al vi	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	5,897	5,955	5,992	5,912	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Fe 3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,103	0,045	0,008	0,088	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe 2+	2,078	2,098	2,277	2,180	2,285	2,418	2,431	2,451	2,395	2,278	2,107	1,979	1,857	1,897	1,838	1,900	1,831	1,896	1,800
<>y	0,464	0,462	0,418	0,432	0,413	0,382	0,393	0,380	0,428	0,460	0,417	0,446	0,457	0,485	0,468	0,477	0,428	0,442	0,439
Cay	0,000	0,000	0,000	0,040	0,021	0,043	0,003	0,039	0,025	0,041	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
<>x	0,342	0,292	0,301	0,350	0,350	0,278	0,195	0,287	0,219	0,288	0,373	0,418	0,457	0,488	0,451	0,421	0,558	0,599	0,583
Cax	0,052	0,054	0,042	0,000	0,000	0,000	0,026	0,000	0,000	0,000	0,055	0,047	0,059	0,059	0,061	0,059	0,032	0,000	0,007
Al	73,9	73,3	71,3	72,3	71,7	69,4	69,9	70,3	69,8	72,5	73,7	76,0	76,9	76,9	77,6	76,3	78,3	77,5	78,2
Mg	1,7	2,3	2,2	2,0	1,4	1,4	1,0	0,8	0,9	0,6	2,0	1,3	1,8	1,0	1,4	1,6	0,9	0,7	0,8
Fe	24,4	24,4	26,5	25,7	26,8	29,7	29,1	28,8	29,3	26,9	24,3	22,8	21,3	22,1	21,0	22,1	20,8	21,9	21,0

Tourmaline MB9-09 (secteur d'Amahroq)

Tableau 48b : Veine de quartz avec de part et d'autre, de l'intérieur vers l'extérieur ; la tourmaline, le greisen et le leucogranite fin à deux micas.

	149	150	151	152	153	155	156	157	159	161	162	163	164	165	166	167	168	169	171	172
SiO2	36,35	36,47	35,79	35,60	35,28	35,32	35,99	35,43	36,36	35,33	34,67	36,12	35,72	36,54	35,74	35,95	36,26	36,10	34,75	36,14
Al2O3	30,86	30,81	31,57	32,37	33,24	32,79	34,13	34,93	36,18	37,00	35,75	33,47	32,81	32,74	33,03	32,49	32,37	32,41	29,72	31,03
TiO2	0,57	0,58	0,87	0,62	0,06	0,18	0,25	0,30	0,21	0,00	0,50	0,54	0,34	0,56	0,21	0,61	0,29	0,00	0,86	1,34
FeO	12,58	10,53	13,39	15,73	16,08	13,55	14,73	13,23	13,20	13,95	14,29	15,17	13,79	12,12	15,59	15,51	15,08	15,11	14,00	11,03
MgO	4,53	5,82	2,33	0,79	0,80	2,12	0,89	1,37	0,80	0,80	0,66	1,52	2,19	3,43	0,81	1,40	1,05	1,86	3,51	4,97
MnO	0,03	0,02	0,08	0,00	0,09	0,00	0,09	0,00	0,26	0,06	0,00	0,03	0,03	0,18	0,04	0,11	0,08	0,04	0,01	0,00
CaO	0,71	1,02	0,42	0,22	0,00	0,29	0,21	0,00	0,12	0,43	0,79	0,20	0,33	0,14	0,05	0,08	0,07	0,30	0,84	0,82
Na2O	2,15	2,22	2,01	1,83	1,94	2,00	1,77	1,72	1,32	1,46	1,36	1,88	2,15	2,43	2,00	2,12	1,91	1,59	2,03	2,29
K2O	0,00	0,02	0,04	0,03	0,06	0,02	0,00	0,05	0,04	0,00	0,01	0,04	0,07	0,03	0,01	0,08	0,05	0,04	0,01	0,03
NiO	0,00	0,00	0,23	0,08	0,00	0,03	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,02	0,19	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,28
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,09	0,00
Total	87,77	87,51	86,72	87,28	87,59	86,39	88,06	87,08	88,49	89,03	88,09	89,04	87,61	88,20	87,49	88,35	87,18	87,45	86,83	87,91
FE	1,703	1,418	1,840	2,165	2,210	1,865	1,993	1,796	1,756	1,856	1,931	2,039	1,878	1,625	2,136	2,109	2,068	2,066	1,935	1,485
NA	0,675	0,694	0,641	0,584	0,618	0,639	0,555	0,541	0,408	0,450	0,425	0,586	0,679	0,756	0,636	0,669	0,608	0,503	0,650	0,713
K	0,000	0,004	0,008	0,007	0,012	0,005	0,000	0,011	0,008	0,000	0,002	0,009	0,014	0,006	0,002	0,017	0,011	0,008	0,003	0,006
SI	5,885	5,872	5,881	5,860	5,795	5,815	5,823	5,748	5,783	5,620	5,603	5,805	5,815	5,856	5,856	5,845	5,944	5,900	5,906	5,817
MN	0,004	0,003	0,011	0,000	0,012	0,000	0,012	0,000	0,035	0,009	0,000	0,004	0,005	0,025	0,006	0,015	0,012	0,006	0,002	0,000
CA	0,122	0,177	0,074	0,039	0,000	0,051	0,037	0,000	0,020	0,074	0,136	0,035	0,057	0,023	0,009	0,014	0,013	0,052	0,149	0,141
NI	0,000	0,000	0,031	0,011	0,000	0,004	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,002	0,024	0,003	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000	0,036
AL	5,887	5,847	6,114	6,280	6,436	6,362	6,506	6,680	6,782	6,936	6,810	6,339	6,295	6,183	6,379	6,226	6,254	6,243	5,787	5,886
TI	0,069	0,070	0,107	0,077	0,007	0,023	0,030	0,036	0,026	0,000	0,060	0,065	0,041	0,067	0,026	0,075	0,036	0,000	0,106	0,162
CR	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,011	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,011	0,000
MG	1,092	1,398	0,572	0,194	0,195	0,521	0,214	0,332	0,189	0,190	0,158	0,364	0,532	0,819	0,199	0,340	0,256	0,452	0,864	1,191
Total	15,438	15,482	15,278	15,217	15,290	15,296	15,170	15,150	15,007	15,135	15,138	15,254	15,341	15,364	15,248	15,309	15,201	15,231	15,413	15,437
Al iv	0,115	0,128	0,119	0,140	0,205	0,185	0,177	0,252	0,217	0,380	0,397	0,195	0,185	0,144	0,144	0,155	0,056	0,100	0,094	0,183
Al vi y	0,000	0,000	0,000	0,140	0,231	0,177	0,329	0,428	0,565	0,556	0,413	0,144	0,110	0,039	0,235	0,071	0,198	0,143	0,000	0,000
Al vi	5,772	5,719	5,995	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	5,693	5,634
Fe 3+	0,228	0,281	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,307	0,366
Fe 2+	1,475	1,137	1,835	2,165	2,210	1,865	1,993	1,796	1,756	1,856	1,931	2,039	1,878	1,625	2,136	2,109	2,068	2,066	1,628	1,119
<y	0,360	0,343	0,444	0,413	0,340	0,399	0,422	0,402	0,429	0,389	0,427	0,375	0,410	0,422	0,397	0,319	0,430	0,188	0,334	0,492
Cay	0,000	0,049	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,055	0,000
<x	0,203	0,174	0,277	0,370	0,370	0,305	0,408	0,448	0,564	0,476	0,327	0,370	0,250	0,215	0,353	0,300	0,273	0,437	0,253	0,140
Cax	0,122	0,128	0,074	0,039	0,000	0,051	0,037	0,000	0,020	0,074	0,136	0,035	0,057	0,023	0,009	0,014	0,013	0,052	0,094	0,141
Al	67,8	67,5	71,7	72,7	72,8	72,7	74,7	75,8	77,7	77,2	76,5	72,5	72,3	71,7	73,2	72,2	72,9	71,3	67,4	68,7
Mg	12,6	16,1	6,7	2,2	2,2	6,0	2,5	3,8	2,2	2,1	1,8	4,2	6,1	9,5	2,3	3,9	3,0	5,1	10,1	13,9
Fe	19,6	16,4	21,6	25,1	25,0	21,3	22,9	20,4	20,1	20,7	21,7	23,3	21,6	18,8	24,5	24,5	24,1	23,6	22,5	17,3

Tourmaline MB7-019 (Secteur d'Amahroq)

Figure 49 : Veine de quartz avec géodes de muscovitites et de tourmaline en rosette, dans le leucogranite fin à deux micas, greisé aux épontes.

	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63
SiO2	36,14	34,67	34,47	34,61	35,32	36,03	35,91	35,25	35,25	35,35	35,76	34,76	35,28	34,82	35,20	35,17
Al2O3	31,71	34,15	31,71	31,42	32,17	35,11	32,92	33,10	34,22	34,97	34,76	33,28	31,37	30,86	32,10	30,99
TiO2	1,05	0,07	0,00	0,00	0,55	0,12	0,53	0,23	0,25	0,03	0,11	0,47	0,51	0,47	0,00	0,82
FeO	14,61	15,03	17,02	17,34	15,63	11,32	14,61	14,00	13,25	12,41	13,08	15,04	16,26	17,72	16,71	15,99
MgO	2,41	0,06	0,15	0,07	0,82	1,41	1,72	1,45	1,21	1,38	1,33	0,47	0,73	0,33	0,04	0,78
MnO	0,05	0,03	0,13	0,05	0,15	0,03	0,07	0,00	0,11	0,01	0,00	0,12	0,00	0,07	0,16	0,01
CaO	0,28	0,25	0,25	0,28	0,22	0,20	0,41	0,28	0,11	0,13	0,20	0,36	0,25	0,32	0,24	0,27
Na2O	2,24	1,43	1,92	1,90	2,01	1,79	2,04	1,97	1,70	1,60	1,56	1,57	2,10	1,87	1,75	2,06
K2O	0,02	0,00	0,06	0,00	0,01	0,00	0,08	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00
NiO	0,05	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,05	0,05	0,00	0,08	0,09	0,00	0,00	0,00	0,01	0,17
Cr2O3	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Total	88,56	85,73	85,71	85,69	86,92	87,94	88,33	86,44	86,00	85,97	86,89	86,09	86,49	86,45	86,24	86,27
FE	1,977	2,092	2,410	2,458	2,164	1,778	1,979	1,930	1,821	1,697	1,776	2,091	2,270	2,497	2,341	2,239
NA	0,702	0,463	0,631	0,625	0,647	0,557	0,640	0,630	0,543	0,508	0,492	0,507	0,680	0,610	0,570	0,670
K	0,005	0,000	0,014	0,000	0,002	0,001	0,016	0,000	0,000	0,005	0,000	0,003	0,000	0,000	0,006	0,001
SI	5,848	5,770	5,837	5,867	5,847	5,786	5,816	5,810	5,794	5,781	5,805	5,778	5,889	5,867	5,895	5,888
MN	0,006	0,004	0,018	0,007	0,021	0,004	0,009	0,000	0,015	0,002	0,000	0,016	0,000	0,009	0,022	0,002
CA	0,049	0,044	0,045	0,050	0,040	0,035	0,071	0,050	0,002	0,023	0,034	0,064	0,044	0,058	0,043	0,049
NI	0,007	0,000	0,000	0,003	0,005	0,000	0,007	0,006	0,000	0,010	0,011	0,000	0,000	0,000	0,001	0,022
AL	6,048	6,699	6,328	6,277	6,275	6,644	6,285	6,430	6,629	6,738	6,650	6,521	6,172	6,129	6,335	6,116
TI	0,128	0,009	0,000	0,000	0,068	0,014	0,065	0,029	0,031	0,003	0,013	0,059	0,064	0,060	0,000	0,103
CR	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,014	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
MG	0,582	0,016	0,038	0,019	0,202	0,338	0,414	0,355	0,297	0,335	0,321	0,117	0,182	0,082	0,011	0,196
Total	15,351	15,100	15,320	15,306	15,270	15,155	15,302	15,253	15,131	15,102	15,102	15,156	15,300	15,312	15,224	15,285
Al iv	0,152	0,230	0,163	0,133	0,153	0,214	0,183	0,190	0,206	0,219	0,195	0,222	0,111	0,133	0,105	0,112
Al vi y	0,000	0,469	0,165	0,144	0,122	0,430	0,102	0,240	0,423	0,519	0,455	0,299	0,061	0,000	0,230	0,004
Al vi	5,896	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	5,996	6,000	6,000
Fe 3+	0,104	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000
Fe 2+	1,873	2,092	2,410	2,458	2,164	1,778	1,979	1,930	1,821	1,697	1,776	2,091	2,270	2,493	2,341	2,239
∞y	0,405	0,406	0,369	0,369	0,418	0,437	0,424	0,426	0,409	0,434	0,424	0,710	0,423	0,356	0,396	0,426
Cay	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
∞x	0,245	0,493	0,311	0,325	0,285	0,408	0,274	0,320	0,455	0,487	0,474	0,426	0,276	0,332	0,381	0,288
Cax	0,049	0,044	0,045	0,050	0,040	0,035	0,071	0,050	0,002	0,023	0,034	0,064	0,044	0,058	0,043	0,048
Al	70,3	76,1	72,1	71,7	72,6	75,8	72,4	73,8	75,8	76,8	76,0	74,7	71,6	70,4	72,9	71,5
Mg	6,8	0,2	0,4	2,2	2,4	3,8	4,8	4,1	3,4	3,8	3,7	1,3	2,1	0,9	0,1	2,3
Fe	22,9	23,8	27,5	28,1	25,0	20,4	22,8	22,1	20,8	19,4	20,3	24,0	26,3	28,7	27,0	26,2

Tourmaline ER 29-3-30 (Ez-Zirari).

Tableau 50 : Chevelures de tourmaline associée au granite calco-alkalin porphyrique (faciès principal du Ment).

Zone	Z5						Z4		Z3
ANALYSES	GP-2-PI	GP-3-PI	GP-4-PI	GP-5-PI	GP-6-PI	GP-7-PI	12PI	13PI	14PI
SiO2	59,31	59,29	59,58	59,67	61,80	62,85	66,14	66,88	69,64
Al2O3	24,04	24,85	24,34	24,40	23,02	22,85	21,95	20,83	19,61
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09
MnO	0,01	0,03	0,00	0,01	0,07	0,00	0,00	0,00	0,02
MgO	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01
CaO	6,35	7,04	6,56	6,47	4,57	4,10	2,54	1,54	0,00
Na2O	7,64	7,65	7,70	7,36	8,56	8,99	9,47	10,04	10,94
K2O	0,40	0,54	0,40	0,46	0,50	0,31	0,28	0,28	0,07
TiO2	0,02	0,00	0,13	0,06	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00
NiO	0,03	0,00	0,00	0,00	0,15	0,05	0,00	0,00	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,07	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Total	97,82	99,44	98,71	98,50	98,54	99,32	100,42	99,62	100,38
Si	2,702	2,666	2,692	2,696	2,779	2,803	2,888	2,937	3,016
Al (IV)	1,290	1,317	1,296	1,299	1,220	1,197	1,112	1,063	0,984
Al (VI)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,019	0,016	0,018
Fe	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003
Mn	0,000	0,001	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,001	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,001	0,000	0,004	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Ca	0,310	0,339	0,317	0,313	0,220	0,196	0,118	0,071	0,000
Na	0,674	0,667	0,674	0,644	0,746	0,776	0,800	0,855	0,916
K	0,023	0,031	0,023	0,027	0,029	0,018	0,016	0,016	0,005
% An.	31,500	34,920	32,540	32,090	22,670	20,340	12,500	7,640	0,001

Tableau 51 : Analyses chimiques à la microsonde électronique (CAMEBAX) des plagioclases de type andésine-oligoclase dans le faciès principal sain (Z5), et de type albite pure dans le faciès d'épisyénite feldspathique (Z3); et leurs formules structurales calculées sur la base de 8 (O).

Zones	Z4			Z3	
Analyses	5 CHL	45 CHL	43 CHL	48 CHL	51 CHL
SiO ₂	25,67	27,98	28,07	33,79	26,89
Al ₂ O ₃	23,97	22,50	22,21	24,95	21,16
FeO	39,87	33,31	32,48	27,09	35,49
MnO	0,76	0,57	0,70	0,37	0,83
MgO	3,19	2,93	3,23	2,72	0,85
CaO	0,00	0,15	0,21	0,17	0,13
Na ₂ O	0,00	0,05	0,00	0,03	0,06
K ₂ O	0,28	0,13	0,18	2,08	0,22
TiO ₂	0,11	0,05	0,00	0,12	0,00
F	0,00	0,00	0,04	0,02	0,07
Total	93,85	87,67	87,12	91,34	85,70
Al (IV)	2,585	1,916	1,874	1,259	1,886
Al (VI)	3,373	3,849	3,838	4,606	3,783
Fe ²⁺	7,030	6,055	5,926	4,517	6,745
Mn	0,136	0,105	0,129	0,062	0,160
Mg	1,002	0,949	1,050	0,808	0,288
Ti	0,017	0,008	0,000	0,180	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,000	0,035	0,049	0,036	0,032
Na	0,000	0,021	0,000	0,012	0,026
K	0,075	0,036	0,050	0,529	0,064

Tableau 52 : Analyses à la microsonde électronique (CAMEBAX) des chlorites du faciès principal rééquilibré (Z4) et faciès d'épisyênite feldspathique (Z3). La formule structurale est calculée sur la base de 24(O).

Zone	Z5										Z4		Z3
Ech.	8B1	9B2	10B3	1B4	4B5	5B6	6B7	7B8	8B9	9B10	17B11	18B12	50B
SiO2	34,43	34,72	34,93	35,94	35,46	36,17	35,53	35,84	36,13	34,79	37,72	35,8	36,19
TiO2	3,77	3,58	4,29	4,49	4,26	3,84	4,42	3,8	4,16	3,35	2,22	2,2	1,39
Al2O3	16,46	16,18	16,48	16,78	16,6	17,22	16,65	17,09	17,87	17,87	21,61	21,92	21,19
FeO	25,7	24,81	23,09	23,18	23,22	23,44	24,32	23,48	23,79	24,49	22,97	23,57	23,3
MnO	0,53	0,61	0,33	0,48	0,35	0,47	0,46	0,41	0,21	0,41	0,81	1,19	1,28
MgO	6,22	6	6,05	5,92	5,9	0,39	6,06	6,28	6,13	5,97	2,42	2,13	2,6
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0,1	0	0	0	0
Na2O	0,2	0,3	0,24	0,27	0,24	0,23	0,2	0,2	0,18	0,25	0,09	0,12	0,13
K2O	8,8	8,86	8,74	9,05	9,41	9,21	9,26	9,45	9,21	9,31	9,67	9,43	8,96
F	0	0	0	0,53	0,32	0,57	0,78	0,53	0,58	0,4	0,74	0,8	1,24
Total	96,11	95,06	94,15	96,64	95,76	91,54	97,68	97,08	98,36	96,84	98,25	97,16	96,28
O=F	0,00	0,00	0,00	0,22	0,13	0,24	0,33	0,22	0,24	0,17	0,31	0,34	0,52
Total cc	96,11	95,06	94,15	96,42	95,63	91,30	97,35	96,86	98,12	96,67	97,94	96,72	95,76
Si	2,693	2,736	2,747	2,718	2,729	2,884	2,664	2,706	2,681	2,657	2,731	2,640	2,688
Al4	1,307	1,264	1,253	1,282	1,271	1,116	1,336	1,294	1,319	1,343	1,269	1,360	1,312
Ti	0,222	0,212	0,254	0,255	0,247	0,230	0,249	0,216	0,232	0,192	0,121	0,122	0,078
Al6	0,210	0,239	0,275	0,214	0,235	0,503	0,136	0,227	0,244	0,266	0,575	0,546	0,543
Fe	1,681	1,635	1,519	1,466	1,494	1,563	1,525	1,483	1,476	1,564	1,512	1,577	1,447
Mn	0,035	0,041	0,022	0,031	0,023	0,032	0,029	0,026	0,013	0,027	0,050	0,074	0,081
Mg	0,725	0,705	0,709	0,667	0,677	0,046	0,677	0,707	0,678	0,680	0,261	0,234	0,288
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,030	0,046	0,037	0,040	0,036	0,036	0,029	0,029	0,026	0,037	0,013	0,017	0,019
K	0,878	0,891	0,877	0,873	0,924	0,937	0,886	0,910	0,872	0,907	0,893	0,887	0,849
Cs	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
F	0,000	0,000	0,000	0,127	0,078	0,144	0,185	0,127	0,136	0,097	0,169	0,187	0,291

Tableau 53 : Analyses à la microsonde des biotites du granite porphyroïde (Z5), des sidérophyllites du granite porphyroïde rééquilibré (Z4) et de l'épisyênite feldspathique (Z3). La formule structurale est calculée sur la base de 12 (O, OH, F).

Zones	Z2		Z3						Z4		Z5
Analyses	96K	96K	89K	91K	92K	93K	94K	95K	44K	10K	11K
SiO ₂	64,79	65,74	65,49	64,72	64,76	64,96	63,80	65,95	65,32	64,73	63,75
Al ₂ O ₃	18,51	18,54	18,42	18,15	18,52	18,65	18,74	18,76	18,77	18,47	17,89
FeO	0,03	0,00	0,00	0,00	0,07	0,03	0,02	0,03	0,38	0,06	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,07	0,08	0,00	0,00	0,02	0,00
MgO	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Na ₂ O	0,14	0,33	0,30	0,20	1,33	0,54	0,34	0,06	0,22	1,10	0,40
K ₂ O	15,94	15,93	15,81	16,84	16,04	15,64	15,40	16,38	15,72	14,75	15,85
TiO ₂	0,02	0,64	0,57	0,01	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	0,00	0,26	0,08	0,00
Cl	0,00	0,43	0,02	0,03	0,54	0,00	0,06	0,00	0,03	0,03	0,00
Total	99,43	101,61	100,65	99,99	101,27	99,89	98,44	101,18	100,69	99,25	97,99
Si	3,002	2,998	3,001	3,002	2,980	2,996	2,986	3,005	3,016	2,999	3,004
Al (IV)	0,998	0,996	0,994	0,992	1,004	1,004	1,014	0,995	0,984	1,001	0,996
Al (VI)	0,013	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,019	0,012	0,003	0,006	0,005
Fe ²⁺	0,001	0,000	0,000	0,000	0,003	0,001	0,001	0,001	0,014	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,003	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,003	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,001	0,022	0,020	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006
Na	0,013	0,029	0,027	0,018	0,119	0,048	0,031	0,005	0,019	0,097	0,037
K	0,942	0,926	0,924	0,996	0,941	0,920	0,919	0,952	0,926	0,871	0,954
%Or	98,8	97,1	97,3	98,3	92,4	95,3	96,9	99,5	98,0	90,4	96,0
%Ab	1,2	2,9	2,7	1,7	7,6	4,7	3,1	0,5	2,0	9,6	3,5
%An	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5

Tableau 54 : Analyses chimiques à la microsonde (CAMEBAX) des feldspaths potassiques du faciès principal sain (Z5), du faciès principal rééquilibré (Z4), du faciès d'épisyènite feldspathique (Z3) et du faciès greisé (Z2) ; et leurs formules structurales calculées sur la base de 8 (O).

Ech.	Z2							Z3							Z4		
	78M	79M	87M	88M	90M	97M	99M	67M	66M	52M	49M	47M	42M	46M	11Mu1	14Mu2	15Mu3
SiO2	45,98	47,56	47,17	47,45	48,05	47,03	47,08	44,21	45,38	47,05	47,46	44,84	44,23	44,66	45,02	46,28	46,69
TiO2	0,28	0,38	0	0	0	0,27	0,11	0	0,08	0,1	0,35	0,46	0,53	0,12	0,32	0,81	1,47
Al2O3	35,97	35,48	33,46	36,37	36,82	34,7	35,92	33,35	37,22	34,37	33,28	30,27	31,73	26,82	31,15	32,02	30,28
FeO	1,29	2,49	2,97	1,48	2,06	2,52	1,37	7,09	1,54	5,64	3,2	6,27	5,04	9,34	4,74	4,53	4,46
MnO	0	0,1	0,01	0	0,02	0,01	0,04	0,07	0,11	0	0,25	0,32	0,35	0,16	0,08	0,06	0,08
MgO	0,43	0,58	0,59	0,38	0,09	0,42	0,31	0,41	0,11	0,11	0,96	1,48	1,56	1,91	1,37	1,05	1,27
CaO	0,04	0	0	0	0,02	0	0,08	0	0	0	0,02	0,02	0	0,06	0	0	0
Na2O	0,48	0,38	0,4	0,43	0,03	0,47	0,49	0,17	0,53	0,13	0,43	0	0,34	0,14	0,67	0,21	0,13
K2O	10,32	10,55	10,25	10,28	10,05	10,03	10,38	9,89	10,38	10,22	9,87	10,27	10,04	7,15	9,76	10,42	10,71
F	0,21	0,65	0,27	0,54	0,57	0,52	0,31	0,02	0,17	0,3	0,56	1,32	1,15	0,37	1,17	0,19	0,61
Total	95	98,17	95,12	96,93	97,71	95,97	96,09	95,21	95,52	97,92	96,38	95,25	94,97	90,73	94,28	95,57	95,7
O-F	0,09	0,27	0,11	0,23	0,24	0,22	0,13	0,01	0,07	0,13	0,24	0,56	0,48	0,16	0,49	0,08	0,26
Total cc	94,91	97,90	95,01	96,70	97,47	95,75	95,96	95,20	95,45	97,79	96,14	94,69	94,49	90,57	93,79	95,49	95,44
Si	3,051	3,048	3,143	3,060	3,068	3,081	3,080	3,029	3,004	3,081	3,107	2,999	2,960	3,185	3,018	3,113	3,119
Al4	0,949	0,952	0,857	0,940	0,932	0,919	0,920	0,971	0,996	0,919	0,893	1,001	1,040	0,815	0,982	0,887	0,881
Ti	0,014	0,018	0,000	0,000	0,000	0,013	0,005	0,000	0,004	0,005	0,017	0,023	0,027	0,006	0,016	0,041	0,074
Al6	1,864	1,728	1,771	1,826	1,841	1,762	1,850	1,722	1,908	1,734	1,676	1,386	1,463	1,440	1,479	1,651	1,503
Fe	0,072	0,133	0,166	0,080	0,110	0,138	0,075	0,406	0,085	0,309	0,175	0,351	0,282	0,557	0,266	0,255	0,249
Mn	0,000	0,005	0,001	0,000	0,001	0,001	0,002	0,004	0,006	0,000	0,014	0,018	0,020	0,010	0,005	0,003	0,005
Mg	0,043	0,055	0,059	0,037	0,009	0,041	0,030	0,042	0,011	0,011	0,094	0,148	0,156	0,203	0,137	0,105	0,126
Ca	0,003	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000
Na	0,062	0,047	0,052	0,054	0,004	0,060	0,062	0,023	0,068	0,017	0,055	0,000	0,044	0,019	0,087	0,027	0,017
K	0,874	0,863	0,871	0,846	0,819	0,838	0,866	0,864	0,877	0,854	0,824	0,876	0,857	0,651	0,835	0,894	0,913
F	0,044	0,132	0,057	0,110	0,115	0,108	0,064	0,004	0,036	0,062	0,116	0,279	0,243	0,083	0,248	0,040	0,129

Tableau 55 : Analyses chimiques à la microsonde (CAMEBAX) des muscovites deutériques du faciès principal rééquilibré (Z4), du faciès d'épisyène feldspathique (Z3) et du faciès greisenisé (Z2) ; et leurs formules structurales calculées sur la base de 12 (O, OH, F)

Zones	Z5	Z4	Z3a	Z3b	Z2	Z1	
SiO ₂ (%)	71,46	74,17	69,96	71,77	77,24	72,66	
Al ₂ O ₃	14,33	13,41	15,06	14,84	12,29	15,04	
Fe ₂ O ₃	2,89	1,70	2,18	6,38	4,70	7,33	
MnO	0,05	0,06	0,05	0,09	0,07	0,07	
MgO	0,48	0,13	0,19	0,24	0,22	0,35	
CaO	1,03	0,37	0,00	0,00	0,06	0,00	
Na ₂ O	3,10	3,01	0,44	0,33	0,30	0,72	
K ₂ O	4,77	4,88	8,32	3,71	2,41	0,72	
TiO ₂	0,43	0,17	0,15	0,16	0,16	0,19	
P ₂ O ₅	0,13	0,06	1,38	0,23	0,34	0,14	
P.F	0,00	1,09	1,72	2,07	1,98	1,34	
Total	98,67	99,05	99,45	99,82	99,77	98,56	
Ba (ppm)	495	137	220	216	141	66	
Co	0	0	< 20	31	33	54	
Cr	0	0	< 20	< 10	10	12	
Cu	0	0	49	83	79	25	
Ni	0	0	< 10	27	27	53	
Sr	81	40	18	16	11	16	
V	97	22	15	38	34	52	
Pb	245	227	643	302	206	56	
B	0	22 ppm	41ppm	0,33	0,36(%)	1,03(%)	
Li	86	312	98	69	63	38	
F(%)	0,00	0,30	0,16	0,19	0,19	0,23	
Norme C.I.P.W.							
Quartz	29,28	35,98	35,59	55,67	65,79	64,89	
Orthose	32,00	29,10	48,99	21,71	14,47	4,45	
Albite	26,81	25,26	3,67	2,62	2,62	6,29	
Hyperstène	2,11	0,30	0,50	0,60	0,50	0,90	
Hématite	1,17	1,76	2,24	6,39	4,63	7,35	
Rutile	0,64	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	
Corindon	1,55	2,72	5,40	10,40	9,18	13,05	
Anorthite	5,01	2,22	0,00	0,00	0,00	0,00	
Total	98,57	97,50	96,55	97,55	97,35	97,09	
Pourcentage volumique des minéraux (compt. Suift)							
	Z5	Z4	Z3a	Z3b	Z2a	Z2b	Z1
Quartz	32,78	34,19	33,40	32,20	75,10	53,20	53,00
Feldspath potass	19,31	25,54	42,80	36,40	0,00	0,00	0,00
Plagioclase	38,68	28,18	11,50	2,30	0,00	0,00	0,00
Biotite	7,37	6,98	4,30	3,30	0,00	0,00	0,00
Muscovite	0,00	4,26	6,70	15,10	20,50	33,83	0,00
Chlore	1,26	0,68	0,90	6,40	2,40	0,00	0,00
Tourmaline	0,00	0,00	0,00	2,40	0,20	10,05	47,00
Oxyde de Fer	0,00	0,00	0,10	1,60	1,53	2,18	0,00
Total	99,40	99,83	99,70	99,70	99,73	99,26	100,00

Tableau 56 : Analyses géochimiques (majeurs et traces), normes C.I.P.W. et analyses modales du faciès principal sain (Z5 ; moyenne de 8 analyses) ; faciès principal rééquilibré (Z4 ; moyenne de 2 analyses) ; faciès d'épisyênite feldspathique sans tourmaline (Z3a) et avec tourmaline (Z3b) ; faciès greisenisé (Z2a et b) ; et faciès tourmalinisé (Z1).

Ech.	Tz1b						Tz1a				Tz3									
	9MT	7MT	8MT	10MT	11MT	13MT	1MT	2MT	3MT	4MT	53Tm	54Tm	56Tm	57Tm	58Tm	59Tm	60Tm	61Tm	62Tm	
SiO2	35,25	35,44	35,42	35,24	35,12	36,73	35,82	35,35	35,71	35,30	35,66	35,41	35,88	36,55	35,84	35,73	35,68	35,47	35,11	
TiO2	1,13	0,05	1,59	1,87	1,45	0,00	0,18	0,55	0,57	1,29	0,32	0,49	0,70	1,25	0,00	0,08	0,05	0,02	0,19	
Al2O3	30,85	29,88	30,94	28,83	30,56	33,04	34,40	32,84	33,88	30,61	30,99	33,21	30,07	29,97	34,32	32,39	33,58	34,16	31,22	
FeO	16,25	19,39	16,28	17,97	17,05	7,58	13,38	14,28	13,40	15,69	16,41	14,90	16,50	13,27	14,58	15,21	16,06	15,34	16,12	
MnO	0,00	0,05	0,03	0,10	0,01	0,00	0,12	0,05	0,15	0,02	0,00	0,06	0,01	0,00	0,10	0,13	0,23	0,17	0,00	
MgO	0,22	0,23	0,78	0,68	0,19	5,37	0,40	0,42	0,48	0,06	1,08	0,59	0,74	3,33	0,54	0,35	0,62	0,17	0,60	
CaO	0,35	0,24	0,34	0,32	0,28	0,83	0,07	0,17	0,09	0,37	0,18	0,31	0,23	0,24	0,37	0,17	0,09	0,63	0,11	
Na2O	2,18	2,13	2,13	2,44	2,23	2,01	1,33	1,63	1,40	1,99	1,98	2,00	2,65	2,65	1,37	1,54	1,63	1,37	1,99	
K2O	0,02	0,00	0,01	0,00	0,05	0,00	0,01	0,05	0,05	0,00	0,02	0,01	0,05	0,08	0,05	0,09	0,01	0,00	0,04	
F	0,48	0,27	0,27	0,10	0,33	0,30	0,26	0,10	0,00	0,16	0,16	0,04	0,43	0,69	0,02	0,35	0,29	0,12	0,37	
Total	86,73	87,68	87,79	87,55	87,27	85,86	85,97	85,44	85,73	85,49	86,80	87,02	87,26	88,03	87,19	86,04	88,24	87,45	85,75	
O-F	0,20	0,11	0,11	0,04	0,14	0,13	0,11	0,04	0,00	0,07	0,07	0,02	0,18	0,29	0,01	0,15	0,12	0,05	0,16	
Total	86,53	87,57	87,68	87,51	87,13	85,73	85,86	85,40	85,73	85,42	86,73	87,00	87,08	87,74	87,18	85,89	88,12	87,40	85,59	
Si	5,938	6,030	5,925	6,013	5,931	5,980	5,960	5,994	6,004	6,049	6,033	5,936	6,030	5,962	5,961	6,012	5,889	5,905	5,977	
Al4	0,062	0,000	0,075	0,000	0,069	0,020	0,040	0,006	0,000	0,000	0,000	0,064	0,000	0,038	0,039	0,000	0,111	0,095	0,023	
Ti	0,143	0,006	0,200	0,240	0,184	0,000	0,023	0,070	0,072	0,166	0,041	0,062	0,088	0,153	0,000	0,010	0,006	0,003	0,024	
Al6	6,064	5,993	6,026	5,799	6,015	6,321	6,709	6,560	6,715	6,183	6,180	6,500	5,957	5,726	6,690	6,425	6,424	6,608	6,243	
Fe	2,289	2,759	2,278	2,564	2,408	1,032	1,862	2,025	1,884	2,248	2,322	2,089	2,319	1,810	2,028	2,140	2,217	2,136	2,295	
Mn	0,000	0,007	0,004	0,014	0,001	0,000	0,017	0,007	0,021	0,003	0,000	0,009	0,001	0,000	0,014	0,019	0,032	0,024	0,000	
Mg	0,055	0,058	0,194	0,173	0,048	1,303	0,099	0,106	0,120	0,015	0,272	0,147	0,185	0,810	0,134	0,088	0,153	0,042	0,152	
Ca	0,063	0,044	0,061	0,059	0,051	0,145	0,012	0,031	0,016	0,068	0,033	0,056	0,041	0,042	0,066	0,031	0,016	0,112	0,020	
Na	0,712	0,703	0,691	0,807	0,730	0,634	0,429	0,536	0,456	0,661	0,649	0,650	0,864	0,838	0,442	0,502	0,522	0,442	0,657	
K	0,004	0,000	0,002	0,000	0,011	0,000	0,002	0,011	0,011	0,000	0,004	0,002	0,011	0,017	0,011	0,019	0,002	0,000	0,009	
F	0,256	0,145	0,143	0,054	0,176	0,154	0,137	0,054	0,000	0,087	0,086	0,021	0,229	0,356	0,011	0,186	0,151	0,063	0,199	

Tableau 57 : Analyses à la microsonde des tourmalines du faciès des tourmalinites (Tz1a et Tz1b) et celles d'épisyénites feldspathique (Tz3).
La formule structurale est calculée sur la base de 26,5 (O, OH, F).

	15	16	17	18	19	20	21	22	23
As	71,270	71,744	73,470	73,154	73,021	73,009	73,095	72,578	72,713
Fe	27,223	26,722	26,364	26,563	26,756	26,552	26,526	25,816	26,027
S	1,544	1,170	0,257	0,501	0,475	0,491	0,346	0,479	0,254
Co	0,009	0,025	0,011	0,003	0,042	0,006	0,038	0,041	0,011
Au	0,033	0,000	0,000	0,008	0,000	0,042	0,000	0,006	0,000
Sb	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	100,080	99,661	100,102	100,229	100,294	100,100	100,005	98,920	99,005

Tableau 58 : Analyses à la microsonde de la loellingite du pegmatite à shockscheider. Echantillon Ment 4 (Photo MEB 022)

	Ag 1	Bi 2	Ag 3	Ag 4	Bi 5
Se	0,048	0,000	0,218	0,253	0,031
S	17,363	0,195	16,317	16,295	0,599
Pb	17,144	0,157	1,415	2,138	0,000
Bi	52,793	99,478	64,757	63,568	90,992
Ag	9,965	0,010	13,138	12,838	0,179
Sb	2,703	0,000	0,767	0,573	0,106
Total	100,016	99,840	96,612	95,665	91,907

Tableau 59 : Analyses à la microsonde de bismuth natif (Bi) et de sulfures à Bi et Ag (Ag). (échantillon BL 31-C, photo MEB 022)

	Py 1	Py 2	Py 3	Py 4
As	0,063	0,087	0,000	0,000
S	53,433	53,595	51,590	52,160
Fe	45,905	46,181	46,620	47,150
Mo	0,790	0,790	0,770	0,780
Pb	0,000	0,000	0,000	0,000
Cu	0,000	0,000	0,000	0,000
Zn	0,031	0,068	0,000	0,000
Total	100,222	100,721	98,980	100,090

Tableau 60 : Analyses à la microsonde de pyrite (Py). Echantillon C25.

	Cœur (A)											Périphérie (B)									
	3	4	5	6	13	15	16	20	23	24	25	10	11	12	14	17	18	19	21	22	
As	47,850	48,321	48,287	45,117	47,146	47,007	47,048	48,515	48,611	48,062	48,566	43,786	43,942	45,001	44,313	44,148	44,863	45,603	45,421	45,507	
Fe	33,002	33,093	32,648	33,343	33,075	33,185	33,352	33,540	32,692	33,069	33,175	33,873	33,946	33,741	33,915	33,792	33,734	33,403	33,931	34,032	
S	18,497	18,064	17,964	20,258	17,763	18,346	18,054	18,196	17,760	18,516	17,697	20,526	20,240	19,652	19,961	20,080	19,757	19,226	19,975	20,486	
Co	0,097	0,034	0,041	0,039	0,040	0,096	0,030	0,040	0,015	0,063	0,018	0,004	0,010	0,038	0,005	0,000	0,000	0,054	0,000	0,001	
Au	0,000	0,000	0,005	0,000	0,061	0,057	0,107	0,000	0,010	0,039	0,000	0,042	0,006	0,000	0,019	0,023	0,000	0,000	0,010	0,000	
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	
Sb	0,015	0,057	0,075	0,011	0,025	0,014	0,000	0,119	0,000	0,013	0,000	0,000	0,000	0,000	0,012	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	
Total	99,461	99,569	99,020	98,768	98,110	98,712	98,591	100,410	99,088	99,762	99,456	98,231	98,144	98,432	98,225	98,043	98,354	98,286	99,351	100,026	

Tableau 61 : Analyses à la microsonde de l'arsénopyrite zonée; échantillon BL 31-030 (Photo MEB 030).

a

Analyses	PY 1	PY 2	PY 3	PY 4	PY 5	PY 6	PY 7	PY 8	ARS 1	CH-PY1	CH-PY2	COV1	COV2
AS	0,121	0,148	1,045	1,584	0,000	0,758	0,063	0,087	44,936	0,000	0,000	0,000	0,034
S	50,988	49,871	49,524	51,895	53,470	52,567	53,433	53,595	20,486	34,029	34,640	31,790	30,038
Fe	46,525	45,890	45,455	45,430	45,775	45,204	45,905	46,181	34,533	29,588	29,862	1,967	2,182
Mo	0,809	0,959	0,757	0,768	0,900	0,918	0,790	0,790	0,112	0,604	0,551	0,447	0,329
Pb	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cu	0,000	0,000	0,000	0,000	0,026	0,000	0,000	0,000	0,000	33,667	34,07	65,325	66,346
Zn	0,000	0,000	0,023	0,000	0,000	0,025	0,031	0,068	0,019	0,029	0,000	0,000	0,000
Total	98,442	96,869	96,804	99,681	100,205	99,473	100,222	100,721	100,087	97,917	99,122	99,529	98,929

b

Analyses	Py 9	Py 10	Py 11	Py 12	Py 13	Py 14	Py 15	PPy 16	Py 17	Py 18
As	0,65	0,90	0,00	0,00	0,00	0,65	0,90	0,00	0,00	0,00
S	51,08	50,55	50,98	52,56	51,58	51,08	50,55	50,98	52,56	51,58
Fe	46,32	46,26	46,25	46,20	46,73	46,32	46,26	46,25	46,20	46,73
Bi	0,14	0,09	0,19	0,23	0,15	0,14	0,09	0,19	0,23	0,15
Cu	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sn	0,00	0,00	0,04	0,00	0,02	0,00	0,00	0,04	0,00	0,02
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Sb	0,01	0,00	0,11	0,00	0,00	0,01	0,00	0,11	0,00	0,00
Total	98,19	97,80	97,57	98,98	98,48	98,20	97,80	97,57	98,99	98,49

Tableaux 62 a et b : Analyse à la microsonde de pyrite (Py) chalcopyrite (CH-PY) et Covéllite (COV) associées (échantillon C53).

Analyses	BI 31 - Photo 027					BL 31 - photo 028				C 68				
	10	11	12	13	14	8	9	1	2	24	25	26	27	28
AS	46,858	47,850	48,121	46,246	49,422	49,180	45,516	44,302	45,066	44,596	45,558	45,991	47,495	47,052
Fe	33,191	33,160	33,327	32,725	32,534	33,793	32,511	33,427	34,126	34,202	33,838	33,736	33,449	33,639
S	19,230	18,871	17,513	19,073	17,289	19,115	19,420	20,819	20,476	20,665	19,595	19,615	18,481	18,927
Co	0,023	0,002	0,034	0,011	0,069	0,006	0,000	0,028	0,009	0,024	0,073	0,053	0,084	0,022
Au	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,050	0,000	0,000	0,000	0,005	0,020	0,000	0,051	0,036
Sb	0,005	0,000	0,000	0,057	0,030	0,118	0,020	0,018	0,043	0,000	0,075	0,044	0,195	0,044
	99,307	99,883	98,995	98,112	99,344	102,26 2	97,467	98,594	99,720	99,492	99,159	99,439	99,755	99,720

Tableau 63 : Analyses à la microsonde du mispikel associé aux épontes des veines de quartz à Ez-Zirari (Echantillon BL31 et C68).

	Asp 1	Asp 2	Asp 3	Asp 4	Asp 5	Py 1	Py 2	Py 3	Py 4	Sc1	Sc2	Sc3
As	47,43	44,88	44,22	44,75	44,68	0,00	0,48	0,00	0,00	29,49	29,04	28,63
S	20,47	21,63	19,78	20,91	20,86	43,69	52,37	52,36	51,57	0,10	0,11	0,43
Fe	34,64	34,05	34,24	34,63	35,66	46,98	46,85	46,58	46,44	21,77	22,13	22,63
Bi	0,18	0,00	0,00	0,02	0,21	0,16	0,06	0,25	0,28	0,14	0,15	0,00
Cu	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,19	0,17	0,45
Sn	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	1,22	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sb	0,46	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	103,18	100,60	98,36	100,31	101,41	92,05	99,77	99,19	98,29	51,68	51,60	52,16

Tableau 64 : Analyses à la microsonde du mispikel (Asp), de pyrite (py) et de scorodite (Sc) associés aux épontes des veines de quartz à Ez-Zirari (échantillon C68).

A

Löellingite aurifère														
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	17	18	21	22
As	71,397	71,169	271,085	71,526	70,952	70,706	70,754	71,622	70,872	69,934	71,055	71,026	71,875	71,789
Fe	27,354	27,545	27,663	27,745	27,920	27,505	27,729	27,696	27,829	27,539	28,041	27,307	27,758	27,538
S	1,637	2,076	1,825	1,763	2,035	1,919	1,909	1,663	2,098	1,834	1,797	1,788	1,526	1,347
Co	0,033	0,019	0,024	0,005	0,001	0,022	0,000	0,000	0,001	0,000	0,014	0,000	0,043	0,002
Au	0,048	0,000	0,090	0,000	0,026	0,013	0,000	0,048	0,101	0,061	0,094	0,028	0,030	0,028
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Sb	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000
Total	100,469	100,809	100,687	101,039	100,937	100,165	100,392	101,029	100,901	99,368	101,001	100,149	101,237	100,704

B

Mispickel aurifère									
	11	12	13	14	15	16	19	20	23
As	47,129	47,826	47,618	47,897	47,167	48,197	48,926	48,265	48,027
Fe	33,419	33,682	33,669	33,854	33,150	33,315	33,299	33,488	33,632
S	18,355	18,638	18,245	18,313	18,384	18,341	17,620	18,121	18,200
Co	0,016	0,033	0,000	0,006	0,064	0,003	0,073	0,025	0,080
Au	0,000	0,056	0,077	0,105	0,046	0,039	0,000	0,016	0,038
Ni	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008
Sb	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,027	0,000	0,010	0,000
Total	98,930	100,235	99,609	100,175	98,811	99,922	99,918	99,925	99,985

Tableau 65 : Analyses à la microsonde de la löellingite aurifère (**A**) et du mispickel aurifère (**B**) en équilibre (échantillon **BL31-C**, Photo 20).

ANNEXE V

Analyses microthermométriques des inclusions fluides des échantillons récoltés dans les secteurs d'Ez-Zirari, de Bled Sidi Otmane, d'Amahroq, d'Errif et de Tawirt.

éch.		incl	Rv%	TIG	Thc	x% NaCl	Type
Q1a	PIF1	1	10 l	-35,2	379,6	43,20	Lsh
		2	7,5 l	-28,9	370,8	42,20	
		3	10 l	-31,3	364,5	41,00	
		4	5,0 l	-29,9	368,7	40,70	
		5	5,5 l	-33,1	280,5	38,00	
		6	5,5 l	-30,9	268,9	47,10	
		7	10 l	-33,5	290,8	45,00	
		8	5,0 l	-33,2	268,4	43,10	
		9	5,0 l	-28,3	330,4	45,40	
		10	5,5 l	-25,7	417,7	47,80	
	PIF2	1	50 v	-2,6	429,1	4,32	Vw
		2	80 v	-2,6	344,4	4,32	
		3	80 v	-2,7	430,5	4,48	
		4	85 v	-2,8	428,7	4,63	
		5	90 v	-2,9	420,1	4,79	
		6	80 v	-2,9	429,2	4,79	
		7	90 v	-2,7	351,9	4,48	
		8	90 v	-2,7	390,1	4,48	
		9	80 v	-2,8	308,4	4,63	
		10	70 v	-2,7	395,9	4,48	
		11	80 v	-2,6	426,2	4,32	
12		65 v	-2,9	419,2	4,79		
PIF3	13	70 v	-3,0	407,5	4,94		
	14	80 v	-2,9	411,1	4,79		
	15	55 v	-2,3	390,1	3,85		
	16	55 v	-2,4	374,8	4,01		
	17	60 v	-2,8	429,0	4,63		
	18	60 v	-2,7	365,5	4,48		
	19	65 v	-2,6	371,8	4,32		
	20	55 v	-2,7	393,0	4,48		
	21	50 v	-2,8	373,9	4,63		
Q1b1		1	10,0 l	-0,1	217,8	0,18	
		2	10,0 l	-0,1	244,1	0,18	
		3	5,0 l	-0,1	225,5	0,18	
		4	15,0 l	-0,3	386,9	0,53	
		5	10,0 l	-0,1	255,5	0,18	
		6	10,0 l	-0,1	229,2	0,18	
		7	15,0 l	-0,2	286,0	0,35	
Q1b2		8	10,0 l	-0,2	409,7	0,35	
		9	10,0 l	-0,2	412,5	0,35	
		10	15,0 l	-0,3	421,1	0,53	
		11	15,0 l	-0,2	407,5	0,35	
		12	15,0 l	-0,3	414,4	0,53	
		13	15,0 l	-0,2	419,5	0,35	
		14	10,0 l	-0,2	414,8	0,35	
Q 2a1	PIF1	1	7,5 l	-3,9	403,6	6,29	Lwa
		2	15,0 l	-3,7	391,1	5,99	
		3	10,0 l	-3,8	421,1	6,14	
		4	15,0 l	-3,3	417,7	5,40	
		5	10,0 l	-3,7	416,4	1,10	
		6	15,0 l	-12,2	419,2	16,24	
		7	10,0 l	-12,2	385,2	16,24	
		8	15,0 l	-11,6	401,4	15,64	
		9	7,5 l	-12,3	431,4	16,34	
		10	10 l	-12,3	413,6	16,34	
		11	10 l	-12,3	389,9	16,34	
		12	15,0 l	-12,6	393,5	16,62	
		13	10,0 l	-11,7	420,9	15,75	
PIF2	14	15,0 l	-11,8	422,9	15,85		
	15	10,0 l	-11,9	380,1	15,95		
	16	15,0 l	-12,5	393,2	16,53		
	17	25,0 l	-12,1	411,1	16,14		
	18	20 l	-11,7	427,8	15,75		
	19	25,0 l	-12,6	402,4	16,62		
	20	15,0 l	-11,6	345,7	15,65		
	21	15,0 l	-12,0	394,2	16,04		
	22	15,0 l	-13,9	390,1	17,83		
	23	35,0 l	-12,5	379,0	16,53		
Q2a2		24	15,0 l	-11,9	370,3	15,95	
		25	10,0 l	-12,4	388,5	16,43	
		26	20,0 l	-12,6	391,7	16,62	
		27	15,0 l	-12,0	336,3	16,04	
		28	15,0 l	-12,7	418,0	16,72	
		29	10,0 l	-12,3	421,6	16,34	
		30	10,0 l	-12,0	419,9	16,04	
		31	15,5 l	-12,3	414,2	16,34	
		32	10,0 l	-12,5	370,7	16,53	
		33	10,0 l	-12,1	372,4	16,14	
		34	10,0 l	-12,0	389,8	16,04	
		35	15,0 l	-12,1	376,2	16,14	

Tableau 66a : Secteur d'Errif, échantillon ER1.

Ech.		incl	Rv%	TIG	TfCs	Thc	x% NaCl	Type
Q 2a		1	60 v	-18,7		420,6	21,72	Vw
		2	70 v	-19,2		416,7	22,09	
		3	85 v	-18,8		411,8	21,79	
		4	80 v	-19,0		409,0	21,94	
		5	90 v	-20,1		421,1	22,73	
		6	60 v	-19,6		423,9	22,38	
		7	70 v	-18,4		422,3	21,50	
		8	80 v	-19,4		399,3	22,23	
		9	85 v	-18,6		422,1	21,65	
		10	65 v	-20,2		390,8	22,80	
Q2b1	PIF1	11	80 v	-18,5		426,6	21,57	Vw
		12	85 v	-19,0		421,6	21,94	
		13	80 v	-19,4		349,1	22,23	
		14	80 v	-19,3		420,7	22,16	
		15	75 v	-19,0		411,8	21,94	
		16	80 v	-18,6		424,8	21,65	
		17	80 v	-18,9		414,7	21,87	
		18	60 v	-20,0		394,7	22,66	
Q2b1	PIF2	1	15,0 l	-15,0	327,5	290,1	33,90	Lsh
		2	10 l	-16,7	215,3	204,9	27,00	
		3	20 l	-13,6	351,8	420,0	35,20	
		4	15,0 l	-14,4	322,6	286,1	32,50	
		5	15,0 l	-13,6	435,3	388,0	44,00	
		6	10,0 l	-13,7	420,0	390,1	40,80	
Q2b2		1	10 l	-12,4	355,9	414,5	35,40	Lsh
		2	15 l	-12,8	347,9	259,5	35,00	
		3	20 v	-11,9	436,5	432,1	33,70	
		4	20 v	-12,5	439,2	391,5	34,00	
		5	30 v	-12,5	438,6	431,4	44,10	
		6	10,0 l	-11,8	196,4	301,3	26,40	
		7	15,0 l	-12,7	187,8	297,3	26,10	
		8	10 l	-13,1	187,3	362,2	26,00	
		9	15,0 l	-14,7	154,5	333,2	25,00	
		10	15,0 l	-12,9	177,5	292,8	25,70	
		11	10,0 l	-14,3	183,8	280,9	25,80	
		12	10,0 l	-12,7	185,8	293,1	25,90	
		13	15,0 l	-13,5	288,7	235,5	30,60	
Q 2b3	PIF1	1	20 l	-5,4		428,4	8,40	Lwa
		2	20 l	-5,4		418,0	8,40	
		3	15,0 l	-5,3		388,6	8,27	
		4	15,0 l	-5,3		402,3	8,27	
		5	15,0 l	-5,2		407,9	8,13	
		6	15,0 l	-5,4		389,8	8,40	
		7	20 l	-5,4		418,8	8,40	
		8	10 l	-4,1		388,5	6,58	
		9	10 l	-4,0		392,6	6,43	
Q 2b3	PIF2	10	60 v	-5,3		421,1	8,27	Vw
		11	80,0 v	-5,2		405,9	8,13	
		12	25,0 v	-5,4		392,0	8,40	
		13	80,0 v	-5,4		383,0	8,40	
		14	70,0 v	-5,5		394,9	8,54	
		15	60 v	-5,3		363,4	8,27	
		16	60 v	-4,9		423,7	7,72	
		17	75 v	-5,5		359,0	8,54	
		18	20 v	-4,0		401,1	6,43	
Q3a1		1	15,0 l	-0,2		139,5	0,35	Lwb
		2	15 l	-0,4		326,0	0,70	
		3	15,0 l	-0,2		283,6	0,35	
		4	10 l	-3,5		149,0	5,70	
		5	15,0 l	-1,3		305,1	2,23	
		6	15,0 l	-1,2		307,6	2,06	
		7	10 l	-1,2		137,0	2,06	
		8	15,0 l	-0,3		346,5	0,53	
		9	10 l	-0,2		266,3	0,35	
		10	10,0 l	-0,2		215,3	0,35	
		11	15,0 l	-0,2		215,7	0,35	
		12	10 l	-0,1		236,0	0,18	
Q3a2		13	15,0 l	-0,3		339,0	0,53	Lwb
		14	15,0 l	-0,3		280,5	0,53	
		15	10 l	-0,3		259,1	0,53	
		16	15 l	-0,2		332,5	0,35	
		17	15 l	-0,2		221,4	0,35	
		18	10 l	-0,2		233,1	0,35	
		19	10 l	-0,2		146,5	0,35	
		20	10 l	-0,2		253,2	0,35	
		21	15 l	-0,1		400,3	0,18	
		22	15 l	-0,4		446,2	0,70	
		23	15,0 l	-0,4		351,7	0,70	
		24	20,0 l	-0,4		381,8	0,70	
		25	10 l	-0,2		256,5	0,35	

Tableau 66b : Secteur d'Erriif, échantillon ER1.

éch	incl	Rv%	TfG	Tfcl	TfCs	The	CaCl2	x% NaCl	Type	
Q 3a3	1	85,0 v	-0,1			394,6		0,18	Vw	
	2	70,0 v	-0,1			387,3		0,18		
	3	80,0 v	-0,2			383,3		0,35		
	4	85,0 v	-0,1			379,0		0,18		
	5	75,0 v	-0,2			351,6		0,35		
Q 3b	PIF1	1	15,0 l	-26,5		437,9	277,2	8,5	48,30	Lsh
		2	15,0 l	-26,7		441,0	226,8	8,0	49,20	
		3	15,0 l	-27,2		434,8	280,5	8,6	47,80	
	PIF2	1	15,0 l	-0,1	8,4		355,6		0,18	Lwc
		2	10 l	-0,6	8,1		248,1		1,05	
		3	10 l	-0,4	10,3		210,1		0,70	
		4	20,0 l	-0,3	11,2		378,3		0,53	
		5	15 l	-0,3	7,4		368,5		0,53	
		6	15,0 l	-0,1	7,0		350,8		0,18	
		7	15 l	-0,1	8,5		294,0		0,18	
		8	10 l	-0,1	8,0		265,2		0,18	
		9	20 l	-0,2	9,3		248,5		0,35	
		10	50 l	-1,0	10,5		332,5		1,90	
		11	50 l	-0,3	10,4		351,3		0,53	
		12	15 l	-0,4	8,9		297,2		0,70	
		13	10 l	-0,3	11,3		357,9		0,53	
		14	15 l	-0,4	9,4		219,5		0,70	
		15	15,0 l	-0,4	7,9		294,3		0,70	
		16	15,0 l	-0,3	9,7		225,5		0,53	
	PIF3	1	10 l	-9,0			352,2		12,88	Lwa
		2	15 l	-8,8			352,4		12,65	
	PIF4	3	10 l	-26,1		411,2	340,3	8,5	46,90	Lsh
		4	10 l	-26,2		418,4	308,6	7,9	47,00	

Tableau 66c : Secteur d'Errif, échantillon ER1.

Tableaux 66 a, b et c: Granodiorite transformée en une roche à prédominance de feldspath potassique (granite "rosé"), associée à la tourmaline diffuse; montrant des veines de quartz, décalées senestre par des zones microbréchifiées tardives à la tourmaline et au quartz.

Q1 = Veine de quartz

Q2 = quartz magmatique à inclusion de biotite et de rutiles dans granite "rosé".

Q3 = zone microbréchifiée à quartz et à tourmaline.

	éch	incl	Rv%	Te	TfG	Thc	x% NaCl	Type
QMG	PIF1	1	80,0 v		-1,8	349,8	3,05	Vw1
		2	60,0 v		-1,7	355,0	2,89	
		3	60,0 v		-1,7	360,1	2,89	
		4	85,0 v		-1,8	358,4	3,05	
		5	80,0 v		-1,7	362,5	2,89	
		6	70,0 v		-1,6	357,4	2,73	
		7	75,0 v		-1,7	370,8	2,89	
		8	60,0 v		-1,8	381,3	3,05	
		9	65,0 v		-1,8	351,7	3,05	
		10	60,0 v		-4,7	420,6	7,44	
	PIF2	11	70,0 v		-1,7	397,6	2,89	
		12	75,0 v		-1,3	399,7	2,23	
		13	80,0 v		-1,8	418,6	3,05	
		14	85,0 v		-1,7	408,4	2,89	
		15	80,0 v		-1,7	391,4	2,89	
		16	65,0 v		-1,7	419,5	2,89	
		17	35,0 v		-3,3	391,7	5,40	
		18	30,0 v		-1,7	417,5	2,89	
		19	60,0 v		-1,8	372,5	3,05	
		20	35,0 v		-1,9	375,6	3,21	
		21	80,0 v		-1,8	381,5	3,05	
		22	70,0 v		-1,8	386,5	3,05	
PIF3	1	20,0		-4,9	380,1	7,72	Lwa1	
	2	15,0		-4,8	293,3	7,58		
	3	20,0		-4,7	400,1	7,44		
	4	15,0		-3,1	286,7	5,09		
	5	10,0		-2,9	297,4	4,79		
	6	20,0		-1,8	369,6	3,05		
	7	20,0		-1,9	374,8	3,21		
	8	15,0		-4,8	295,4	7,58		
	9	15,0		-8,5	330,5			
PIF4	1	20,0	-46,2	-41,7	260,5	24,00	Lsh1	
	2	15,0		-42,6	254,2	25,80		
	3	15,0	-44,7	-37,7	213,1	23,00		
	4	20,0		-36,9	233,5	24,70		
	5	15,0		-39,8	198,7	23,50		
	6	20,0		-40,6	200,4	26,10		
QMF	PIF1	1	60,0 v		-13,8	372,0	17,74	Vw2
		2	80,0 v		-14,4	381,3	18,27	
		3	80,0 v		-14,6	364,5	18,44	
		4	80,0 v		-13,8	351,6	17,74	
		5	80,0 v		-13,9	404,3	17,83	
		6	70,0 v		-13,3	355,1	17,28	
		7	85,0 v		-13,9	419,7	17,83	
		8	85,0 v		-14,7	376,8	18,53	
		9	80,0 v		-14,1	398,8	18,00	
		10	80,0 v		-10,5	357,4	14,52	
		11	80,0 v		-10,4	310,0	14,41	
	PIF2	12	70,0 v		-10,3	418,5	14,31	
		13	75,0 v		-10,9	409,4	14,94	
		14	65,0 v		-9,9	396,7	13,88	
		15	65,0 v		-10,9	379,9	14,94	
		16	85,0 v		-11,4	384,2	15,45	
		17	80,0 v		-10,7	364,6	14,73	
		18	75,0 v		-11,0	363,1	15,04	
19		65,0 v		-20,1	365,4	22,73		
PIF3	20	85,0 v		-10,8	355,1	14,83	Lwa2	
	1	15,0		-10,9	406,9	14,94		
	2	15,0		-8,9	330,6	12,76		
	3	20,0		-9,3	396,1	13,22		
	4	15,0		-3,3	394,0	5,40		
	5	15,0		-14,5	256,3	18,36		
	6	15,0		-20,0	354,5	22,66		
7	20,0		-11,6	243,8	15,65			
PIF4	8	20,0		-13,0	397,7	17,00		
	9	15,0		-4,0	426,5	6,43		
	10	25,0		-3,1	395,0	5,09		
	11	15,0		-3,6	383,0	5,85		
	12	10,0		-6,4	358,4	9,73		
	13	10,0		-6,4	344,0	9,73		
	14	10,0		-6,1	392,4	9,34		
	15	5,0		-6,2	374,9	9,47		
	16	10,0		-1,5	383,7	2,56		
	17	10,0		-6,7	324,0	10,11		
	18	10,0		-3,9	365,7	6,29		

Tableau 67a : Secteur d'Amahroq, échantillon MB7b.

Leucogranite fin a deux micas d'Amahroq affecté par l'altération feldspathique; associé aux greisens et aux veines de quartz.

QMF = quartz magmatique à inclusion de sidérophylite et de rutilés dans leucogranite fin enrichie en feldspath potassique.

QMG = quartz magmatique à inclusion de biotite dans greisens.

ech	incl	Rv%	Te	TfG	Tfhyd	TfCs	Thc	CaCl2	x% NaCl	Type	
QMF	PIF1	1	20,0 l	-31,20	-25,1		172,1	421,0	11,0	21,80	Lsh2
		2	15,0 l		-23,9		174,5	422,5	8,6	24,20	
		3	10,0 l		-22,8		133,5	225,5	7,1	22,50	
		4	15,0 l		-24,8		193,1	408,7	10,2	23,30	
		5	15,0 l		-23,6		135,4	415,4	9,0	21,50	
		6	15,0 l		-24,7		149,5	393,7	11,5	20,50	
		7	15,0 l		-24,4		168,7	391,9	9,6	22,60	
		8	25,0 l		-26,0		131,1	256,9	13,1	18,50	
		9	15,0 l		-23,5		146,7	257,8	6,8	23,30	
		10	20,0 l		-28,2	17,8	142,8	327,1	13,5	18,00	
		11	15,0 l		-24,0		147,6	397,0	8,5	22,90	
		12	20,0 l		-24,7		144,5	398,6	11,1	20,30	
	PIF2	13	10,0 l		-25,9		184,3	397,6	12,7	21,50	
		14	10,0 l		-24,6		190,4	394,7	10,0	24,00	
		15	20,0 l		-24,7		197,8	409,4	10,6	23,50	
		16	15,0 l		-24,7		200,5	391,8	10,4	24,20	
		17	10,0 l		-24,2		177,8	389,2	8,0	25,00	
		18	10,0 l		-24,4		208,3	398,1	9,4	26,10	
QSV	PIF1	1	70,0 v		-6,3		360,4			9,60	Vw3
		2	60,0 v		-6,8		369,6			10,24	
		3	70,0 v		-6,5		349,8			9,86	
		4	80,0 v		-6,4		345,5			9,73	
		5	30,0 v		-6,2		351,4			9,47	
		6	75,0 v		-6,6		349,7			9,99	
		7	75,0 v		-4,6		341,5			7,30	
		8	75,0 v		-3,2		351,3			5,25	
		9	80,0 v		-6,3		342,8			9,60	
		10	70,0 v		-6,8		351,6			10,24	
		11	80,0 v		-6,5		352,3			9,86	
		12	80,0 v		-4,8		364,4			7,58	
		13	80,0 v		-4,8		367,3			7,58	
	PIF2	14	65,0 v	-46,2	-4,7		337,1			7,44	
		15	70,0 v	-44,7	-6,4		362,4			9,73	
		16	70,0 v		-4,6		407,0			7,30	
		17	85,0 v		-6,5		364,1			9,86	
		18	60,0 v		-4,9		346,3			7,72	
		19	65,0 v		-4,9		345,6			7,72	
		20	70,0 v		-6,3		352,9			9,60	
		21	75,0 v		-6,1		352,3			9,34	
		22	80,0 v		-6,4		369,5			9,73	
		23	65,0 v		-6,5		351,6			9,86	
		24	70,0 v		-6,4		362,9			9,73	
		25	75,0 v		-6,4		351,8			9,73	
PIF3	1	80,0 v		-8,4		377,7			12,19		
	2	75,0 v		-8,2		375,6			11,95		
	3	80,0 v		0,0		380,0			0,00		
	4	65,0 v		0,0		359,6			0,00		
	5	85,0 v		-8,3		329,6			12,07		
	6	75,0 v		-8,3		327,6			12,07		
	7	80,0 v		-8,2		341,2			11,95		
	8	65,0 v		-8,2		323,7			11,95		
	9	75,0 v		-8,3		325,5			12,07		
	10	80,0 v		-8,2		332,2			11,95		
	11	80,0 v		-8,2		333,0			11,95		
	12	65,0 v		-8,4		323,1			12,19		
	13	80,0 v		-2,4		310,9			4,01		
	14	70,0 v		-2,3		387,6			3,85		
	15	60,0 v		-2,5		404,3			4,17		
QLV	PIF1	1	10,0 l		-2,7		175,1			4,48	Lwa3
		2	10,0 l		-2,6		259,3			4,32	
		3	15,0 l		-2,6		240,7			4,32	
		4	10,0 l		-2,8		236,7			4,63	
		5	10,0 l		-2,5		185,4			4,17	
		6	10,0 l		-2,6		239,2			4,32	
		7	30,0 l		-4,7		388,2			7,44	
		8	15,0 l		-2,7		261,5			4,48	
		9	20,0 l		-2,8		236,6			4,63	
		10	10,0 l		-2,6		284,1			4,32	
		11	15,0 l		-2,7		275,8			4,48	
		12	15,0 l		-2,7		269,7			4,48	
		13	15,0 l		-2,6		218,0			4,32	
		14	10,0 l		-2,6		213,6			4,32	
		15	10,0 l		-2,7		202,0			4,48	
PIF2	1	15,0 l	-28,5			387,0	210,9	10,5	41,20	Lsh3	
	2	15,0 l	-27,2			270,8	267,8	11,4	39,70		
	3	10,0 l	-25,9			270,1	262,6	11,0	39,10		
	4	15,0 l	-23,2			416,1	278,5	5,6	47,50		
	5	15,0 l	-25,5			314,4	259,3	10,3	34,00		
	6	20,0 l	-28,2			383,4	275,0	11,0	40,00		
	7	20,0 l	-39,6			401,3	228,0	17,2	40,50		
	8	10,0 l	-27,2			365,2	208,3	11,0	38,50		
	9	10,0 l	-28,9			391,5	212,5	12,1	41,50		
	10	15,0 l	-24,9			396,0	281,4	7,5	43,70		

Tableau 67b : Secteur d'Amahroq, échantillon MB7b.

Leucogranites fins a deux micas d'Amahroq affecté par l'altération feldspathique; associé aux greisens et aux veines de quartz.

QMF = quartz magmatique à inclusion de sidérophylite dans leucogranite fin enrichie en feldspath potassique.

QSV = quartz "sale" dans veine de quartz.

QLV = quartz "limpide" dans veine de quartz.

éch	incl	Rv%	Te	TfG	Tfhyd	Tfcl	TfCs2	TfCs1	Thc	CaCl2	x%NaCl	Kcl	K/Na	Type	
QMm1	PIF1	1	40,0	I	-33,5	-4,5			386,5		6,87			Lwa	
		2	30,0	I		-4,4			385,8		7,01				
		3	40,0	I		-5,7			388,5		8,81				
		4	45,0	I		-8,8			390,3		12,65				
		5	15,0	I		-5,4			387,5		8,40				
		6	35,0	I		-8,5			386,2		12,30				
		7	15,0	I		-4,8			384,3		7,58				
		8	15,0	I		-5,6			386,7		8,67				
		9	10,0	I		-5,9			386,9		9,07				
	PIF2	10	30,0	I		-5,7			385,4		8,81				
		11	15,0	I		-1,3			389,5		14,31				
		12	50,0	I		-6,0			373,0		9,21				
		13	40,0	I		-6,7			388,4		10,11				
		14	25,0	I		-3,8			394,8		6,14				
		15	35,0	I		-14,0			398,8		17,92				
		16	25,0	I		-5,7			385,4		8,81				
		17	15,0	I		-12,0			394,1		16,04				
		18	15,0	I		-4,5			393,7		7,15				
	PIF3	19	40,0	I		-5,8			387,6		8,94				
		20	30,0	I		-5,3			382,4		8,27				
		21	25,0	I		-5,3			404,0		8,27				
		22	45,0	I		-5,3			399,5		8,27				
		23	40,0	I		-5,4			410,7		8,40				
		24	25,0	I		-5,0			405,3		7,85				
		25	15,0	I		-5,2			401,8		8,13				
		26	15,0	I		-11,0			385,2		15,04				
		27	30,0	I		-4,7			381,9		7,44				
		28	15,0	I		-3,8			387,1		6,14				
QMm2	PIF1	1	70,0	V	-11,6	-5,6			374,8		8,67			Vw	
		2	60,0	V		-5,5			367,7		8,54				
		3	75,0	V		-6,2			342,3		9,47				
		4	70,0	V		-6,2			350,3		9,47				
		5	80,0	V		-5,7			377,0		8,81				
		6	75,0	V		-2,4			338,8		4,01				
		7	80,0	V		-2,4			390,9		4,01				
	PIF2	8	80,0	V		-2,6			377,7		4,32				
		9	65,0	V		-3,1			390,0		5,09				
		10	80,0	V		-3,5			394,4		5,70				
		11	60,0	V		-4,7			381,3		7,44				
		12	60,0	V		-4,6			391,7		7,30				
		13	85,0	V		-4,7			388,4		7,44				
		14	70,0	V		-4,5			393,0		7,15				
		15	70,0	V		-3,4			387,6		5,55				
		16	85,0	V		-3,1			393,5		5,09				
	PIF3	17	60,0	V		-2,9			385,1		4,79				
		18	85,0	V		-2,3			383,3		3,85				
		19	70,0	V		-5,3			389,4		8,27				
		20	75,0	V		-2,8			377,2		4,63				
		21	80,0	V		-3,0			396,9		4,94				
		22	90,0	V		-2,8			399,9		4,63				
QMm3	PIF1	1	10,0	I		-27,7			411,1	251,8	258,7	9,0	45,50	29,5	0,86
		2	1,0	I		-27,8			401,3	253,7	260,2	9,5	44,00	31,1	0,94
		3	15,0	I		-29,1		4,4	408,0	267,5	313,8	9,7	44,60	31,4	0,94
		4	10,0	I		-26,8			407,9	256,5	263,3	8,9	45,10	30,5	0,9
		5	5,0	I		-32,1			417,1	265,2	279,7	11,5	44,90	30,2	0,89
		6	5,0	I		-26,0			407,5	259,6	256,4	9,8	39,70	30,6	1,03
		7	10,0	I		-26,7			340,8	256,5	249,6	8,2	45,20	34,2	1,01
		8	5,0	I		-30,6			393,3	253,8	262,6	11,20	41,80	31,7	1,01
	PIF2	9	5,0	I		-33,9	7,9	7,7	358,5	238,5	265,2	15,00	36,20	31,0	1,14
		10	15,0	I		-34,1	8,2		407,0	233,4	268,7	14,2	42,30	28,0	0,88
		11	5,0	I		-29,1	0,8	3,0	389,9	250,0	280,5	10,3	41,20	32,0	1,03
		12	10,0	I		-29,0	0,9	3,9	400,0	253,1	271,7	10,0	43,00	30,8	0,9
		13	15,0	I		-34,2		5,9	359,0	259,1	313,2	15,0	36,60	33,3	1,21
		14	10,0	I		-29,1	3,2	4,8	416,7	238,0	263,0	10,6	45,20	27,8	0,82
		15	15,0	I		-33,6	11,7	5,9	406,7	254,1	307,8	13,5	42,90	30,9	0,96
	PIF3	16	5,0	I		-32,1	9,9	4,2	398,3	258,7	278,5	13,2	40,70	31,6	1,03
		17	5,0	I		-31,8	8,5	3,1	364,3	265,9	295,6	13,9	38,00	33,2	1,16
		18	10,0	I		-31,7		3,8	412,9	256,6	316,5	13,0	42,50	30,3	0,95
		19	15,0	I		-29,0	6,4		408,7	232,8	314,3	10,5	45,20	28,0	0,82
		20	10,0	I		-29,5		2,9	416,1	241,0	279,9	10,1	45,00	27,5	0,81

Tableau 68 : Secteur d'Amahroq, échantillon MB10A.

Muscovite associée aux greisens à muscovite en gerbe intrudés au milieu par une veine de quartz.
QMm= quartz magmatique à inclusion de rutiles et de sidérophylite dans muscovite.

éch	incl	Rv%	TfG	Tfhyd	TfCs2	TfCs1	Thc	CaCl2	x% NaCl	Kcl	K/Na	Type	
Q1a	PIF1	1	50 v	-8,9			397,6		12,78			Vw	
		2	85 v	-3,1			389,9		5,09				
		3	60 v	-2,9			380,1		4,79				
		4	85 v	-2,5			374,2		4,17				
		5	65 v	-2,5			364,6		4,17				
		6	80 v	-2,6			379,1		4,32				
		7	70 v	-2,5			366,7		4,17				
		8	60 v	-2,6			368,9		4,32				
	PIF2	1	15 l	-2,0			339,1		0,35				Lwa
		2	20 l	-0,4			364,4		0,70				
		3	15 l	-0,3			344,0		0,53				
		4	25,0 l	-0,2			330,1		0,35				
		5	15,5 l	-10,7			309,8		14,73				
	Q1b	PIF1	1	85 v	-11,0			352,4		15,04			Vw
			2	60 v	-10,9			427,6		14,94			
			3	70 v	-10,8			417,5		14,83			
4			80 v	-9,5			416,1		13,44				
5			75 v	-10,4			424,8		14,41				
6			60 v	-4,6			427,1		7,30				
PIF2		1	25,0 l	-10,7			418,0		14,73				Lwa
		2	25,0 l	-10,4			375,2		14,41				
		3	40,0 l	-9,6			421,6		13,55				
		4	35,0 l	-13,4			368,7		17,37				
		5	30,0 l	-12,1			405,0		16,14				
		6	15,0 l	-13,0			407,5		17,00				
		7	20,0 l	-13,7			437,9		17,65				
		8	30,0 l	-15,3			427,2		19,04				
		9	30,0 l	-11,0			433,9		15,04				
		10	15,0 l	-10,5			373,5		14,52				
PIF3		1	10,0 l	-48,1			270,0	417,1	23,0	21,50			Lsh
		2	10,0 l	-43,0			203,9	234,1	22,8	16,00			
		3	10,0 l	-48,0			281,4	238,0	22,5	23,70			
		4	15,0 l	-48,9			288,5	206,0	23,0	24,60			
		5	10,0 l	-48,1			208,2	244,8	25,0	16,00			
		6	15,0 l	-43,9			276,3	236,2	21,8	23,00			
		7	20,0 l	-49,3			289,0	237,8	22,7	24,00			
		8	25,0 l	-49,0			297,0	325,2	22,5	25,80			
	9	15,0 l	-49,4			295,1	401,0	22,1	25,00				
Q11	PIF1	1	15,0 l	-38,2	26,3	434,5	163,1	355,1	17,0	44,80	21,2	0,62	Ls2G
		2	30,0 l	-38,8		429,0	208,4	411,1	16,8	44,30	25,3	0,76	
		3	20,0 l	-37,6		425,6	195,3	362,0	14,2	43,70	25,1	0,76	
		4	25,5 l	-38,2		418,2	210,2	379,0	15,2	42,50	26,0	0,81	
		5	15,0 l	-37,5		420,9	201,2	372,0	14,4	43,70	23,6	0,72	
		6	25,0 l	-37,9		427,4	185,2	369,4	15,0	45,00	22,3	0,66	
		7	10,0 l	-38,7		430,1	196,5	365,6	15,2	46,10	23,0	0,66	
	PIF2	8	15,5 l	-38,2		426,2	178,4	373,9	14,3	46,00	22,5	0,65	
		9	30,0 l	-32,3		416,7	180,2	372,6	13,0	43,00	23,1	0,71	
		10	35,0 l	-34,0		417,6	188,8	386,7	13,1	45,00	23,5	0,69	
		11	20,0 l	-40,0		418,4	189,6	376,4	15,5	44,00	23,4	0,71	
		12	15,0 l	-33,4		424,8	202,1	350,6	13,5	44,50	24,2	0,72	
		13	10,0 l	-33,7		430,1	205,9	439,5	13,3	45,10	24,7	0,73	
	PIF3	14	15,0 l	-32,1		428,1	191,3	361,0	11,2	46,60	23,2	0,66	
		15	25,0 l	-30,4		412,7	215,4	369,0	10,5	44,50	26,1	0,78	
		16	15,0 l	-30,3	12,1	418,3	172,5	416,2	9,4	48,20	23,2	0,64	
		17	30,0 l	-30,7		425,7	219,9	402,2	9,6	47,00	25,5	0,72	
		18	15,0 l	-37,7	9,1	441,1	199,0	407,1	14,5	46,50	23,5	0,67	
		19	25,0 l	-39,1	20,1	421,1	194,8	404,4	16,0	43,10	23,5	0,73	
Q12	PIF1	1	60 v	-11,8			413,5		15,85			Vw	
		2	75 v	-11,3			409,8		15,35				
		3	75 v	-11,1			441,0		15,14				
		4	70 v	-17,4			401,2		20,74				
		5	70 v	-6,5			441,8		9,86				
		6	80 v	-13,0			437,0		17,00				
		7	75 v	-12,8			406,5		16,81				
		8	70 v	-19,9			416,7		22,59				
		9	60 v	-12,3			412,7		16,34				
	PIF2	10	80 v	-6,1			410,8		9,34				
		11	65 v	-12,6			416,1		16,62				
		12	80 v	-12,0			442,7		16,04				
		13	60 v	-12,5			425,3		16,53				
		14	75 v	-10,6			436,2		14,62				
		15	60 v	-10,7			407,2		14,73				
		16	60 v	-10,6			397,9		14,62				

Tableau 69a : Secteur d'Amahroq, échantillons ER7-ER8 et C64.

leucogranites fins à deux micas, greisénisés aux épontes des veines de quartz (secteur d'Amahroq).

Q1 a et b: quartz dans greisens (ER 7).

Q1 1 et 2 : quartz dans greisens (ER8 et C64).

éch	incl	Rv%	Te	TfG	ThCO2	TfCs	Thc	Ca Cl2	x% NaCl	Kcl	K/Na	Type	
QII1	PIF1	1	20,5	-56,80	-31,9	407,9	194,2	268,6	12,2	43,40	23,5	0,72	Ls2q
		2	25,0		-30,9	429,5	150,9	232,3	11,6	46,00	19,8	0,57	
		3	30,0		-29,7	405,0	181,9	228,9	10,5	43,50	23,3	0,71	
		4	15,0		-29,3	417,7	162,1	230,0	9,9	45,10	19,5	0,56	
		5	10,0		-42,5	419,5	131,3	139,3	16,2	41,80	19,0	0,6	
		6	25,0		-50,3	425,6	170,1	240,4	16,8	43,00	21,7	0,67	
		7	30,0		-43,8	400,6	193,1	217,1	18,1	38,50	24,8	0,86	
		8	15,0		-43,3	434,5	158,2	222,4	17,0	43,50	20,9	0,64	
		9	10,0		-43,1	379,6	179,5	202,7	18,0	37,00	24,7	0,89	
	PIF2	10	10,0		-42,6	434,5	172,7	224,0	16,1	44,50	21,6	0,65	
		11	30,0		-43,4	394,7	173,2	232,8	17,5	38,50	23,5	0,81	
		12	15,0		-44,2	434,7	196,5	228,3	17,0	44,10	23,4	0,71	
		13	30,0		-43,4	435,6	172,7	239,4	16,2	44,60	21,7	0,65	
	PIF3	14	30,0		-30,2	380,3	167,2	249,2	10,8	40,50	23,8	0,78	
		15	25,5		-46,1	380,4	184,7	256,2	19,0	36,20	24,7	0,91	
		16	30,0		-46,9	376,3	172,3	249,4	19,1	34,80	24,0	0,92	
		17	10,0		-45,8	408,7	189,5	260,7	18,4	39,90	23,6	0,79	
		18	30,0		-46,0	383,5	172,5	239,7	19,0	36,10	23,5	0,87	
		19	20,0		-45,2	398,1	174,3	256,3	17,8	38,30	23,2	0,81	
	PIF4	20	15,0		-42,3	416,1	178,2	272,0	16,3	41,90	23,1	0,73	
1		80,0	v	-12,9			426,6		16,91			Vw	
2		75,0	v	-14,6			383,5		18,44				
3		60,0	v	-13,2			443,6		17,19				
4		75,0	v	-5,5			441,7		8,54				
5		75,0	v	-13,2			435,7		17,19				
6		85,0	v	-14,0			426,1		17,92				
7		80,0	v	-13,3			420,1		17,28				
8	80,0	v	-12,8			409,4		16,81					
PIF5	9	65,0	v	-13,9			342,7		17,83				
	10	70,0	v	-13,2			439,9		17,19				
	11	60,0	v	-13,0			407,2		17,00				
	12	70,0	v	-13,2			432,1		17,19				
	13	65,0	v	-12,8			417,0		16,81				
	14	80,0	v	-13,2			417,7		17,19				
	15	75,0	v	-13,0			384,3		17,00				
QII2	PIF1	16	80,0	v	-13,1		333,3		17,09				
		17	85,0	v	-13,2			420,0		17,19			
		1	30,0		-49,5	-28,8	321,0	170,5	249,2	11,5	34,00	26,2	1,02
		2	20,0			-28,0	326,3	175,3	221,4	11,8	35,10	26,3	1
		3	30,0			-36,9	321,1	198,5	262,6	18,6	30,00	28,0	1,24
		4	30,0			-27,1	325,2	183,5	394,0	11,0	34,80	26,5	1,01
		5	25,0			-32,2	374,2	161,2	245,2	14,0	38,50	23,1	0,8
		6	35,0			-21,6	410,6	149,0	394,1	12,0	48,80	20,2	0,55
		7	40,0			-27,0	407,3	178,0	398,7	9,8	44,50	23,0	0,69
	PIF2	8	35,0			-25,7	417,4	193,1	399,7	8,7	46,00	23,5	0,68
		9	30,0			-30,2	353,6	176,1	273,1	12,0	37,10	25,0	0,9
		10	30,0			-37,7	325,1	179,7	273,6	18,1	31,20	26,6	1,13
		11	25,0			-27,7	371,6	177,8	278,1	10,8	36,00	25,1	0,93
		12	15,0			-28,3	334,6	169,7	273,4	10,5	35,60	25,5	0,95
		13	20,0			-27,7	424,8	163,2	400,4	10,0	47,00	21,8	0,62
		14	10,0			-28,1	312,1	170,8	260,4	12,0	33,00	25,6	1,03
		15	15,0			-28,3	317,3	171,4	263,3	12,8	33,00	25,8	1,04
		16	10,0			-35,7	310,5	163,1	218,3	18,0	29,50	25,5	1,15
		17	25,0			-40,0	316,6	153,6	318,3	19,2	29,00	24,7	1,13
PIF3	18	10,0			-23,8	327,6	162,5	270,7	7,6	36,60	25,1	0,91	
	19	25,0			-24,9	379,3	186,1	355,2	9,5	42,00	24,2	0,77	
	1	70,0	v	-28,6	-10,3			269,9		14,31		Vw	
	2	80,0	v		-4,9			398,0		7,72			
	3	70,0	v		-7,3			225,7		10,86			
	4	80,0	v		-5,9			403,5		9,07			
	5	75,0	v		-6,2			292,7		9,47			
	6	70,0	v		-5,9			426,3		9,07			
	7	85,0	v		-10,6			418,2		14,62			
	8	85,0	v		-11,7			412,8		15,75			
	9	80,0	v		-10,7			406,5		14,73			
10	60,0	v		-16,4			241,4		19,95				
11	55,0	v		-6,3			370,4		9,60				

Tableau 69b : Secteur d'Amahroq, échantillons ER7 - ER8 et C64.

Leucogranites fins à deux micas, griséisés aux épontes des veines de quartz (secteur d'Amahroq)

QII1 et QII2: Quartz dans greisens (C64).

	éch	incl	Rv%	TiG	TiCs	Thc	CaCl2	x% NaCl	Type	
QMG1	PIF1	1	50,0	c	-16,0		405,5	19,62	Vw	
		2	60,0	c	-16,3		397,1	19,87		
		3	55,0	c	-16,3		409,0	19,87		
		4	80,0	v	-15,0		388,5	18,79		
		5	80,0	v	-16,5		386,6	20,03		
		6	65,0	v	-12,5		394,1	16,53		
		7	75,0	v	-16,2		399,0	19,79		
		8	50,0	v	-15,1		402,3	18,87		
		9	85,0	v	-16,1		387,2	19,71		
		10	65,0	v	-16,4		392,7	19,95		
		11	85,0	v	-15,2		390,4	18,96		
	PIF2	1	15,0	l	0,0		210,3	0,00	Lwb	
		2	15,0	l	0,0		203,2	0,00		
		3	10,0	l	-0,2		218,4	0,35		
		4	15,0	l	-1,8		203,2	3,05		
		5	25,0	l	-11,9		228,0	15,95		
		6	3,0	l	-11,4		217,3	15,45		
		7	15,0	l	-20,7		194,6	23,15		
		8	10,0	l	-20,6		181,0	23,08		
		9	10,0	l	0,0		179,9	0,00		
		10	10,0	l	-0,1		182,0	0,18		
		11	15,0	l	-20,3		188,0	22,87		
	PIF3	1	20,0	l	-30,2	201,1	298,7	15,0	21,00	Lsh G2
		2	15,0	l	-28,5	208,2	307,8	13,2	23,00	
		3	10,0	l	-32,0	195,4	289,2	17,1	18,30	
		4	10,0	l	-30,0	193,9	296,5	15,2	20,00	
		5	10,0	l	-31,3	186,2	278,1	15,8	19,10	
		6	10,0	l	-31,7	199,8	285,9	17,5	18,60	
		7	10,0	l	-30,6	107,4	280,5	16,4	14,30	
		8	25,0	l	-32,1	182,9	222,2	18,0	17,40	
		9	15,0	l	-32,2	112,6	276,9	16,5	15,20	
		10	25,0	l	-20,8	173,7	258,9		25,20	
		11	10,0	l	-20,9	175,5	190,3		25,50	
QMG2	PIF1	1	60,0	v	-17,6		385,9	20,89	Vws	
		2	60,0	v	-15,8		397,1	19,46		
		3	65,0	v	-16,1		396,5	19,71		
		4	70,0	v	-16,2		406,0	19,79		
		5	80,0	v	-16,0		408,3	19,62		
		6	70,0	v	-16,2		388,4	19,79		
		7	70,0	v	-16,0		430,5	19,62		
		8	80,0	v	-17,0		402,3	20,43		
		9	80,0	v	-15,5		438,6	19,21		
		10	65,0	v	-15,0		374,0	18,79		
	PIF2	11	70,0	v	-15,5		401,4	19,21	Vws	
		12	85,0	v	-15,9		394,7	19,54		
		13	70,0	v	-16,0		427,8	19,62		
		14	80,0	v	-14,6		384,9	18,44		
		15	60,0	v	-15,2		389,1	18,96		
		16	70,0	v	-14,9		363,7	18,70		
		17	80,0	v	-15,1		395,4	18,87		
	PIF3	1	10,0	l	-43,3	246,8	313,6	22,5	19,80	LshG1
		2	10,0	l	-43,4	238,5	279,1	23,6	19,00	
		3	15,0	l	-43,1	241,7	306,3	22,2	19,10	
		4	15,0	l	-43,9	265,3	277,7	22,5	21,80	
		5	20,0	l	-44,3	241,1	315,3	23,3	18,40	
		6	10,0	l	-43,4	253,8	390,1	22,0	21,20	
		7	10,0	l	-43,8	245,0	334,5	23,0	19,50	
8		10,0	l	-44,2	262,7	376,1	23,30	21,10		
PIF4	9	15,0	l	-43,4	236,8	301,6	23,80	17,10	Vws	
	1	70,0	v	-15,0		421,1		18,79		
	2	60,0	c	-14,9		424,8		18,70		
	3	80,0	c	-14,9		425,3		18,70		
	4	80,0	v	-15,9		409,1		19,54		
	5	75,0	v	-15,1		422,0		18,87		
	6	80,0	v	-14,5		417,6		18,36		
	7	60,0	v	-15,0		430,0		18,79		
8	75,0	c	-15,4		416,7		19,13			

Tableau 70b : Secteur d'Amahroq, échantillon MB 9 (2).

Leucogranite fin à deux micas d'Amahroq, largement feldspathisé, à rubans centimétriques de veines de greisens, de feldspath potassique, de tourmaline (parfois en rosette) et de quartz.

QMG1 et 2 = quartz magmatiques à inclusions de rutiles et de sidérophylite dans greisens

	éch	incl	R%	Te	TfG	TfCs	Thc	CaCl2	x% NaCl	Type		
QMG3	PIF1	1	80,0	v		-1,0	395,9		1,73	Vw		
		2	60,0	v		-1,3	388,2		2,23			
		3	65,0	v		-1,3	402,7		2,23			
		4	70,0	v		-2,9	335,3		4,79			
		5	75,0	v		-1,1	299,0		1,90			
		6	65,0	v		-1,9	369,2		3,21			
		7	85,0	v		-1,2	372,8		2,06			
		8	80,0	v		-1,2	354,3		2,06			
		9	70,0	v		-1,3	296,6		2,23			
		10	80,0	v		-1,2	382,5		2,06			
	PIF2	1	10,0	l		-36,5	293,5	219,6	18,0	27,00	Lsh G3	
		2	15,0	l		-42,3	153,3	186,2	22,4	21,10		
		3	10,0	l		-38,2	129,4	163,4	22,9	10,30		
		4	15,0	l		-42,7	243,1	206,6	23,0	18,90		
		5	10,0	l		-43,4	169,2	229,4	24,8	12,50		
		6	15,0	l		-43,8	183,7	227,3	24,5	13,80		
		7	10,0	l		-28,8	153,6	120,3	14,2	19,00		
		8	10,0	l		-27,6	155,4	180,9	14,5	19,50		
		9	15,0	l		-43,1	174,5	231,3	24,0	13,50		
		10	10,0	l		-28,1	145,0	193,1	13,5	18,30		
	PIF3	1	85,0	v		-14,8		410,1		18,62	Vw	
		2	75,0	v		-15,2		385,3		18,96		
		3	70,0	v		-10,8		423,0		14,83		
		4	75,0	v		-14,9		412,2		18,70		
		5	80,0	v		-14,5		369,2		18,36		
		6	80,0	v		-15,5		392,4		19,21		
		7	80,0	v		-20,3		406,7		22,87		
		8	75,0	v		-10,9		406,0		14,94		
	QMG4	PIF1	1	30,0	l	-52,7	-27,1	249,1	163,9	12,0	27,00	Lsh
			2	30,0	l		-48,0	263,9	329,3	23,5	21,50	
3			10,0	l		-34,8	230,5	376,6	19,0	20,80		
4			10,0	l		-38,8	245,9	173,7	21,0	20,50		
5			10,0	l		-42,3	267,7	162,6	21,6	23,90		
6			5,0	l		-38,9	228,8	165,9	21,2	21,00		
7			10,0	l		-39,0	270,0	175,3	19,8	24,50		
8			10,0	l		-38,0	254,4	161,7	20,0	23,00		
9			5,0	l		-36,2	215,5	128,3	20,2	18,50		
10			10,0	l		-39,7	219,4	175,6	22,0	18,10		
PIF2		11	30,0	l		-39,7	275,3	181,3	20,2	25,30		
		12	10,0	l		-32,4	252,3	205,7	16,0	24,80		
		13	35,0	l		-38,3	268,8	338,5	19,8	25,00		
		14	10,0	l		-38,6	247,6	180,4	20,7	20,90		
		15	10,0	l		-40,3	270,2	201,8	21,2	25,10		
		16	10,0	l		-29,9	264,6	195,1	14,0	27,20		
		17	15,0	l		-28,5	270,1	276,1	12,8	29,00		
		18	15,0	l		-28,2	261,9	291,1	12,7	27,40		
		19	10,0	l		-26,7	257,5	163,2	13,0	27,10		
PIF3	1	70,0	v		-4,4		327,7		7,01	Vw		
	2	80,0	v		-4,3		378,6		6,87			
	3	70,0	v		-4,3		392,3		6,87			
	4	70,0	v		-4,3		343,8		6,87			
	5	85,0	v		-4,4		339,4		7,01			
	6	80,0	v		-4,2		353,2		6,72			

Tableau 70c : Secteur d'Amahroq, échantillon MB 9 (3).

Leucogranite fin à deux micas d'Amahroq largement feldspathisé, constitué de rubans centimétriques de greisens, de feldspath potassique, de tourmaline (en rosette) et de veine de quartz.

QMG3 et 4 = Quartz magmatiques à inclusions de rutiles et de sidérophylite dans greisens.

	éch	incl	Rv%	TiG	TfCs	Thc	CaCl2	x% NaCl	Type
QLT1	PIF1	1	60,0 v	-5,3		389,1		8,27	VwT1
		2	65,0 v	-19,8		385,3		22,52	
		3	80,0 v	-4,8		352,0		7,58	
		4	80,0 v	-10,6		384,2		14,62	
		5	85,0 v	-10,0		393,0		13,99	
		6	60,0 v	-4,4		429,0		7,01	
		7	75,0 v	-7,5		371,0		11,11	
	PIF2	1	10,0 l	-3,7		325,1		5,99	LwaT
		2	15,0 l	-3,2		324,3		5,25	
		3	10,0 l	-4,3		429,7		6,87	
		4	30,0 l	-8,2		379,2		11,95	
		5	10,0 l	-6,6		320,5		9,99	
		7	30,0 l	-5,9		378,0		9,07	
PIF3	8	15,0 l	-8,4		380,5		12,19	LwaT	
	9	25,0 l	-8,2		384,2		11,95		
	10	10,0 l	-3,1		358,7		5,09		
	11	25,0 l	-1,7		369,4		2,89		
	12	10,0 l	-1,2		359,9		2,06		
	13	10,0 l	-4,4		369,7		7,01		
QLT2	PIF1	1	15,0 l	-1,9		288,9		3,21	LwbT
		2	5,0 l	-2,3		295,3		3,85	
		3	5,0 l	-0,9		272,1		1,58	
		4	10,0 l	-1,0		265,3		1,73	
		5	10,0 l	-2,4		246,5		4,01	
		6	25,0 l	0,0		191,3		0,00	
		7	15,0 l	-0,1		186,1		0,18	
		8	20,0 l	0,0		188,3		0,00	
		9	10,0 l	-0,1		174,2		0,18	
	PIF2	10	10,0 l	-0,1		182,9		0,18	LwbT
		11	5,0 l	0,0		183,6		0,00	
		12	10,0 l	0,0		181,4		0,00	
		13	10,0 l	-0,1		193,0		0,18	
		14	25,0 l	-1,0		232,4		1,73	
		15	15,0 l	-1,1		206,8		1,90	
		16	10,0 l	-2,1		222,1		3,53	
		17	15,0 l	-1,7		150,9		2,89	
		18	10,0 l	-1,8		238,3		3,05	
		19	20,0 l	-1,7		246,8		2,89	
		20	15,0 l	-1,3		217,8		2,23	
QLT3	PIF1	1	15,0 l	-0,8		289,3		1,39	VwT2
		2	5,0 l	0,0		304,5		0,00	
		3	15,0 l	-0,3		300,5		0,53	
		4	25,0 l	-0,4		288,2		0,70	
		5	10,0 l	-0,1		297,7		0,18	
	PIF2	6	15,0 l	-0,3		370,8		0,53	VwT2
		7	30,0 l	-0,6		369,8		1,05	
		8	10,0 l	-6,1		370,6		9,34	
		9	10,0 l	-0,6		371,0		1,05	
		10	25,0 l	-0,2		377,7		0,35	
	PIF3	1	85,0 v	-0,6		355,2		1,05	VwT2
		2	75,0 v	-0,8		405,5		1,39	
		3	60,0 v	-0,8		362,1		1,39	
		4	85,0 v	-0,9		407,5		1,58	
		5	80,0 v	-0,6		414,0		1,05	
		6	70,0 v	-0,8		399,4		1,39	
Lsh	PIF3	7	60,0 v	-0,6		381,8		1,05	Lsh
		8	70,0 v	-0,8		372,8		1,39	
		9	70,0 v	-0,9		406,3		1,58	
		1	10,0 l	-24,3	155,7	220,8	8,9	23,20	
		2	5,0 l	-24,1	149,5	288,8	9,0	22,00	
		3	5,0 l	-24,0	152,1	279,8	9,1	22,50	
4	10,0 l	-24,2	160,1	226,8	9,0	23,70			
5	10,0 l	-21,7	165,4	284,0	2,5	27,60			
6	5,0 l	-23,9	152,9	293,7	8,0	23,00			

Tableau 70a : Secteur d'Amahroq, échantillon MB 9 (1).

Leucogranite fin à deux micas d'Amahroq, largement feldspathisé, à rubans centimétriques de veines de greisens, de feldspath potassique, de tourmaline (souvent en rosette) et de quartz.

QLT1, 2 et 3 = quartz limpide dans tourmalinite

éch	incl	Rv%	TfCO2	Te	TfG	Tfcl	ThCO2	TfCs	Thc	x% NaCl	%CaCl	Type	
QM1	PIF1	1	65 v	-38,6	-25,1			478,0	406,2	56,00	6,5	Lsh	
		2	30 l	37,9	-25,0			452,2	366,4	52,40	6,8		
		3	10 l		-37,9	-25,2			415,1	357,3	47,20		8,0
		4	65 v		-38,1	-25,4			414,9	420,7	47,00		8,1
		5	15 l		-40,1	-24,7			408,6	376,7	46,30		7,9
		6	70 v		-37,7	-25,0			427,3	414,4	58,70		7,1
		7	60 v		-56,2	-42,5			414,9	455,7	43,30		15,8
	PIF2	8	10 l		-39,0	-25,8			401,2	390,3	45,00		8,2
		9	10 l		-43,5	-31,3			446,9	369,2	49,60		10,0
		10	20 l		-40,0	-23,9			418,0	361,7	48,30		6,5
		11	20 l		-42,2	-23,1			417,4	348,0	47,60		5,2
		12	65 v		-39,5	-24,1			433,5	395,1	50,50		5,0
		13	15 l		-40,1	-24,4			402,6	363,3	45,50		7,1
		14	40 l		-42,5	-24,6			399,0	368,0	44,20		8,0
	PIF3	15	40 l		-52,0	-28,5			404,2	354,4	45,00		9,1
		16	20 l		-40,8	-23,1			433,2	363,1	50,80		3,5
		17	65 v		-42,2	-24,2			417,8	392,2	48,00		5,6
		18	15 l		-54,2	-24,0			450,2	383,9	52,40		5,2
		19	20 l		-51,6	-24,6			389,5	357,8	43,90		7,3
		20	10 l		-50,9	-24,3			384,1	356,7	43,00		7,0
		21	10 l		-43,3	-23,2			390,3	339,7	45,30		4,0
PIF4	1	5			-0,1				285,9	0,18	8,9	Lw-c	
	2	15 l			-0,4				285,2	0,70	9,1		
	3	10 l			0,0				283,2	0,00	9,5		
	4	5 l			-0,1				286,4	0,18	9,4		
	5	5 l			-0,1				291,2	0,18	9,3		
	6	15 l			0,0				295,5	0,00	9,6		
	7	15 l			-0,3				293,5	0,58	10,3		
	8	10 l			-0,4				292,3	0,70	10,6		
	9	10 l			-0,1				291,8	0,18	9,9		
	10	15 l			0,0				292,2	0,00	10,0		
QM2	PIF1	1	80 v	-57,1	-6,1	10,5	27,2		378,4	9,34		Vc-w	
		2	75 v	-57,1	-5,9	10,0	27,7		376,7	9,07			
		3	85 v	-57,0	-5,7	9,7	27,2		379,3	8,81			
		4	75 v	-57,1	-6,3	9,1	27,4		376,5	9,60			
		5	85 v	-57,1	-4,8	10,6	26,5		369,1	7,58			
		6	70 v	-57,0	-6,5	9,4	26,8		369,5	9,86			
		7	90 v	-56,8	-5,2	11,2	27,8		433,8	8,13			
		8	90 v	-56,9	-5,6	11,7	27,9		438,7	8,67			
		9	85 v	-57,0	-6,4	10,5	28,2		376,2	9,13			
		10	75 v	-57,1	-6,5	9,9	26,8		408,4	9,86			
	PIF2	11	80 v	-56,8	-6,1	9,8	28,3		306,5	9,34			
		12	75 v	-57,1	-6,2	10,0	28,3		411,9	9,47			
		13	75 v	-57,0	-4,6	9,9	28,8		383,2	7,30			
		14	70 v	-57,0	-5,8	9,0	28,2		416,2	8,94			
		15	80 v	-57,1	-5,6	8,9	28,6		435,1	8,67			
		16	70 v	-57,1	-6,1	9,1	27,9		448,3	9,34			
		17	75 v	-57,0	-5,8	8,7	28,6		382,0	8,94			
		18	75 v	-56,8	-5,7	9,6	27,5		443,3	8,81			
	PIF3	19	85 v	-56,9	-6,4	10,5	27,5		403,4	9,73			
		20	90 v	-57,0	-5,9	10,4	26,7		438,3	9,07			
21		70 v	-57,0	-5,7	11,4	27,2		384,2	8,81				
22		75 v	-56,8	-5,3	11,6	28,1		380,0	8,27				
23		70 v	-57,0	-5,9	9,8	28,4		379,1	9,07				
24		80 v	-56,8	-5,7	11,3	28,6		373,3	8,81				
25		80 v	-56,9	-5,4	12,2	28,6		387,1	8,40				
PIF4	26	75 v	-56,9	-5,4	10,9	27,9		382,9	8,40				
	27	70 v	-57,1	-5,9	10,9	28,1		415,9	9,07				
	28	85 v	-57,0	-5,6	11,0	28,7		370,1	8,67				
	29	85 v	-56,9	-5,3	10,1	28,3		369,5	8,27				
	30	70 v	-56,8	-5,4	10,4	28,8		392,1	8,40				
	31	70 v	-57,1	-5,8	10,9	28,6		380,0	8,94				
	32	85 v	-56,9	-5,6	11,6	28,1		388,2	8,67				

Tableau 71 : Secteur de Tawirt, échantillon M15.

Granite calco-alcalin porphyrique à biotite ferrifère (Tawirt).

QM1 et 2 = quartz magmatique à inclusions de rutiles et de biotite ferrifère.

éch	incl	Rw%	TfG	Thc	x% NaCl	Type	
QA1	PIF1	1	35,0		-10,1	407,5	14,09
		2	30,0		-11,0	372,5	15,04
		3	30,0		-7,4	369,6	10,99
		4	35,0		-11,3	375,3	15,35
		5	40,0		-11,0	370,5	15,04
		6	15,0		-9,6	388,6	13,55
		7	15,0		-11,9	380,5	15,95
	PIF2	8	10,0		-11,2	369,8	15,24
		9	10,0		-10,5	380,9	14,52
		10	15,0		-5,9	383,3	9,07
		11	20,0		-10,3	377,5	14,31
		12	30,0		-10,1	376,7	14,09
		13	15,0		-11,6	379,7	15,65
		14	25,0		-10,4	380,9	14,41
		15	10,0		-10,1	361,3	14,09
	PIF3	16	30,0		-10,3	380,2	14,31
		17	10,0		-10,0	371,8	13,99
		18	10,0		-10,5	374,8	14,52
		19	15,0		-10,0	377,4	13,99
		20	25,0		-10,1	359,3	14,09
		21	25,0		-9,9	361,3	13,88
		22	10,0		-9,3	379,6	13,22
		23	15,0		-10,5	360,3	14,52
	PIF4	24	30,0		-3,6	382,9	5,85
		25	15,0		-10,7	376,2	14,73
		26	30,0		-10,5	381,0	14,52
		27	35,0		-10,6	380,0	14,62
		28	15,0		-10,5	350,9	14,52
		29	45,0		-9,0	373,9	12,88
		30	15,0		-10,4	360,4	14,41
		31	30,0		-11,3	377,5	15,35
		PIF5	32	10,0		-10,3	379,7
	33		15,0		-11,1	219,7	15,14
	34		25,0		-10,3	372,6	14,31
	35		20,0		-10,3	367,6	14,31
	36		25,0		-8,9	374,9	12,76
	40		15,0		-11,4	377,3	15,45
	41		45,0		-11,7	389,3	15,75
	42		15,0		-8,4	361,4	12,19
	44		25,0		-9,1	362,9	12,99
	45		30,0		-11,1	362,5	15,14
	PIF6	47	15,0		-9,7	302,5	13,66
		48	15,0		-10,9	299,0	14,94
		51	25,0		-10,1	193,4	14,09
		53	25,0		-10,1	283,6	14,09
		55	45,0		-10,0	393,9	13,99
		57	35,0		-10,1	357,2	14,09
		58	25,0		-9,8	355,4	13,77
		59	15,0		-11,0	362,3	15,04
	PIF7	60	15,0		-10,8	377,3	14,83
		61	20,0		-10,5	397,0	14,52
		37	30,0		-9,8	365,0	13,77
		38	20,0		-9,9	221,5	13,88
		39	25,0		-10,5	238,3	14,52
		43	10,0		-11,0	193,6	15,04
		46	10,0		-5,8	186,0	8,94
		49	25,0		-11,0	254,6	15,04
		50	10,0		-10,1	266,7	14,09
	PIF7	52	20,0		-10,7	216,7	14,73
		54	30,0		-10,8	240,6	14,83
		56	20,0		-11,8	262,4	15,85
1		80,0	v	-3,6	356,6	5,85	
2		80,0	v	-3,6	350,3	5,85	
3		85,0	v	-3,7	349,2	5,99	
4		70,0	v	-3,4	354,9	5,55	
5		60,0	v	-3,9	384,6	6,29	
6	80,0	v	-3,8	364,4	6,14		
7	75,0	v	-3,2	372,0	5,25		
8	80,0	v	-3,1	396,0	5,09		

Tableau 72a : Secteur de Tawrit, échantillon, MB6 (1)

Géode de tourmaline dans une veine de quartz associée au granite principal enrichie en feldspaths (Tawrit).

QA1 = Inclusions fluides associées à la première génération de tourmaline.

	ech	incl	Rv%	TfG	Tfcl	TfCs	Thc	CaCl2	x% NaCl		
QB2	PIF1	1	40,0		-11,9		384,1		15,95	Lwa2	
		2	40,0		-10,4		367,8		14,41		
		3	30,0		-11,3		374,2		15,35		
		4	30,0		-10,2		371,0		14,20		
		5	45,0		-11,4		372,8		15,45		
		6	15,0		-9,9		377,4		13,88		
		7	10,0		-11,0		376,2		15,04		
	PIF2	8	40,0		-8,7		366,7		12,53	Lwa2	
		9	35,0		-11,5		372,5		15,55		
		10	30,0		-11,4		373,7		15,45		
		11	25,0		-10,6		369,5		14,62		
		12	40,0		-11,4		374,0		15,45		
		13	35,0		-11,3		284,7		15,35		
	QB2	PIF3	1	80,0	v	-0,3		369,8		0,53	Vw2
			2	75,0	v	-0,3		373,6		0,53	
			3	80,0	v	-0,3		370,2		0,53	
			4	80,0	v	-0,4		377,1		0,70	
5			70,0	v	-0,5		373,5		0,87		
6			85,0	v	-0,4		375,7		0,70		
7			85,0	v	-0,3		382,9		0,53		
8			80,0	v	-0,4		380,8		0,70		
9			85,0	v	-0,4		379,0		0,70		
PIF4		10	75,0	v	-0,3		367,1		0,53	Vw2	
		11	70,0	v	-0,4		363,0		0,70		
		12	75,0	v	-0,3		377,6		0,53		
		13	80,0	v	-0,4		380,6		0,70		
		14	85,0	v	-0,4		373,6		0,70		
		15	70,0	v	-0,4		365,0		0,70		
		16	80,0	v	-0,3		379,0		0,53		
		17	70,0	v	-0,5		371,7		0,87		
QB3a	PIF1	1	15,0		-17,8	2,8	380,4		21,05	Lw-c	
		2	25,0		-17,7	10,3	371,4		20,97		
		3	15,0		-19,6	4,4	374,9		22,88		
		4	25,0		-15,7	10	290,0		19,38		
		5	15,0		-17,0	5,8	322,3		20,43		
		6	25,0		-14,6	11,6	357,1		18,44		
		7	10,0		-15,4	14,1	362,3		19,13		
		8	15,0		-18,1	7,6	372,0		21,27		
		9	10,0		-18,3	10,6	373,8		21,42		
	PIF2	10	5,0		-20,3	8,6	296,2		22,87	Lw-c	
		11	10,0		-17,9	9,8	375,4		21,12		
		12	30,0		-10,5	7,8	354,9		14,52		
		13	30,0		-17,9	9	370,8		21,12		
		14	10,0		-16,6	6,5	340,8		20,11		
		15	15,0		-12,0	8,7	381,8		16,04		
		16	20,0		-14,1	9,5	376,7		18,00		
		17	30,0		-12,3	6,6	416,1		16,34		
PIF3	1	80,0	v	-7,5		364,3		11,11	Vw3		
	2	80,0	v	-7,4		357,2		10,99			
	3	70,0	v	-7,2		375,2		10,74			
	4	70,0	v	-8,4		391,3		12,19			
	5	85,0	v	-7,7		387,1		11,35			
	6	80,0	v	-7,7		370,8		11,35			
	7	80,0	v	-8,2		372,9		11,95			
	8	75,0	v	-7,9		375,8		11,59			
	9	75,0	v	-7,6		443,0		11,23			
PIF4	1	30,0		-26,0		177,6	344,6	12,5	22,00	Lsh	
	2	10,0		-26,9		235,4	348,9	12,80	25,70		
	3	30,0		-25,8		219,2	295,1	12,20	24,60		
	4	30,0		-25,5		225,5	375,4	11,4	26,10		
	5	15,0		-26,0		190,4	339,0	12,4	23,00		
	6	25,0		-25,6		238,4	393,8	11,3	26,90		
	7	15,0		-25,6		270,2	347,0	10,8	30,00		
	8	75,0	v	-25,2		387,1	447,7	7,2	46,00		
	9	80,0	v	-24,6		361,2	418,1	7,6	40,50		

Tableau 72b : Secteur de Tawrirt, échantillon MB6 (2).

Géode de tourmaline dans veine de quartz associée au granite principal enrichie en feldspaths (Tawrirt).
QB2 et QB3a = inclusions fluides associées à la deuxième génération de tourmaline.

éch	incl	R%	Te	TiG	TfCs2	TfCs1	Thc	CaCl2	x% NaCl	Kcl	K/NA	Type
QB3b	PIF1	1	15,0		-44,4	332,9	243,9	274,4	20,0	31,30	32,8	1,39
		2	5,0		-39,3	344,1	293,2	274,8	18,0	33,20	37,2	1,49
		3	15,0		-43,8	358,2	221,9	265,0	19,1	34,80	29,5	1,13
		4	5,0		-42,0	347,7	162,1	321,7	17,0	34,00	24,0	0,94
		5	10,0		-43,8	341,5	163,0	256,5	20,0	32,10	24,3	1
		6	5,0		-41,5	327,1	152,7	176,6	20,0	30,00	24,2	1,07
		7	20,0		-43,3	338,4	173,1	246,5	20,0	31,80	26,0	1,09
		8	15,0		-40,8	319,4	169,1	306,8	20,3	27,40	26,1	1,27
		9	10,0		-44,4	298,7	152,9	263,3	21,9	26,00	25,3	1,29
		10	5,0		-43,2	308,2	162,9	262,0	21,5	27,60	25,9	1,25
	PIF2	11	5,0		-43,8	299,7	163,2	264,3	21,6	26,20	25,8	1,31
		12	5,0		-43,5	295,4	147,0	265,0	21,1	25,90	24,2	1,24
		13	15,0		-44,8	331,7	163,8	245,4	20,3	30,60	25,0	1,09
		14	10,0		-44,5	289,9	163,6	272,8	23,0	24,20	26,5	1,46
		15	5,0		-42,8	351,6	173,0	252,7	19,1	33,20	25,1	1,01
		16	10,0		-44,7	290,3	157,9	276,9	22,0	24,80	37,0	1,45
		17	10,0		-42,6	296,2	156,4	272,6	22,5	25,20	26,0	1,37
		18	5,0		-43,4	295,0	180,8	223,1	22,0	25,30	28,0	1,47
	PIF3	19	10,0		-43,0	285,5	183,5	259,1	22,6	23,70	28,4	1,59
		20	10,0		-44,7	293,7	170,1	268,9	21,3	26,00	28,1	1,44
		21	5,0		-42,4	325,3	158,7	277,9	20,8	29,70	25,2	1,23
		22	10,0		-43,7	288,3	157,4	257,4	23,1	24,00	26,0	1,44
		23	5,0		-44,5	323,3	152,3	255,7	20,9	28,80	24,2	1,12
QB3c	PIF1	1	25,0		-3,1		372,5		5,09			Lwa3-1
		2	40,0		-1,7		385,3		2,89			
		3	40,0		-3,0		387,3		4,94			
		4	25,0		-3,5		377,2		5,70			
		5	30,0		-4,0		371,3		6,43			
		6	15,0		-2,4		378,0		4,01			
		7	35,0		-3,2		385,8		5,25			
		8	30,0		-3,1		390,4		5,09			
		9	10,0		-1,8		354,1		3,05			
		10	25,0		-1,8		383,2		3,05			
		11	15,0		-3,4		381,8		5,55			
	PIF2	1	35,0	-32,3	-15,6		401,0		19,29			Lwa3-2
		2	30,0		-17,3		384,5		20,66			
		3	35,0		-14,8		394,8		18,62			
		4	15,0		-16,2		377,0		19,79			
		5	25,0		-16,5		368,6		20,03			
		6	30,0		-14,3		372,9		18,18			
		7	15,0		-17,3		357,8		20,66			
		8	15,0		-17,4		390,9		20,74			
		9	45,0		-14,7		386,8		18,53			
		10	30,0		-17,6		386,9		20,89			
	PIF3	11	25,0		-13,8		395,0		17,74			
		12	35,0		-15,8		372,4		19,46			
		13	30,0		-16,6		371,4		20,11			
		14	25,0		-17,5		361,5		20,82			
		15	15,0		-17,6		363,5		20,89			
		16	30,0		-13,0		399,1		17,00			
		17	15,0		-17,5		358,2		20,82			
		18	30,0		-17,5		371,0		20,82			
	PIF4	19	40,0		-17,0		390,9		20,43			
		20	15,0		-18,3		391,3		21,42			
		21	25,0		-19,3		406,0		22,16			
		22	15,0		-14,1		408,4		18,00			
		23	15,0		-15,3		390,3		19,04			
		24	30,0		-14,2		406,0		18,09			
		25	20,0		-15,8		409,2		19,46			
26		25,0		-14,3		407,3		18,18				
27		30,0		-14,4		402,7		18,27				
PIF5	28	35,0		-14,3		400,0		18,18				
	29	10,0		-14,5		397,1		18,36				
	30	30,0		-14,4		419,6		18,27				
	31	35,0		-14,7		417,7		18,53				
	32	5,0		-14,1		407,6		18,00				
	33	15,0		-14,3		407,0		18,18				
	34	40,0		-14,3		397,6		18,18				
	35	30,0		-12,0		411,7		16,04				
	36	15,0		-14,2		399,7		18,09				

Tableau 72c : Secteur de Tawrirt, échantillon MB6 (3).

Géode de tourmaline dans veine de quartz associée au granite principal enrichie en feldspaths (Tawrirt).

QB3 b et c = inclusions fluides associées à la deuxième génération de tourmaline.

éch	incl	R%	TfCO2	TfG	Tfcl	TfCs	Thc	CaCl2<% NaCl	ThCO2	TfX	Type
Q1	PIF1	1	75,0 V	-58,8	-7,1	9,0	311,0	10,62	13,1V		Vw-c
		2	85,0V	-58,5	-7,1	9,5	381,8	10,62	14,3V	-70,3	
		3	80,0V	-57,9	-6,0	8,9	313,7	9,21	13,3V		
		4	85,0V	-60,3	-7,0	10,4	314,4	10,49	13,5V	-86,5	
		5	80,0V	-57,9	-5,9	10,3	380,5	9,07	13,4V		
		6	80,0V	-58,4	-7,2	9,7	362,6	10,74	13,0V	-69,6	
		7	75,0V	-58,0	-7,3	9,8	310,0	10,86	13,4V		
		8	75,0V	-57,8	-7,2	9,7	304,8	13,66	13,4V		
	PIF2	9	85,0V	-58,7	-4,9	9,1	279,5	7,72	13,4V		
		10	70,0V	-58,6	-7,3	10,1	266,9	10,86	13,7V		
		11	85,0V	-58,2	-6,0	10,6	291,8	9,21	13,5V		
		12	75,0V	-58,0	-7,2	12,3	272,7	10,74	13,7V		
		13	80,0V	-58,0	-7,3	9,3	288,5	10,86	12,8V	-85,1	
		14	75,0V	-58,6	-7,0	8,9	271,9	10,49	13,0V	-74,2	
		15	80,0V	-58,6	-7,2	10,0	312,1	10,74	13,4V	-87,2	
		16	75,0V	-58,1	-4,8	9,9	438,4	7,58	13,5V		
		17	85,0V	-56,6	-7,3	10,7	379,5	10,86	13,0V	-87,1	
Q2	PIF1	1	10,0 l		-4,8	1,7	167,5		7,01		Lw-c2
		2	5,0 l		-4,6	4,6	203,1		7,30		
		3	5,0 l		-4,7	3,4	139,4		7,44		
		4	7,5 l		-4,4	4,0	172,8		7,01		
		5	15,0 l		-4,8	4,6	182,2		7,58		
		6	20,0 l		-4,8	4,2	163,5		7,58		
		7	25,0 l		-4,8	3,8	284,3		7,58		
	PIF2	8	20,0 l		-3,6	5,0	238,5		5,85		
		9	20,0 l		-4,1	4,0	277,7		6,58		
		10	15,0 l		-4,4	4,6	311,4		7,01		
		11	10,0 l		-4,4	9,9	241,3		7,01		
		12	15,0 l		-7,4	10,3	199,0		10,99		
		13	15,0 l		-7,3	9,7	154,6		10,86		
		14	25,0 l		-7,4	10,7	211,6		10,99		
PIF3	1	60,0 C		-2,8	11,5	404,5		4,63			
	2	65,0 C		-6,0	9,8	395,2		9,21			
	3	75,0 C		-2,9	10,2	412,6		4,79			
	4	65,0 C		-5,9	10,0	414,1		9,07			
	5	70,0 C		-2,8	10,7	384,3		4,63			
	6	70,0 C		-2,9	9,2	358,1		4,79			
	7	55,0 C		-2,7	10,6	394,2		4,48			
	8	75,0 C		-2,7	10,7	315,0		4,48			
	9	80,0 C		-2,8	11,1	395,4		4,63			
Q3	PIF1	10	80,0 C		-2,8	10,5	307,5		4,63		Lw-c1
		11	65,0 C		-2,7	9,9	394,5		4,48		
		12	35,0 l		-5,7	10,1	403,6		8,94		
		13	25,0 l		-2,7	10,0	360,0		4,48		
		14	20,0 l		-2,8	11,0	357,1		4,63		
	15	15,0 l		-2,7	11,3	381,9		4,48			
	PIF2	16	5,0 l		-6,0	9,1	351,0		9,21		
		17	5,0 l		-5,9	10,5	358,3		9,07		
		18	10,0 l		-7,5	10,1	362,9		11,11		
		19	35,0 l		-2,9	8,9	358,1		4,79		
		20	35,0 l		-5,9	9,5	368,2		9,07		
21		15,0 l		-5,9	11,2	402,2		9,07			
Q4	1	80,0 V		-7,6		348,7		11,23		Vw	
	2	75,0 V		-12,5		425,6		16,53			
	3	85,0 V		-13,6		436,5		17,55			
	4	85,0 V		-11,4		442,9		15,45			
	5	80,0 V		-13,3		439,9		17,28			
Q5	1	10,0 l		-31,7		223,0	324,7	16,0	22,10	Lsh	
	2	7,5 l		-23,3		255,9	402,1	5,7	31,80		
	3	15,0 l		-30,9		230,8	366,9	14,2	24,00		
	4	5,0 l		-31,0		237,5	346,5	17,6	23,10		

Tableau 73 : Secteur d'Ez-Zirari, échantillon ER18.

Leucogranite fin à zinnwaldite et à topazite en voie de greisénisation.

De Q1 à Q5 = plans d'inclusions fluides étudiés dans le quartz.

éch	incl	Rv%	Te	TfG	ThCs2	TfCs1	Thc	CaCl2	% NaCl	%kCl	K/Na	Type		
Qsa	PIF1	1	15,0		-25,3	439,5	262,6	317,5	7,2	49,00	29,0	0,79	Ls2	
		2	10,0		-25,2	429,2	243,6	222,0	7,3	48,00	27,2	0,75		
		3	15,5		-24,9	411,5	199,7	188,8	7,0	46,80	24,0	0,68		
		4	15,0		-24,9	324,1	229,2	288,3	7,9	36,20	32,0	1,17		
		5	15,0		-25,1	418,5	238,4	141,0	8,0	46,50	27,6	0,79		
	PIF2	6	20,0		-27,1	430,4	276,1	257,4	9,2	47,10	30,5	0,85		
		7	10,0		-23,9	350,8	224,8	296,6	6,0	40,00	30,0	1,00		
		8	10,0		-33,7	-24,7	410,9	247,0	260,5	6,0	47,30	28,0		0,79
		9	15,0		-24,7	397,5	251,4	306,7	7,0	44,00	29,8	0,90		
		10	10,0		-24,6	427,6	269,4	201,7	6,6	47,80	30,7	0,85		
		11	5,0		-35,4	-24,7	409,7	280,5	316,3	8,0	46,00	32,0		0,93
		12	15,0		-25,0	410,1	237,6	269,1	7,8	45,70	27,8	0,81		
QL1	PIF1	1	10,0		-7,4			309,2		10,99		Lwa		
		2	20,0		-4,4			358,9		7,01				
		4	15,0		-2,2			346,5		3,69				
		6	5,0		-4,4			325,7		7,01				
		7	15,0		-4,6			326,0		7,30				
		11	15,0		-4,4			359,0		7,01				
		14	15,0		-4,3			331,9		6,87				
		16	20,0		-3,1			339,9		5,09				
		17	15,0		-2,1			343,1		3,53				
	18	25,0		-4,3			322,6		6,87					
	PIF2	3	15,0		-4,5			162,1		7,15		Lwb		
		5	10,0		-4,6			191,5		7,30				
		8	20,0		-4,6			168,0		7,30				
		9	15,0		-2,1			181,4		3,53				
		10	20,0		-2,0			191,4		3,37				
		12	5,0		-2,4			191,7		4,01				
		13	15,0		-2,2			190,9		3,69				
		15	25,0		-4,3			173,6		6,87				
19		20,0		-3,4			163,0		5,55					
20		20,0		-3,3			167,4		5,40					
21	15,0		-2,0			162,1		3,37						
22	5,0		-2,1			186,2		3,53						
QL2		1	70,0	v	-2,2			394,6		3,69		Vw		
		2	65,0	v	-4,5			402,3		7,15				
		3	80,0	v	-2,2			407,6		3,69				
		4	80,0	v	-2,3			388,9		3,85				
		5	75,0	v	-1,9			407,3		3,21				
		6	65,0	v	-2,2			403,8		3,69				
		7	80,0	v	-3,1			403,8		5,09				
		8	80,0	v	-4,3			410,6		6,87				
		9	75,0	v	-4,1			410,5		6,58				
		10	70,0	v	-2,8			407,4		4,63				

Tableau 74 : Secteur de Bled Sidi Otmane, échantillon ER12.

Tourmalinite à quartz-tourmaline, peu de feldspath potassique et muscovite en rosette.

QS = quartz "sale".

QL = quartz "limpide".

éch	incl	Rv%	TfG	TfCs	Thc	CaCl2	x% NaCl	Type		
Qsb	PIF1	1	10,0		-32,6	372,8	228,0	13,4	39,20	Lsh b1
		2	10,0		-26,1	358,4	306,0	9,3	40,00	
		3	5,0		-40,0	382,8	256,7	16,6	38,80	
		4	15,0		-23,3	347,4	284,9	4,5	40,00	
		5	25,0		-39,1	327,8	197,6	17,2	32,60	
	PIF2	6	10,0		-39,3	362,1	263,1	16,8	36,30	
		7	15,0		-37,3	326,7	230,8	17,4	31,60	
		8	25,0		-41,5	350,8	262,6	17,2	34,10	
		9	10,0		-32,9	359,8	299,3	14,1	37,40	
		10	10,0		-39,3	352,2	264,0	16,6	35,50	
	PIF3	11	5,0		-6,2	404,2	224,8		40,20	Lsh b2
		12	5,0		-6,6	426,6	204,1		42,80	
		13	10,0		-6,9	410,5	199,3		40,50	
		14	15,0		-6,8	408,4	294,8		40,30	
		15	10,0		-6,4	421,1	261,4		41,80	
		16	20,0		-7,3	425,6	376,5		42,00	
		17	15,0		-6,4	429,0	302,0		43,20	
	PIF4	1	75,0	v	-15,2		400,9		18,96	Vw1
		2	85,0	v	-15,8		394,2		19,46	
		3	70,0	v	-16,4		360,9		19,95	
		4	60,0	v	-18,4		266,0		21,50	
		5	80,0	v	-18,3		403,5		21,42	
		6	70,0	v	-19,0		370,3		21,94	
	PIF5	7	85,0	v	-18,9		370,2		21,87	
		8	70,0	v	-19,4		410,6		22,23	
		12	85,0	v	-19,4		330,7		22,23	
		13	80,0	v	-11,6		415,2		15,65	
		15	75,0	v	-17,8		410,2		21,05	
PIF6	17	75,0	v	-19,6		412,4		22,38		
	1	70,0	v	-3,3		325,8		5,40		
	2	75,0	v	-3,1		337,8		5,09		
	3	75,0	v	-3,2		326,9		5,25		
	4	75,0	v	-3,2		242,1		5,25		
	5	70,0	v	-3,1		325,6		5,09		
	6	80,0	v	-3,3		344,3		5,40		
PIF7	7	85,0	v	-3,3		371,0		5,40		
	8	80,0	v	-3,2		410,2		5,25		
	9	85,0	v	-3,2		370,2		5,25		
	10	85,0	v	-3,3		402,5		5,40		
	11	75,0	v	-7,5		344,2		11,11		
Qsc1	12	80,0	v	-2,3		367,9		3,85	Vw2	
	1	85	v	-3,2		410,1		5,25		
	2	70,0	v	-3,2		414,4		5,25		
	3	85,0	v	-3,4		415,9		5,55		
	4	75,0	v	-3,1		376,7		5,09		
	5	90,0	v	-3,5		354,2		5,70		
	6	75,0	v	-3,2		408,7		5,25		
7	80,0	v	-3,4		369,8		5,55			

Tableau 75a : Secteur de Bled Sidi Otmane, échantillon ER 15 (1).

Tourmalinite à quartz-tourmaline et parfois à muscovite en rosette.

Qsb et Qsc = Quartz "sale".

	éch	incl	Rv%	TfG	Tfhyd	TfCs	Thc	CaCl2	x% NaCl	Type	
Qsc2	PIF1	1	15,0	l	-26,2		361,5	381,8	9,2	40,00	Lsh b1
		2	10,0	l	-26,1		351,0	308,0	9,7	38,10	
		3	10,0	l	-28,5		347,5	249,9	10,9	36,70	
		4	25,0	l	-16,6		373,0	325,4		36,60	
		5	25,0	l	-16,0		371,3	371,9		36,50	
	PIF2	6	15,0	l	-16,2		371,0	278,4		36,40	
		7	10,0	l	-26,7		371,4	241,3	9,1	41,00	
		8	20,0	l	-9,1		383,9	266,5		37,50	
		9	5,0	l	-27,9		382,4	270,5	9,9	41,50	
		10	5,0	l	-27,2		374,8	252,8	10,0	41,10	
		11	5,0	l	-34,2		371,2	275,6	13,4	38,60	
PIF3	1	15,0	l	-3,1			423,7		5,09	Lwb	
	2	25,0	l	-3,7			343,5		5,99		
	3	25,0	l	-5,8			218,5		8,94		
	4	20,0	l	-4,1			217,8		6,58		
	5	15,0	l	-3,4			372,2		5,55		
	6	25,0	l	-3,1			332,6		5,09		
Qsd	PIF1	1	20,0	l	-26,3		230,0	379,4	10,8	29,30	Lsha
		2	10,0	l	-26,4		270,0	371,6	10,6	30,20	
		3	10,0	l	-38,1		234,0	426,5	21,4	19,50	
		4	20,0	l	-49,1		229,4	298,5	24,2	17,50	
		5	20,0	l	-36,0		228,2	348,4	18,8	21,10	
		6	15,0	l	-35,8		221,6	132,6	19,4	20,00	
		7	10,0	l	-29,8		227,7	357,7	14,1	24,20	
		8	10,0	l	-30,3		220,6	330,9	14,2	23,00	
	PIF2	9	15,0	l	-30,1		224,8	347,9	13,1	24,50	
		10	20,0	l	-36,7		234,6	372,2	20,0	20,00	
		11	20,0	l	-25,3		231,4	347,9	9,4	37,40	
		12	25,0	l	-25,2		231,6	327,9	9,8	37,10	
	PIF3	13	10,0	l	-30,0		279,2	380,1	12,0	30,30	
		14	25,0	l	-24,9	8,0	238,2	338,0	8,90	32,10	
		15	15,0	l	-24,3	8,4	282,1	369,1	7,0	33,00	
		16	35,0	l	-23,1		239,9	427,1	5,2	30,40	
PIF4	1	70	v	-18,5			426,9		21,57	Vw 1	
	2	85	v	-18,1			423,5		21,27		
	3	65	v	-19,3			418,5		22,16		
	4	60	v	-19,0			421,1		21,94		
	5	80	v	-20,6			417,8		23,08		
	6	80	v	-20,0			412,6		22,66		
PIF5	7	65	v	-17,5			424,3		20,82		
	8	80	v	-18,6			421,6		21,65		
	9	80	v	-18,2			415,0		21,35		
	10	75	v	-20,4			411,1		22,94		
	11	80	v	-20,4			413,3		22,94		
	12	65	v	-19,7			427,1		22,45		

Tableau 75b : Secteur de Bled Sidi Otmane, échantillon ER 15 (2).

Tourmalinite à quartz-tourmaline et peu de muscovite en rosette.

Qsc2 et Qsd = quartz "sale".

éch	incl	Rv%	Te	TfG	Tfhyd	TfCs	Thc	CaCl2	x% NaCl	Type			
QS1a		1	10	-40,90	-30,8	15,0	372,5	142,8	11,6	40,00	Lsh 1		
		2	50		-30,0	14,4	429,8	146,2	9,0	47,70			
		3	15		-27,1	19,0	426,5	138,3	8,0	47,20			
		4	50		-29,7	15,2	421,9	234,5	8,7	46,30			
		5	50		-31,0	17,3	418,2	158,7	9,6	45,00			
		6	15,0		-30,8	17,2	420,2	357,9	10,0	45,60			
		13	80,0	v	-11,5	17,1	372,4	439,1		36,50			
		14	60,0	v	-11,9	18,3	400,9	427,3		39,80			
QS1b		1	60,0	v	-1,1			360,6		1,90	Vw		
		2	85,0	v	-1,2			221,1		2,06			
		3	75,0	v	-1,3			392,8		2,23			
		4	60,0	v	-1,1			382,9		1,90			
		5	70,0	v	-1,1			395,9		1,90			
		6	80,0	v	-1,2			391,5		2,06			
		7	80,0	v	-1,4			385,2		2,40			
		8	70,0	v	-2,7			371,6		4,48			
		9	65,0	v	-2,8			395,7		4,63			
		10	70,0	v	-2,1			383,5		3,53			
		11	80,0	v	-1,1			373,6		1,90			
		12	85,0	v	-1,2			370,3		2,06			
		15	70,0	v	-1,3			382,8		2,23			
	QS2a		1	80,0	v	-3,5			293,2			5,70	Vw
			2	75,0	v	-3,2			306,1			5,25	
		3	70,0	v	-2,2			348,8		3,69			
		4	60,0	v	-1,0			370,8		1,73			
		5	70,0	v	-3,4			364,1		5,55			
		6	60,0	v	-3,5			359,1		5,70			
		7	80,0	v	-3,5			361,5		5,70			
		8	80,0	v	-1,8			372,2		3,05			
		9	75,0	v	-2,0			360,4		3,37			
		10	60,0	v	-2,2			362,3		3,69			
		11	75,0	v	-2,1			343,9		3,53			
		12	80,0	v	-7,4			419,6		10,99			
		13	65,0	v	-3,5			376,5		5,70			
		14	80,0	v	-2,1			345,5		3,53			
		15	85,0	v	-2,2			400,4		3,69			
		16	10,0	v	-12,7			403,5		16,72			
		17	60,0	v	-3,6			382,8		5,85			
		18	60,0	v	-3,5			430,1		5,70			
		19	85,0	v	-3,6			363,5		5,85			
		20	80,0	v	-3,5			363,7		5,70			
		21	75,0	v	-5,1			397,6		7,99			
		22	75,0	v	-5,2			410,4		8,13			
		23	20,0	v	-3,5			388,6		5,70			
QS2b		1	25,0	l	-3,5			362,8		5,70	Lwa		
		2	15,0	l	-3,4			323,2		5,55			
		3	30,0	l	-3,5			370,5		5,70			
		4	15	l	-3,4			377,6		5,55			
		5	35,0	l	-3,6			377,5		5,85			
		6	20,0	l	-5,7			334,7		8,81			
QL1a	PIF1	1	80,0	v	-0,9			257,4		1,58	Vw		
		2	60,0	v	-1,1			295,9		1,90			
		3	65,0	v	-1,0			277,2		1,73			
		4	80,0	v	-1,1			288,5		1,90			
		5	80,0	v	-1,0			269,1		1,73			
	PIF2	6	75,0	v	-1,1			266,6		1,90			
		7	75,0	v	-0,8			280,6		1,39			
		8	60,0	v	-1,2			291,9		2,06			
		9	70,0	v	-1,0			277,1		1,73			
		10	60,0	v	-1,1			258,5		1,90			

Tableau 76a : Secteur d'Ez-Zirari, échantillon MB 4 (1).

Géode de tourmaline en rosette avec quartz calcédonieux automorphe, au contact du leucogranite fin à zinnwaldite et à topaze (Est de l'apophyse d'Ez-Zirari).

QS1 et QS2 = inclusions fluides dans le quartz "sale".

QL1 = inclusions fluides dans le quartz "limpide" croissant autour de QS.

éch	incl	Rv%	Te	TfG	Tfhyd	TfCs	Thc	CaCl2	x% NaCl	Type			
QL1b	PIF1	1	10,0		-1,1		247,6		1,90				
		2	15,0		-4,6		272,9	297,0	7,30				
		3	25,0		-1,2		244,6		2,06				
		4	5,0		-1,2		178,1		2,06				
		5	15,0		-1,1		230,0		1,90				
		6	10,0		-1,1		200,4		1,90				
		7	15,0		-3,1		269,6		5,09				
		8	15,0		-3,2		296,2		5,25				
	PIF2	9	25,0		-3,1		295,2		5,09				
		10	5,0		-2,9		241,4		4,79				
		11	10,0		-2,8		276,1		4,63				
		12	15,0		-3,1		246,8		5,09				
		13	15,0		-2,3		297,3		3,85				
		14	25,0		-2,9		294,2		4,79				
		17	10,0		-1,3		275,8		2,23				
		18	15,0		-1,2		311,3		2,06				
		19	25,0		-1,1		280,1		1,90				
		20	15,0		-1,1		327,1		1,90				
		21	20,0		-1,1		279,0		1,90				
		22	15,0		-1,2		264,7		2,06				
		QL2	PIF1	1	30,0		0,0		299,1			0,00	Lwb
				2	35,0		-0,1		313,5			0,18	
3	15,0				0,0		195,1		0,00				
4	10,0				-0,1		304,0		0,18				
5	15,0				0,0		297,9		0,00				
6	25,0				-0,1		236,4		0,18				
7	5,0				-0,1		294,1		0,18				
8	10,0				-0,1		301,2		0,18				
9	20,0				-0,1		258,4		0,18				
10	25,0				0,0		301,7		0,00				
11	25,0				0,0		291,0		0,00				
PIF2	12		10,0		-0,1		297,6		0,18				
	13		5,0		0,0		303,3		0,00				
	14		5,0		0,0		303,3		0,00				
	15		5,0		0,0		302,3		0,00				
	16		15,0		-0,1		278,0		0,18				
	17		10,0		0,0		301,2		0,00				
	18		25,0		-0,1		283,9		0,18				
QL3	PIF1	19	10,0		-0,1		271,8		0,18				
		21	30,0		0,0		246,9		0,00				
		22	15,0		0,0		297,8		0,00				
		23	15,0		-0,1		258,2		0,18				
		25	15,0		0,0		136,4		0,00				
		26	25,0		-0,1		259,2		0,18				
		27	10,0		0,0		232,2		0,00				
		28	10,0		-0,1		243,8		0,18				
	PIF2	29	15,0		-2,5		234,6		4,17				
		30	10,0		0,0		281,5		0,00				
		32	20,0		-2,4		240,1		4,01				
		33	30,0	-7,0	-2,6		253,0		4,32				
		34	10,0		-2,4		257,3		4,01				
		35	10,0		-2,4		256,6		4,01				
36	10,0		-2,5		241,8		4,17						
37	20,0		-2,5		231,6		4,17						
38	20,0		-2,4		232,4		4,01						
39	30,0		-2,6		231,4		4,32						
40	10,0		-2,4		241,8		4,01						
QL4	PIF1	15	5,0		-5,7		364,2		8,81	Lwa			
		16	10,0		-5,2		345,2		8,13				
		20	30,0		-0,1		336,8		0,18				
		23	10,0		-1,3		345,6		2,23				
		24a	20,0		-4,3		340,0		6,87				
		25	15,0		-1,1		351,0		1,90				
	24b	10,0		-0,1		360,4		0,18					
	31	20,0		-0,1		326,5		0,18					
	PIF2	1	15,0	-36,3	-33,3	6,8	407,7	337,4	12,2		44,00	Lsh2	
		2	20,0		-38,3	7,0	389,9	281,1	15,1		40,00		
3		20,0	-35,8	-33,6	5,9	410,1	285,3	12,0	45,10				
4		15,0		-33,6	6,5	409,4	296,3	12,4	44,50				
5		10,0	-36,0	-35,9	5,2	392,1	108,3	14,3	40,90				
6		20,0	-31,9	-25,0	6,4	391,9	167,3	7,2	43,60				
7		25,0	-31,8	-25,2	4,9	373,5	111,6	8,1	41,00				
8		25,0	-32,4	-26,6	6,3	382,8	126,1	10,0	41,60				
9		15,0	-35,2	-23,6	4,3	364,6	130,1	4,1	42,60				

Tableau 76b : EZ-ZIRARI, MB 4 (2)

Géode à tourmaline en rosette avec quartz calcédonieux automorphe, au contact du leucogranite fin à zinnwaldite et à topaze (Est de l'apophyse d'Ez-Zirari).

QL1b, QL2, QL3 et QL4 = Inclusions fluides dans le quartz "limpide" croissant autour de QS.

éch	incl	Rv%	TfCO2	Te	TfG	Tfcl	TfCs	Thc	CaCl2	x% NaCl	Type
QM1	PIF1	1	80 v	-58,8		-2,7		333,5		4,48	Vw-c
		2	85 v	-58,9		-5,8		369,2		8,94	
		3	65 v	-58,8		-5,3		371,7		8,27	
		4	70 v	-58,9		-2,9		330,6		4,79	
		5	80 v	-58,9		-2,8		338,0		4,63	
		6	80 v	-58,8		-2,8		347,5		4,63	
		7	85 v	-58,9		-2,7		372,3		4,48	
		8	75 v	-58,8		-1,9		404,3		3,21	
	PIF2	9	70 v	-58,7		-3,8		330,4		6,14	
		10	70 v	-58,8		-2,7		402,3		4,48	
		11	85 v	-58,8		-2,8		385,5		4,63	
		12	80 v	-58,9		-2,7		379,2		4,48	
		13	75 v	-58,8		-2,6		364,5		4,32	
		14	85 v	-58,8		-2,8		369,4		4,63	
		15	80 v	-58,7		-2,5		384,2		4,17	
		16	65 v	-58,3		-2,7		369,8		4,48	
		17	65 v	-58,4		-2,7		374,9		4,48	
	PIF3	18	60 v	-58,3		-2,7		390,7		4,48	
		19	70 v	-57,9		-2,7		397,9		4,48	
		20	80 v	-57,8		-2,8		358,1		4,63	
		21	90 v	-57,7		-2,7		352,5		4,48	
		22	80 v	-58,8		-2,7		364,4		4,48	
		23	75 v	-58,8		-2,8		396,1		4,63	
QM2	PIF1	1	15		-3,1	12,3		147,8		5,09	Lw-c
		2	25		-2,9	9,9		143,7		4,79	
		3	5		-0,6	11,4		144,4		1,05	
		4	10		-0,7	12,5		134,0		1,22	
		5	15		-1,2	9,8		141,6		2,06	
		6	15		-1,3	10,4		145,0		2,23	
		7	10		-0,8	10,9		142,1		1,39	
		8	20		-1,3	9,7		136,1		2,23	
		9	15		-0,6	10,6		144,1		1,05	
		10	25		-1,1	10,9		141,7		1,90	
	PIF2	11	15		-1,2	12,3		150,3		2,06	
		13	15		-0,6	11,5		158,5		1,05	
		14	10		-0,8	10,6		147,0		1,39	
		15	15		-0,7	11,6		145,1		1,22	
		16	25		-0,6	11,0		148,4		1,05	
		17	20,5		-1,4	10,9		143,5		2,40	
		18	30		-0,6	11,3		138,5		1,05	
		19	25		-0,6	10,9		129,4		1,05	
		QM3a	PIF1	1	25	-45,6	-37,8		391,1	363,5	
2	30				-37,6		393,4	369,7	15,4	39,80	
3	15			-43,0	-36,9		395,0	373,8	15,0	41,00	
4	20				-40,1		381,2	360,3	16,7	38,20	
5	15				-38,7		387,2	372,9	15,8	39,00	
6	15				-39,4		401,7	358,5	15,9	42,30	
PIF2	7		15		-38,8		392,5	370,3	16,0	40,00	
	8		10,0	-48,3	-40,3		393,7	359,3	15,8	40,20	
	9		30		-39,5		390,2	359,2	16,20	40,00	
	10		25		-37,2		401,9	378,1	15,30	39,60	
QM3b		1	15		-0,3			134,5		0,53	Lwa
		2	25		-0,5			138,9		0,87	
		3	15		-0,3			130,4		0,53	
		4	10		-0,2			124,9		0,35	
		5	15		-0,3			128,2		0,53	
		6	15		-0,4			129,4		0,70	
		7	25		-0,3			145,0		0,53	
		8	35		-0,3			156,4		0,53	
		9	35		-0,5			133,0		0,87	
		10	25		-0,4			124,3		0,70	
		11	25		-0,3			148,6		0,53	

Tableau 77 : Secteur d'Ez-Zirari, échantillon ER 25 b.

Quartz associé aux pegmatites à stockscheider et à loellingite.

QM1, QM2, QM3a et QM3b = quartz magmatique à inclusions de zinnwaldite.

éch	incl	Rv%	Te	TfG	Tfhyd	TfCs	Thc	CaCl2	x% NaCl	Type		
Qm1	PIF1	1	15	-51,8	-40,2	-3,1	254,4	434,8	21,0	21,80	Lsh3	
		2	20		-40,6		276,5	220,0	21,2	23,90		
		3	15		-41,2		291,8	219,9	21,1	25,00		
		4	25,0		-52,7	-41,0	-2,7	236,0	427,2	22,0		18,00
		6	30		-41,3		259,8	225,2	21,8	22,30		
		7	20,0		-52,6	-41,0	-2,4	225,2	405,3	22,6		17,50
		8	15,0		-53,0	-40,7		296,2	259,1	20,5		27,90
		9	15,0		-52,6	-40,8	-2,8	240,3	428,6	22,3		19,00
	PIF2	10	15,0		-52,1	-39,3	-2,7	251,6	281,2	21,0		21,10
		11	5,0		-39,6		-1,8	238,5	417,0	20,7		19,50
		12	5,0		-33,4			246,0	227,3	17,0		22,50
		13	15,0		-32,1			251,2	223,5	16,1		24,50
		14	25,0		-30,6			236,4	212,1	14,4		23,30
		60	25,0		-51,6	-47,0		241,1	145,8	24,2		18,50
PIF3	61	20		-51,1	-37,2		237,6	137,8	21,7	19,60		
	62	30		-47,2			240,9	148,7	25,0	17,50		
Qm2	PIF1	16	20,0		-42,1	22,0	12,6	384,5	347,2	9,1	41,30	
		17	15,0		-41,8	17,9	16,7	390,9	342,4	9,5	42,00	
		18	30		-40,6	-25,0	13,0	371,4	368,3	9,0	40,00	
		19	30		-39,8	-25,3		388,9	379,8	8,1	43,10	
		20	40		-41,0	-25,7		395,0	363,2	9,8	42,50	
		21	40		-41,4	-26,2		394,7	377,7	10,4	42,10	
	PIF2	22	25,0		-52,3	-39,4		389,5	273,7	16,0	38,70	
		23	20		-38,5	-25,9		387,0	400,9	10,2	41,50	
		24	20		-38,7	-25,7		395,1	401,1	8,6	43,30	
		25	20		-38,0	-25,8		381,9	375,8	9,3	41,00	
		26	20		-37,3	-25,3		372,5	357,8	9,1	40,60	
		27	15		-37,5	-24,8		382,2	380,3	7,8	42,30	
	PIF3	28	30		-35,5	-23,3		388,0	359,8	5,7	44,30	
		29	30		-38,4	-25,9		389,3	405,9	9,0	42,70	
		30	30		-30,5	-22,7		391,8	344,8	4,3	45,30	
		31	30		-45,2	-21,4		385,7	384,6	1,3	45,20	
		32	20		-46,9	-21,2		406,0	363,0		49,50	
		33	10		-35,5	-13,7		401,0	377,5		40,20	
		PIF4	34	10		-36,8	-22,7		391,4	327,8	3,5	45,50
			35	20		-22,9			393,1	410,1	4,1	45,40
			36	15,0		-32,2	-23,0		380,3	406,7	4,8	44,10
			37	20		-30,2	-22,2		388,3	422,0	3,0	44,90
38	20			-34,9	-23,0		383,8	348,0	5,0	44,60		
39	20,0			-36,7	-22,6		387,1	165,3	6,2	43,80		
40	15,0			-32,8	-21,9		377,1	434,8	4,3	43,30		
42	20,0			-34,2	-22,1		382,1	371,6	4,9	44,00		
Qm3a	PIF1	43	15,0		-32,1	-14,6		258,2	365,3		29,10	
		44	20,0		-35,1	-14,6		268,6	378,6		30,10	
		45	15		-34,8	-16,1		211,6	327,6		26,80	
		46	10		-33,1	-13,4		288,7	359,1		31,20	
	PIF2	48	10		-32,8	-15,3		271,0	323,0		30,30	
		49	15,0		-31,3	-13,6		228,3	354,6		27,30	
		50	10		-32,0	-14,1		243,2	326,7		28,00	
		51	25,0		-	-13,5		247,1	329,3		28,50	
		52	60	v	-33,7	-13,1		272,5	432,1		29,80	
		53	80,0	v	-34,2	-18,4		277,6	381,4		30,40	
Qm3b	PIF1	54	10		-32,3	-14,1		221,3	280,6		27,00	
		55	60	v	-34,1	-13,4		307,9	421,0		32,50	
		56	80	v	-34,1	-15,7		272,2	372,6		30,00	
		57	70	v	-34,3	-20,3		261,8	370,2		29,70	
		58	10,0		-31,7	-13,7		289,0	280,9		31,10	
	PIF2	59	20,0		-30,9	-14,2		276,6	277,2		30,10	
		63	15		-39,7			248,3	349,4	22,3	21,00	
		64	20,0		-38,3			271,3	303,8	21,4	23,70	
		65	10,0		-50,7	-40,7		263,8	394,4	22,3	22,00	
		66	15,0		-36,7			278,3	434,6	20,8	25,60	
PIF2	67	30		-38,9			295,1	436,6	21,0	25,20		
	68	10		-37,8			275,4	389,9	20,9	24,50		
	69	10		-41,0			270,1	426,2	22,5	23,00		

Tableau 78a : Secteur d'Ez-Zirari, échantillon I51 (1).

Leucogranite grossier greisé.

Qm1, Qm2, Qm3a et Qm3b = Inclusions fluides dans le quartz magmatique à inclusions de sidérophylite.

éch	incl	Rw%	Te	TfG	Tfcl	TfCs	Thc	CaCl2	x% NaCl	Type
Qm4a	PIF1	1	15,0	-30,2	-9,3	9,7	322,6	254,0	13,22	Lwc1-2
		2	10,0	-31,0	-9,2	9,8	176,5	243,8	13,10	
		3	30	-23,6	-9,2	8,5	320,1	360,8	13,10	
		4	20	-23,1	-9,2	9,5	207,8	361,4	13,10	
		5	15,0	-24,2	-8,9	10,1	208,8	261,5	12,76	
		6	10,0	-27,1	-8,2	10,7	364,2	265,0	11,95	
		7	20,0	-35,2	-8,7	10,3	316,1	357,7	12,53	
		8	20,0	-35,2	-9,1	9,5	328,3	385,9	12,99	
	PIF2	10	15,0	-22,9	-12,5	9,4	347,2	342,3	16,53	
		11	30	-34,9	-9,3	9,7	318,3	351,0	13,22	
		12	15,0	-26,7	-9,1	9,7	207,0	365,3	12,99	
		13	35	-38,2	-9,2	9,8	387,1	274,0	13,10	
		14	15,0	-27,6	-9,3	10,7	284,2	389,5	13,22	
		15	25,0	-22,0	-8,7	10,5	326,5	373,6	12,53	
		16	10,0	-22,8	-8,3	10,6	332,7	345,6	12,07	
		Qm4b	PIF1	17	10,0	-23,6	-4,3	10,6	431,5	
18	10,0			-4,2	10,5	162,4	359,0	6,72		
19	10,0			-1,1	9,7	142,5	351,9	1,90		
20	20			-1,5	9,9	430,2	392,6	2,56		
21	30			-4,1	10,0	398,8	354,0	6,58		
22	30			-1,2	12,1	357,4	408,0	2,06		
23	30		-4,2	12,0	356,1	353,6	6,72			
PIF2	24		40	-1,0	11,3	153,0	364,4	1,73		
	25		30	-0,5	10,4	345,8	358,4	0,87		
	26		25,0	-1,1	12,2	343,8	374,5	1,90		
	27	15,0	-4,4	9,7	289,8	373,8	7,01			
Qm4c		28	10,0	-4,2	10,1	243,7	369,5	6,72		
		29	15,0	-4,2	9,9	280,8	359,9	6,72		
		30	30	-4,4	9,8	189,9	334,7	7,01		
		31	30	-4,1	9,5	369,6		6,58		
		32	25	-4,4	10,4	376,0		7,01		
		33	10,0	-4,2	10,3	395,9		6,72		
		34	10,0	-3,9	9,1	316,9		6,29		
		35	30	-3,8	9,8	318,5		6,14		

Tableau 78b : Secteur d'Ez-Zirari, échantillon I51 (2).

Leucogranite grossier greisé.

Qm4a, Qm4b et Qm4c = Inclusions fluides dans le quartz magmatique à inclusions de sidérophylite.

	éch	incl	Rv%	TfCO2	Te	TfG	Tfcl	Thc	CaCl2	x% NaCl	Type
Qm5a	PIF1	1	80 v	-57,3		-13,1	9,4	398,8	-3,5	17,09	Vwc-1
		2	60 v	-57,4		-13,0	9,7	385,4	-3,2	17,00	
		3	60 v	-57,2		-13,4	9,5	385,8	-2,8	17,37	
		4	75 v	-57,2		-13,2	9,5	420,7	-2,7	17,19	
		5	80 v	-57		-12,8	9,8	432,9	-3,1	16,81	
		6	80 v	-57,8		-13,4	10,1	418,8	-3,5	17,37	
		7	90 v	-58,1		-14,4	9,8	418,0	-2,9	18,27	
	PIF2	8	80 v	-57,3		-13,8	9,6	418,4	-3,8	17,74	
		9	60 v	-57,1		-13,3	10,3	424,7	-3,5	17,28	
		10	70 v	-57,2		-13,5	10,2	421,0	-3,2	17,46	
		11	80 v	-57,1		-13,2	9,4	426,2	-3,2	17,19	
		12	70 v	-57,2		-14,8	10,3	378,6	-3,5	18,62	
		13	60 v	-57,3		-13,2	8,6	438,8	-3,4	17,19	
Qm5b		14	70 v	-57,6		-8,2	9,3	385,4	-3,5	11,95	Vw-c2
		15	80 v	-57,3		-8,6	9,5	462,0	-3,4	12,42	
		16	60 c	-57,2		-8,4	10,1	459,1	-3,2	12,19	
		17	60 c	-57,3		-7,5	10,0	448,0	-3,4	11,11	
		18	75 c	-57,5		-7,8	8,9	450,0	-3,4	11,47	
Qm5c	PIF1	19	70 c	-57,3		-8,1	9,7	457,4	-3,5	11,83	Vw-c3
		20	80 v	-57,4		-2,4	9,6	403,2	-3,2	4,01	
		21	80 v	-57,2		-2,8	10,3	323,8	-3,0	4,63	
		22	80 v	-57,2		-1,7	10,4	344,3	-2,7	2,89	
	PIF2	23	75 v	-57,4		-3,2	10,4	362,5	-2,9	5,25	
		24	60 v	-57,2		-2,7	10,1	340,7	-2,7	4,48	
		25	70 v	-57,3		-2,9	9,7	327,0	-2,6	4,79	
		26	80 v	-57,5		-3,1	9,6	334,1	-3,1	5,09	
		27	75 v	-57,4		-4,0	9,6	340,4	-3,4	6,43	
	28	75 v	-57,4		-4,2	9,0	339,5	-3,0	6,72		
	29	70 v	-57,2		-3,1	9,1	410,1	-2,9	5,09		
Qm6a	PIF1	1	15,0 l			-4,3		237,6		6,87	Lwa
		2	20 l			-3,2		179,3		5,25	
		3	20 l			-3,9		189,5		6,29	
		4	20 l			-3,2		196,6		5,25	
		5	10 l			-3,7		235,5		5,99	
		6	15 l			-4,4		235,1		7,01	
		7	15 l			-4,3		237,4		6,87	
	PIF2	8	10 l			-4,5		246,3		7,15	
		9	10 l			-4,1		234,5		6,58	
		10	15 l			-4,2		239,9		6,72	
		11	15 l			-4,3		239,4		6,87	
		12	15 l			-4,2		215,3		6,72	
		13	20 l			-4,1		180,1		6,58	
		14	10 l			-4,3		237,2		6,87	
		15	10 l			-4,5		238,8		7,15	
		16	10 l			-4,5		238,6		7,15	
Qm6b	PIF1	17	10,0 l			-4,4		218,8		7,01	
		18	10,0 l			-4,4		216,1		7,01	
		19	15,0 l			-4,3		223,0		6,87	
		20	10,0 l			-4,2		243,0		6,72	
		21	15,0 l			-4,3		234,6		6,87	
		22	10,0 l			-4,2		238,5		6,72	
	PIF2	23	30 l			-4,3		241,9		6,87	
		24	25,0 l			-3,9		208,0		6,29	
		25	10,0 l			-4,0		227,5		6,43	
		26	15,0 l			-4,9		243,1		7,72	
	27	25,0 l			-4,2		236,3		6,72		
	28	30 l			-4,1		254,3		6,58		
Qm7		1	3,0 l			-4,5		236,1		7,15	
		2	10,0 l			-4,4		244,3		7,01	
		3	10,0 l			-4,2		244,1		6,72	
		4	25,0 l			-4,5		240,6		7,15	
		5	15,0 l			-4,0		253,3		6,43	
		6	15,0 l			-4,3		252,4		6,87	
		7	5,0 l			-4,6		262,2		7,30	
		8	15,0 l			-4,5		258,4		7,15	

Tableau 78c : Secteur d'Es-Zirari, échantillon I51 (3).

Leucogranite grossier greisé.

Qm5a, Qm5b, Qm5c, Qm6a, Qm6b et Qm7 = Inclusions fluides dans le quartz magmatique à inclusions de sidérophyllite.

	éch	Incl	Rv%	TfG	Thc	x% NaCl	TfX?	Type
Top1	PIF1	1	80 c	-3,6	373,6	5,85	-93,2	Lwa
		2	30 c	-3,4	383,3	5,55	-93,3	
		3	30 c	-3,1	369,1	5,09	-93,4	
		4	50 c	-3,3	345,2	5,40	-93,4	
		5	40 l	-3,6	352,9	5,85	-93,4	
		6	40 l	-3,5	373,0	8,70	-93,2	
	PIF2	7	30 c	-3,6	348,6	5,85	-93,2	
		8	30 l	-2,6	351,6	4,32	-93,2	
		9	60 c	-2,2	361,8	3,69	-93,3	
		10	70 c	-3,4	358,4	5,55	-93,5	
	PIF3	11	80 l	-3,5	359,0	5,70		
		12	40 c	-3,6	362,2	5,85		
		13	30 c	-3,5	363,2	5,70		
		14	40 l	-2,6	353,7	4,32		
		15	60 l	-2,2	347,7	3,69		
		16	40 l	-2,1	351,3	3,53		
		17	30 l	-2,3	348,2	3,85		
		18	40 l	-2,5	346,6	4,17		
Top2	PIF1	19	35 l	-2,0	344,2	3,37		
		20	30 l	-2,0	365,6	3,37		
		21	25 l	-2,1	351,6	3,53	-93,1	
		22	50 l	-2,2	349,0	3,69		
		23	60 c	-2,1	374,9	3,53		
		24	40 l	-2,1	369,2	3,53		
		25	50 l	-2,4	345,9	4,01		
		26	40 l	-2,0	353,1	3,37		
	PIF2	27	30 l	-2,0	362,5	3,37		
		28	50 c	-2,1	379,2	3,53		
		29	60 l	-2,4	373,0	4,01		
		30	60 c	-3,5	370,8	5,70		
		31	60 c	-2,2	369,4	3,69		
		32	70 c	-2,2	369,2	3,69		
		33	60 c	-2,4	377,6	4,01		
		34	60 c	-2,1	369,4	3,53		

Tableau 79a : Secteur d'Ez-Zirari, échantillon ER 19a (1).

Topazite (quartz, topaze et peu de micas) dans le leucogranite fin à zinnwaldite et à topaze topaze (apophyse d'Ez-Zirari).

Top1 et Top2 = inclusions fluides pseudo-primaires dans la topaze.

éch		incl	Rv%	TfCO2	TfG	Thc	x% NaCl	Type
Qt1	PIF1	1	70 v	-57,	-2,9	406,9	4,79	Vw-c
		2	60 v	-57,1	-2,6	437,1	4,32	
		3	60 v	-57,1	-2,7	416,4	4,48	
		4	60 v	-57	-2,7	422,7	4,48	
		5	80 v	-57,2	-2,9	438,3	4,79	
		6	70 v	-57,2	-2,8	436,0	4,63	
		7	70 v	-57	-2,7	407,7	4,48	
		8	60 v	-57,6	-3,0	424,4	4,94	
		9	60 v	-57	-2,7	424,4	4,48	
	PIF2	10	80 v	-57,1	-2,6	430,0	4,32	
		11	80 v	-57	-3,2	438,6	5,25	
		12	80 v	-57	-2,5	415,2	4,17	
		13	70 v	-57,1	-2,9	414,3	4,79	
		14	60 v	-57	-3,0	437,2	4,94	
		15	60 v	-57,1	-3,1	416,7	5,09	
		16	70 v	-57	-3,1	419,6	5,09	
	PIF3	17	60 v	-57,2	-3,0	422,5	4,94	
		18	60 v	-57,1	-2,9	416,4	4,79	
		19	60 v	-57	-2,9	421,1	4,79	
		20	85 v	-57,1	-2,9	429,5	4,79	
		21	80 v	-57	-2,8	417,8	4,63	
		22	60 v	-57,2	-2,7	421,1	4,48	
Qt2	PIF1	1	30 l	-57,1	-8,8	248,1	12,65	LC-w
		2	25 l	-57	-8,8	247,5	12,65	
		3	15 l	-57	-8,9	243,6	12,76	
		4	30 l	-57,1	-9,0	432,6	12,88	
		5	15 l	-57,1	-8,9	244,2	12,76	
		6	25 l	-56,9	-8,8	242,5	12,65	
		7	25 l	-57	-8,9	244,0	12,76	
		8	30 l	-57,1	-8,8	242,3	12,65	
		9	35 l	-57	-8,8	245,4	12,65	
	PIF2	10	20 l	-57	-4,6	239,5	7,30	
		11	15 l	-57,1	-4,3	253,2	6,87	
		12	30 l	-57,1	-2,5	307,3	4,17	
		13	25 l	-57,2	-4,2	253,6	6,72	
		14	25 l	-57,1	-4,3	253,1	6,87	
		15	30 l	-57	-4,6	248,0	7,30	
		16	50 l	-57,1	-4,2	254,7	6,72	
		17	20 l	-57,2	-4,3	254,1	6,87	
Qt3		1	15 l	-57	-20,3	251,8	22,87	
		2	30 l	-57	-20,5	283,0	23,01	
		3	25 l	-57,1	-20,0	428,2	22,66	
		4	35 l	-57,2	-20,0	253,1	22,66	
		5	25 l	-56,9	-20,5	244,1	23,01	
		6	30 l	-57	-19,9	267,2	22,59	
		7	30 l	-57	-20,0	279,1	22,66	
		8	25 l	-57	-20,6	251,2	23,08	
		9	20 l	-57,2	-20,0	277,1	22,66	
		10	15 l	-57,2	-20,6	262,4	23,08	

Tableau 79b : Secteur d'Ez-Zirari, échantillon ER19a (2).

Topazite (Quartz, topaze et peu de micas) dans le leucogranite fin à zinnwaldite et topaze (apophyse d'Ez-Zirari).

Qt1, Qt2 et Qt3 = inclusions fluides dans le quartz.

éch		incl	Rv%	Te	TfG	TfCs	Thc	CaCl2	x% NaCl	Type	
Qm1	PIF1	1	30	I	-53,3	-43,6	296,0	225,6	22,0	25,30	Lshd
		2	20	I		-45,9	309,5	210,5	21,5	27,50	
		3	20	I		-42,8	309,5	210,4	20,4	28,20	
		4	10	I		-46,3	290,6	225,6	22,3	24,10	
		5	20	I	-46,1	-39,6	296,6	333,1	19,6	26,50	
		6	30	I		-37,1	298,6	336,1	18,0	27,80	
	PIF2	7	10	I		-44,4	296,0	205,2	21,4	26,00	
		8	10	I		-39,2	292,8	234,1	20,8	26,20	
		9	25,0	I		-38,8	299,1	224,0	19,5	27,30	
		10	10	I		-37,5	285,0	220,7	20,0	25,00	
		11	10	I		-39,3	309,5	197,6	20,0	28,80	
		12	10	I		-42,7	281,5	210,4	21,5	24,10	
		13	20	I		-40,1	311,7	210,5	19,2	30,00	
		14	10	I		-40,2	289,6	205,2	20,7	26,00	
		15	10	I		-48,3	342,3	350,9	23,3	23,00	
		16	15	I	-50,8	-25,8	239,4	334,9	11,4	27,20	
Qm2	PIF1	3	60	v		-6,8		355,8		10,24	Vw2
		5	70	v		-7,6		402,6		11,23	
		6	70	v		-7,6		300,4		11,23	
		10	65,0	c		-7,4		376,2		10,99	
		11	75	v		-8,2		424,4		11,95	
		12	75,0	v		-7,5		364,6		11,11	
		14	70	c		-8,9		374,7		12,76	
		15	80	v		-8,8		416,8		12,65	
	PIF2	16	70	c		-8,4		372,5		12,19	
		18	80	v		-12,0		358,5		16,04	
		20	65	c		-12,4		376,4		16,43	
		22	80	v		-12,0		368,9		16,04	
		23	75	c		-11,0		374,8		15,04	
		26	75	v		-7,8		396,9		11,47	
Qm3	PIF1	1	50,0	v		-3,2		389,4		5,25	Vw1
		2	75	v		-4,5		404,8		7,15	
		4	65	v		-2,7		398,2		4,48	
		7	80	c		-2,8		369,8		4,63	
		8	80	v	-29,5	-3,1		435,8		5,09	
		9	60	c		-3,5		349,0		5,70	
		13	80	v		-2,6		420,7		4,32	
		17	25	c		-5,0		376,5		7,85	
	PIF2	19	75	v		-4,6		396,4		7,30	
		21	60	v		-2,4		382,3		4,01	
		24	60	c		-1,9		373,5		3,21	
		25	65	c		-3,6		374,2		5,85	
		27	60	c		-2,7		374,5		4,48	
		28	80	v		-4,5		378,4		7,15	
PIF3	29	60	c		-3,8		378,4		6,14		
	30	80	v		-2,6		381,9		4,32		
	31	80	c		-3,1		375,5		5,09		
	36	85	c		-3,3		385,0		5,40		
	37	60	c		-3,4		361,4		5,55		
	38	70	c		-3,3		382,2		5,40		
PIF3	39	60	c		-4,5		340,7		7,15		
	40	80	v		-1,9		385,5		3,21		
	41	70	v		-2,0		384,0		3,37		
	42	70	c		-3,7		378,7		5,99		

Tableau 80a : Secteur d'Ez-Zirari, échantillon MT 24 (1).

Leucogranite grossier "épisyténitisé" à tourmaline.

Qm1, Qm2 et Qm3 = Inclusions fluides dans le quartz magmatique à inclusions de rutiles et de sidérophylite.

éch		incl	Rv%	TfCO2	Te	TfG	Tfhyd	Tfcl	TfCs	Thc	CaCl2	x% NaCl	Type	
Qm4	PIF1	1	15,0		-44,20	-20,6				355,6		26,70	Lsha	
		2	20,0		-43,60	-21,9				422,0	3,0	28,00		
		3	15,0		-43,70	-24,2				389,4	9,1	24,30		
		4	25,0		-43,80	-21,3				371,4		26,20		
		5	15,0		-44,10	-21,4				395,2		26,10		
	PIF2	1	15,0				-6,1		10,4		323,8		9,34	Lwc
		2	15				-5,5		11,3		257,7		8,54	
		3	10,0				-3,4		9,7		323,8		5,55	
		4	10,0				-2,8		9,8		328,1		4,63	
		5	20,0				-4,1		8,6		289,3		6,58	
Qm5	PIF1	1	20,0			-27,1			282,8	338,6	11,5	30,00	Lshb	
		2	15,0		-35,0	-27,0			290,9	334,6	11,3	30,60		
		3	30		-48,4	-25,7			303,8	415,7	10,0	32,90		
		4	20		-37,8	-30,7			289,1	400,1	13,8	29,20		
		5	10,0		-38,2	-27,8			326,5	357,3	11,5	34,20		
		6	15,0		-41,0	-13,9			303,4	398,4		31,70		
		7	40			-14,6			295,1	302,6		31,30		
		8	25		-47,0	-28,7			297,1	325,8	11,6	31,30		
	PIF2	9	30		-31,7	-9,3				396,7			13,22	Lwa
		10	25,0		-35,6	-12,2				389,6			16,24	
		11	15,0		-34,7	-11,8				339,3			15,85	
		12	10,0		-26,6	-10,3				364,3			14,31	
		13	10,0		-26,6	-10,5				377,3			14,52	
		14	10,0			-11,3				344,1			15,35	
		15	20,0			-10,7				304,4			14,73	
Qm6	PIF1	16	25,0		-44,8	-26,8			372,5	371,8	9,3	40,00	Lhc	
		17	35,0			-27,1			396,6	362,4	9,0	42,90		
		18	20,0			-29,3			414,3	340,7	9,1	45,10		
		19	15,0		-37,8	-23,1			381,9	333,5	3,7	44,00		
		20	25,0			-23,0			388,1	338,0	4,3	44,20		
		21	20,0			-23,4			389,7	360,8	5,7	43,80		
	22	10,0		-55,9	-31,0			408,4	269,1	12,2	43,10			
	PIF2	1	60	c	-57,3	-35,5	-16,3	-0,3	9,6		398,6		19,87	Vwc
		2	70	c	57,7	-49,4	-20,8		9,6		391,9		23,22	
		3	80	c	-57,1	-32,2	-17,7	-0,3	9,6		388,7		20,97	
4		70	c	-57,3	-41,6	-14,6	-0,4	7,1		390,3		18,44		
5		75	c	-57,8	-41,5	-17,2	-0,3	9,3		386,3		20,58		
6		75	c	-56,9	-39,4	-16,8	-0,4	8,1		393,6		20,27		
7		70	c	-57,1	-48,7	-15,4	-0,5	9,4		402,3		19,13		
8		70	c	-57,1	-43,2	-16,3	-0,3	7,1		392,3		19,87		

Tableau 80b : Secteur d'Ez-Zirari, échantillon MT 24 (2).

Leucogranite grossier "épisyténitisé" à tourmaline.

Qm4, Qm5 et Qm6 = Inclusions fluides dans le quartz magmatique à inclusions de rutilés et de sidérophyllite.

éch	incl	Fv%	TfG	Tfcl	TfCs	Thc	CaCl2	x% NaCl	Type	
QG1	PIF1	1	10,0		-27,3		199,8	437,6	16,6	19,80
		2	5,0		-27,4		204,1	406,5	16,7	20,70
		3	10,0		-27,5		202,2	399,5	17,1	20,00
		4	10,0		-26,7		178,0	438,6	13,2	21,20
		5	5,0		-27,7		331,1	435,7	10,9	35,80
		6	10,0		-27,9		270,0	409,1	11,9	20,10
		7	10,0		-27,6		267,8	399,3	11,7	19,00
		8	15,0		-23,7		162,1	410,8	8,0	24,20
	PIF2	9	10,0		-26,1		255,1	382,5	11,2	30,10
		10	10		-25,7		249,2	404,3	11,4	27,30
		11	10		-26,6		168,0	370,3	12,8	21,00
		12	10,0		-26,8		285,1	381,6	11,3	31,00
		13	30,0		-26,8		279,9	336,8	11,2	30,00
		14	30,0		-27,1		334,7	439,1	10,4	36,50
		15	10,0		-26,1		266,0	322,7	10,9	31,30
		16	15,0		-25,6		290,4	409,7	8,1	43,00
QG2	PIF1	17	25,0		-26,2		284,7	422,9	9,0	41,80
		18	25,0		-27,5		396,1	448,0	9,1	43,60
		19	15,0		-29,6		294,4	392,8	12,2	30,80
		20	10,0		-27,6		261,0	407,2	11,7	28,30
		21	10,0		-25,8		263,9	397,0	10,2	29,60
		22	10,0		-29,4		391,9	437,4	9,2	43,00
		23	10,0		-24,7		390,4	417,4	7,3	44,20
	PIF2	24	15,0		-26,6		261,2	437,4	11,0	29,20
		25	20,0		-24,9		393,3	411,1	7,7	44,40
		26	10,0		-27,6		324,7	399,9	10,2	35,30
		27	10,0		-27,7		388,1	397,6	9,0	42,80
		28	30,0		-28,5		377,9	439,2	9,9	41,00
		29	10,0		-28,3		383,6	400,9	10,0	41,70
		30	25,0		-29,3		176,6	406,4	13,2	21,00
	PIF3	31	10,0		-24,9		244,4	422,9	9,9	27,80
		32	15,0		-25,6		232,9	433,3	11,0	26,20
		33	15,0		-24,7		225,9	380,0	10,8	26,00
		34	10,0		-30,4		186,7	418,8	15,0	20,00
35		5,0		-30,5		222,0	401,3	14,2	23,10	
36		5,0		-30,0		189,6	411,8	11,8	21,40	
QG3	PIF1	1	20,0		-11,4	9,2		340,8		15,45
		2	10,0		-11,1	11,4		303,8		15,14
		3	5,0		-11,3	11,3		304,8		15,35
		4	10,0		-11,4	10,5		344,5		15,45
		5	15,0		-11,6	10,1		347,0		15,65
		6	5,0		-11,7	9,8		406,5		15,75
		7	10,0		-12,1	9,7		364,8		16,14
		8	10,0		-11,6	11,0		351,6		15,65
		9	10,0		-11,5	10,5		305,2		15,55
	PIF2	10	10,0		-11,4	10,3		345,1		15,45
		11	20,0		-12,1	9,6		303,2		16,14
		12	15,0		-11,6	9,7		347,9		15,65
		13	10,0		-11,5	9,9		341,9		15,55
		14	10,0		-11,7	10,3		391,6		15,75
		15	10,0		-11,3	10,9		297,3		15,35
		16	15,0		-11,4	11,0		295,0		15,45
		17	20,0		-11,1	12,0		294,3		15,14

Tableau 81a : Secteur d'Ez-Zirari Est, échantillon ER21.

Greisens associés au leucogranite fin à zinnwaldite et à topaze (Ez-Zirari Est).

QG1, QG2 et QG3 = Inclusions fluides dans le quartz des greisens.

éch	incl	Rv%	TfCO2	Te	TfG	Tfcl	ThCO2	TfCs	Thc	CaCl2	x%NaCl	type	
QG4	PIF1	1	80 v	-58,1		-7,2	9,2	13,2		375,8		10,74	Vw-c
		2	75 v	-58,0		-7,9	10,3	13,2		398,3		11,59	
		3	85 v	-59,2		-7,5	10,1	13,7		365,1		11,11	
		4	60 v	-58,3		-7,4	10,8	13,2		388,2		10,99	
		5	85 v	-59,1		-7,8	9,7	13,4		369,4		11,47	
		6	75 v	-58,3		-8,1	9,0	14,0		371,0		11,83	
		7	70 v	-59,4		-7,2	11,8	13,7		380,1		10,74	
		8	85 v	-60,0		-7,8	12,1	13,3		390,4		11,47	
	PIF2	9	70 v	-58,0		-7,2	11,7	13,2		380,5		10,74	
		10	60 v	-57,8		-7,3	10,8	13,6		324,8		10,86	
		11	85 v	-58,7		-7,2	9,7	13,7		280,9		10,74	
		12	60,0 v	-58,5		-8,0	10,4	13,3		293,7		11,71	
		13	75,0 v	-58,4		-7,6	11,2	13,4		291,8		11,23	
		14	60,0 v	-58,7		-7,8	12,0	13,4		385,0		11,47	
		15	85,0 v	-58,3		-7,2	11,7	13,2		396,7		10,74	
QG5	PIF1	1	15,0 l	-56,9		-38,6			178,0	254,0	22,3	15,50	Lsh2
		2	10,0 l	-56,7		-39,1			154,5	243,8	23,0	13,60	
		3	20,0 l	-56,8		-38,5			209,9	360,8	21,1	18,00	
		4	25,0 l	-57,0		-39,3			181,2	361,4	21,5	16,10	
		5	15,0 l			-40,3			171,1	261,5	22,7	14,60	
		6	20,0 l			-39,3			183,6	265,0	21,6	15,70	
		7	15,0 l	-57,1		-39,3			180,4	357,7	22,0	15,10	
		8	10,0 l			-40,2			201,0	385,9	22,3	17,00	
		9	15,0 l			-38,5			206,0	342,3	20,0	18,50	
		10	25,0 l			-38,8			210,4	342,3	20,8	18,90	
		11	20,0 l		-55,4	-44,4			197,5	351,0	23,6	16,20	
		12	15,0 l			-46,6			181,6	365,3	24,5	14,80	
	PIF2	13	15,0 l			-46,6			154,6	274,0	25,3	11,90	
		14	20,0 l			-46,5			201,4	389,5	23,2	17,00	
		15	25,0 l			-46,4			188,0	373,6	24,8	14,10	
		16	10,0 l			-50,1			199,4	345,6	25,2	14,80	
		17	25,0 l			-47,3			161,8	261,2	24,6	13,00	
		18	20,0 l			-50,8			200,4	359,0	26,0	14,00	
		19	25,0 l			-50,7			208,8	351,9	25,1	16,00	
		20	10,0 l			-47,3			194,8	392,6	24,5	14,40	
QG6	PIF1	1	25,0 l		-23,6	-8,6			354,0			12,42	Lwa
		2	35,0 l		-23,1	-11,4			408,0			15,45	
		3	20,0 l			-11,2			353,6			15,24	
		4	25,0 l			-11,4			364,4			15,45	
		5	25,0 l		-23,6	-11,4			358,4			15,45	
		6	10,0 l			-11,4			374,5			15,45	
		7	10,0 l			-11,4			373,8			15,45	
		8	30,0 l			-8,8			369,5			12,65	
		9	25,0 l			-13,4			359,9			17,37	
	PIF2	10	10,0 l			-15,5			334,7			19,21	
		11	25,0 l			-13,4			383,8			17,37	
		12	10,0 l			-13,2			385,2			17,19	
		13	25,0 l			-13,5			396,6			17,46	
		14	20,0 l			-14,1			395,3			18,00	
		15	35,0 l			-13,9			410,7			17,83	
	PIF3	16	20,0 l			-14,1			388,9			18,00	
		17	10,0 l			-18,6			389,4			21,65	
		18	10,0 l			-19,9			393,7			22,59	
		19	10,0 l			-16,1			391,2			19,71	
		20	5,0 l			-12,2			394,7			16,24	
		21	10,0 l			-18,5			386,1			21,57	
		22	25,0 l			-11,5			374,5			15,55	

Tableau 81b : Secteur d'Ez-Zirari Est, échantillon ER 21.

Greisens associés au leucogranite fin à zinnwaldite et à topaze (Ez-Zirari Est).

QG4, QG5 et QG6 = Inclusions fluides dans le quartz des greisens.

**AUTORISATION SOUTENANCE DE THESE
EN VUE DE L'OBTENTION DU GRADE DE
DOCTORAT D'ETAT-SCIENCES**

- o 0 o 0 o -

Vu les rapports établis par :

**Monsieur MARIGNAC Christian, Maitre de Conférence,
EMN/INPL,
Monsieur GASQUET Dominique, Maitre de Conférence,
ENSG/INPL,
Monsieur FUCHS Yves, Maitre de Conférence, UPMC Paris.**

Le Président de l'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE
LORRAINE,
autorise :

Monsieur BOUSHABA Abdellah

à soutenir devant l'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE
LORRAINE, une thèse intitulée :

**"Le massif granitique du Ment (Maroc Central hercynien)
dans son contexte tectono-magmatique régional et les
manifestations hydrothermales associées"**

en vue de l'obtention du grade de **DOCTORAT D'ETAT-SCIENCES**

Spécialité : **"SCIENCES"**

Service Commun de la Documentation
INPL
Nancy-Brabois

Vandoeuvre, le 21 Décembre 1995

Le Président de l'INPL,

M. LUCIUS

Pour le Président
Le Vice-Président

M. CHEVRIER



NANCY BRABOIS
2, AVENUE DE LA
FORET-DE-HAYE
BOITE POSTALE 3
F - 5 4 5 0 1
VANDŒUVRE CEDEX

RÉSUMÉ

Ce mémoire est subdivisé en deux parties :

* La première partie est une contribution à l'étude du magmatisme hercynien du bassin de Fourhal (Plateau du Ment et Moulay Bou Azza) et de son interaction avec l'encaissant. Ainsi, ont été abordées ; (1) les magmatites basiques hercyniennes du plateau du Ment, (2) l'évolution géochimique des divers faciès granitiques du Ment et du Moulay Bou Azza, (3) les relations métamorphisme - déformations au voisinage des granitoïdes hercyniens du Maroc central (notamment le Ment, Zaër et Moulay Bou Azza). Cette étude, comparée aux résultats obtenus sur le reste des granitoïdes hercyniens nous a permis d'élaborer une nouvelle proposition de classification et de modèle de mise en place de ces derniers :

a- Lignée Monzo-granodioritique d'origine mixte (type M) ou méta-ignée (type I), appartenant à la série calco-alcaline métalumineuse, basi-crustale, caractérisée par des teneurs élevées en K_2O et basse en CaO . Cette lignée est génétiquement en relation avec des zones de collisions ou post-collisions intracontinentales, dans un contexte géodynamique de "type calédonien".

b- Lignée leucogranitique, d'origine principalement crustale ou sédimentaire (type C/S), parfois contaminée par le manteau, peralumineuse, autochtone ou intrusive. Elle appartient au type "hercynotype", caractérisée par des collisions intracontinentales, souvent guidées par des zones de cisaillement ductiles préexistantes.

* La deuxième partie concerne l'étude des phénomènes hydrothermaux associés au massif granitique du Ment (greisenisation, tourmalinisation à quartz stable et à quartz instable) se développant dans les systèmes de coupoles leucogranitiques en position haute (Ez-Zirari, Amahroq) ou dans la masse du granite principal dans des systèmes de fractures associées à une tectonique permienne en décrochement. Chaque étape hydrothermale est caractérisée par la nature des altérations comme par l'orientation des systèmes de contrainte. Pour cela, nous avons étudié : (1) Les relations de l'hydrothermalisme avec la tectonique ; (2) la pétrographie et la géochimie de la greisenisation, de l'épisyénitisation et de la tourmalinisation ; (3) la cristallogéochimie des principaux minéraux d'altération (muscovites et tourmaline) ; (4) la caractérisation et la dynamique des fluides ; (5) et enfin les principales minéralisations associées à cette altération.

Cette étude nous a permis de conclure que Le système hydrothermal du Ment montre la circulation d'au moins trois types de fluides, l'un profond (L1), l'autre superficiel (L2), le troisième (L3) semble caractérisé par l'injection, au niveau d'observation, situé à environ 1.2 km de profondeur à l'époque considérée, de fluides chauds, les uns de par leur origine, les autres à la suite d'un trajet vers la profondeur, qui se mélangent entre eux ou avec des fluides plus froids ayant suivi un circuit court. La circulation a lieu en conditions soit lithostatiques soit hydrostatiques ; la transition, due à la tectonique, se marque par les phénomènes d'ébullition qui affectent L1 ou un mélange L1-L2.

L'étude microthermométrie recoupe bien celle de la composition des tourmalines : des mélanges de fluides différents, en proportion variée, apparaissent essentiels au processus de tourmalinisation. L'étude minéralogique ayant révélé, à travers l'étude de la zonation des tourmalines, le caractère extrêmement rythmique de leur cristallisation, les conclusions auxquelles avait conduit de ce point de vue l'étude microthermométrie se trouvent renforcées.

Le système hydrothermal du Ment qui dépose muscovite, puis tourmaline, succède au système greisenisant après un laps de temps non négligeable, puisque la pression lithostatique est passée de 50 à 30 MPa (le système est remonté, d'une profondeur de 1.9 km à une profondeur de 1.2 km). Ce système est caractérisé par une forte anomalie thermique, que l'origine magmatique des fluides L1 impose de considérer comme due à l'existence d'intrusions profondes, non encore dégagées par l'érosion.

La rareté ou même l'absence de minéralisation d'étain-tungstène dans le Ment, pourrait bien tenir à la pauvreté en Sn et W des sources disponibles dans le Ment au moment des grandes circulations à tourmaline (granite porphyrique et encaissant Viséen pauvre en métaux rares facilement lessivables).

Mots-clés : bassin de Fourhal, plateau du Ment, magmatisme hercynien, granitoïdes, monzo-granodiorites, leucogranites, hydrothermal, inclusions fluides, pression lithostatique, ébullition, mélange, tourmalines, muscovites, étain-tungstène.