

Analyse pétro-minéralogique des interactions granite-enclaves dans le pluton hercynien de Zaër (Maroc central) ; implications pétrogénétiques

Jamila HAÏMEUR¹, Abdelkader CHABANE¹ & Iz-Eddine EL AMRANI EL HASSANI²

1. Université Ibn Toufâil, Faculté des Sciences, Département de Géologie, B.P. 133, Kénitra. e-mail : j_haimeur@yahoo.fr

2. Université Mohammed V-Agdal, Institut Scientifique, Département de Géologie, B.P.703 Agdal, Rabat. e-mail : elamrani@israbat.ac.ma

Résumé. L'unité granitique externe de Zaër se compose de deux faciès : une granodiorite-tonalite SW, fortement hybride et à grands xénolites et enclaves microgrenues mafiques (EMM), et un monzogranite-granodiorite NE, nettement plus homogénéisé et montrant différents indices d'échanges avec ses nombreuses petites enclaves. Les xénolites du NE, d'origine relativement profonde, révèlent des degrés variables de fusion partielle avec exsudation de leur fraction quartzo-feldspathique. Leur évolution ultime donne des restites et libère des cristaux de corindon et spinelle résiduels dans la matrice granitique. Les EMM montrent à leur tour de fréquents indices d'échanges chimiques et mécaniques avec leur granite-hôte : développement de halos felsiques autour d'elles ; silicification de leur bordure ; et présence à leur périphérie d'ocelles de quartz et de xéno-cristaux (plagioclase, apatite et zircon) d'origine granitique. L'analyse de ces interactions atteste du rôle fondamental joué par la fusion de métasédiments dans la genèse des granitoïdes de Zaër. Cette fusion serait induite par des injections de magmas mantelliques basiques qui auraient participé à cette genèse à travers des stades de mélanges magmatiques répétitifs. L'évolution pétrographique, l'homogénéisation magmatique ainsi que les interactions granite-enclaves, nettement plus importants au niveau du faciès NE qu'au SW s'expliqueraient par une mise en place du magma granitique NE, relativement plus tardive et sous des conditions favorisant davantage son brassage mécanique.

Mots clés : Maroc, granitoïdes de Zaër, xénolite, enclave microgrenue mafique (EMM), fusion partielle, mélange magmatique.

Petro-mineralogical analysis of granite-enclaves interactions in the Zaër hercynian pluton (central Morocco): petrogenetic implications.

Abstract. The Zaër external granitic unit is composed of two facies: a SW granodiorite-tonalite, strongly hybrid and with large xenoliths and mafic microgranular enclaves (MME); and a monzogranite-granodiorite, more homogenized and showing various indices of exchanges with its several small enclaves. The NE xenoliths, of relatively deep origin, reveal variable degrees of partial melting with exsudation of their quartzo-feldspathic fraction. Their ultimate evolution gives restites and releases refractory crystals of corundum and spinel in the granitic matrix. The EMM also show frequent indices of chemical and mechanical exchanges with their host-granite: development of felsic halos around them; silicification of their border; and presence in their periphery of quartz ocelli and xenocrysts (plagioclase, apatite and zircon) of granitic origin. Analysis of these interactions attests for the fundamental role played by the melting of metasediments in the genesis of the Zaër granitoids. This melting would be induced by repetitive injections of mantellic magmas which have participated in this genesis. The petrographical evolution, magmatic homogenisation and granite-enclaves interactions, more important in the NE facies than in the SW facies could be explained by the relatively later emplacement of the NE granitic magma, and under the conditions supporting its magmatic brazing.

Key words: Morocco, Zaër granitoids, xenolith, mafic microgranular enclaves (MME), partial melting, magmatic mixing.

INTRODUCTION

Un grand intérêt a été porté ces dernières décennies à l'étude des enclaves *s.l.* des granitoïdes hybrides de type calco-alcalin (Didier 1973, Chappell *et al.* 1987, Vernon *et al.* 1988, Didier & Barbarin 1991) ; admettant que les enclaves représentent des fragments de terrains traversés et assimilés par le magma granitique (cas des xénolites et restites) ou des témoins de stades de mélanges magmatiques acide-basique (cas des enclaves microgrenues mafiques : EMM), elles peuvent ainsi être considérées comme des "boîtes noires" en mesure de fournir des informations sur les conditions de genèse et d'évolution de leurs granitoïdes-hôtes. Sur cette base, de nombreux travaux ont été réalisés sur différents plutons granitiques calco-alcalins à travers le monde (Zorpi *et al.* 1989 et 1991, Lornec 1990, Pin *et al.* 1990, Poli & Tommasini 1991 et 1999, Maury & Didier 1991, Orsini *et al.* 1991, El Amrani 1994 et 1996, Schödlbauer *et al.* 1997, White *et al.* 1999, Silva *et al.* 2000...). Les résultats de ces travaux ont permis de réaliser un grand pas dans le développement des connaissances sur

les mécanismes de fusion des matériaux crustaux et les processus de mélanges magmatiques à l'origine de la genèse des granitoïdes calco-alcalins. Cependant, des zones d'ombre ainsi que des points de discordance subsistent sur cette genèse, d'où, à notre avis, la nécessité de multiplier les études et de les élargir à d'autres plutons appartenant à divers contextes géologiques et offrant des conditions d'observation et d'analyse optimales.

Parmi les granitoïdes hercyniens du Maroc central (MC), le pluton composite de Zaër, avec une superficie affleurante de plus de 450 km², une diversité de faciès granitiques et une importante richesse en xénolites, xéno-cristaux et EMM, se révèle un très bon exemple d'étude des interactions entre granites et enclaves. En effet, bien que ce pluton ait fait l'objet de travaux géologiques nombreux et variés (Mahmood 1980 et 1986, Giuliani 1982, Mrini 1985, Rosé 1987, Lagarde 1987, Diot 1989, Giuliani *et al.* 1989, Mrini *et al.* 1992, Amenzou 1996, Gasquet *et al.* 1996, Amenzou & El Mouraouah 1995 et 1997), aucune étude détaillée de son cortège d'enclaves n'a été réalisée jusqu'à présent.

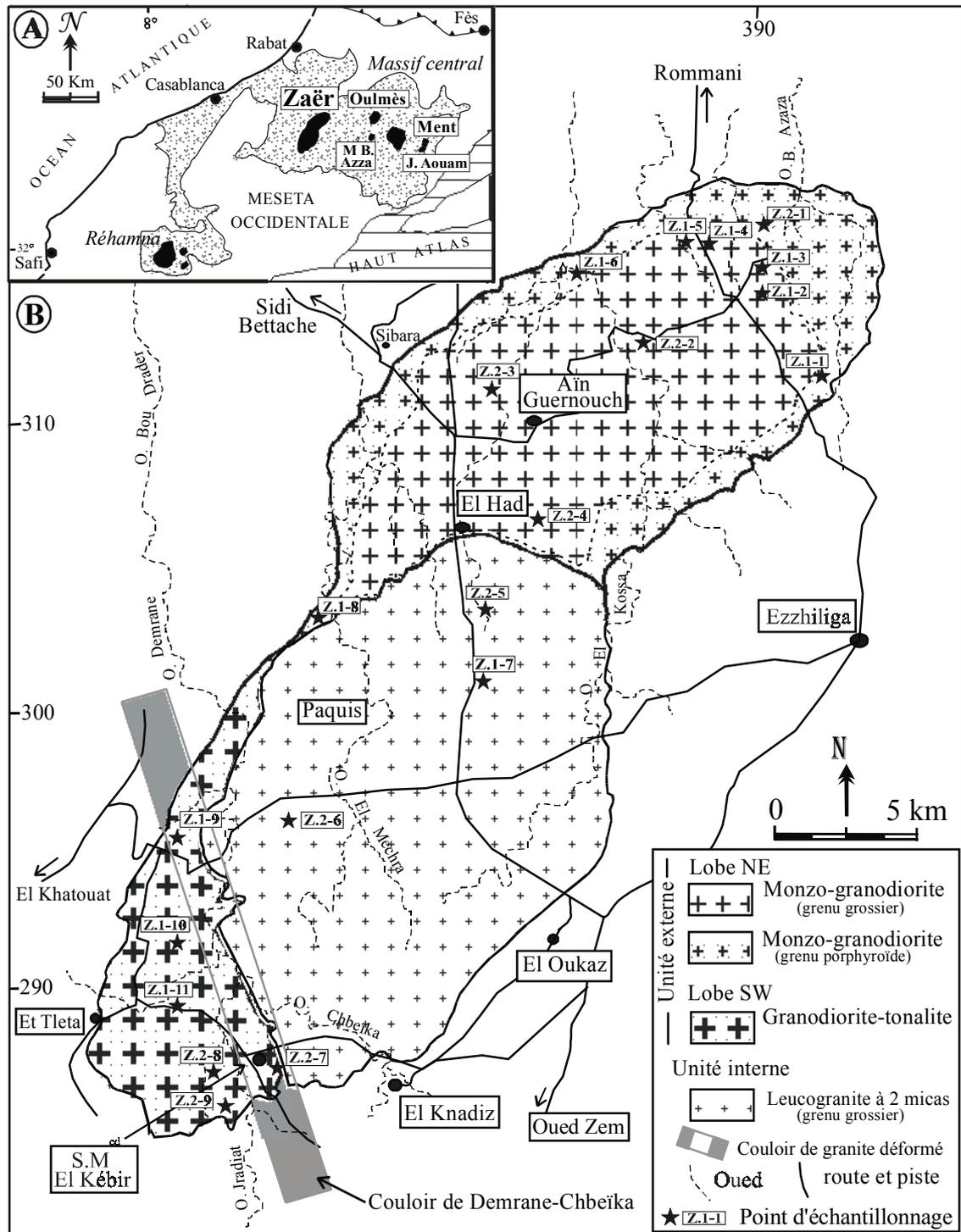


Figure 1. A, Place du pluton de Zaër dans le Maroc central et B, répartition de ses faciès granitiques (carte d'après Mahmood 1980, modifiée).

Ainsi avons-nous entrepris l'analyse pétrographique et minéralogique fine des principaux faciès granitiques de Zaër et de leurs différents types d'enclaves avec l'optique de recueillir le maximum d'informations sur les indices d'assimilation crustale et de mélanges magmatiques. L'objectif principal est d'apporter des arguments solides permettant d'approcher les conditions de genèse et d'évolution de ce pluton. Les résultats de cette étude aideront, à l'échelle régionale, à élucider certains problèmes liés à la formation et la distribution des autres plutons et pointements granitiques du MC (Ment, Oulmès, Moulay

Bou Azza...). A plus grande échelle, elles contribueront à l'avancement de l'état de connaissances sur la genèse et l'évolution des granitoïdes calco-alcalins au sens large.

CADRE GEOLOGIQUE

Le pluton granitique de Zaër affleure dans la partie nord-occidentale du Maroc central (Fig. 1A). Il se présente en forme d'ellipse, d'environ 40 km de grand axe sur 15 à 20 km de large, orientée NE-SW parallèlement à la structure régionale majeure. A l'échelle cartographique, il apparaît en pluton circonscrit, à caractère nettement intrusif dans des

terrains anchi- à épimétamorphiques, composés de schistes ordoviciens à l'est et de schistes et calcaires dévoniens à l'ouest (Michard 1976, Piqué 1994). Ces terrains montrent autour du pluton granitique une auréole de métamorphisme de contact de 1 à 3 km de large (Mahmood 1980, Cailleux 1985, Boushaba & Cailleux 1992).

Les données stratigraphiques et tectoniques disponibles sur l'encaissant granitique ainsi que les âges radiométriques de 303 à 280 Ma (Giuliani 1982, Mrini 1985, Lagarde 1987, Mrini *et al.* 1992) permettent de situer la mise en place de l'ensemble du pluton de Zaër entre le Westphalo-Stéphanien et le Permien inférieur, ce qui suggère son caractère tardi-orogénique.

PETROGRAPHIE

Les faciès granitiques

Le pluton granitique de Zaër est composé de deux unités pétrographiques distinctes (Fig. 1B) : une unité externe granodioritique à biotite seule, et une unité interne, leucogranitique à deux micas (Mahmood 1980). Selon ce même auteur, l'unité externe montre un faciès périphérique à tendance porphyrique (type I) et un faciès central à tendance grenue isogranulaire (type II). A coté de ces deux faciès principaux, il existe d'autres faciès d'extension limitée et de répartition sporadique comme le granite aplitique d'Aïn El Guernouch et le granite à muscovite seule de la ferme Paquis (Fig. 1). L'ensemble du pluton est localement découpé par un réseau de filons et de filonnets tardifs, composés d'aplo-pegmatite, d'épisyénite feldspathique et de quartz avec ou sans indices de minéralisation à W-Sn-Mo (Giuliani 1982).

Nos propres observations de terrain, portant à la fois sur les caractères pétrographiques du granite ainsi que sur ceux de leurs enclaves (nature, taille, forme...) nous ont amené à distinguer deux faciès au sein des granitoïdes externes : un faciès SW, fortement hybride et très riche en grands xénolites et grosses enclaves microgrenues mafiques (EMM) de forme ovoïde à effilée, et un faciès NE, nettement plus homogène, à rares xénolites et nombreuses petites enclaves de forme généralement arrondie.

L'unité externe à biotite

1. Le faciès SW

Ce faciès forme l'extrémité sud-ouest du pluton ainsi qu'une étroite bande apparaissant à l'ouest, coincée entre l'encaissant schisteux et le granite à deux micas (Fig. 1). Il représente environ 15% de la surface affleurante du pluton (Pl. I, photo a). Le long de ses limites SE à SW le granite présente un contact magmatique intrusif à ondulations décamétriques dans un encaissant schisteux, localement riche en phénoblastes d'andalousite. Par contre, sa limite septentrionale, le mettant en contact avec le granite à deux micas, est rectiligne, d'orientation moyenne N150 à N170 et épouse le cours d'eau de l'oued Demrane-Chbeïka (Fig. 1). Le long de ce dernier s'individualise un "couloir" décamétrique où la roche granitique montre une forte hétérogénéité pétrographique avec une nette orientation

magmatique et une intense déformation (Haïmeur *et al.* 2002).

La roche granitique composant l'essentiel du lobe SW est gris-noire, à texture grenue porphyroïde et renferme de nombreux xénolites et grosses EMM. Au niveau du couloir de Demrane-Chbeïka, elle montre des indices d'une forte hybridation avec une déformation maximale. Trois zones y sont distinguées : des zones sombres, très riches en lambeaux biotitiques "schlierens" (Pl. I, photo c) ; des zones claires, riches en fraction quartzo-feldspathique (Pl. I, photo d) et des zones de mélanges avec des passages brusques des masses sombres vers les masses claires. Aux mêmes endroits, on note la présence de très grosses EMM en forme de galettes effilées ou en fuseau, et dont les grands axes sont orientés parallèlement à la direction générale du couloir. Aussi bien la roche granitique que ses enclaves sont affectées par une déformation post-magmatique dont l'intensité évolue localement du cisaillement ductile à la profonde mylonitisation de la roche.

2. Le faciès NE

Il compose la totalité du lobe NE du pluton de Zaër (environ 45% en surface). La roche est généralement fraîche et nettement plus homogène que celle du SW. Elle est de teinte gris clair à tendance bleutée, avec une variation de la texture entre la bordure et le cœur du lobe, ce qui permet de distinguer un sous-faciès de bordure grenu porphyroïde et un sous-faciès interne grenu grossier (respectivement type I et II de Mahmood 1980). Au niveau du sous-faciès de bordure, la phase porphyroïde est représentée par des cristaux tabulaires de plagioclases (1 à 3 cm) de teinte blanc ivoire, souvent piquetés de biotite. Des xénolites ainsi que des enclaves magmatiques grises à noires, de taille centimétrique et de forme souvent arrondie, y sont présents en assez grande quantité.

A l'échelle microscopique (Tabl. I), les deux faciès SW et NE se composent d'une même association minérale à : biotite rouge, légèrement chloritisée et riche en inclusions (Pl. II, photos b et c), plagioclase à macles polysynthétiques et à zonage fruste (Pl. II, photo a), feldspath potassique (FK) perthitique, quartz interstitiel, cordiérite automorphe et très rare (Pl. II, photo d), et minéraux accessoires (zircons, apatite, ilménite...). Les zones très déformées des granitoïdes SW montrent des plagioclases tordus et diaclisés (Pl. II, photo g) et des biotites recristallisées et regroupées en faisceaux lenticulaires (Pl. II, photo h). Inversement, les proportions de ces phases minérales changent considérablement entre les deux granitoïdes, ce qui se traduit dans le diagramme QAP de Streckeisen (1976) par une nette opposition entre le faciès SW à composition de granodiorite-tonalite et le faciès NE à composition de monzogranite-granodiorite (Fig. 2).

L'unité interne à deux micas

Cette unité correspond à une intrusion de forme elliptique (20 x 13 km) qui recoupe cartographiquement les deux faciès précédents, représentant environ 40 % de la surface affleurante du pluton (Pl. I, photo b). La roche est leucocrate, de teinte gris argenté à gris rosâtre et à texture

Tableau I. Caractères pétrographiques des principaux faciès granitiques du pluton de Zaër.

	<i>Unité externe à biotite seule</i>		<i>Unité interne à 2 micas</i>
	FACIES SW	FACIES NE	
Biotite	(20 à 26 %) automorphe, brun rouge ± chloritisée et déformée	(13 à 22 %) automorphe, rouge, fraîche et riche en inclusions de Zr	(5 à 6 %) xénomorphe, rouge vif, + chloritisation poussée
Muscovite	-	-	(6 à 9 %) 2 générations : MsI & MsII
Plagioclase	(42 à 51 %) automorphe, maclé, zoné, An35-45, accolé par syneusis	(25 à 35 %) zoné, maclé, < An25-30, isolé et accolé	(17 à 25 %) automorphe, maclé, < An25, à zonage discret
Feldspath-k	(6 à 14 %) xénomorphe, à macle perthite ± microclaine + myrmikite	(18 à 28 %) xénomorphe, interstitiel, à macle perthite + Carlsbad	(26 à 33 %) xénomorphe tardif, à macle de perthite + microcline
Quartz	(18 à 27 %) xénomorphe, tardif et ± recristallisé	(23 à 31 %) xénomorphe, en plages continues	(33 à 36 %) xénomorphe, interstitiel, en grandes plages continues
Cordiérite	(< 2 %)	(< 1 %)	-
Magmatique	automorphe, fraîche + inclusions de Bi et Pl	2 variétés : I automorphe magmatique et II héritée	
Andalousite	-	-	(< 0,5 %) automorphe, partiellement transformée en Ms
M. Accessoires	Zr, Apt, Ilm, Sph, Ep, Ch	Zr, Ap, Sph, Hé, Ilm	Zr, Ap, To
M. hérités	Cd, Spn	Cd, Co, Spn	-
Classification (QAP)	Granodiorite-tonalite	Monzogranite-granodiorite	Monzogranite-syéno granite

grenue isogranulaire plus ou moins grossière. Le cœur de l'intrusion présente une parfaite homogénéité pétrographique et une intense arénisation. Vers les bordures, le grain de la roche devient nettement plus fin et montre localement une schistosité intragranitique parallèle au contact, ce qui indique une mise en place forcée. Le contact entre le leucogranite et le granite à biotite est souvent souligné par des filonnets ou des lentilles de pegmatite, avec de grandes gerbes feldspathiques rappelant les stocksheiders fréquemment décrits dans les zones de contacts endogranite-exogranite (Nesen 1981). L'étroite bande ouest du granite à biotite, située au contact immédiat avec ce leucogranite est affectée par une intense altération hydrothermale de type muscovitisation-greiseinisation, ce qui atteste que la mise en place du magma leucogranitique à été accompagnée d'une importante émanation de fluides hydrothermaux.

Par ailleurs, le leucogranite à deux micas est pratiquement dépourvu d'enclaves, à l'exception de quelques blocs métriques de granite à biotite observés vers sa bordure méridionale. Ces blocs, signalés également par Mahmood (1980) et Giuliani (1982), ont plutôt la signification de xénolites, c'est-à-dire de fragments de roches encaissantes (ici le granite à biotite) arrachés par le magma leucogranitique durant son dernier stade de mise en place.

Pétrographiquement, les leucogranites internes se distinguent des granitoïdes externes par une paragenèse à deux micas (Tabl. I). Les biotites sont rares et à caractères optiques nettement bien distincts de ceux des biotites des granites externes. La muscovite montre une génération primaire dominante par rapport à une deuxième génération d'origine secondaire, résultant de la transformation des FK

ou de la biotite (Pl. II, photo f). Par leurs teneurs en minéraux clairs, avec une prédominance des FK par rapport aux plagioclases, les granitoïdes internes s'étalent sur les champs des monzogranites et des syéno granites (Fig. 2).

Les enclaves

L'unité granitique externe de Zaër renferme un cortège d'enclaves qu'on peut considérer comme étant le plus riche et le plus varié de tous les granitoïdes du Maroc central. En adoptant la terminologie proposée par Didier & Barbarin (1991), différents types et variétés d'enclaves ont été distingués au sein des deux faciès SW et NE.

Les enclaves du faciès SW

La plus grande concentration d'enclaves de la granodiorite-tonalite du SW se trouve le long du couloir de l'oued Demrane-Chbeïka et au niveau de la localité de Sidi Mohamed El Kébir (Fig. 1). On y distingue des xénolites, des schlierens et des enclaves microgrenues mafiques (EMM).

1. Les xénolites

Trois variétés principales de xénolites ont été repérées : des xénolites gris vert tachetés (Xgvt) ; des xénolites gris vert rubanés (Xgvr) ; et des xénolites gris à veinules blanchâtres (Xgvb). Les caractères morphologiques et pétrographiques de ces xénolites sont présentés dans le tableau II.

Les xénolites gris vert tachetés (Xgvt) montrent une matrice granoblastique composée de grains de quartz, paillettes de muscovite, cristaux imbriqués de feldspaths et rares cordiérites. Sur cette matrice se détachent des faisceaux

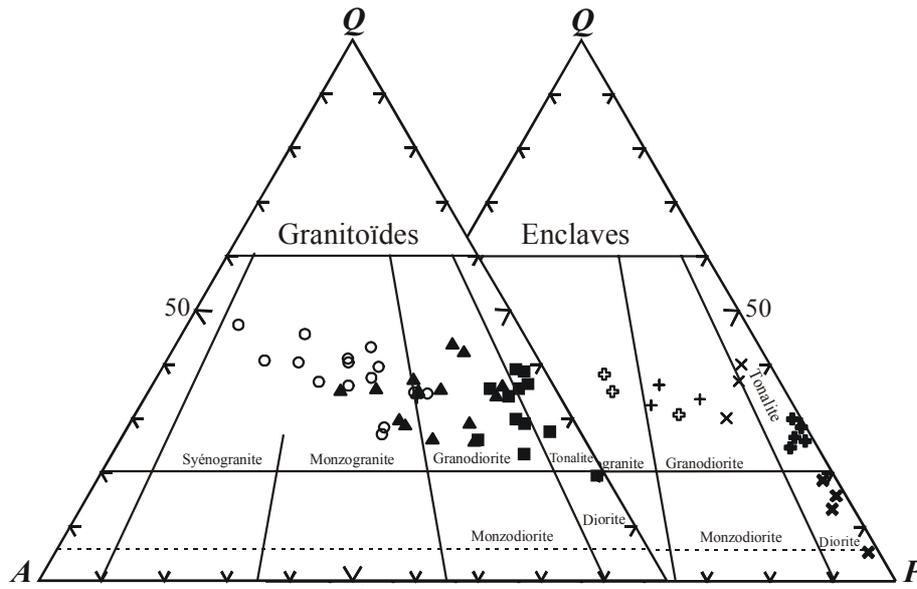


Figure 2. Granitoïdes et enclaves magmatiques de Zaër sur le diagramme QAP de Streckeisen (1976).

UNITE EXTERNE	
Granitoïdes à biotite	
■	Granodiorite-tonalite du SW
▲	Monzogranite-granodiorite du NE
Enclaves microgrenues	
✕	Gabbro-diorite (EMMcD) — SW
⊕	Tonalite (EMMop) — SW
⊕	Monzogranite-granodiorite (EMF) — NE
✕	Granodiorite-tonalite (EMMnb) — NE
+	Granodiorite (EMMcS) — NE
UNITE INTERNE	
○	Leucogranite à deux micas

Légende pour toutes les figures de cette note

des faisceaux lenticulaires de biotites rouges partiellement pseudomorphosées en paquets de sillimanite fibreuse, et des phénoblastes d'andalousite en sections rectangulaires ou carrées, systématiquement moulées et corrodées par des paquets de sillimanite fibreuse (Pl. III, photos a et b). Le cœur de ces andalousites, riche en inclusions de biotite, quartz et opaques, montre un zonage discret traduisant une croissance par nourrissage progressif. Des roches schisteuses appartenant à l'aurole du métamorphisme de contact montrent des compositions pétrographiques et texturales identiques à celles de ces xénolites, ce qui laisse envisager l'origine très superficielle des Xgvt.

Les xénolites gris vert rubanés (Xgvr) présentent un aspect corné et une organisation en bandes parallèles plus ou moins tordues (Pl. I, photo f). On y distingue des niveaux vert bouteille composés de plages continues de cordiérite pinitisée et parsemée de grains d'opaques et d'aiguilles de biotite, et des niveaux noirs luisants constitués d'un enchevêtrement de micropaillettes de biotite rouge, à clivage grossier, auxquelles s'associent des grains d'hématite ainsi que de nombreux minéraux accessoires (apatite, zircon, sphène). Les deux niveaux sont localement traversés par des traînées blanc grisâtre de composition quartzo-feldspathique. Le rubanement de cette variété de

xénolites serait en relation avec une certaine variation lithologique de la roche initiale.

Les xénolites gris à veinules blanchâtres (Xgvb) (Pl. I, photo e) montrent un fond composé de grains polygonaux et jointifs d'albite, d'orthose perthitique, de cordiérite plus ou moins pinitisée, de fines paillettes déchiquetées de muscovite, et de rares grains interstitiels de quartz. Sur ce fond s'étale une trame micacée assez dense (30 à 40 %) composée de biotite rouge partiellement chloritisée et chargée d'inclusions de zircons. Localement, la trame biotitique est percée par de grandes muscovites (1 à 4 mm) à contour irrégulier et contenant des reliques de biotite et de corindon (Pl. III, photo e). Ce dernier se présente en îlots plus ou moins continus et à très forte réfringence. L'ensemble du fond sombre de la roche est traversé par des veinules claires, plus ou moins anastomosées. Ces veinules changent de densité d'un xénolite à un autre et peuvent parfois se développer en microlentilles assez larges (3 à 5 mm). Celles-ci sont composées de grains polygonaux et jointifs de plagioclase, d'orthose, de quartz et quelques rares aiguilles de biotite. Ces veinules et microlentilles quartzo-feldspathiques correspondraient à des exsudats d'une fusion partielle de ces xénolites qui auraient une origine relativement profonde.

2. Les schlierens

Les schlierens sont rares et se rencontrent le long du couloir de Demrane-Chbeïka au niveau du contact de la granodiorite-tonalite avec le leucogranite à deux micas. A cet endroit, la roche granitique est très fortement hybride et les schlierens apparaissent en lambeaux plus ou moins étirés, de couleur noire foncée, et de taille décimétrique (Pl. I, photo c). Ils sont composés d'une trame très épaisse de biotite brun-rouge à brun-verdâtre, souvent tordue et riche en inclusions de zircon. Entre les masses biotitiques apparaissent des agrégats de plagioclases maclés albite et d'aspect trouble, auxquels s'associent de très rares cristaux de quartz et de minuscules grains d'opaques. Par leur

Tableau II. Principaux caractères morphologiques et pétrographiques des xénolites et enclaves des granitoïdes de Zaër.

<i>Type</i>	<i>Variété</i>	<i>Morphologie</i>	<i>Caractères macroscopiques</i>	<i>Caractères microscopiques</i>
Granodiorite-tonalite du SW				
Xénolite	Gris vert tacheté (Xgvt)	Panneau carré à rectangulaire, contour irrégulier et contact franc, taille : 50 x 30 cm.	Structure cornée, grain très fin avec traînées rougeâtres et tâches blanc rosâtre.	Texture grano- à porphyroblastique, à Qz + Pl + Bi + Ms + Cd + Op + Sil, phénoblastes d'And transformée en Bi + Sil + Cd + Op.
	Gris vert rubané (Xgvr)	Baguette rectangulaire tordue, à contact net avec le granite, taille : 35 x 15 cm.	Structure massive et rubanée avec des niveaux verts et noirs + des veinules blanchâtres.	Texture granoblastique : niveau vert à Cd + Bi + Op, et niveau noir à Bi + (Ap + Zr + Sph). Les veinules claires sont à Pl + FK+Bi.
	Gris à veinules blanches (Xgvb)	Bloc rectangulaire à angles arrondis, contact net, taille : 60 x 40 cm.	Structure cornée avec présence de So discrète et traînées anastomosées blanchâtres.	T. grano à lépidoblastique à Pl + Or + Qz + Bi + Cd + Ms à reliques de Co + Bi + veinules blanchâtres à Qz + Or + Ab + Bi.
Schlieren		Lambeau lenticulaire, noir, contour sinueux, contact diffus, taille : 60 x 30 cm.	Structure massive avec faible schistosité et présence de petites amandes centimétriques grises.	Texture lépidoblastique à Bi dominante + Pl + Qz ; les amandes grises correspondent à des groupements de Pl ± Op.
Enclave microgrenue mafique	Enclave à contour denté (EMMcD)	En galette ovoïde, métrique, contour onduleux et denté, contact diffus (< 5 mm).	Massive à rares cristaux de Pl (< 1 cm) avec microfractures injectées de granite en bordure.	T. microdoléritique à Bi (17 %) + Hb(21 %) + Pl _{An55} (48 %) + Qz (9 %) + Or (2 %) + Sph (3 %) + Ep + Ap + Agrégats de Pl
	E. ovoïde à phénocristaux (EMMOp)	Ovoïde à étirée en fuseau, décimétrique à métrique, contour régulier contact franc.	Déformée et schistosée avec une forte richesse en phénocristaux de plagioclases (< 2 cm).	T. microgrenue; Bi (21 %) + Hb (12 %) + Pl _{An35} (46 %) + Qz (16 %) + Or (3 %) + Sph (2 %) + Ap + Pl en petits "groupements".
Monzogranite-granodiorite du NE				
Xénolite	Noir à veinules blanches (Xnvb)	Anguleux, rectangulaire, contact net, contour rectiligne, taille : 20 x 10 cm	Structure cornée, grain fin, couleur noire avec traînées et microlentilles blanchâtres.	Texture hétérogène : fond granoblastique à Ab + Qz + Bi + Ms + Co + Acc et niveaux clairs à Or + Ab + Qz ± Bi.
	Gris noir uniforme (Xgnu)	Anguleux et de forme tabulaire, contact net, contour régulier, taille : 10 x 8 cm.	Structure cornée, couleur noire et aspect luisant, grain fin avec rares petites tâches vertes (< 1 mm).	Fond grano à lépidoblastique ± orienté à Pl + Qz + Cd + Bi + Ms, avec Ms à reliques de Co + Spn + Hm + Ap + Zr + Op.
Restite		En amandes (< 5 cm), noire et d'aspect luisant, contour déchiqueté et contact flou.	Structure cornée, avec légère zonation où le cœur apparaît plus grenu et plus clair que la bordure.	T. granoblastique, Bi abondante (> 50 %) vers le cœur composition à Bi (40 %) + Pl + Qz + Co + Cd + Spn + Ms + Op.
Schlieren		En bandes allongées, teinte noire, contour fourchu et contact diffus.	Structure microgrenue hétérogène avec des zones sombres et riches en biotites et des zones claires.	Texture lépidoblastique à microgrenue, à Pl + Or + Qz + Bi en trame dense (25 à 70 %) + Accessoires (Ap + Zr).
Enclave m. felsique	EMF	Arrondies, contour régulier et contact diffus sur quelques millimètres, taille < 20 cm.	Structure très fine, teinte gris claire, très riches en biotite et petits cristaux de Pl (< 5 mm).	Texture microgrenue à Bi (14 %) + Pl _{An28} (28 %) + Or (20 %) + Qz (28 %) + Acc (Zr dans biotite, Ap aciculaire + Op).
Enclave microgrenue mafique	Enclaves à nids biotitiques (EMMnb)	Arrondie à ovoïde, contour régulier à lobé, contact net à diffus taille < 50 cm.	Fond fin et gris, avec tâches noires (< 5 mm), grains globuleux de Qz (< 5 mm) et de Pl (< 1 cm).	T. microdoléritique à Bi (20 %) + Pl _{An45} (41 %) + Qz (29 %) + Or (10 %) + Accessoires (Ap + Sph) + "nids" de Bi.
	Enclaves à couronne siliceuse (EMMcS)	Arrondie, contour régulier et contact net souligné par couronne siliceuse, t. < 1m.	Massive, grise, apparaissant en relief et parfois entourées d'anneau de granite clair : halo felsique.	T. sub-doléritique à Bi (20 %) + Pl _{An40} (38 %) + Or (15 %) + Qz (27 %) + Zr + Ap aciculaire + ocelles de Qz et Pl.

composition et leur localisation, ces schlierens correspondraient à des produits de la dislocation de niveaux biotitiques et plagioclasiques (*layering*) formés au niveau des parois de la chambre magmatique.

3. Les enclaves microgrenues

Les enclaves microgrenues sont abondantes et correspondent essentiellement à des EMM. Deux variétés ont été distinguées : des EMM à contour denté (EMMc_d) (Pl. I, photo h) et des EMM ovoïdes à phénocristaux de plagioclase (EMM_o) (Pl. I, photos g et i). Leurs principaux caractères morphologiques et pétrographiques sont portés dans le tableau II.

Les EMM_d se caractérisent par une texture microdoléritique fine (0,3 à 0,5 mm) et une forte richesse en ferro-magnésiens. Le fond de la roche est composé de lattes enchevêtrées de plagioclases maclés, zonés et à composition d'andésine-labrador, de grains de quartz, et de rares plages interstitielles de FK perthitique. Sur ce fond s'étale une trame assez dense d'hornblende verte et de biotite. L'hornblende se présente soit en paillettes isolées et à contour déchiqueté (Pl. III, photo h), soit en "nids" (2 à 3 mm de diamètre) associant plusieurs cristaux d'hornblende et de biotite (Pl. III, photos i et j). Certaines hornblendes renferment des inclusions de plagioclase et d'apatite, alors que d'autres, plus rares, renferment des reliques d'un ancien pyroxène entièrement transformé, ce qui laisse envisager pour cette variété d'EMM une paragenèse minérale primaire à amphibole et pyroxène. L'enclave est riche en minéraux accessoires (apatite, sphène, épidote et opaques). A cette même variété d'EMM peut être rattachée la méga-enclave de Sidi Mohamed El Kébir, signalée et décrite pour la première fois par Mahmood (1980). De par leur composition pétrographique, les EMM_d correspondent à des gabbros-diorites (Fig. 2).

Les EMM_o présentent une texture finement grenue (0,2 à 0,6 mm) porphyrique (1 à 2 cm). Elles sont de forme ovoïde à effilée et orientées parallèlement à la fabrique magmatique de la roche-hôte. La schistosité pénétrative plus ou moins intense qui affecte cette dernière semble se continuer dans les enclaves parallèlement à leur grand axe. La même orientation magmatique enregistrée à la fois par les EMM et leur matrice granitique indique une pénécotemporanéité des deux magmas acide et basique et leur mise en place sous le même régime de contraintes régionales. En outre, la schistosité affectant les deux roches impliquerait la poursuite de ces contraintes après le stade magmatique.

A la différence des EMM_d, les EMM_o apparaissent plus pauvres en hornblende, plus riches en biotite et à plagioclases moins basiques. Elles sont en outre assez riches en phénocristaux de plagioclase se présentant souvent en "groupements" de plusieurs individus, de la même manière que ce qui a été décrit dans le granite-hôte (Pl. II, photo e). Elles sont par ailleurs, très chargées en fines aiguilles d'apatite montrant parfois des formes en peigne de cheveux (Pl. III, photo c). Enfin, par leurs proportions modales en quartz, relativement plus élevées, elles correspondent à des tonalites (Fig. 2).

Les enclaves du faciès NE

Le cortège d'enclaves du monzogranite-granodiorite NE montre des variations morphoscopiques et pétrographiques très significatives par rapport à celui de la granodiorite-tonalite SW. Il se compose des mêmes variétés mais qui présentent des tailles nettement plus réduites (< 50 cm). Les xénolites et les schlierens sont assez rares et nettement plus concentrés vers les bordures, les enclaves surmicacées ou restites sont assez fréquentes, de très petite taille et de répartition large. Les enclaves microgrenues sont de forme plutôt arrondie, de teinte grise et leur fréquence augmente vers le cœur du lobe NE.

1. Les xénolites

Deux types de xénolites ont été distingués : des xénolites noirs à veinules blanchâtres (X_{nvb}) et des xénolites gris noir uniformes (X_{gnu}). Leurs caractères macroscopiques sont consignés dans le tableau II.

Les xénolites noirs à veinules blanchâtres (X_{nvb}) sont presque identiques aux X_{gvb} du SW, à l'exception de leur couleur, nettement plus foncée. On y observe un fond granoblastique à albite-quartz-cordiérite-biotite-muscovite-corindon, et des microveinules de nature quartzo-feldspathique s'élargissant localement en lentilles millimétriques (Pl. III, photo f). Aussi, leur texture et leur composition traduisent-elles une recristallisation de la roche initiale avec des signes de fusion partielle (Maury & Didier 1991).

Les xénolites gris-noirs uniformes (X_{gnu}) sont de forme anguleuse (Pl. I, photo j), d'aspect corné et montrent une texture granoblastique à lépidoblastique orientée. Pourtant, leur composition ne diffère pas fondamentalement de celle des xénolites précédentes. On y observe un fond à plagioclase maclé, biotite fraîche, cordiérite jaune verdâtre partiellement pinitisée et quartz rare, et de larges paillettes de muscovite à contour déchiqueté qui englobent des îlots de corindons à reliques de biotite (Pl. III, photos c et d). A ces corindons sont étroitement associés muscovites, cordiérites, spinelles et hématites.

2. Les enclaves surmicacées ou restites

Les enclaves surmicacées sont de très petite taille (< 5 cm) et de couleur noire, ce qui rend leur observation difficile. Elles montrent un aspect uniforme, un éclat luisant et sont composées d'une trame dense de biotite (> 50 %) en fines aiguilles (0,1 à 0,2 mm) fraîches et de couleur rouge vif (Pl. III, photo g). Entre les mailles de la trame biotitique apparaît un fond limpide composé de plagioclase maclé et rares grains de quartz. Localement, le fond limpide peut être envahi par de minuscules grains d'opaques et de fines aiguilles d'apatite. Ces restites pourraient correspondre soit à des termes plus évolués de la fusion partielle des xénolites précédents (X_{nvb} et X_{gnu}) soit à des résidus de fusion d'autres matériaux probablement d'origine plus profonde.

3. Les schlierens

Ils sont essentiellement observés près de la bordure nord et NE du pluton, en forme de lits plus ou moins disloqués et tronqués aux extrémités. Ils sont d'aspect moins sombre que ceux du SW, en raison de la densité faible de leur trame biotitique. On y observe un fond granitique à quartz et

feldspaths recouvert par une trame assez lâche de biotite rouge, subautomorphe et riche en inclusions de zircon, apatite et opaque. Localement, les biotites sont intensément chloritisées.

4. Les enclaves microgrenues

Parmi les enclaves microgrenues du NE, on a distingué une variété felsique (EMF) et deux variétés mafiques (EMM), l'une à nids biotitiques (EMMnb) (Pl. I, photo l) et l'autre à couronne siliceuse (EMMcs) (Pl. I, photo k). Les principaux caractères pétrographiques de ces enclaves sont indiqués dans le tableau II.

Les EMF montrent une texture finement grenue (1 à 2 mm), une composition équivalente à celle du granite-hôte, avec cependant des proportions modales nettement bien différentes. Les apatites de ces EMF se caractérisent par une forme aciculaire, à la différence de celles du granite qui présentent une forme plutôt trapue, ce qui traduit leur cristallisation sous des conditions de refroidissement rapide (Argiola 1978, El Amrani & El Mouraouah 1988). Ainsi, ces EMF correspondraient-elles à des bordures figées du magma granitique disloquées et reprises par le même magma au cours de sa montée et sa mise en place (Didier 1973, Didier & Barbarin 1991).

Les EMMnb présentent une texture microdoléritique fine (0,2 à 0,4 mm) et se composent de plagioclase (andésine-labrador), biotite brune légèrement chloritisée, FK et quartz de cristallisation tardive. Cette variété d'EMM se distingue par sa richesse en petites concentrations biotitiques en "nids" sub-arrondis (2 à 4 mm de diamètre) associant plusieurs biotites entrecroisées et entre lesquelles s'insèrent quelques grains d'opagues. La présence au sein de ces "nids" de reliques d'anciens minéraux complètement pseudomorphosés laisse envisager leur développement aux dépens d'anciennes amphiboles. Ces enclaves sont riches en zircon, épidote, sphène et apatite. Cette dernière se présente en très fines aiguilles pouvant atteindre 0,6 mm de long.

Les EMMcs présentent une texture sub-doléritique fine (0,4 à 0,6 mm) et se composent de plagioclase (oligoclase-andésine), biotite rouge vif, FK perthitique et quartz interstitiel montrant une extinction par petites zones d'environ 2 mm de diamètre. Vers la bordure de l'enclave, le quartz devient plus abondant et se présente en grandes plages continues qui cimentent les autres constituants.

Par ailleurs, les deux variétés d'EMM du NE montrent, à un degré variable, un grand nombre d'indices pétrographiques traduisant leurs interactions avec leur granite-hôte. Ces interactions consistent en des échanges chimiques (diffusion d'éléments chimiques) et mécanique (transfert de minéraux et de microfragments de roche) entre les deux roches (Pl. IV, photos a à j). Parmi ces indices d'échanges, d'ailleurs assez largement décrits en contexte de mélanges magmatiques acide-basique (e.g. Didier & Barbarin 1991), on note :

– *Les bordures silicifiées.* Les EMMcs, plus particulièrement, se caractérisent par une importante silicification de leur bordure, ce qui rend l'enclave très résistante à l'altération et la laisse apparaître nettement en

relief par rapport à son granite-hôte. Cette silicification est due au transfert de la silice, selon un gradient chimique, du granite vers l'enclave, transfert qui débute dès la mise en contact des deux magmas acide et basique et qui s'opère par voie de diffusion et de migration en phase fluide (Maury & Bizouard 1974, Fourcade & Allègre 1981).

– *Les halos felsiques.* Quelques unes des EMM du NE apparaissent entourées par une frange granitique de 1 à 5 mm de largeur, nettement plus claire que le reste du granite ; c'est ce qui est souvent décrit sous le terme de "halo felsique" (Belin 1988, El Amrani 1994 et 1996). Au microscope, les halos felsiques se composent principalement d'une association étroite de quartz et de FK, avec quelques plagioclases et très rares biotites. Là aussi, on admet le rôle joué par les processus de diffusion et de migration d'éléments chimiques à travers l'interface granite-enclave. Selon Watson & Jurewicz (1984) et Zorpi (1988), lors du mélange, Fe, Mg, K, Rb, Ba peuvent migrer, à très faible échelle, de la roche acide vers la masse basique, ce qui explique la cristallisation massive de la biotite et des minéraux accessoires dans l'enclave et l'appauvrissement du halo granitique en minéraux ferro-magnésiens.

– *Les ocelles de quartz.* Ils correspondent à des grains globuleux de quartz, en forme de petites "billes" (diamètre < 5 mm), de teinte grise à translucide, et qui apparaissent souvent en relief par rapport à la surface de la roche. Au microscope, ils sont composés d'un seul ou de plusieurs grains de quartz dont la bordure est souvent tapissée par des aiguilles de biotites et/ou d'amphiboles (Pl. IV, photos d et e). Ces ocelles de quartz sont fréquemment décrits dans les EMM des granitoïdes calco-alkalins d'origine hybride (Zorpi 1988, Barbarin 1991, Bouchet 1992, El Amrani 1994). Quant à leur origine, les avis restent encore partagés. Selon Angus (1971) et Vejnar (1975), ils seraient formés par hybridation métasomatique dans les cavités de la roche basique déjà cristallisée. Pour Maury & Bizouard (1974), Didier (1987) et Bussy & Ayrton (1990), ils correspondraient à des xénocristaux d'origine granitique. La couronne de ferro-magnésiens qui les entoure serait dans ce cas là, de nature réactionnelle et synchrone de la résorption partielle du quartz.

– *Les xénocristaux.* Ils correspondent à des phases minérales qui seraient transférées par échange mécanique entre l'enclave et son granite-hôte. Dans la pratique, ce sont surtout les xénocristaux d'origine granitique introduits dans les enclaves qui sont faciles à repérer. L'exemple le plus fréquemment décrit est celui des xénocristaux de feldspaths granitiques qui s'observent à l'intérieur des enclaves où même à cheval sur l'interface granite-enclave. Parmi les xénocristaux détectés dans les EMM du NE de Zaër : des plagioclases, soit en cristaux isolés automorphes (< 1 cm), maclés et zonés, soit en "groupements" (1 à 1,5 cm) de plusieurs individus (Pl. IV, photos f et h) ; des biotites en grandes paillettes coexistant avec les petites paillettes et aiguilles de biotites propres à l'EMM (Pl. IV, photo a) ; des apatites en prisme, trapues, typiquement granitiques qui se trouvent côte à côte avec les apatites aciculaires de l'enclave (Pl. IV, photo b) et des zircons de type S3-4 dans l'enclave à zircons de type S14 (Pl. IV, photo i).

– *Les microfragments de roche.* Au niveau de la bordure de certaines EMM, ont été repérés des microfragments de roche (4 à 10 mm) d'origine granitique. Dans une seule EMM, ont été observés également des microlambeaux (< 5 mm) d'une matrice cordiéritique parsemée de grains de corindon et spinelle vert, rappelant ceux précédemment décrits dans les xénolites Xn**v** et Xgn**u** (Pl. IV, photo g). Ceci montre, d'une part, que les transferts mécaniques intervenant lors des mélanges magmatiques ne se limitent pas uniquement à des phases minérales isolées mais peuvent intéresser des fragments de roches de plus grande taille. D'autre part, les lambeaux de xénolites à corindon et spinelle, observées dans les EMM, montrent que cette variété de xénolites serait d'origine vraisemblablement assez profonde puisqu'elle existait dans le magma granitique avant le début des mélanges magmatiques acide-basique.

L'ensemble de ces échanges chimiques et mécaniques, assez fréquents entre les EMM du NE et leur granite-hôte, aurait contribué d'une manière importante à la réduction des contrastes pétrographiques entre les deux roches acide et basique. De ce fait, les EMM du faciès NE affichent une composition tonalitique (Fig. 2), traduisant notamment leur enrichissement en quartz, par rapport aux EMM du faciès SW.

MINERALOGIE

Les principales phases minérales des granites et enclaves de Zaër ont fait l'objet d'analyses ponctuelles à la microsonde

électronique de l'Université de Clermont-Ferrand (France), ce qui a permis de les caractériser, d'estimer leurs conditions de cristallisation et de suivre leur évolution au cours des processus de mélange

La biotite

Minéral omniprésent dans tous les faciès granitiques ainsi que dans les xénolites, restites, schlierens et enclaves microgrenues, il présente différentes textures et des caractères optiques assez variables d'une roche à l'autre. Sur le plan chimique, des variations notables sont enregistrées entre les différentes populations des biotites analysées (Tabl. III & IV).

Dans l'ensemble, il s'agit de biotites (s.s.) avec un rapport XFe compris entre 0,45 et 0,88 (Fig. 3). Dans le détail, les biotites des granitoïdes externes sont plus magnésio-titanifères et moins ferro-alumineuses que celles des granitoïdes internes. En outre, les biotites de la granodiorite-tonalite du SW s'avèrent moins alumineuses et plus magnésiennes que celles du monzogranite-granodiorite du NE.

Par ailleurs, les biotites des xénolites à corindon et spinelle se distinguent par une composition fortement ferrifère et moyennement alumino-magnésienne, alors que les biotites des EMM présentent des compositions presque identiques à celles de leurs granitoïdes-hôtes, avec toutefois une différenciation claire entre la composition des biotites des EMM du SW et du NE.

Tableau III. Analyses chimiques et formules structurales (22 oxygènes) des biotites des granitoïdes de Zaër (voir lieu et conditions d'analyses en annexe).

Faciès	Granodiorite-tonalite du SW (Z.2-8)					Monzo-granodiorite du NE (Z.1-5)					Leucogr à 2 micas (Z.1-7)			
	N° Anly	20	21	22	23	34	1	2	5	10	11	41	42	46
SiO ₂	35,80	36,73	36,13	36,52	36,95	36,00	35,31	35,08	35,50	34,67	33,80	33,93	35,45	35,29
TiO ₂	3,32	3,76	2,95	3,71	3,74	3,31	3,45	3,51	3,40	3,30	2,78	2,68	2,09	2,43
Al ₂ O ₃	15,11	15,11	14,81	15,42	14,96	17,38	17,19	17,38	17,90	17,25	20,63	21,13	20,49	20,99
FeO*	20,54	19,88	20,90	20,85	20,29	20,54	20,53	20,71	19,99	21,22	24,28	24,33	22,97	23,66
MnO	0,31	0,32	0,38	0,33	0,24	0,48	0,50	0,44	0,43	0,47	0,94	0,85	0,87	0,76
MgO	10,46	10,44	9,99	9,50	10,20	8,47	8,33	8,44	8,20	8,32	2,26	2,13	2,11	1,80
CaO	0,00	0,02	0,02	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00
Na ₂ O	0,13	0,15	0,08	0,09	0,06	0,09	0,14	0,14	0,07	0,14	0,03	0,14	0,03	0,04
K ₂ O	9,65	9,72	9,61	9,68	9,60	9,71	9,21	9,37	9,56	9,38	9,26	9,36	9,42	9,44
F	0,00	0,19	0,52	0,19	0,29	0,69	0,48	0,55	0,50	0,42	1,82	1,27	2,01	1,44
Total	95,32	96,31	95,38	96,30	96,32	96,67	95,13	95,63	95,55	95,20	95,79	95,82	95,46	95,86
Si	5,521	5,586	5,605	5,577	5,624	5,492	5,462	5,413	5,452	5,390	5,362	5,347	5,594	5,524
Al (IV)	2,479	2,414	2,395	2,423	2,376	2,508	2,538	2,587	2,548	2,610	2,638	2,653	2,406	2,476
Al (VI)	0,268	0,294	0,312	0,352	0,307	0,617	0,597	0,574	0,693	0,551	1,219	1,271	1,405	1,397
Ti	0,385	0,430	0,344	0,426	0,428	0,380	0,401	0,408	0,392	0,386	0,332	0,318	0,247	0,287
Fe	2,649	2,528	2,712	2,663	2,583	2,621	2,656	2,672	2,568	2,759	3,221	3,207	3,031	3,097
Mn	0,041	0,041	0,049	0,042	0,031	0,062	0,065	0,058	0,055	0,062	0,126	0,113	0,116	0,101
Mg	2,405	2,367	2,311	2,162	2,314	1,925	1,919	1,941	1,878	1,929	0,535	0,501	0,495	0,419
Ca	0,000	0,004	0,003	0,005	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,004	0,000
Na	0,039	0,043	0,024	0,027	0,017	0,026	0,040	0,043	0,022	0,043	0,010	0,042	0,010	0,013
K	1,903	1,889	1,906	1,890	1,868	1,895	1,821	1,849	1,877	1,864	1,879	1,886	1,901	1,889
F	0,000	0,091	0,247	0,090	0,136	0,328	0,226	0,259	0,238	0,202	0,865	0,604	0,958	0,684
Total	15,691	15,688	15,909	15,658	15,686	15,854	15,727	15,804	15,723	15,799	16,187	15,941	16,166	15,888
XFe	0,524	0,517	0,540	0,552	0,527	0,576	0,580	0,579	0,578	0,588	0,858	0,865	0,860	0,881

Tableau IV. Analyses chimiques et formules structurales (22 oxygènes) des biotites des enclaves des granites de Zaër.

Type	Enclaves microgrenues mafiques du SW						Enclaves microgrenues mafiques du NE						Xénolite de NE	
Variété	EMMop (Z.1-10b)			EMMcD (Z.1-11b)			EMMcS (Z.1-2b)			EMMnb (Z.1-4f)			Xgnu (Z.2-1c)	
N° Anly	11	15	41	7	90	93	71	76	77	53	67	68	18	19
SiO ₂	36,63	36,12	36,60	37,31	36,99	37,13	36,67	35,46	35,72	35,84	35,72	35,58	32,92	33,11
TiO ₂	3,11	2,88	2,58	3,12	2,98	3,09	3,45	3,35	3,41	3,46	3,36	3,62	2,96	2,78
Al ₂ O ₃	14,95	15,09	15,17	14,92	14,89	15,07	16,21	17,26	17,27	16,97	16,82	16,92	19,69	20,19
FeO*	20,14	20,19	20,03	18,23	18,51	18,31	20,42	21,28	20,95	21,13	20,97	19,95	24,28	23,95
MnO	0,22	0,23	0,21	0,14	0,21	0,18	0,40	0,39	0,44	0,39	0,45	0,47	0,33	0,36
MgO	10,70	10,57	10,50	12,38	12,39	12,33	9,36	8,82	8,75	8,87	8,65	8,91	5,37	5,20
CaO	0,03	0,02	0,01	0,01	0,05	0,04	0,03	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,03	0,06
Na ₂ O	0,04	0,16	0,17	0,21	0,14	0,11	0,19	0,13	0,15	0,13	0,09	0,12	0,17	0,02
K ₂ O	9,57	9,49	9,43	9,48	9,42	9,72	9,57	9,57	9,73	9,59	9,80	9,66	9,82	9,72
F	0,47	0,00	0,19	0,26	0,12	0,05	0,43	0,59	0,50	0,80	0,38	0,67	0,00	0,00
Total	95,86	94,72	94,89	96,08	95,69	96,03	96,73	96,86	96,95	97,19	96,23	95,90	95,56	95,38
Si	5,615	5,584	5,642	5,630	5,608	5,604	5,568	5,417	5,441	5,461	5,481	5,467	5,166	5,186
Al ^(IV)	2,385	2,416	2,358	2,370	2,392	2,396	2,432	2,583	2,559	2,539	2,519	2,533	2,834	2,814
Al ^(VI)	0,315	0,334	0,400	0,284	0,268	0,286	0,468	0,525	0,542	0,509	0,522	0,532	0,810	0,912
Ti	0,359	0,334	0,299	0,355	0,340	0,351	0,394	0,385	0,390	0,397	0,387	0,418	0,350	0,328
Fe	2,582	2,610	2,583	2,301	2,347	2,311	2,593	2,718	2,669	2,693	2,691	2,563	3,186	3,136
Mn	0,029	0,029	0,027	0,018	0,027	0,023	0,052	0,050	0,057	0,050	0,059	0,061	0,044	0,048
Mg	2,444	2,435	2,414	2,784	2,799	2,774	2,119	2,008	1,986	2,014	1,979	2,042	1,256	1,212
Ca	0,005	0,004	0,002	0,002	0,008	0,007	0,005	0,002	0,004	0,003	0,000	0,000	0,004	0,010
Na	0,012	0,048	0,052	0,061	0,041	0,031	0,057	0,038	0,044	0,038	0,026	0,037	0,052	0,004
K	1,875	1,875	1,860	1,829	1,826	1,875	1,857	1,868	1,895	1,868	1,922	1,897	1,972	1,946
F	0,225	0,000	0,090	0,126	0,057	0,023	0,204	0,281	0,238	0,382	0,181	0,318	0,000	0,000
Total	15,845	15,668	15,726	15,759	15,713	15,680	15,750	15,877	15,825	15,953	15,766	15,867	15,674	15,596
XFe	0,514	0,517	0,517	0,452	0,456	0,455	0,550	0,575	0,573	0,572	0,576	0,557	0,717	0,721

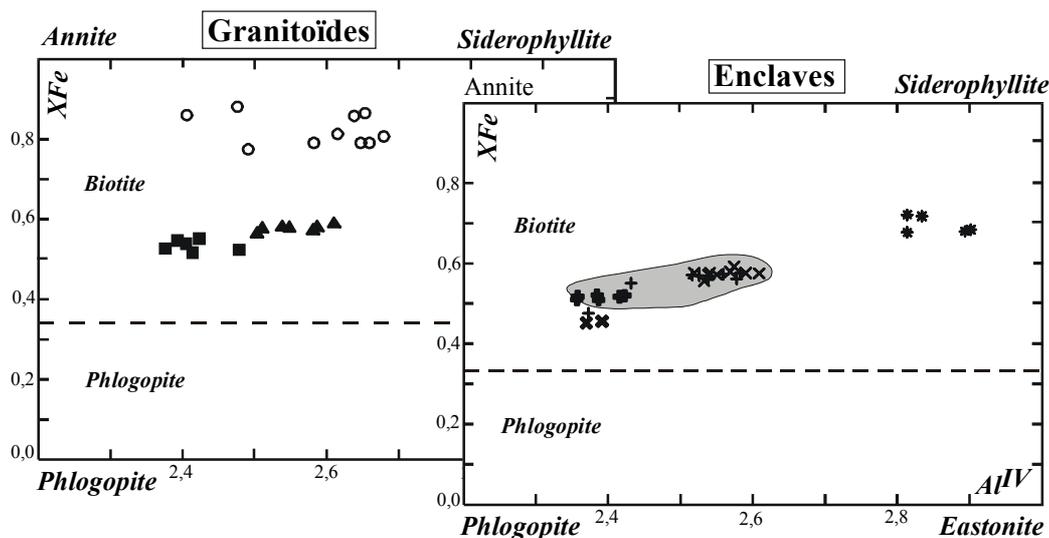


Figure 3. Positions des biotites des granitoïdes et enclaves de Zaër dans le diagramme XFe vs Al^{IV} de Deer *et al.* (1983). Même légende que dans Fig. 2. En grisé, champ de répartition des biotites des granites à biotite seule.

L'examen de ces compositions, d'ailleurs très peu contrastées, sur la base des travaux de Wonès & Eugster (1965) et Robert (1981), ne permet qu'une distinction grossière entre deux grands lots :

– biotite des granites externes + EMM

$$T = 750 \text{ à } 800 \text{ °C} ; \text{LogfO}_2 = -15 \text{ à } -13$$

– biotite des leucogranites internes

$$T = 650 \text{ à } 700 \text{ °C} ; \text{LogfO}_2 = -18 \text{ à } -16$$

Les températures obtenues apparaissent plus faibles par comparaison avec les résultats des travaux expérimentaux de Clemens & Wall (1981) qui fixent la limite d'apparition de la biotite à 850°C. Toutefois, ces valeurs, qui restent à caractère indicatif, concordent avec celles obtenues sur d'autres biotites appartenant à d'autres granitoïdes calco-alcalins du Maroc (Boutaleb 1988, Gasquet 1991, Boushaba, 1996), de l'Europe de l'Ouest (Neiva 1981, Galan 1987, Rossi & Cocherie 1991) et de l'Amérique du Nord (Dodge *et al.* 1969).

Sur le plan typologique, les deux diagrammes proposés respectivement par Nachit *et al.* (1985) et Abdel-Rahman (1994) indiquent une affinité des biotites des leucogranites de Zaër aux biotites des granitoïdes de la série aluminopotassique ou peralumineuse (Figs. 4 et 5). Par contre, les biotites des granitoïdes externes et leurs EMM affichent une affinité avec celles des granites calco-alcalins orogéniques. Sur ces mêmes diagrammes, l'ensemble des biotites des granitoïdes externes définit une tendance évolutive très nette où les biotites du faciès SW et leurs EMM s'enracinent dans le domaine des biotites calco-alcalines, alors que celles du faciès NE et leurs EMM débordent sur le domaine des biotites peralumineuses.

Par ailleurs, aucune différence notable n'a été enregistrée entre des biotites présentant des textures et des caractères optiques assez différents qui se trouvent dans un même contexte ; par exemple, les xénocristaux de biotite d'assez grande taille et de couleur rouge intense se trouvant à l'intérieur d'une EMM du SW montrent pratiquement la même composition que les petites aiguilles de biotite brun-rouge appartenant à la même enclave. Ceci s'explique par les processus de rééquilibrage assez fréquemment décrits dans les biotites (Robert 1981).

Le plagioclase

Le plagioclase présente un intérêt particulier par la diversité de ses textures, ses compositions et la nature de son zonage. Sur le plan textural, les plagioclases des granitoïdes montrent des mâcles polysynthétiques parfois croisées ainsi qu'un zonage fruste. Les teneurs en anorthite indiquent en moyenne que les plagioclases des leucogranites sont nettement plus acides que ceux des granitoïdes à biotites, avec cependant une richesse relative en anorthite des plagioclases du faciès SW par rapport à celui du NE (Tabl. V, VI et VII; Fig. 6). Les plagioclases des EMM ont la composition d'andésine à l'exception de certains plagioclases des EMMop du SW et de l'EMMnb du NE qui indiquent des compositions de labrador.

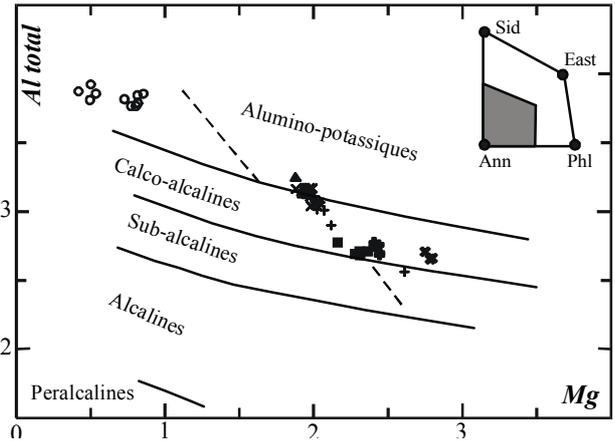


Figure 4. Biotites des granitoïdes et EMM de Zaër dans le diagramme Al_T vs Mg de Nachit *et al.* (1985). Même légende que dans Fig. 2.

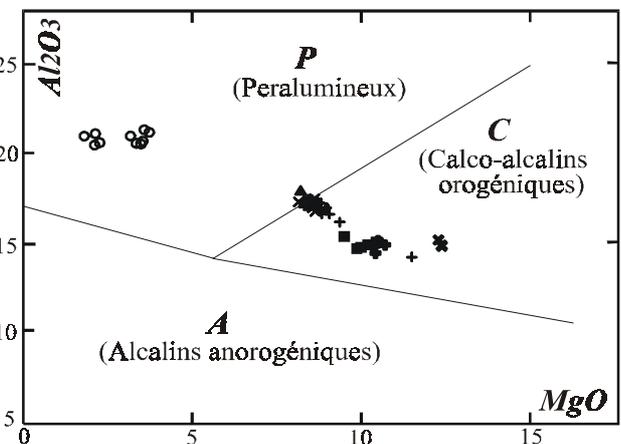


Figure 5. Biotites et EMM de Zaër dans le diagramme Al_2O_3 vs MgO de Abdel-Rahman (1994). Même légende que dans Fig. 2.

Les analyses à la microsonde entre le cœur et la bordure de certains plagioclases (Fig. 7) montrent que le zonage pétrographique s'accompagne de fluctuations chimiques parfois importantes (+ 30 % An). Ces fluctuations dessinent des zonages chimiques qui peuvent être normaux (Fig. 7A), inverses (Fig. 7C) ou oscillatoires (Figs. 7B et 7D).

Les variations brusques des teneurs en anorthite des plagioclases sont dues à des changements rapides des conditions physico-chimiques du milieu de cristallisation (Allègre *et al.* 1981, Loomis 1982, Nixon & Pearce 1987), tandis que le zonage oscillatoire est généralement attribué aux déséquilibres locaux et périodiques dus à la création de gradients de composition chimique du bain magmatique (Wiebe 1968). En contexte de mélanges magmatiques, ces gradients de composition seraient attribués à des stades de mélanges magmatiques acide-basique répétitifs (Pringle *et al.* 1974, Loomis & Welber 1982, Barbarin 1990, Bouchet 1992).

Aussi, les variations de compositions des plagioclases de Zaër et leurs zonages oscillatoires apportent-elles la preuve de leur cristallisation en milieu chimiquement perturbé.

Tableau V. Analyses chimiques et formules structurales (8 oxygènes) des plagioclases des granitoïdes de Zaër. Pt. Pl, petit plagioclase ; B, I et C. Pl, respectivement bordure, position intermédiaire, et cœur d'un grand plagioclase.

Faciès	Granodiorite-tonalite du SW (Z.2-8)							Monzogranite-granodiorite du NE (Z.1-5)								
	pt. Pl	B. Pl	I.1	I.2	I.3	I.4	C. Pl	B. Pl	I.1	I.2	I.3	I.4	I.5	I.6	C. Pl	
N° Anly	27	28	29	30	31	32	33	12	13	14	15	16	17	18	19	
SiO ₂	57,93	62,02	62,00	61,88	59,64	58,18	58,41	63,42	60,11	60,02	61,34	61,50	60,14	59,46	60,84	
TiO ₂	0,03	0,04	0,01	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,01	0,00	0,03	0,04	0,02	0,01	
Al ₂ O ₃	26,99	24,13	23,94	24,53	25,79	26,41	26,60	22,49	24,90	25,15	24,24	24,51	25,29	25,21	24,69	
CaO	8,88	5,55	5,58	5,85	7,56	8,18	8,40	3,76	6,63	6,90	5,80	5,92	6,85	6,67	6,20	
Na ₂ O	6,67	8,60	8,54	8,28	7,50	7,07	7,05	9,60	7,94	7,85	8,23	8,14	7,86	7,77	8,18	
K ₂ O	0,17	0,36	0,30	0,22	0,19	0,18	0,16	0,25	0,29	0,25	0,23	0,27	0,26	0,28	0,28	
Total	100,66	100,70	100,36	100,78	100,70	100,06	100,65	99,54	99,90	100,18	99,84	100,37	100,44	99,40	100,20	
Si	2,579	2,737	2,744	2,726	2,644	2,602	2,599	2,817	2,682	2,672	2,728	2,721	2,671	2,666	2,703	
Al (IV)	1,416	1,255	1,249	1,274	1,348	1,392	1,395	1,177	1,310	1,320	1,270	1,278	1,324	1,333	1,293	
Ca	0,424	0,263	0,264	0,276	0,359	0,392	0,400	0,179	0,317	0,329	0,276	0,281	0,326	0,320	0,295	
Na	0,575	0,736	0,732	0,707	0,645	0,613	0,608	0,827	0,687	0,677	0,710	0,699	0,677	0,676	0,704	
K	0,009	0,020	0,017	0,012	0,011	0,010	0,009	0,014	0,017	0,014	0,013	0,015	0,015	0,016	0,016	
Total	5,003	5,012	5,007	4,995	5,007	5,010	5,012	5,014	5,013	5,012	4,997	4,994	5,012	5,011	5,011	
% Ab	57,05	72,24	72,24	71,04	63,55	60,40	59,76	81,05	67,33	66,34	71,03	70,23	66,51	66,78	69,36	
% An	42,02	25,78	26,08	27,72	35,41	38,61	39,36	17,55	31,03	32,27	27,67	28,22	32,02	31,65	29,05	
% Or	0,93	1,98	1,68	1,24	1,04	0,99	0,88	1,40	1,64	1,39	1,30	1,55	1,47	1,57	1,59	

Tableau VI. Analyses et formules structurales (8 oxygènes) des plagioclases des EMM du faciès NE des granitoïdes de Zaër.

Variété	EMMcS (Z.1-2b)						EMMnb (Z.1-4f)								
	pt. Pl	C. Pl	I.1	I.2	I.3	B. Pl	B. Pl	I.1	I.2	I.3	I.4	I.5	C. Pl	pt. Pl	pt. Pl
N° Anly	75	80	81	82	83	84	55	56	57	60	58	59	59 bis	62	63
SiO ₂	57,00	60,86	62,00	61,79	61,40	61,11	62,90	60,55	59,92	60,38	55,22	56,77	57,80	51,54	51,71
TiO ₂	0,01	0,03	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,01	0,00	0,09
Al ₂ O ₃	28,14	24,65	24,55	24,07	24,45	25,10	22,36	24,67	24,75	25,10	27,94	26,88	25,94	30,30	30,41
CaO	6,69	6,28	5,77	5,62	5,91	6,56	3,64	6,20	6,81	6,76	10,40	9,39	8,03	12,50	13,02
Na ₂ O	6,21	8,29	8,43	8,87	8,44	8,20	9,61	8,11	7,53	7,82	5,71	6,41	6,97	4,18	4,20
K ₂ O	2,15	0,18	0,42	0,21	0,36	0,31	0,31	0,14	0,29	0,24	0,15	0,11	0,27	0,04	0,07
Total	100,19	100,29	101,17	100,59	100,57	101,27	98,82	99,67	99,29	100,34	99,43	99,55	99,02	98,57	99,49
Si	2,555	2,702	2,724	2,732	2,717	2,689	2,814	2,701	2,687	2,681	2,501	2,560	2,612	2,366	2,360
Al (IV)	1,450	1,290	1,271	1,255	1,275	1,302	1,179	1,297	1,308	1,314	1,492	1,429	1,382	1,634	1,636
Ca	0,321	0,299	0,272	0,266	0,280	0,309	0,175	0,296	0,327	0,322	0,505	0,454	0,389	0,615	0,637
Na	0,540	0,713	0,718	0,761	0,724	0,699	0,834	0,702	0,654	0,673	0,501	0,560	0,611	0,372	0,371
K	0,123	0,010	0,024	0,012	0,020	0,017	0,018	0,008	0,017	0,013	0,009	0,006	0,016	0,002	0,004
Total	4,990	5,015	5,008	5,025	5,017	5,017	5,020	5,005	4,993	5,003	5,008	5,009	5,009	4,989	5,008
% Ab	54,87	69,78	70,85	73,23	70,66	68,17	81,27	69,74	65,56	66,78	49,39	54,93	60,16	37,61	36,69
% An	32,63	29,21	26,82	25,65	27,35	30,15	17,01	29,46	32,78	31,89	49,74	44,47	38,30	62,14	62,90
% Or	12,50	1,01	2,33	1,12	1,99	1,68	1,72	0,80	1,66	1,33	0,87	0,60	1,54	0,25	0,41

Tableau VII. Analyses et formules structurales (8 oxygènes) des plagioclases des EMM du faciès SW des granitoïdes de Zaër.

Variété	EMMop (Z.1-10)				EMMcd (Z.1-11)				
	12	34	39	40	9	10	87	88	89
N° Anly									
SiO ₂	58,23	58,50	58,45	53,71	57,99	56,89	60,95	60,74	60,12
TiO ₂	0,00	0,08	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00
Al ₂ O ₃	25,54	26,08	25,62	29,31	26,58	27,08	24,91	25,25	25,17
CaO	7,92	7,87	7,93	12,08	8,17	7,45	6,18	6,66	6,80
Na ₂ O	7,20	7,17	7,15	4,67	6,96	4,78	8,17	8,12	7,85
K ₂ O	0,17	0,13	0,27	0,08	0,12	3,07	0,14	0,22	0,25
Total	99,05	99,82	99,43	99,87	99,82	99,27	100,34	101,00	100,19
Si	2,627	2,619	2,628	2,430	2,598	2,581	2,700	2,679	2,675
Al (IV)	1,358	1,376	1,358	1,563	1,402	1,445	1,300	1,313	1,320
Ca	0,383	0,377	0,382	0,585	0,392	0,362	0,293	0,315	0,324
Na	0,630	0,622	0,624	0,409	0,604	0,421	0,702	0,694	0,677
K	0,010	0,008	0,015	0,005	0,007	0,178	0,008	0,012	0,014
Total	5,007	5,002	5,008	4,992	5,005	5,018	5,004	5,013	5,010
% Ab	61,63	61,78	61,06	40,95	60,24	43,80	70,00	67,97	66,68
% An	37,43	37,47	37,43	58,57	39,09	37,68	29,23	30,82	31,93
% Or	0,94	0,76	1,51	0,47	0,67	18,52	0,77	1,21	1,38

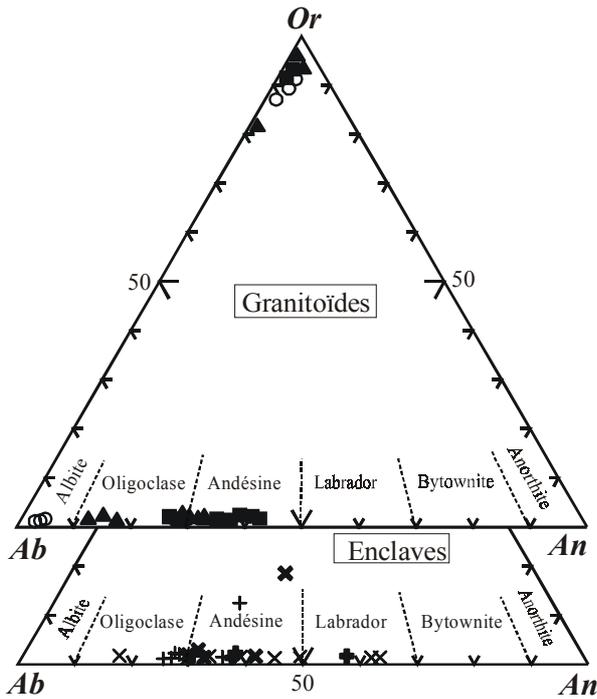


Figure 6. Compositions chimiques des feldspaths des granitoïdes et EMM de Zaër. Même légende que dans Fig. 2.

Cette perturbation serait directement liée aux stades de mélanges magmatiques acide-basique ayant lieu au cours de la genèse du magma granitique.

L'amphibole

L'amphibole a été observée exclusivement dans des EMMcd et EMMop du faciès granitique SW à des taux variables entre 12 et 21 %. Ses inclusions de plagioclase,

apatite et zircon témoignent de son origine magmatique assez précoce. Les "nids" d'amphiboles observés dans ces EMM, permettent, par comparaison avec ce qui est décrit dans les granitoïdes calco-alcalins de Sardaigne (Zorpi 1988, Cocirta *et al.* 1989, Bouchet 1992), d'envisager que ces hornblendes proviendraient de la transformation d'anciens ferro-magnésiens précoces (olivine ou pyroxène) suite à une hydratation croissante du milieu de cristallisation et à une baisse continue des conditions T et P. Sous des conditions encore plus faibles, les hornblendes subissent un début de déstabilisation pour être remplacées par la biotite selon la réaction : $Hb + K_2O \text{ (magma)} \rightarrow Bi + Sph + Qz + Ilm$, ce qui se traduit pétrographiquement par l'intime relation entre les deux minéraux et leur étroite association avec des agrégats de sphène, épidote et opaques.

Les analyses de ces hornblendes (Tabl. VIII) révèlent leur nature calci-ferro-magnésienne pauvre en titane (< 1,5 %).

Aucune différence n'apparaît entre les deux types d'hornblendes, isolés et en amas, d'une même EMM. Par contre, des variations notables se dégagent entre les hornblendes des deux types d'enclaves du SW; celles des EMMop sont plus ferro-alumineuses et moins magnésiennes que les EMMcd. Selon la classification de Leake (1978), les deux familles d'amphiboles correspondent à des magnésio-hornblendes (Fig. 8), avec toutefois une distinction assez nette entre elles ; les hornblendes des EMMop tendent vers les domaines des ferro-hornblendes et ferro-tschermakites, tandis que celles des EMMcd chevauchent sur le domaine de l'actinolite-hornblende.

Le géobaromètre de Hammarstrom & Zen (1986), basé sur la teneur en Al des amphiboles [$P_{\text{Totale}} = -3,92 + (5,03 \times Al_{\text{Totale}})$] indique des pressions de l'ordre de 5,13 kb (≈ 16 km) pour les hornblendes des EMMop et 3,12 kb (≈ 10 km)

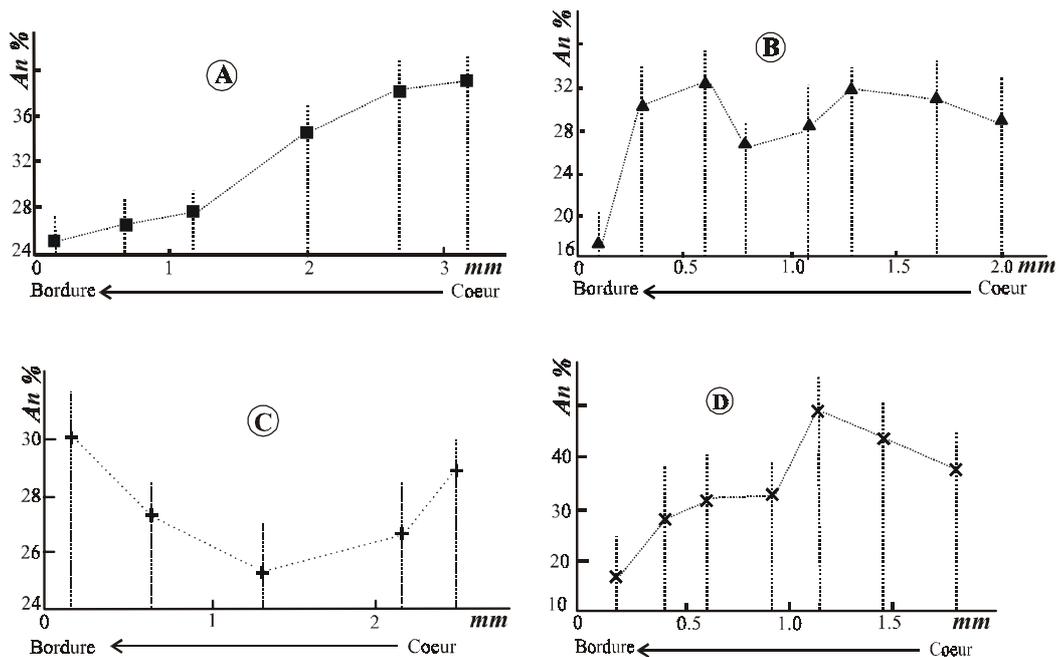


Figure 7. Evolution du zonage des plagioclases des granitoïdes et EMM de Zaër. (A, granitoïdes du SW ; B, granitoïdes du NE ; C, EMMcd ; D, EMMnb).

Tableau VIII. Analyses chimiques et formules structurales (16 oxygènes) des amphiboles des EMM du SW de Zaër.

Variété	EMMop du SW (Z.1-10b)						EMMc d du SW (Z.1-11b)								
	N° Anly	13	14	32	37	38	43	1	2	3	4	6	92	94	95
SiO ₂	44,72	44,36	44,79	43,85	43,65	42,91	49,78	48,29	47,52	48,58	46,28	47,91	48,07	48,22	
TiO ₂	0,98	0,91	1,13	0,93	1,60	1,22	0,77	1,05	1,36	0,86	1,51	1,16	0,89	0,94	
Al ₂ O ₃	8,77	9,15	9,27	9,51	9,54	9,98	5,55	6,88	7,46	6,86	7,82	7,09	7,34	7,26	
FeOT	17,89	18,10	17,72	18,25	18,34	18,59	13,80	15,15	15,60	14,84	15,58	15,08	15,05	14,73	
MnO	0,47	0,46	0,49	0,42	0,44	0,44	0,38	0,48	0,49	0,37	0,40	0,46	0,49	0,36	
MgO	10,11	9,85	9,88	10,04	9,59	9,08	13,65	12,73	12,33	12,74	12,32	12,50	12,42	12,62	
CaO	12,08	11,72	11,74	11,93	11,40	11,49	11,92	11,48	11,41	11,99	11,86	11,63	11,92	12,02	
Na ₂ O	0,89	0,85	1,10	1,06	1,25	1,26	0,69	0,99	0,99	0,74	1,03	0,87	0,81	0,86	
K ₂ O	0,60	0,59	0,62	0,69	0,74	0,73	0,36	0,42	0,42	0,45	0,43	0,38	0,50	0,56	
F	0,22	0,17	0,25	0,22	0,25	0,35	0,21	0,25	0,03	0,00	0,20	0,10	0,13	0,33	
Total	96,73	96,15	96,98	96,88	96,80	96,05	97,08	97,72	97,61	97,43	97,42	97,19	97,62	97,90	
Si	6,742	6,703	6,730	6,603	6,590	6,559	7,263	7,035	6,927	7,094	6,809	7,015	7,029	7,050	
Al (IV)	1,258	1,297	1,270	1,397	1,410	1,441	0,737	0,965	1,073	0,906	1,191	0,985	0,971	0,950	
Al (VI)	0,301	0,333	0,371	0,291	0,287	0,357	0,217	0,216	0,209	0,275	0,166	0,239	0,294	0,301	
Ti	0,111	0,103	0,128	0,105	0,181	0,140	0,084	0,115	0,149	0,095	0,167	0,128	0,097	0,103	
Fe ₂₊	1,802	1,695	1,808	1,699	1,759	1,858	1,320	1,274	1,268	1,418	1,346	1,329	1,423	1,474	
Fe ₃₊	0,453	0,593	0,419	0,598	0,557	0,519	0,364	0,571	0,634	0,394	0,571	0,518	0,418	0,327	
Mn	0,060	0,058	0,062	0,054	0,057	0,057	0,046	0,059	0,061	0,045	0,049	0,057	0,061	0,044	
Mg	2,273	2,218	2,213	2,252	2,159	2,069	2,968	2,764	2,680	2,773	2,701	2,729	2,708	2,751	
Ca	1,951	1,898	1,890	1,924	1,845	1,882	1,863	1,791	1,782	1,875	1,870	1,825	1,868	1,882	
Na	0,259	0,248	0,321	0,309	0,366	0,372	0,194	0,279	0,280	0,210	0,293	0,246	0,231	0,243	
K	0,116	0,113	0,120	0,132	0,142	0,143	0,066	0,079	0,079	0,083	0,081	0,071	0,094	0,105	
Total	15,326	15,259	15,331	15,365	15,352	15,396	15,122	15,148	15,141	15,169	15,243	15,141	15,192	15,231	
#Mg	0,56	0,57	0,55	0,57	0,55	0,53	0,69	0,68	0,68	0,66	0,67	0,67	0,66	0,65	

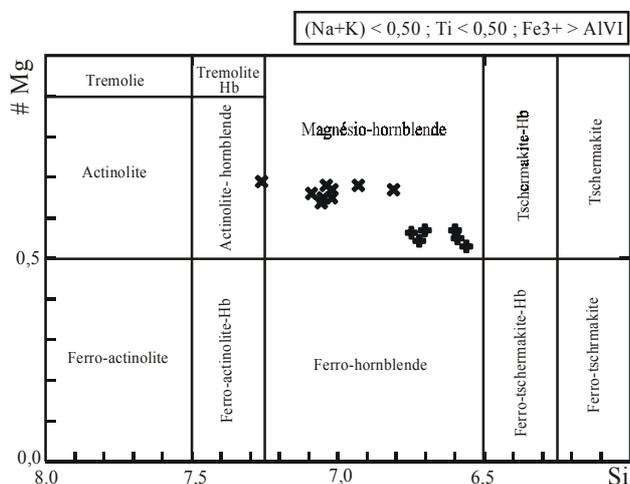


Figure 8. Amphiboles des EMM de Zaër dans la classification de Leake (1978).

pour celles des EMMcd. Du point de vue thermique, les travaux de Helz (1973), fondés sur la variation des teneurs Al et Ti des sites tétraédriques des amphiboles montrent une évolution des hornblendes des EMMop sous des températures légèrement plus élevées (750 à 725 °C) par rapport à celles des EMMcd (725 à 700 °C).

Ces valeurs, à caractère purement indicatif, suggèrent que les deux enclaves EMMop et EMMcd témoigneraient de deux stades de mélanges magmatiques acide-basique intervenus à deux niveaux structuraux différents, ce qui

implique une répétition des stades de mélanges magmatiques au cours de la genèse du magma granitique de Zaër.

Le zircon

En complément à l'étude faite par Amenzou & El Mouraouah (1995, 1997) et Amenzou (1996) sur la typologie des zircons des granitoïdes de Zaër, de nouveaux lots de zircons ont été séparés pour couvrir les principaux faciès granitiques et leurs EMM. Leur détermination typologique, effectuée selon la méthode préconisée par Pupin (1976), révèlent des répartitions assez spécifiques pour chaque type de roche.

Les leucogranites à deux micas

La majorité des zircons sont automorphes, teintés en jaune vert, de forme allongée ($R = L/l = 3 \text{ à } 8$), zonés et parfois à surface striée. Certains cristaux renferment des noyaux reliques et présentent des surcroissances au niveau de leurs extrémités pyramidales. Du point de vue typologique, les populations sont peu étalées et se caractérisent par des prismes $\{110\} \gg \{100\}$ et des pyramides $\{211\} \gg \{101\}$, ce qui définit une concentration autour des noyaux de forte fréquence S1-2 (Fig. 9).

Les granitoïdes à biotite

Les zircons des deux faciès SW et NE montrent les mêmes caractères morphoscopiques ; ils sont systématiquement

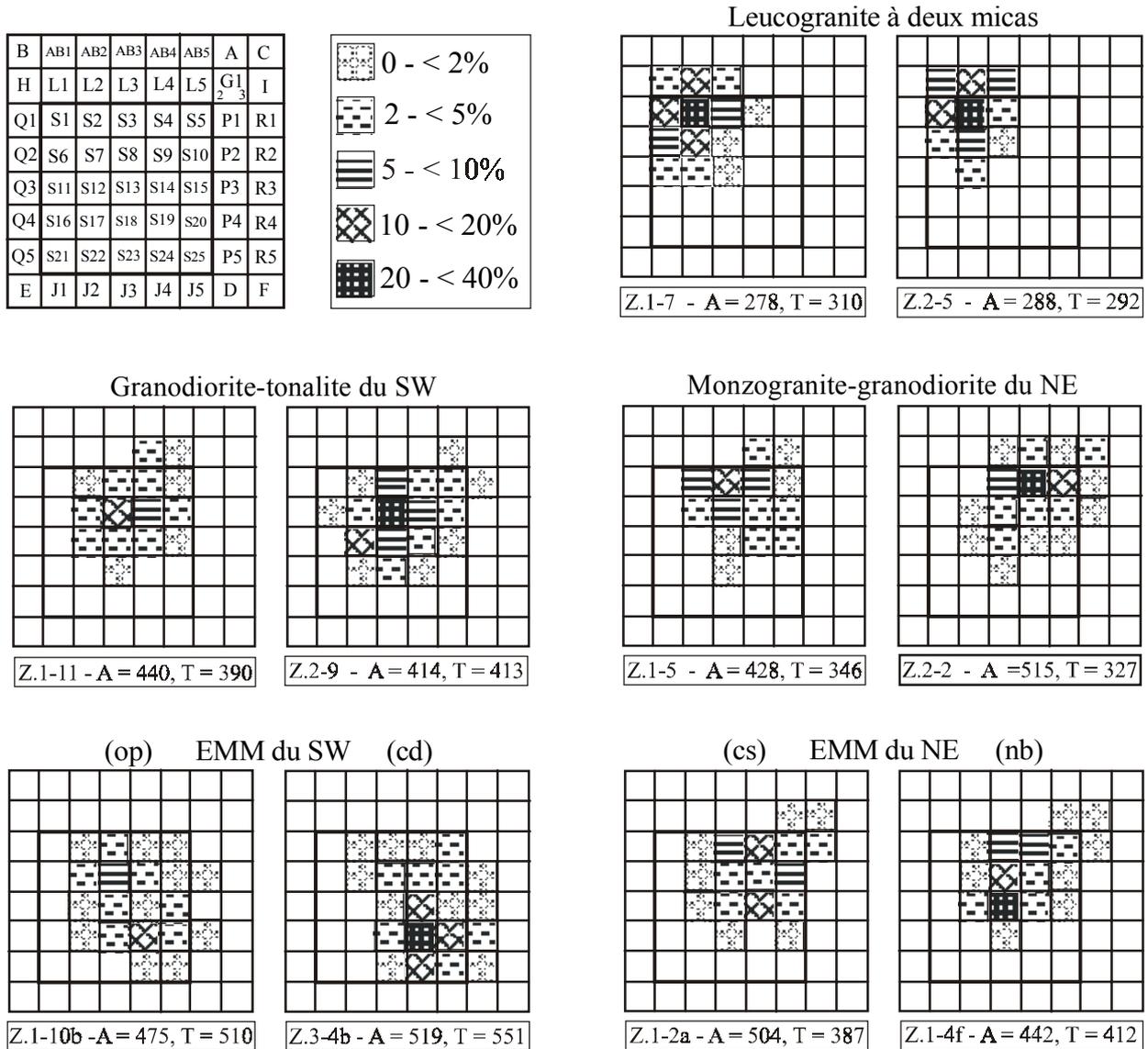


Figure 9. Distribution typologique des populations des zircons des principaux faciès granitiques et EMM de Zaër. D'après la méthode de Pupin (1976).

automorphes, limpides, incolores à légèrement verdâtres et de forme peu allongée ($R < 6$). Les noyaux reliques ainsi que les inclusions sont relativement plus rares. Les sous-types tardifs présentent des teintes foncées et un aspect métamicté avec le développement de surcroissances sommitales. Des variations typologiques notables sont repérées entre les populations de zircons du SW et du NE. Les premières montrent un large étalement et se composent principalement de sous-types S et un développement plus important des prismes {100} avec une concentration autour d'un noyau de forte fréquence S8-12. Les secondes révèlent également un grand étalement avec une prédominance des sous-types S par rapport aux types G et P et une concentration autour d'un noyau de forte fréquence S4 (Fig. 9).

Les EMM

Les zircons des différentes variétés d'EMM sont comparables et se caractérisent par une parfaite automorphie, une symétrie axiale et une légère coloration

verdâtre. Ils sont de forme assez trapue avec une élongation nettement moins importante que celles des granites-hôtes ($R < 3$) et renferment souvent de fines aiguilles d'apatite.

Les zircons des deux enclaves du SW se distinguent par rapport à ceux du granite-hôte par un étalement plus large avec une prépondérance des zircons de type S et une faible proportion de type P (Fig. 9). En outre, ils montrent un développement très net des prismes {100} par rapport à {110} et des pyramides {101} et {211} presque équivalents, ce qui donne un noyau de forte fréquence S19. Cependant, les zircons de l'EMMc_d sont à indices IA et IT relativement plus forts que ceux des zircons de l'EMM_{op}.

Par ailleurs, les zircons des EMM du NE sont relativement moins étalées avec une prédominance des zircons des sous-types S. La première population (Z.1-2a) montre une répartition bimodale avec deux noyaux de forte fréquence S3-4 et S14. Une telle répartition a été décrite par El Amrani (1994) dans les EMM des granitoïdes des Jbilet et a été expliquée par un processus d'échange mécanique de cristaux de zircons entre l'enclave et son granite-hôte. Dans

le cas de Zaër, le noyau de forte fréquence S3-4 représenterait des xénocristaux de zircon d'origine granitique introduits dans l'enclave lors du mélange magmatique, alors que le noyau S14 serait propre à l'enclave. Au sein de la deuxième population (Z.1-4f), la répartition est unimodale et montre une concentration autour d'un noyau de forte fréquence S13.

Conformément aux résultats des travaux de Amenouz (1996) les populations de zircons des deux granitoïdes interne et externe apparaissent fondamentalement distinctes.

Les populations des leucogranites montrent des indices A (255 à 288) et T (218 à 359) faibles (Fig. 10A). Leurs positions dans le diagramme (IA, IT), ainsi que l'allure de leurs TET (Fig. 10B) attestent de la cristallisation et de l'évolution des zircons dans un milieu fortement alumineux et pas très chaud, < 700 °C selon le géothermomètre de Pupin & Turco (1975). L'aspect métamicté et les surcroissances observées sur les pyramides des zircons indiquent, en outre, la richesse du milieu de cristallisation en phase fluide (Pupin *et al.* 1978), ce qui est d'ailleurs en

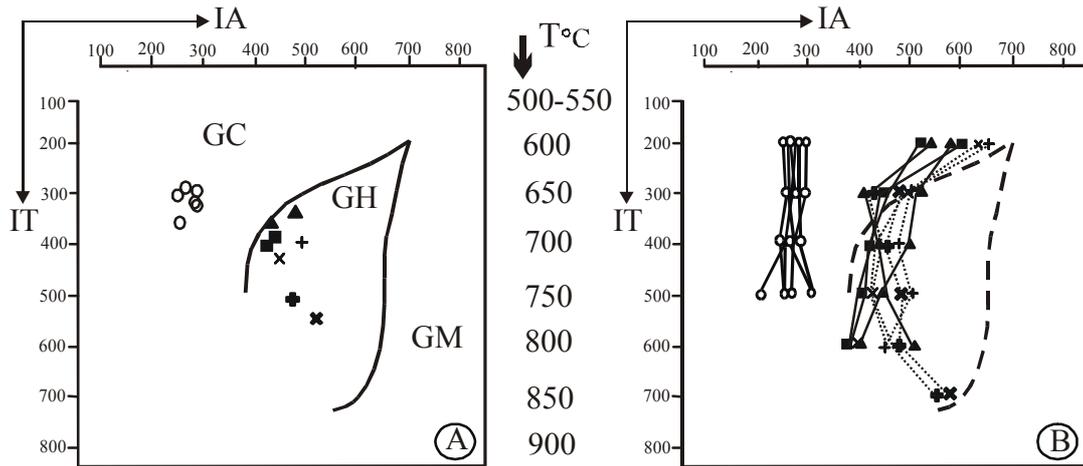


Figure 10. A, points moyens (A, T) ; et B, TET des populations de zircons des faciès granitiques et EMM de Zaër dans les diagrammes (IA, IT) de Pupin (1980).

parfaite cohérence avec les observations de terrain et les données pétrographiques. Sur le plan typologique, les leucogranites à deux micas de Zaër s'apparentent aux leucogranites alumineux intrusifs d'origine typiquement crustale (type 1 de Pupin 1980). Par contre, les populations de zircons des granitoïdes à biotites présentent des indices A (428 à 515) nettement plus forts et des indices T (322 à 413) légèrement plus élevés, ce qui signifie que les zircons ont cristallisé et évolué dans un milieu nettement plus alcalin mais légèrement plus chaud et moins humide que les zircons des leucogranites. Les points moyens (A, T) et l'allure générale des TET apparentent ces granitoïdes à biotite de Zaër aux granites hybrides d'affinité calco-alcaline à faible indice T (type 4a de Pupin 1980).

Concernant la relation entre les deux faciès SW et NE de l'unité externe, la projection des points moyens sur le diagramme (IA, IT) ainsi que l'allure des TET montrent des variations subtiles, traduisant leur évolution sous des conditions sensiblement différentes. Quant aux EMM, on note tout d'abord que celles du SW et en moindre mesure celles du NE présentent des indices T nettement plus élevés que ceux de leurs granites-hôtes (Fig. 10A) ; les points moyens des populations des EMM du SW se projettent dans le domaine des granitoïdes hybrides de type calco-alcalin à indice T moyen (510 à 551 ; type 4b), tandis que celles des EMM du NE se situent dans le domaine des granitoïdes hybrides à faible indice T (387 à 412 ; type 4a), à proximité des granitoïdes-hôtes.

Ainsi, la typologie de zircons confirme que les magmas parents des EMM seraient bien distincts de ceux des

granitoïdes, et d'origine mantellique. Par ailleurs, la ressemblance des caractères morphoscopiques de cristaux de zircon (coloration, inclusions, élongation) des différents types d'EMM du SW et du NE, ainsi que les allures générales de leur TET semblent indiquer qu'elles proviennent d'un même magma mantellique basique ayant subi des degrés de fractionnement différents et des taux d'hybridation variables.

La cordiérite

La cordiérite, assez fréquente dans les xénolites alumineux de Zaër est signalée ici pour la première fois dans les granites à biotites du NE de Zaër. Au moins deux variétés sont distinguées :

- 1) Une cordiérite automorphe, en prismes allongés ($L < 2 \text{ mm}$; $L/l < 5,5$), à section subcarrée, incolore à légèrement teintée en jaune-orange et contenant des inclusions de zircon. Cette cordiérite est souvent affectée par une chloritisation et une pinitisation plus ou moins poussée. Les analyses à la microsonde d'une cordiérite relativement bien conservée (Tabl. IX) indiquent sa nature ferrique ($X_{\text{Fe}} = 0,60$) et assez sodique ($\text{Na}_2\text{O} = 1,5 \%$).
- 2) Une cordiérite xénomorphe et totalement pinitisée, se présentant en plages ovoïdes à anguleuses et de taille millimétrique ($< 10 \text{ mm}$). Le cœur de ces "fantômes" de cordiérite est fréquemment parsemé de grains minuscules de spinelle vert.

Par l'ensemble de leurs caractères, la première variété de cordiérite serait d'origine magmatique primaire, tandis que

Tableau IX. Analyses chimiques et formules structurales (18 oxygènes) des cordiérites des granites NE et des xénolites de Zaër.

Faciès	Granite du NE (Z.1-2)			Xgnu (Z.2-1c)		
	15	18	19	10	11	17
N° Anly						
SiO ₂	47,34	47,48	47,22	48,51	48,77	49,35
TiO ₂	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,06
Al ₂ O ₃	33,08	33,34	32,56	32,87	32,74	32,72
FeO*	10,77	11,25	10,99	9,91	10,45	10,59
MnO	0,86	1,13	0,98	0,27	0,41	0,15
MgO	4,52	3,93	3,94	7,03	6,87	6,47
CaO	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	1,44	1,35	1,54	0,25	0,26	0,33
K ₂ O	0,04	0,00	0,00	0,01	0,05	0,02
Total	98,08	98,50	97,23	98,85	99,58	99,69
Si	4,98	5,00	5,02	5,00	5,02	5,06
Al (IV)	1,02	1,00	0,98	1,00	0,98	0,94
Al (VI)	3,08	3,10	3,10	3,01	2,98	3,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Fe	0,94	0,99	0,98	0,86	0,90	0,91
Mn	0,06	0,10	0,09	0,02	0,04	0,01
Mg	0,71	0,62	0,63	1,08	1,05	0,99
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,28	0,27	0,32	0,05	0,05	0,06
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Total	11,08	11,08	11,10	11,02	11,04	10,99
XFe	0,57	0,62	0,61	0,44	0,46	0,48

la seconde serait héritée ou résiduelle. Les nombreux travaux réalisés sur les cordiérites montrent effectivement que plusieurs variétés ayant des origines diverses, peuvent coexister au sein d'un même pluton granitique (Maillet & Clarke 1985, Bouloton 1992, El Amrani 1994 et 1996).

La rareté de la cordiérite magmatique dans les granitoïdes externes de Zaër (< 1 %) ne permet pas de les considérer comme des granites à cordiérite proprement dits (Clarke 1981), mais permet toutefois d'indiquer que le magma dont ils sont issus était à l'origine alumineux, peu ferromagnésien et assez anhydre (Georget 1986), ce qui les oppose aux granites à muscovite dont le magma d'origine est plutôt froid et humide (Pichavant & Stussi 1986). La cordiérite résiduelle proviendrait vraisemblablement de la fusion partielle et l'émiettement des xénolites alumineux (Xgnu, Xnvb), assez fréquent dans ces granitoïdes. Cette parenté n'apparaît pas sur le plan chimique puisque les cordiérites du xénolite Xgnu (Tabl. IX) montrent une composition nettement plus magnésienne et moins sodique que celle des cordiérites granitiques. Ceci serait dû à un rééquilibrage de la cordiérite après sa libération dans le bain magmatique. La présence de cette cordiérite résiduelle confirme le rôle joué par la fusion de la croûte et de l'assimilation des métasédiments alumineux dans la genèse des granitoïdes de Zaër (White & Chappell 1977).

Le corindon et le spinelle

Ces deux phases minérales se rencontrent sporadiquement dans les granites à biotite de Zaër et se trouvent souvent

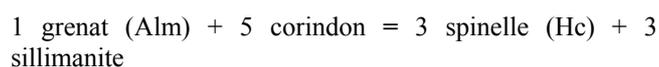
associées à des bouts de matrice cordiéritique. *A priori*, le corindon et le spinelle ne peuvent cristalliser directement à partir d'un magma granitique sursaturé (Holdaway & Lee 1977, Harris, 1981, Vielzeuf 1983), ce qui permet, à côté de leurs caractères texturaux, d'admettre leur origine héritée à partir des xénolites alumineux (Xgvr, Xgvb, Xnvb, Xgnu).

Parmi l'ensemble des xénolites de Zaër, s'individualisent deux grands groupes : des xénolites tachetés (Xgvt) à And-Sil-Bi (cf. abréviation des minéraux en annexe), présentant les mêmes caractères texturaux et les mêmes compositions que celles de certaines roches du métamorphisme de contact et des xénolites alumineux (Xgvr, Xgvb, Xnvb, Xgnu), montrant une association minérale complexe à Co + Spn + Bi + Qz + Pl + Fk + Cd + Chl + Ms + Opq ± Grt ± Sil et dont aucune roche équivalente n'est observée en surface.

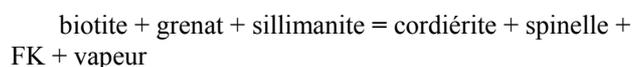
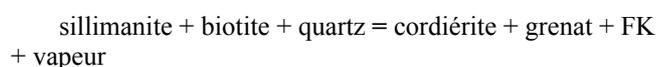
Une estimation des conditions T et P de stabilité des associations des deux groupes de xénolites a été faite sur la base des nombreux travaux expérimentaux réalisés dans le domaine du métamorphisme de la séquence pélitique (Winkler 1967, Shulters & Bohlen 1989).

Concernant les xénolites tachetés (Xgvt), les limites de stabilité des polymorphes de silicates d'alumine indiqueraient une évolution sous une température moyenne de 600 à 650 °C et une pression de 2 à 2,5 kb, soit une profondeur de l'ordre de 6 à 8 km (Fig. 11). Ces conditions correspondent exactement à celles définies par Giuliani (1982) (T= 650 °C, P = 2,5 kb) sur des roches de l'auréole du métamorphisme de contact du pluton de Zaër, ce qui confirme l'origine superficielle de ces xénolites et leur incorporation dans le magma granitique au stade final de sa mise en place.

Pour le second groupe de xénolites (Xgvr, Xgvb, Xnvb, Xgnu), rappelons que les principales réactions qui lient le corindon et le spinelle est celle de Shulters & Bohlen (1989) :



Par ailleurs, selon Owen (1991), l'apparition du spinelle pauvre en zinc dans des roches à quartz est possible suite à la succession de deux réactions discontinues :



Selon le même auteur, après épuisement du quartz puis de la biotite, l'assemblage Cd-Grt-Sil-FK-Spn pourra se former à partir de 720 °C.

Les informations thermo-barométriques indiquées par les droites d'équilibre relatives aux réactions précédentes indiquent pour ces xénolites à corindon et spinelle une température comprise entre 690 et 770 °C et une pression de l'ordre de 4 à 5 kb soit une profondeur maximum de 16 km (Fig. 11). Si cette profondeur correspond à celle d'arrachement des xénolites, ceux-ci ne pourront pas être considérés comme des fragments de la zone source (protolithe) du granite. En effet, selon Patino-Douce &

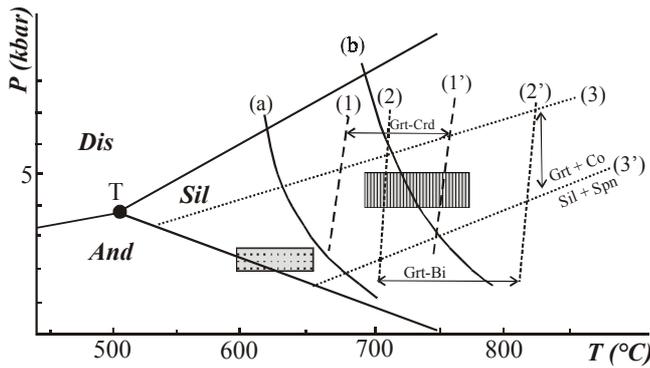


Figure 11. Conditions T-P d'évolution des deux grands types de xénolites de Zaër. T, point triple des polymorphes de silicates d'alumine (andalousite, sillimanite, disthène, (Holdaway 1971). (a) et (b), courbes indiquant les conditions minimales de début de fusion de roches métapélitiques (Abbott & Clarke 1979, Vielzeuf & Holloway 1988); (1) et (1'), thermomètre Grt-Crd (Batthacharya *et al.* 1988); (2) et (2'), thermomètre Grt-Bi (Ferry & Spear 1978); (3) et (3'), domaine d'équilibre Grt-Sil-Crd-Spn (Shulters & Bohlen 1989); en pointillé, domaine d'évolution des xénolites tachetés à andalousite et sillimanite; en hachuré, domaine d'évolution des xénolites à veinés à corindon et spinelle.

Johnston (1991) la formation du magma granitique de type hyperalumineux ne peut être envisagée à moins de 30 km de profondeur, ce qui nous amène à considérer que les xénolites alumineux à Co-Spn correspondraient soit à des fragments arrachés à une zone profonde mais qui reste intermédiaire entre la croûte profonde où s'est formé le magma granitique et le niveau superficiel de sa mise en place, soit à des fragments du protolithe mais dont l'association minérale primaire a dû être oblitérée et rééquilibrée progressivement au cours de l'ascension et du séjour du xénolite dans le magma granitique.

DISCUSSION ET CONCLUSIONS

La présente analyse pétro-minéralogique confirme la distinction faite antérieurement par Mahmood (1980), Giuliani (1982) et Mrini (1984) entre les granitoïdes internes et externes qui composent le pluton de Zaër. Elle permet, en outre, de préciser que les granitoïdes externes à biotites et rares cordiérites magmatiques seraient issus d'un magma alumineux, faiblement hydraté, ce qui l'oppose au magma leucogranitique interne à deux micas, qui serait également alumineux mais relativement plus riche en fluide. Le caractère hybride ainsi que la présence d'enclaves, constituent un deuxième critère permettant de distinguer les granitoïdes externes des leucogranites internes parfaitement bien homogènes. Toutefois, cette opposition n'exclut pas l'existence d'une relation génétique entre les deux magmas; une étude géochimique est en cours sur cette question.

Les granitoïdes externes s'avèrent plus particulièrement intéressants par leur différenciation en deux faciès NE et SW, montrant des degrés de différenciation et d'hybridation bien distincts, et par leur cortège d'enclaves comportant des xénolites, des restites, des xénocristaux, des schlierens et des enclaves microgrenues felsiques et mafiques.

Les xénolites de Zaër, tous de nature alumineuse, présentent des textures et des compositions pétrographiques

différentes, permettant de les classer en deux grands groupes :

- Des xénolites tachetés à andalousite-sillimanite-biotite (Xgvt) qui seraient d'origine superficielle (2,5 kb \approx 8 km). Ceux-ci n'auraient semble-il joué aucun rôle notable dans la genèse du magma granitique. En effet, leur incorporation dans le bain granitique est intervenue à un stade assez tardif où les paramètres physiques du magma (viscosité, T, P...) ne permettaient plus aucun échange chimique ni mécanique (Sparks & Marshall 1986, Zorpi *et al.* 1991, Poli & Tommasini 1999).

- Des xénolites alumineux à corindon et spinelle (Xgvr, Xgvb, Xnvb, Xgnu) qui seraient d'origine relativement profonde (5 kb \approx 16 km). Ces xénolites montrent par contre, des signes de fusion partielle et de dislocation qui attestent de leur participation dans la genèse du magma granitique. Les corindons, spinelles et cordiérites appartenant à ces xénolites et qui se rencontrent à l'état isolé dans la masse granitique, en apportent un argument tangible. En l'absence d'autres xénolites à paragenèse plus profonde, on peut envisager que ces xénolites à Co et Spn correspondraient à des fragments du protolithe, ou de zone proche de celui-ci, mais dont l'association minérale primaire a dû être oblitérée et rééquilibrée progressivement au cours de l'ascension et de l'évolution du xénolite dans le magma granitique. Dans tous les cas, la composition minéralogique de ce deuxième groupe de xénolites indiquerait leur nature vraisemblablement métalumineuse.

Quant aux EMM, celles du SW, relativement bien conservées, avec une composition gabbroïque, témoignent de la participation de magma basique mantellique dans la genèse des granitoïdes de Zaër. L'existence d'au moins deux variétés d'EMM, avec des amphiboles ayant évolué sous des pressions différentes (5 et 3 kb), indiquerait l'intervention de différents stades de mélanges magmatiques acide-basique. L'existence de quelques enclaves microgrenues doubles confirme cette répétition des stades de mélanges (Didier 1987, El Amrani & El Mouraouah 1992). Par contre, les EMM du NE révèlent de nombreux indices d'échanges chimiques et mécaniques avec leur granite-hôte. Ces échanges se traduisent, entre autres, par la silicification de la bordure de certaines EMM, le développement de halos felsiques dans le granite qui entoure quelques EMM, la présence, vers la bordure des enclaves les plus évoluées, d'ocelles de quartz et de xénocristaux de plagioclase, d'apatite et de zircons d'origine granitique. Ces échanges magmatiques seraient à l'origine de la réduction du contraste pétrographique et minéralogique constaté entre les EMM du NE et leur matrice granitique.

Les informations ainsi fournies par les enclaves *s.l.* permettent de proposer un scénario logique de la genèse de l'unité granitique externe de Zaër.

1/ Des injections répétées de magmas basiques mantelliques à la base d'une croûte continentale, de nature métalumineuse, auraient amorcé sa fusion partielle. On pourra admettre que cette fusion en conditions anhydres, aurait été favorisée par un mécanisme de déshydratation de la biotite, mécanisme largement admis pour la genèse des

granitoïdes à cordiérite issus de magma chaud et sec (Montel & Abdelghaffar 1993).

2/ Les magmas basiques ont dû se mélanger avec les produits de la fusion partielle de la croûte selon le modèle d'AFC (Assimilation Fractional Crystallization) de DePaolo (1981). La participation du composant basique, à un taux assez important, étant nécessaire pour obtenir des magmas hybrides de composition intermédiaire (granodioritique). En effet, sans intervention de mélanges acide-basique la fusion de matériaux crustaux métapélitiques ou grauwackeux, aboutirait à des granites alumineux de type S ou à des monzogranites (Cocherie 1984, Vielzeuf & Holloway 1988).

3/ La mise en place des deux faciès granitiques SW et NE se serait effectuée avec un léger décalage chronologique et probablement sous des conditions assez différentes. Celle du premier faciès serait nettement plus précoce et assez rapide, ce qui explique le caractère fortement hybride de la

roche granitique et ses interactions limitées avec ses enclaves. La mise en place du second faciès a dû intervenir plus tardivement et sous des conditions dynamiques ayant permis un important brassage magmatique, ce qui justifie l'intervention d'intenses échanges magmatiques entre les deux composants acide et basique et par conséquent une plus grande homogénéisation de la roche granitique.

Remerciements

Nous remercions M. le professeur Christian Pin (Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, France) pour la prise en charge des analyses des minéraux à la microsonde ainsi que pour ses conseils sur l'orientation de ce travail. Nous remercions également MM. les professeurs Mohamed Amenzou (Université Moulay Ismail, Meknès) et Abdellah Boushaba (Université Sidi Mohamed Ben Abdellah, Fès) pour leurs remarques constructives. Ce travail a bénéficié, en partie, des moyens et du matériel informatique du projet PARS SDU27 financé par le Ministère de l'enseignement supérieur et de la recherche scientifique.

Références

- Abbot R.N. & Clarke D.B. 1979. Hypothetical liquidus relationship in the system Al_2O_3 -FeO-MgO projected from quartz, alkali feldspath and plagioclase for a $(H_2O) < 1$. *Can. Mineral.*, 17, 549-560.
- Abdel-Rahman A.M. 1994. Nature of biotite from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas. *J. Petrology*, 35, Part 2, 525-541.
- Allègre C.J., Provost A. & Jaupart A. 1981. Oscillatory zoning: a pathological case of crystal growth. *Nature*, 294, 223-228.
- Amenzou M. 1996. *Typologie du zircon des granitoïdes hercyniens du Maroc : conséquences pétrogénétiques et implications géodynamique*. Thèse d'Etat, Univ. Moulay Ismail, Meknès, 180 p.
- Amenzou M. & El Mouraouah A. 1995. Classification génétique des granitoïdes du Massif central marocain (Zaër, Oulmès, Ment, Meseta nord-occidentale, Maroc), d'après la typologie des zircons. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 320, II, 469-476.
- Amenzou M. & El Mouraouah A. 1997. Typologie du zircon des granitoïdes hercyniens de la Meseta marocaine : zonation magmatique et implication géodynamique. *J. Afr. Earth Sci.*, 24, 125-139.
- Angus N.S. 1971. Comments on the origin of ocellar quartz-gabbros. *Lithos*, 4, 381-387.
- Argiola R. 1978. *Morphologie des cristaux d'apatite : influence des conditions expérimentales et implications sur la pétrogenèse*. Thèse 3^{ème} Cycle, Univ. Nice, 112 p.
- Barbarin B. 1990. Plagioclase xenocrysts and mafic magmatic enclaves in some granitoids of the Sierra Nevada batholith, California. *J. Geophys. Res.*, 95, 17747-17756.
- Barbarin B. (1991). *Enclaves of the Mesozoic calc-alkaline granitoids of the Sierra Nevada batholith, California*. In : Didier J. & Barbarin B., *Enclaves and granite petrology*, Elsevier, Develop. Petrol., 13, 135-153
- Barbarin B. & Didier J. 1992. Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh Earth Sci.*, 83, 145-153.
- Battacharya A., Mazumdar A.C. & Sen S.K. 1988. Fe-Mg mixing in cordierite: constraints from natural data and applications for cordierite-garnet geothermometry in granulites. *Am. Mineral.*, 73, 338-344.
- Belin J.M. 1988. Evolution des enclaves basiques et leur matrice dans un granite. L'exemple du granite porphyroïde de Saint-Gervais d'Auvergne (Massif français). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 307, 378-393.
- Bouchet G. 1992. *Mélanges magmatiques et genèse des granitoïdes calco-alcalins : l'exemple du complexe tonalo-granodioritique de Bono (Sardaigne septentrionale)*. Thèse, Univ. Saint-Etienne, 310 p.
- Bouloton J. 1992. Mise en évidence de cordiérite héritée des terrains traversés dans le pluton granitique des Oulad Ouaslam (Jbilet, Maroc). *Can. J. Earth Sci.*, 29, 658-668.
- Boushaba A. 1996. *Le massif granitique du Ment (Maroc central hercynien) dans son contexte tectono-magmatique régional et les manifestations hydrothermales associées*. Thèse d'Etat, INPL-CRPG, Nancy, 306 p.
- Boushaba A. & Cailleux Y. 1992. Les relations métamorphisme-déformation au voisinage des granitoïdes hercyniens du Maroc central. *Bull. Inst. Sci.*, Rabat, 16, 15-22.
- Boutaleb M. 1988. *Reconstitution de l'évolution tectono-métamorphique, magmatique et hydrothermale du district stannio-wolframifère de Walmès (Maroc central). Implication métallogénique*. Thèse d'Etat INPL-CRPG, Nancy, 400 p.
- Bussy F. & Ayrton S. 1990. Quartz texture in dioritic rocks of hybrid origin. *Schweiz. Mineral Petrogr. Mitt.*, 70, 223-235.
- Cailleux Y. 1985. Les écaïlles anté-viséennes d'Ezzhiliga. Leur importance dans l'interprétation structurale du Maroc central. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 301, II, 497-502.
- Chappel B.W., White A.J.R. & Wyborn D. 1987. The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. *J. Petrol.*, 28, 1111-1138.
- Clarke D.B. 1981. The mineralogy of peraluminous granites; a review. *Can. Mineral.*, 19, 3-17.
- Clemens J.D. & Wall V.J. 1981. Crystallization and origin of some peraluminous (S-type) granitic magmas. *Can. Mineral.*, 19, 111-132.
- Cocherie A. 1984. *Interaction manteau-croûte : son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calco-alcalines, contraintes géochimiques (éléments en trace et isotopes du Sr et de l'oxygène)*. Thèse d'Etat, Univ. Rennes, 245 p.
- Cocirca C. 1986. Les enclaves microgrenues sombres du massif de Bono (Sardaigne septentrionale). Signification pétrogénétique des plagioclases complexes et leurs inclusions. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 302, II, 441-446
- Cocirca C., Orsini J.B. & Coulon C. 1989. Un exemple de mélange des magmas en contexte plutonique : les enclaves de tonalites-

- granodiorites du massif de Bono (Sardaigne septentrionale). *Can. J. Earth Sci.*, 26, 1264-1281.
- Deer W.A., Howie R.A. & Zussman J. 1983. *An introduction to the rock forming minerals*. Longman, 4th impression, 528 p.
- DePaolo D.J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 53, 189-202.
- Didier J. (1973). *Granites and their enclaves: the bearing of enclaves on the origin of granites*, Elsevier, Develop. petrol., 3, 393 p.
- Didier J. 1987. Contribution of enclaves studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas. *Geol. Rundsch.*, 76, 41-50.
- Didier J. & Barbarin B. 1988. Morphologie de l'apatite dans les roches felsiques et mafiques associées dans les plutons granitiques. *12^{ème} R.S.T*, Lille, Soc. Géol. Fr. p. 47.
- Didier J. & Barbarin B. 1991. *Enclaves and granite petrology*. Elsevier, Develop. Petrol. 13, 625 p.
- Diot H. 1989. *Mise en place des granitoïdes hercyniens de la Meseta marocaine. Etude structurale des massifs de Sebta de Brikine (Rehamna), de Zaër et d'Oulmès (Massif central), et d'Aouli Bou-Mia (Haute Moulouya). Implication géodynamique*. Thèse d'Etat, Univ. Toulouse, 182 p.
- Dodge F.C.W., Smith V.C. & Mays R.E. 1969. Biotites from granitic rocks of the central Sierra Nevada batholith, California. *J. Petrol.*, 10, 250-271.
- El Amrani E.I. 1994. *Genèse et mise en place des granitoïdes peralumineux à biotite et cordiérite des Jebilet centrales (Maroc)*. Thèse d'Etat, Univ. Mohammed V, Rabat, 219 p.
- El Amrani E.I. 1996. Pétrogenèse des granitoïdes peralumineux des Jebilet centrales (Maroc) : approche par l'étude des enclaves. *Bull. Inst. Sci.*, Rabat, 20, 1-24.
- El Amrani E.I. & El Mouraouah A. 1988. Intérêt pétrologique de l'étude microscopique des cristaux d'apatite. Application aux granitoïdes de Tabouchent (Jbilet central, Maroc). *Bull. Inst. Sci.*, Rabat, 12, 1-8.
- El Amrani E.I. & El Mouraouah A. 1992. La granodiorite des Oulad Ouaslam (Jbilet central, Maroc) et ses deux types d'enclaves microgrenues sombres : exemple d'association acide basique résultant de plusieurs stades de mélanges magmatiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 314, 1325-1330.
- Ferry J.M. & Spear F.S. 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66, 113-117.
- Fourcade S. & Allègre C. 1981. Trace elements behavior in granite genesis: a case study. The calc-alkaline plutonic association from the Querigut complex (Pyrénées, France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76, 177-195.
- Galan G. 1987. *Le massif hercynien de Vivero (NO de l'Espagne) : une association de roches ultramafiques et de granites. Comparaison avec d'autres exemples des orogénèses hercynienne et calédonienne*. Thèse 3^{ème} Cycle, Univ. Paris VI, 406 p.
- Gasquet D. 1991. *Genèse d'un pluton composite tardi-hercynien. Le massif du Tichka, Haut Atlas occidental (Maroc)*. Thèse d'Etat, Univ. Nancy I, 413 p.
- Gasquet D., Stussi J.M. & Nachit H. 1996. Les granitoïdes hercyniens du Maroc dans le cadre de l'évolution géodynamique régionale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 167, 4, 517-528.
- Georget Y. 1986. *Nature et origine des granitoïdes alumineux à cordiérite et des roches associées, exemple des granitoïdes du massif Armoricaïn (France). Pétrologie et géochimie*. Mém. Doc. C.A.E.S.S, Rennes, 9, 250 p.
- Giuliani G. 1982. *Contribution à la géologie du massif granitique de Zaër (Maroc central). Etude des minéralisations à W-Sn-Mo associées*. Thèse 3^{ème} Cycle, Univ. Nancy I - INPL, 347 p.
- Giuliani G., Cheilletz A & Zimmermann J.L. 1989. The emplacement, geochemistry and petrogenesis of two central Morocco Hercynian granites. Geotectonic implications. *J. Afr. Earth Sci.*, 9, 3-4, 617-629.
- Haïmeur J., Chabane A. & El Amrani E. I 2002. Modèle de genèse et de mise en place de l'unité monzo-granodioritique externe du pluton composite de Zaër (Maroc central). *19^{ème} Colloque de Géologie Africaine*, El Jadida, p. 98.
- Hammarstrom J.M. & Zen E. 1986. Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Am. Mineral.*, 71, 1297-1313.
- Harris N.B.W. 1981. Application of spinel-bearing metapelites to P/T determination: an example from south India. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76, 229-233.
- Helz R.T. 1973. Phase relation of basalt in their melting range at $\text{PH}_2\text{O} = 5 \text{ kb}$ as a function of oxygen fugacity. Part 1: mafic phases. *J. Petrol.*, 14, 249-302.
- Holdaway M.J. 1971. Stability of andalousite and the aluminium silicate phase diagram. *Am. J. Sci.*, 271, 97-131.
- Holdaway M.J. & Lee S.M. 1977. Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63, 175-198.
- Lagarde J.L. 1987. *Les plutons granitiques hercyniens marqueurs de la déformation crustale. L'exemple de la Meseta marocaine*. Thèse d'Etat, Univ. Rennes I, Mém. Doc. CAESS. Rennes (1989), n° 26, 342 p.
- Leake B.E. 1978. Nomenclature of amphiboles. *Bull. Mineral.*, 101, 453-467.
- Loomis T.P. 1982. Numerical simulation of crystallization processes of plagioclase in complex melt: the origin of irregular and oscillatory zoning in plagioclase. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 81, 219-229.
- Loomis T.P. & Welber P.W. 1982. Crystallization processes in the Rocky Hill granodiorite pluton, California: an interpretation based on compositional zoning of plagioclase. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 81, 230-239.
- Lornc W.L. 1990. Magmatic mafic enclaves in granitoids of northern Sierra de Paimàn, Argentina. *Geol. J.*, 25, 405-412.
- Mahmood A. 1980. *Etude pétrologique du granite hercynien de Zaër (Massif central marocain)*. Thèse d'Etat, Univ. Clermont-Ferrand, 421 p.
- Mahmood A. 1986. Etude comparative des granites hyperalumineux de la Nouvelle-Écosse (Zone du Méguma) et du Massif central marocain dans le cadre du magmatisme acide associé aux orogénèses paléozoïques. *J. Afr. Earth Sci.*, 5, 401-406.
- Maillet L.A. & Clarke D.B. 1985. Cordierite in the peraluminous granites of the Meguma Zone, Nova Scotia, Canada. *Mineral. Mag.*, 49, 695-702.
- Maury R.C. & Bizouard H. 1974. Melting of acid xenoliths into a basanite: an approach to the possible mechanisms of crustal contamination. *Contrib. Mineral. Petrol.* 48, 275-286.
- Maury R.C. & Didier J. 1991. *Xenoliths and the role of assimilation*. In : Didier J. & Barbarin B., *Enclaves and granite petrology*, Elsevier, Develop. petrol., 13, 529-542.
- Michard A. 1976. Eléments de géologie marocaine. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 252, 408 p.
- Montel J.M. & Abdelghaffar R. 1993. Les granites tardimigmatitiques du Velay (Massif central) : principales caractéristiques pétrographiques et géochimiques. *Géol. Fr.*, 1, 15-28.
- Mirini Z. 1985. *Age et origine des granitoïdes hercyniens du Maroc. Apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique (Sr, Nd, Pb)*. Thèse, d'Univ. Clermont-Ferrand, 156 p.
- Mirini Z., Rafi A., Duthou J. L. & Vidal Ph. 1992. Chronologie Rb-Sr des granitoïdes hercyniens du Maroc. Conséquences. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 163, 3, 281-291.
- Nachit H., Razafimahefa N., Stussi J.M. & Carron J.P. 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 301, II, 11, 813-817.

- Neiva A.M.R. 1981. Geochemistry of hybride granitoid rocks and their biotites from central northern Portugal and their petrogenesis. *Lithos*, 14, 149-163.
- Nesen G. 1981. *Le modèle exogranite-endogranite à stockscheider et la metallogénèse Sn-W. Etude des gisements de Fantao et Sanat Comba (Galice, Espagne)*. Thèse 3^{ème} Cycle, Univ. Nancy I, 354 p.
- Nixon G.T. & Pearce T.H. 1987. Laser-interferometry study of oscillatory zoning in plagioclase: the record of magma mixing and phenocryst in calc-alkaline magma chambers, Iztaccihuat volcano, Mexico. *Am. Mineral.*, 72, 1144-1162.
- Orsini J.B., Cocirta C. & Zorpi M.J. 1991. *Genesis of mafic microgranular enclaves through differentiation of basic magmas, mingling and chemical exchanges with their host granitoid magmas*. In : Didier J. & Barbarin B., *Enclaves and granite petrology*, Elsevier, Develop. Petrol. 13, 445-463.
- Owen J.V. 1991. Cordiérite + spinel parageneses in pelitic gneiss from the contact aureoles of the Mistastin batholith (Quebec) and the Taylor Brook gabbro complex (Newfoundland). *Can. J. Earth. Sci.*, 28, 372-381.
- Patino-Douce A.E., & Johnston A.D. (1991). Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 107, 202-218.
- Pichavant M. & Stussi J.M. 1986. Leucogranites à deux micas et granites "S" : deux types de magmatisme crustal. *R.S.T. Clermont-Ferrand*, p. 147.
- Piqué A. 1994. *Géologie du Maroc, les domaines régionaux et leur évolution structurale*. Ed. Pumag, Marrakech, 284 p.
- Pin C., Binon M., Belin J.M., Barbarin B. & Clemens J.D. 1990. Origin of microgranular enclaves in granitoids: equivocal Sr-Nd evidence from Hercynian rocks in the Massif Central (France). *J. Geophys. Res.*, 95, 17,821-17,828.
- Pin C. 1991. *Sr-Nd isotopic study of igneous and metasedimentary enclaves in some hercynian granitoids from the Massif Central, France*. In : Didier J. & Barbarin B., *Enclaves and granite petrology*, Elsevier, Develop. Petrol. 13, 333-343.
- Poli G.E. & Tommasini S. 1991. Model for the origin and signification of microgranular enclaves in calc-alkaline granitoids. *J. Petrol.*, 32, Part 3, 657-666.
- Poli G.E. & Tommasini S. 1999. Geochemical modelling of acid-basic magma interaction in the Sardinia-Corsica batholith: the case study of Sarvrabus, southeastern Sardinia, Italy. *Lithos*, 46, 553-571.
- Pringle G.J., Trembath L.T. & Pajari G.E. 1974. Crystallization history of a zoned plagioclase. *Mineral. Mag.*, 39, 867-877.
- Pupin J.P. 1976. *Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie ; base de la méthode typologique. Applications*. Thèse d'Etat, Univ. Nice, 394 p.
- Pupin J.P. 1980. Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, 207-220.
- Pupin J.P. & Turco G. 1975. Typologie du zircon accessoire dans les roches plutoniques dioritiques, granitiques et syénitiques. Facteurs essentiels déterminant les variations typologiques. *Pétrologie*, I (2), 139-156.
- Pupin J.P., Bonin B., Tessier M. & Turco G. 1978. Rôle de l'eau sur les caractères morphologiques et la cristallisation du zircon dans les granitoïdes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, XX, 5, 721-525.
- Robert J.L. 1981. *Etudes cristallographiques sur les micas et les amphiboles. Applications pétrographiques et géochimiques*. Thèse d'Etat, Univ. Paris Sud, Orsay, 206 p.
- Rosé F. 1987. *Les types granitiques du Maroc hercynien*. Thèse, Univ., Paris VI, 363 p.
- Rossi Ph. & Cocherie A. 1991. Genesis of variscan batholith: field, petrological and mineralogical evidence from the Corsica-Sardinia batholith. *Tectonophysics*, 195, 319-346.
- Schödlbauer S., Hecht L., Höhndorf A. & Mortani G. 1997. Enclaves in the S-type granites of the Kösseine massif (Fichtelgebirge, Germany): implication for the origin of granite. *Geol. Rundsch.*, 86, 125-140.
- Shulters J.C. & Bohlen S.R. 1989. The stability of hercynite and hercynite-gahnite spinels in corundum - or quartz-bearing assemblages. *J. Petrol.*, 30, 1017-1031.
- Silva M.V.G., Neiva A.M.R. & Whitehouse M.J. 2000. Geochemistry of enclaves and host granites from the Nelas area, Central Portugal. *Lithos*, 50, 153-170.
- Sparks R.S.J. & Marshall L.A. 1986. Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 29, 99-124.
- Streckeisen A.L. 1976. To each plutonic rocks its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 12, 1-33.
- Vejnar Z. 1975. Hornblende and problems of recrystallisation of gabbroic rocks. *Lithos*, 8, 59-68.
- Vernon R.H., Etheridge M.A. & Wall V.J. 1988. Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: indicators of magma mingling and flow. *Lithos*, 22, 1-11.
- Vielzeuf D. 1983. The spinel and quartz associations in high-grade xenoliths from Tallante (SE Spain) and their potential use in geothermometry and barometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 82, 301-311.
- Vielzeuf D. & Holloway J.R. 1988. Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98, 257-276.
- Watson E.B. & Jurewicz S.R. 1984. Behavior of alkalis during diffusive interaction of granitic xenoliths with basaltic magma. *J. Geol.*, 92, 121-131.
- White A.J.R. & Chappell B.W. 1977. Ultrametamorphism and granitoids genesis. *Tectonophysics*, 43, 7-22.
- White A.J.R., Chappell B.W. & Wyborn D. 1999. Application of the restite model to the Deddick granodiorite and its enclaves. A reinterpretation of the observation and data of Maas *et al.* (1977). *J. Petrol.*, 40, 413-421.
- Wiebe R.A. 1968. Plagioclase stratigraphy: a record of magmatic conditions and events in granite stock. *Am. J. Sci.*, 266, 690-703.
- Winkler H.G.F. 1967. *Petrogenesis of metamorphic rocks*, 5th edition, Springer-Verlag, 340 p.
- Wonès D.R. & Eugster H.P. 1965. Stability of biotite: experiment, theory and application. *Am. Mineral.*, 50, 1228-1272.
- Zorpi M.J. 1988. *Mélanges magmatiques dans les granitoïdes de Sardaigne septentrionale : implication sur l'hybridation, la zonation et la mise en place des plutons calco-alcalins*. Thèse 3^{ème} Cycle, Univ. St. Jérôme, Marseille, 257 p.
- Zorpi M.J., Coulon C., Orsini J.B. & Cocirta C. 1989. Magma mingling, zoning and emplacement in calc-alkaline granitoid plutons. *Tectonophysics*, 157, 315-329.
- Zorpi M.J., Coulon C. & Orsini J.B. 1991. Hybridization between felsic and mafic magma in calc-alkaline granitoids - a case study in northern Sardinia, Italy. In: A. Peccerillo (Guest-Editor), geochemistry of granitoid rocks. *Chem. Geol.*, 92, 45-86.

Manuscrit déposé le 29 septembre 2003
Version définitive acceptée le 26 décembre 2003

ANNEXE I

Liste des abréviations des minéraux utilisées dans cette étude

Albite	Ab	Feldspath-k	FK	Orthose	Or
Amphibole	Am	Grenat	Grt	Plagioclase	Pl
Andalousite	And	Hématite	He	Quartz	Qz
Anorthite	An	Hornblende	Ho	Rutile	Ru
Apatite	Ap	Hypersthène	Hy	Séricite	Ser
Biotite	Bi	Ilménite	Ilm	Sillimanite	Sil
Chlorite	Ch	Magnétite	Mt	Sphène	Sph
Cordiérite	Cd	Microcline	Mic	Spinelle	Spn
Corindon	Co	Muscovite	Ms	Tourmaline	To
Epidote	Ep	Opaque	Op	Zircon	Zr

Analyse des minéraux

Les analyses des minéraux présentées dans cette étude ont été réalisées à la microsonde électronique de l'Université de Clermont-Ferrand, France (SX 100 CAMECA). Les conditions d'analyses sont les suivantes :

HT: 15 kv ; courant échantillon : 15 nA ; temps de comptage : 10 s par éléments.

Standards : Na et Si : albite ; K : orthose ; Ca : wollastonite ; Al : Al₂O₃ ; Fe : Fe₂O₃ ; Ti et Mn : TiMnO₃ ; Mg : olivine ; Cr : Cr₂O₃ ; Zn : blende ; F : fluorine.

Planche I : Affleurements des granitoïdes et enclaves de Zaër.

- a** : Granitoïdes à biotite du lobe SW, région de Sidi Mohamed El Kébir (SMK) (vue vers le sud).
- b** : Bordure sud du leucogranite à deux micas au niveau de l'oued Demrane (vue vers le nord).
- c** : Schlierens et masses mafiques associés à la granodiorite-tonalite du SW au niveau de l'oued Demrane.
- d** : Zone chargée en plagioclases associée aux granodiorites-tonalites du SW au niveau de l'oued Demrane.
- e** : Xénolite gris à veinules blanchâtres (Xgvb) observé au niveau des granitoïdes SW, région de SMK.
- f** : Granodiorite-tonalite du SW orientée et schistosée avec un petit xénolite en filet également orienté.
- g** : EMMop en fuseau orientée parallèlement à la pétrofabrique du granite-hôte, couloir Demrane-Chbeïka.
- h** : EMMcd à contour denté et contact magmatique diffus avec la granodiorite-tonalite du SW, région de SMK.
- i** : EMMop avec halo felsique, contour lobé et microfissures injectées de matériel granitique, région de SMK.
- j** : Xénolite gris noir uniforme (Xgnu) anguleux dans le mozogranite-granodiorite du NE, vers la bordure NE.
- k** : EMMcs nettement en relief par rapport au granitoïdes-hôte du NE, sur la piste de Sibara.
- l** : EMMnb noire, arrondie et riche en phénocristaux de plagioclase, vers le cœur des granitoïdes du NE.

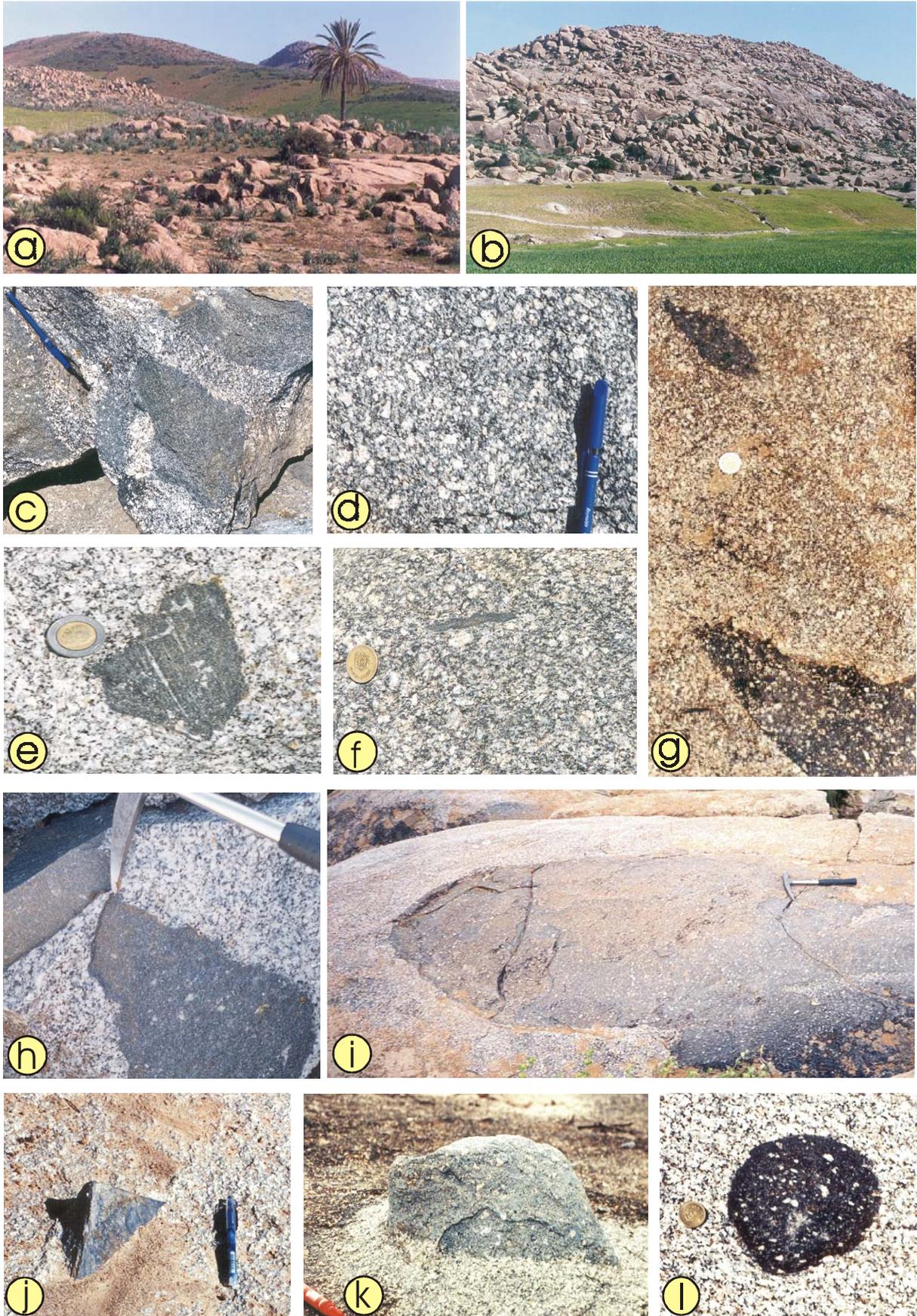


Planche II : Micrographies des faciès granitiques de Zaër

- a** : Plagioclase à zonage fruste, macles croisées et inclusions diverses, granitoïdes à Bi du lobe NE (Z.2-2a).
- b** : Biotite partiellement chloritisée et riches en inclusions d'apatite et de zircon, granitoïdes à Bi du NE (Z.1-3a).
- c** : Biotite (section 001) très riche en inclusions de zircon au sein des granitoïdes déformés du lobe SW (Z.2-8).
- d** : Cordiérite automorphe, partiellement pinitisée dans le monzogranite-granodiorite du lobe NE (Z.1-2).
- e** : Plagioclases accolés par syneusis en petits "groupement" dans la granodiorite-tonalite du SW (Z.2-8c).
- f** : Muscovite secondaire récrystallisée à partir de la biotite (relique au cœur) dans le leucogranite (Z.2-5).
- g** : Plagioclases tordus et diaclasés dans la granodiorite-tonalite déformée du lobe SW (Z.2-9).
- h** : Biotites déformées et recristallisées en faisceau dans le faciès fortement déformé des granitoïdes SW (Z.2-6).

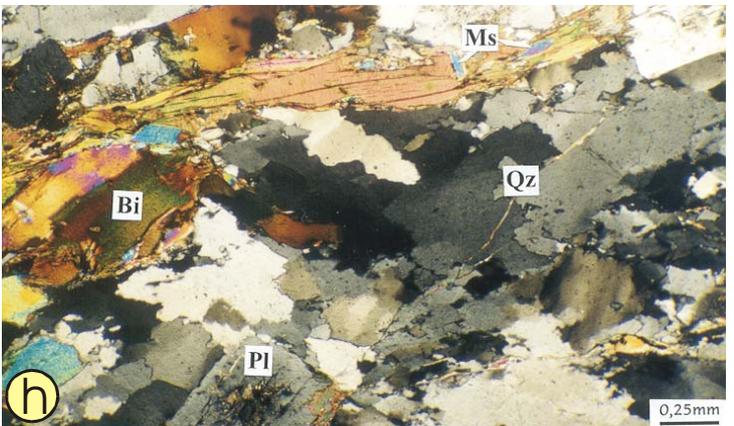
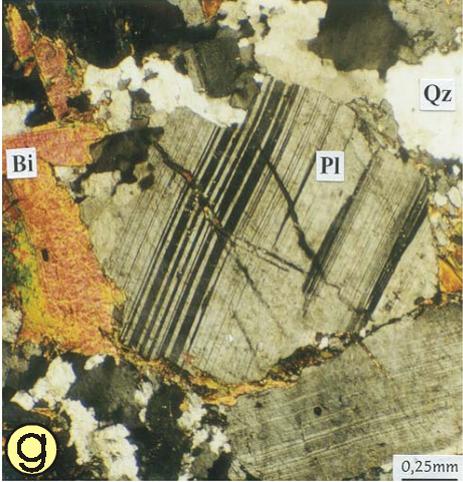
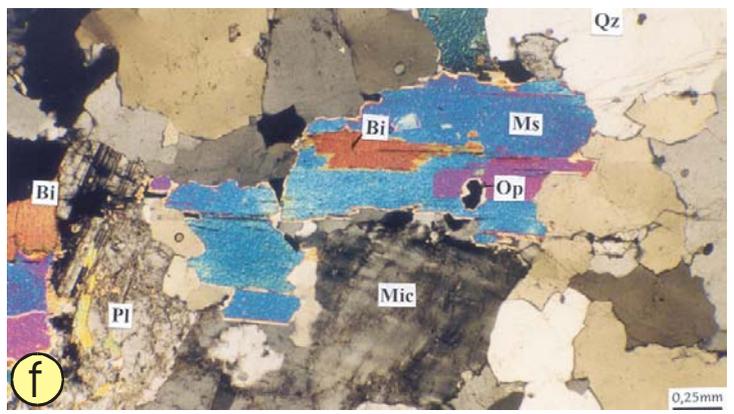
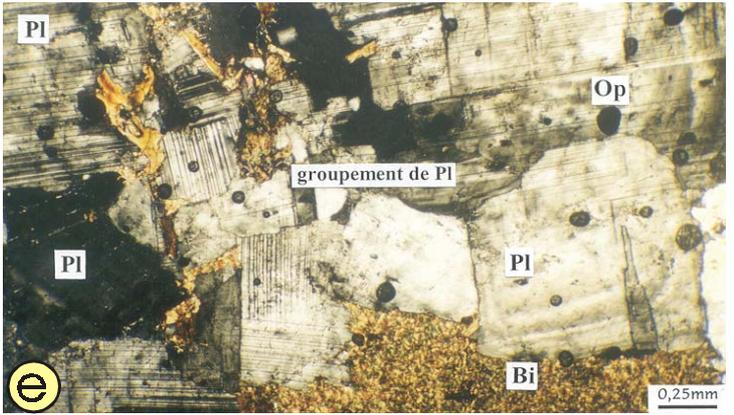
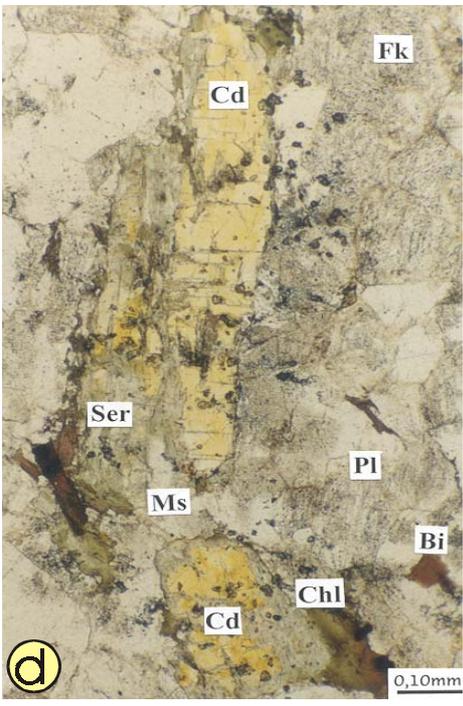
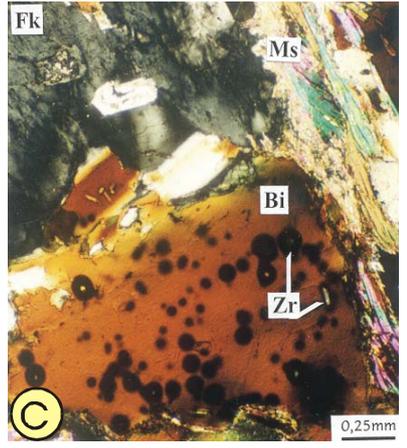
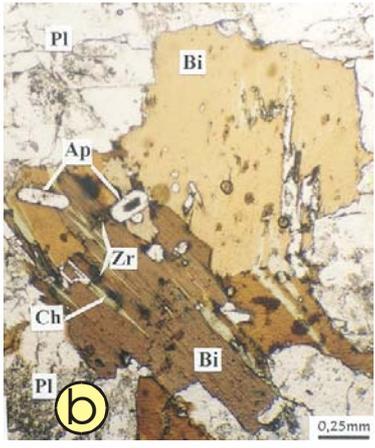


Planche III : Micrographies des xénolites et enclaves microgrenues mafiques de Zaër

- a** : Phénoblastes d'andalousite entourés d'une auréole symplectique dans les xénolites tachetés (Xgvt, Z.2-8a).
- b** : Détail de l'auréole symplectique à Bi – Cd – Pl – Sil – Op du phénoblaste d'andalousite (Xgvt, Z.2-8).
- c** : Cristal fracturé de corindon sur un fond lépidoblastique à Qz – Pl – Bi - Op du Xénolite (Xgnu, Z.2-1c).
- d** : Détail du cristal de corindon à relique de Bi et en association avec Ms - Cd – Spn – Bi – Pl – Op (Z.2-1b).
- e** : Grande muscovite déchiquetée à relique de corindon et spinelle vert dans un xénolite (Xnvb, Z. 2-1b).
- f** : Microlentille à Qz – Pl - Mic sur un fond sériciteux du xénolite à veinules blanchâtres (Xnvb, Z.2-1b).
- g** : Trame biotitique dense d'une réstite laissant apparaître un fond composés de Pl et Qz (Z.2-4a).
- h** : Association étroite entre biotite et hornblende verte avec Sph, Ep et Op dans l'EMMad du SW (Z.2-9b).
- i** : Détail d'une hornblende contenant des reliques de biotite ainsi que des grains de sphène et épidote (Z.2-9b).
- j** : Concentrations "nids" composés d'une association d'hornblende et de biotite dans l'EMMcD du SW (Z.1-4b).
- k** : Apatites en fines aiguilles et en "peigne" de cheveux observées au sein des EMMop du lobe SW (Z. 2-9b).

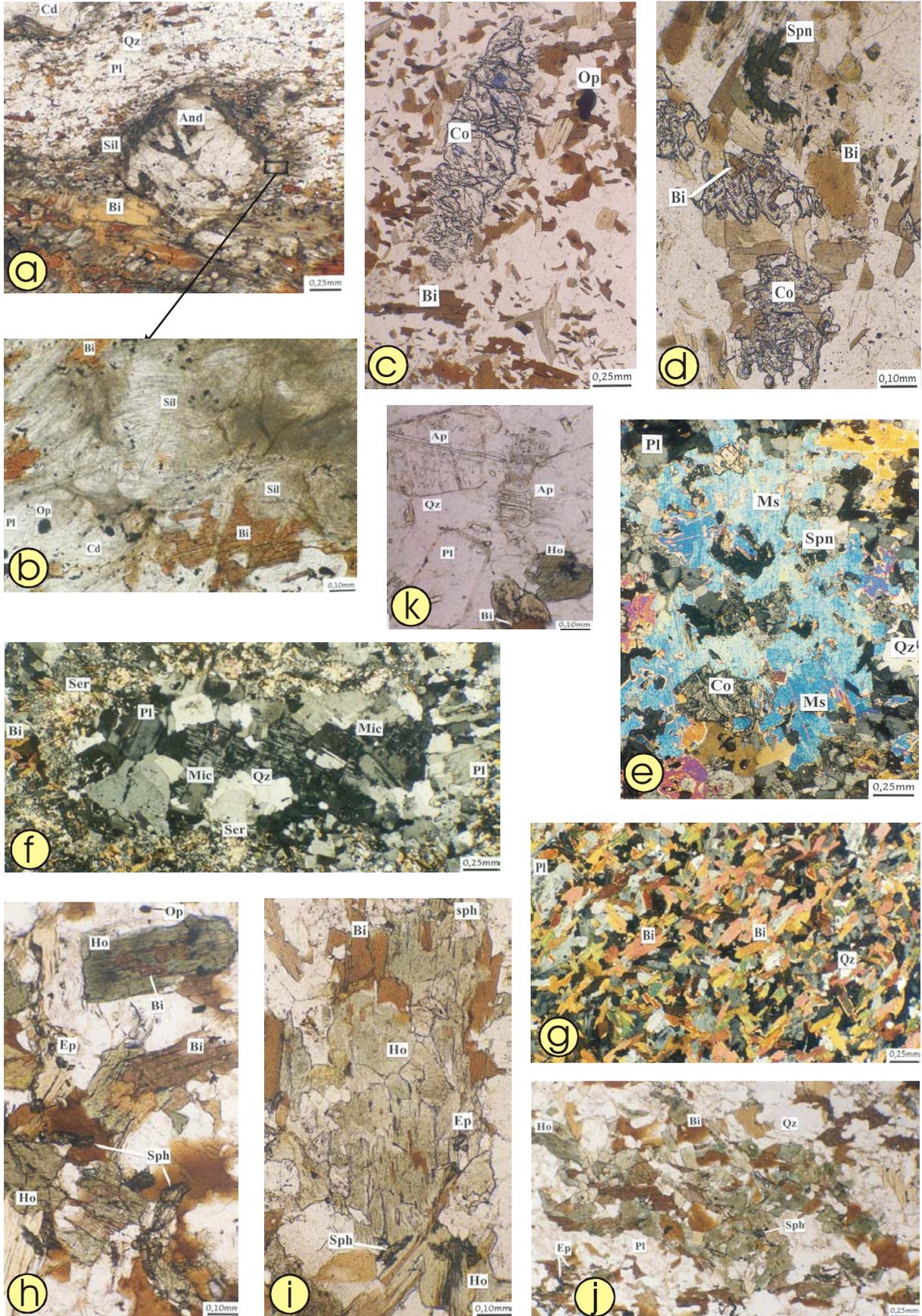


Planche IV : Indices pétrographiques d'échanges mécaniques entre granite et enclaves

- a** : Coexistence de grandes Bi granitiques (Bi2) et de petites Bi (Bi1) propres à l'EMMcS (Z.1-9b).
- b** : Coexistence d'apatite granitiques trapues (Ap2) et de fine aiguilles d'Ap (Ap1) propres à l'EMMnb (Z.1-4f).
- c** : Corindon et spinelle vert hérités, originaire des xénolites, observés dans les granitoïdes du NE (Z.1-5a).
- d** : Ocelle de quartz à paillettes de Bi et aiguilles d'Hb verte observés dans les EMMcd du SW (Z.2-8b).
- e** : "Nid" biotitique et ocelle de quartz sur fond microdoléritiques des EMMnb des granitoïdes NE (Z.1-4f).
- f** : "Groupement" de cristaux de plagioclase d'origine granitique au sein de l'EMMcS du lobe NE (Z.1-9b).
- g** : Microfragments de xénolite à fond sériciteux et relique de corindon au sein de l'EMMcS du NE (Z.2-2b).
- h** : Phénocristal de plagioclase d'origine granitique observé à l'intérieur de l'EMMnb du NE (Z.1-4f).
- i** : Grands cristaux de sphène en plages poecilitique qui englobe des Pl et des Hb dans l'EMMcd du NE (Z.2-8b).
- j** : Zircons de type S3-4, d'origine granitique, observés au sein de l'EMMcS à zircons S14 dominants (Z.1-2a).

(Voir points d'observation et d'échantillonnage dans la Figure 1)

