

Le lamprophyre d'El Hammam (Maroc central) : un magma hybride contemporain de la minéralisation fluorée

Toufik REMMAL, Ilham CHRAIBI,
Assia MOHSINE & Najib EI HATIMI

Mots-clés : Maroc central, El Hammam, Permien, lamprophyre, hybridation, magma mafique, syénite.

توفيق الرمال ، إلهام الشرايبي، آسية محسن ونجيب الحاتمي
لامبروفير الحمام (المغرب الأوسط) : صهير هجين متزامن مع التمدن الفلوري.
تتموضع صخور اللامبروفير المتواجدة في منجم الفلورين بالحمام (المغرب الأوسط) في شكل عروق وفق تقصص شمال - شرق متزامن مع التمدن الفلوري البرمي. المكونات المعدنية الرئيسية هي الكالينوبروكسين والفلوكوبيت والأنورتوز، وهي تتشكل وفق بنية تدل على اختلاط بين صهير مافي من الرداء الذي تتبقى منه حبيبات داكنة اللون مكونة من الفلوكوبيت، ومكون سينيتي من القشرة. الصهارة المغنيزية – البوتاسية المتكونة تغتني بحبيبات كربوناتية خلال تطورها موازاة مع تميز ميكانيكي مرتبط بالتدفق الصحاري الذي سرعان ما ينحبس بسبب تعرضه للتبريد السريع. رغم وجود معدن الفلور فإن اللامبروفير لا يشكل مصدر التمدن الفلوري وذلك نظرا لصغر حجمه وأهمية المائع الفلوري ذي التأثير الكابح.

RESUME

Le lamprophyre du district minier à fluorine d'El Hammam (Maroc central) se présente en dykes mis en place suivant un cisaillement dextre NNE-SSW contemporain de la minéralisation fluorée d'âge permien. La composition minéralogique majeure est à clinopyroxène, phlogopite et anorthose. Ces minéraux décrivent des configurations texturales qui témoignent d'un mélange entre un magma mafique de source mantéllique dont subsistent des enclaves sombres à phlogopite dominante et un composant syénitique d'origine crustale. Le magma magnésio-potassique ainsi formé s'enrichit en vésicules carbonatées au cours de son évolution dans sa caisse filonienne. Cette évolution s'accompagne d'une différenciation mécanique liée à l'écoulement du magma cependant, rapidement freinée par trempage thermique. Malgré la présence des minéraux fluorés, le lamprophyre ne saurait constituer une source de la minéralisation fluorée eu égard à son volume réduit et l'importance du fluide carboné à effet bloquant.

ABSTRACT

The El Hammam lamprophyre (central Morocco): an hybrid magma contemporaneous of fluorine mineralization. The lamprophyre of the El Hammam mining district, appears as dikes within a NNE-SSE trending dextral shear zone, contemporaneous of the Permian fluorine mineralization. The major mineral components are clinopyroxene, phlogopite and anorthose. These minerals have textural configurations that characterise mixing of (i) a mafic magma, of mantellic origin, the relics of which remain as dark phlogopite-rich enclaves, and (ii) a syenitic component, of crustal origin. During its flow, the magnesian-potassic magma became rich in carbonated vesicles and evolved by mechanical differentiation, related to the magmatic flow. The latter is quickly stopped by thermal chilling. In spite of the presence of fluorine minerals, the lamprophyre cannot be at the origin of fluorine mineralization because of its reduced volume and the importance of the carbonaceous fluid of blocking effect.

INTRODUCTION

La pétrogenèse des lamprophyres a suscité ces dernières années beaucoup d'intérêt depuis que leur relation avec les minéralisations, autres que diamantifères, était envisagée (JACQUES & *al.*, 1984, 1986; ROCK, 1984, 1987 et 1991; KRAMER & SEIFERT, 1994). Dans sa monographie sur le "clan des lamprophyres", ROCK (1991) précise qu'ils méritent une place de choix dans la pétrologie

moderne. Leur origine mantéllique est actuellement admise. Néanmoins, le magma dérivé peut subir différents types d'évolution au cours de sa mise en place : immiscibilité précoce du liquide (CLARKE & *al.*, 1983; ESPERANCA & HOLLOWAY, 1987; TURPIN & *al.*, 1988), contamination par érosion thermique (HUPPERT & SPARKS, 1985; GALAN & *al.*, 1997); contamination crustale (AYRTON, 1991).

Remmal, T.; Chraïbi, I.; Mohsine A. & El Hatimi, N. (1998). Le lamprophyre d'El Hammam (Maroc central) : un magma hybride contemporain de la minéralisation fluorée. *Bull. Inst. Sci.*, Rabat, n°21 (1997-1998), pp. 1-13.

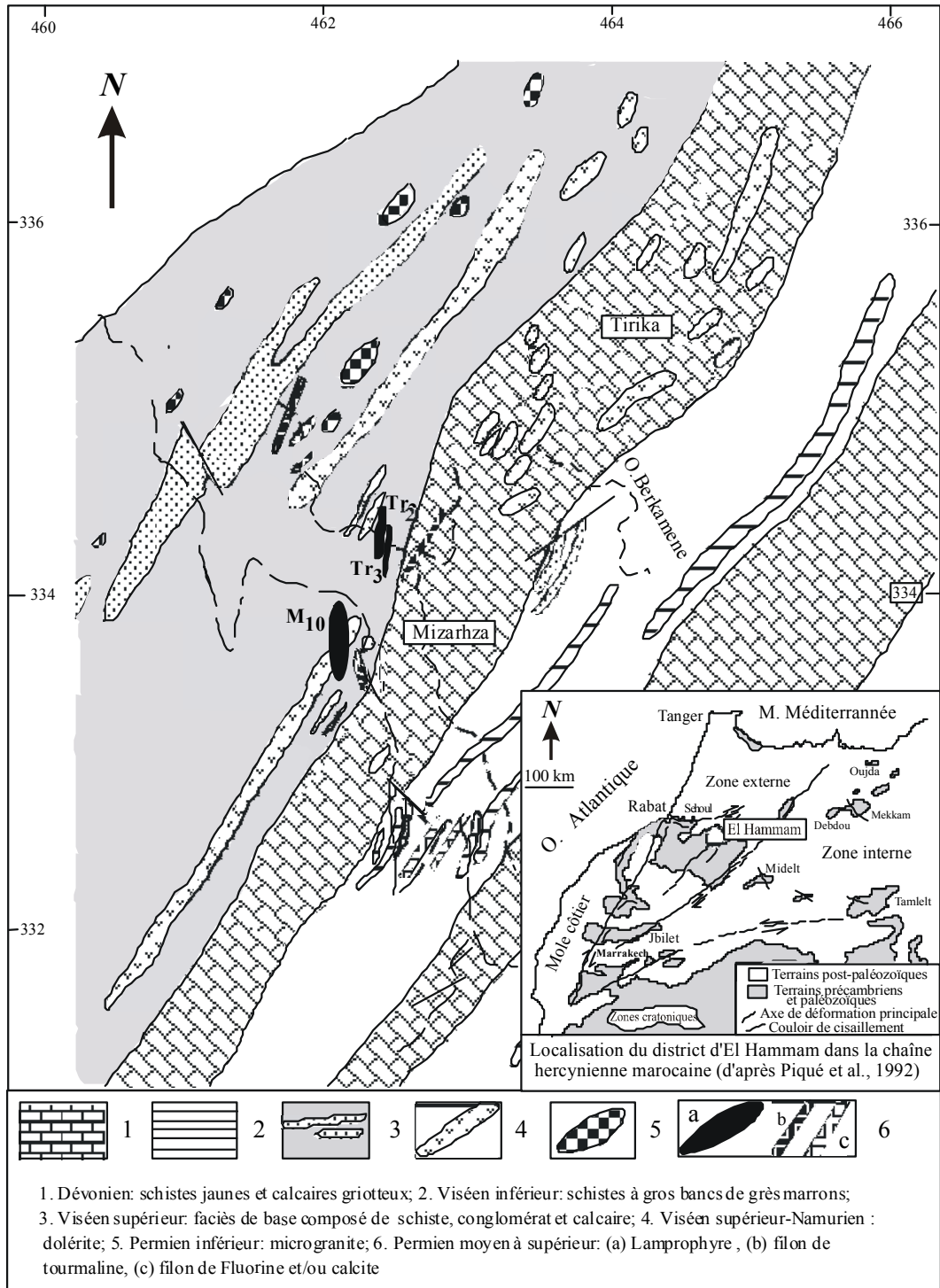


Figure 1 : Carte géologique du secteur de Mizarhza dans le district d'El Hammam.

Le lamprophyre du district minier d'El Hammam est un exemple de ce magmatisme magnésio-potassique. Il constitue une variété bien distincte dans le paysage magmatique de ce secteur de par ses caractéristiques structurales, pétrographiques, minéralogiques et chimiques. La présente note a pour objet de préciser ces aspects en liaison avec l'évolution du magma lamprophyrique. La relation de ce dernier avec la minéralisation fluorée sera discutée.

CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL

Le district d'El Hammam est localisé dans la zone externe de la chaîne hercynienne marocaine (BOULIN & al., 1988 ; PIQUE & al., 1992 ; Fig. 1) sur une ride érigée au Famenno-Tournaisien subséquent à l'individualisation des bassins mesetiens (BENABBOU, 1990 ; TAHIRI, 1991). Cette différenciation en rides et sillons va préfigurer la paléogéographie du viséo-namurien. Celui-ci est représenté par une succession de calcaires à entroques, schisto-calcaires, schistes, grès et flyschs en discordance angulaire ou cartographique par le biais de conglomérats sur les terrains siluro-dévonien formés respectivement de schistes noirs à graptolithes et quartzites et de calcaires griotteux et schistes jaunes (AGARD, 1966).

Une compression NE-SW d'âge namuro-westphalien, générale à l'échelle du Maroc central, structure le district d'El Hammam en synclinaux et anticlinaux. Elle est associée à un métamorphisme synchisteux de type épizonal.

Le district d'El Hammam est découpé par un faisceau de décrochements NE-SW, d'amplitude pluri-kilométrique, qui constitue la ramification orientale de la faille d'Oulmès (TAHIRI & MEDINA, 1989). Chaque branche de ce faisceau correspond à une zone de broyage large de 100 à 150 m (LEPINE, 1991 ; ZOUHAIR 1993 ; REMMAL & al., 1997) assimilable à un couloir de cisaillement.

Le secteur est le siège d'une importante activité magmatique pré- et tardi-orogénique exprimée en filons et dykes basiques à acides organisés en faisceaux récurrents et parallèles de direction NE-SW. Antérieurement aux filons acides éopermiens, se met en place un batholite granitique calco-alcalin responsable d'une large auréole de métamorphisme thermique délimitée par les isogrades à biotite, andalousite et cordiérite (REMMAL & CHRAIBI, 1995). La minéralisation à fluorine filonienne, actuellement en exploitation, constituerait la manifestation ultime d'un stade hydrothermal polyphasé où il est possible de distinguer des skarns à W-Sn et

B (SONNET, 1981) et une tourmalinisation filonienne abondante suivie d'un épisode sulfuré.

A Mizarhza (Fig. 1), le lamprophyre, dont la présence est déjà signalée par JEBRAK (1985), se présente en filon de 3 à 6 m de puissance et orienté N10-50, 85E. Il décale en décrochement dextre sur environ 1 m un dyke de microgabbro schistosé et métamorphisé avant d'être lui-même affecté par un décrochement E-W dextre de rejet décimétrique. Au fond de la vallée de l'oued Bergamou, à 10 m de sa confluence avec l'oued Laqtib, ont été découverts d'autres dykes de lamprophyre contigus et orientés N10-30, 60-80E et d'épaisseur variable entre 0,20 et 5 m. Le dyke le plus puissant montre une bordure figée décimétrique. La roche est parsemée de vésicules carbonatées, de forme lenticulaire et de taille centimétrique, particulièrement abondantes près de l'éponte où elles marquent une fluidalité magmatique légèrement oblique à la direction du dyke.

La mise en place du lamprophyre s'est faite suivant des fractures NNE-SSW qui jouaient en dextre lors de l'intrusion du magma. Ce fait est attesté par le remplissage de coins ouverts dans l'encaissant par du magma. La datation isotopique K/Ar sur biotite et roche totale du lamprophyre donne un âge moyen de 261 Ma, qui coïncide avec l'épisode saxonien de l'expression de la minéralisation fluorée (JEBRAK, 1985). Celle-ci est contrôlée de la même manière par une tectonique cisailante dextre NNE-SSW à NE-SW.

PETROLOGIE

DIFFERENCIATION MAGMATIQUE

Une variation pétrographique est observée entre le centre et la bordure du dyke lamprophyrique (Fig. 2). Microscopiquement, le faciès central montre une texture panidiomorphe millimétrique où émergent du pyroxène prismatique et des lattes de micas noirs souvent associés à des apatites aciculaires. Le feldspath alcalin type anorthose (An_{23}, Or_{14}) est localement entouré d'une auréole albitique. Le faciès de bordure est de granulométrie réduite ($<30 \mu m$). Le pyroxène disparaît, la proportion du plagioclase et du mica noir diminue à la faveur respectivement de l'albite et de l'amphibole associée à la chlorite. La chloritisation est exprimée au centre du dyke car l'amphibole présente par substitution des phases ferro-magnésiennes précoces, fixe les ions Mg, Ca et Fe libérés par ces dernières, à une température plus élevée que celle correspondante à la stabilité du couple biotite-chlorite. Aux épontes à température plus basse, la chlorite joue alors le rôle de

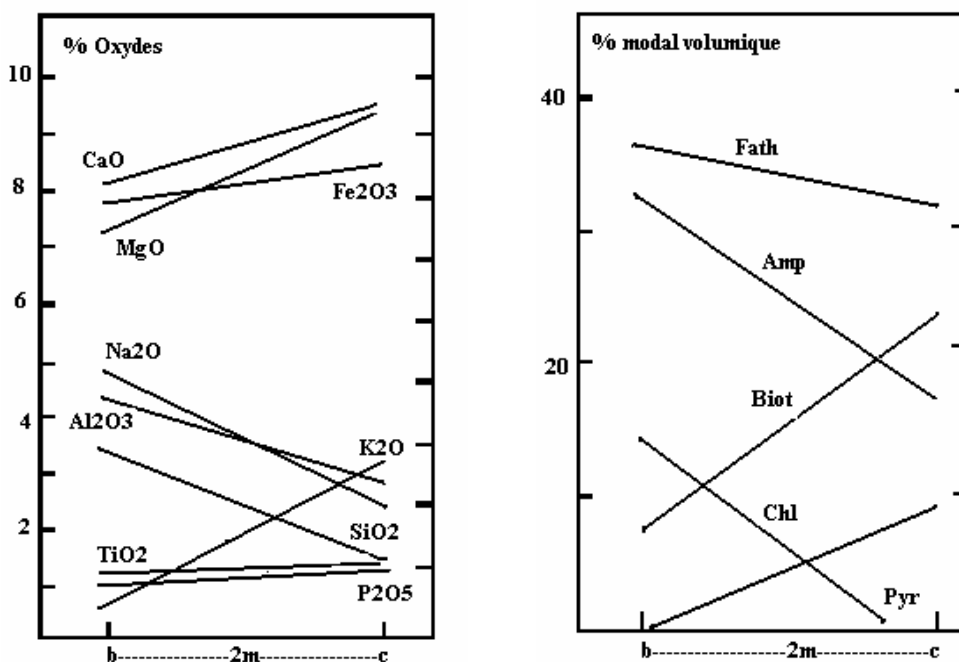


Figure 2 : Evolution des compositions minéralogiques et chimiques de l'éponte (b) vers le centre (c) du dyke du lamprophyre.

l'amphibole. Sa formation s'accompagne de la cristallisation de microgranules de sphènes libres qui jalonnent le clivage des micas.

Les variations minéralogiques entre le centre et l'éponte du dyke peuvent être liées aux phénomènes de différenciation mécanique qui accompagnent la mise en place du magma dans sa caisse. Elles sont liées aux vitesses différentielles d'écoulement qui augmentent de l'éponte au centre de la caisse et peuvent être assimilées à un phénomène de cisaillement simple dont l'intensité décroît quand on s'éloigne de la paroi. En effet, BAGNOLD (1954) a mis en évidence l'apparition d'une pression dispersive dans une suspension de particules solides dans un courant visqueux. Cette pression dispersive est fonction de la concentration des particules et proportionnelle au taux de cisaillement, maximal vers les épontes et faible vers le centre du conduit où il s'annule. Cela va provoquer un gradient de pression au travers de la caisse filonienne qui sera équilibré par une migration des cristaux vers la zone axiale (effet Bagnold). Le déplacement latéral des cristaux déjà formés dans le magma en écoulement peut être calculé ; il est indépendant de la vitesse et de la viscosité et dépend de la géométrie de la caisse, de la taille des cristaux et de leur concentration (KOMAR, 1972a et 1972b). A l'intérieur de la caisse

filonienne, l'effet Bagnold induit des conséquences géologiques fondamentales : (i) les minéraux de première cristallisation sont entraînés dans la partie centrale du filon ; (ii) le tri par taille ; les gros cristaux et les enclaves sont concentrés vers l'axe ou le plan médian de la caisse filonienne ; vers la bordure se constitue une frange dépourvue de phénocristaux (frange de Bagnold) ; (iii) la frange trempée "chilled margin" fait partie de la frange de Bagnold ; (iv) en magma dynamique, la zone trempée ou la zone de Bagnold ne sont généralement pas représentatives du magma initial mais du magma résiduel après séparation des premiers cristaux par l'effet Bagnold, la zone centrale non plus d'ailleurs.

LES VESICULES

Les vésicules qui parsèment particulièrement l'éponte des filons présentent des variations texturales qui traduisent différentes étapes de leur évolution. En effet, à un stade précoce, le fluide carbonaté occupe des vacuoles de faible dimension, 1 à 2 mm, délimitées par des lamelles de micas, systématiquement amphibolitisées (actinolite à hornblende actinolitique) au contact du carbonate. Les vésicules de plus grande taille (>1 cm) montrent une interaction plus importante avec la roche hôte.

Celle-ci se résout en une frange irrégulière de 1 à 2 mm d'épaisseur formée essentiellement d'amphibole et de feldspath. Ces deux phases peuvent être détachées ou emballées dans la gangue calcitique respectivement sous forme d'échardes radiaires parfois sphérolitiques et de tablettes automorphes et calcitisées. D'autres vésicules s'enrichissent en plus de sulfures (pyrite) associés à de l'amphibole verte (Mg-hornblende). Cette paragenèse est bien exprimée par ailleurs dans la roche mais suivant une texture nettement interstitielle. L'orientation des vésicules carbonatées peut servir pour déterminer l'axe de mise en place du lamprophyre, c'est le phénomène de "pincement" des minéraux (BLANCHARD & al., 1977) applicable aux vacuoles, vésicules, enclaves... En effet, il est démontré par simulation expérimentale dans le cas de cisaillement simple, confirmée par des observations sur le terrain, que les fluidalités planaires et linéaires relevées vers les épontes (fluidalités apparentes) font un angle avec le plan de glissement maximum matérialisé par le plan de l'éponte. Cet angle de pincement est de l'ordre de 15°, son ouverture indique le sens d'injection du magma. En pratique, l'intersection du plan de la fluidalité planaire et celui de l'éponte détermine l'axe de zone. L'intersection du plan de zone (plan perpendiculaire à l'axe de zone) avec l'éponte détermine l'axe de mise en place. Les fabriques planaires décrites par les vésicules dans le lamprophyre sont obliques de 10° à 35° par rapport à la direction de l'éponte du dyke. Elles définissent un axe de mise en place NNE-SSW plongeant de 10° à 20° vers le NNE. Le pincement des vésicules conforme au mouvement cisailant dextre indique une injection magmatique vers le SSW.

Les enclaves

L'observation microscopique d'un échantillon prélevé au niveau de la terminaison NE du dyke de Mizarhza, entre le centre et la bordure, a permis de mettre en évidence la présence d'une enclave centimétrique à contour crénelé, sous forme d'une flamme étirée et localement corrodée. Elle est formée de lamelles de phlogopites parfois ne subsistant qu'en grumeaux surnageant dans une trame feldspathique. L'observation de telles enclaves à l'affleurement est difficile en raison de leur couleur et composition minéralogique confondues avec celles de la roche hôte. Des enclaves sous forme de flammes plus ou moins étalées et allongées dans le sens de la fluidalité et aux contours onduleux et cérébroïdes sont décrites par EMANI & MICHEL (1984) comme étant des vestiges d'un magma

basique liquide ou pâteux dans une matrice acide lors d'un mélange magmatique évoluant dans un dyke.

Les travaux empiriques de KOYAGUCHI (1991) et BLAKE & KOYAGUCHI (1991) sur les enclaves et les mélanges magmatiques étayent cette interprétation. Ces auteurs ont défini quatre étapes dans l'évolution du magma, du stade mingling au stade hybride. Les enclaves entraînées par convection ou tout autre processus dynamique fluide, subissent un étirement ou distorsion dans la roche hôte. Au cours de ce transfert, il y a diffusion chimique entre l'enclave et son encaissant, rendant progressif le contact entre les deux entités, auparavant saillant. A terme, cela conduit à la résorption totale des enclaves qui peuvent subsister localement sous forme de filets ou dendrites. Le degré de mixing est influencé par l'intensité de l'entraînement mécanique et le contraste rhéologique entre les deux magmas. Par comparaison, la configuration texturale de l'enclave sombre à dominance micacée du lamprophyre traduit un phénomène d'hybridation magmatique à un stade assez avancé.

MINERALOGIE

LE CLINOPYROXENE

Il est observé dans l'intrusion de Bergamou où il se présente en prismes maclés et de taille variable (150 à 800 µm). C'est un diopside selon la nomenclature de MORIMOTO & al. (1988), riche en CaO (23,20%) et à moindre degré en Al₂O₃ (1,94%) et TiO₂ (0,48%) (Tabl. I). Les teneurs en Cr₂O₃ sont faibles (0,02%), ce qui indique une cristallisation à partir d'un magma déjà différencié.

Les principales substitutions à l'origine de la variation de la composition chimique des clinopyroxènes obéissent à l'équation d'équilibre de charges suivante : $YAl + YFe^{3+} + YCr + Y^{2+}Ti = ZAl + ZFe^{3+} + XNa$ (CAMERON & PAPIKE, 1981). Le déficit de charge causé par l'introduction de Al et à moindre degré de Fe³⁺ (HUCKENHOLZ & al., 1969) dans le site tétraédrique Z est compensé par les substitutions de Al³⁺, Cr³⁺, Fe³⁺ et Ti⁴⁺ dans le site M1. La quantité de Al présente dans le clinopyroxène est insuffisante pour remplir le site tétraédrique. Les teneurs élevées en Fe³⁺ (calculées selon la méthode de PAPIKE & al., 1974) particulièrement pour les sections où $(Al + Si)_z < 2$ et la bonne corrélation positive Fe³⁺ - Al^{IV} suggèrent la présence d'une partie de Fe³⁺ dans le site tétracoordonné (MARCELOT & al., 1988). Le reste étant introduit dans le site M1 en compensation du remplacement de Si par Al dans le site Z,

cette substitution s'opère à fO_2 croissante (PEMBERTON & OFFLER, 1985). La substitution $Na^+ - Ca^{2+}$ dans le site M2 est mineure. Le calcium conserve une valeur pratiquement constante. Par contre, une corrélation négative se dessine entre Na et Ti comme cela est remarqué dans les magmas alcalins où l'excédent en Na est combiné avec Ti (TRACY & ROBINSON, 1977).

LE MICA NOIR

Il constitue la principale phase mafique du lamprophyre. Il présente la composition d'une phlogopite ($X_{Fe} < 0,20$) riche en Na_2O (0,23% à 0,37%) (Tabl. I). Il apparaît soit en prismes pseudo-hexagonaux soit en lamelles subautomorphes souvent flexueuses soulignant une mise en place synchrone de la déformation. Ces phlogopites sont zonées avec un cœur brun pâle et une bordure fumée souvent crénelée indiquant une réaction avec le liquide durant sa cristallisation (VENTURELLI & al., 1991). Elles sont souvent greffées, par syneusis, d'apatite aciculaire. Localement, les deux phases sont intimement agencées suivant une texture de cristallisation cotectique.

Les teneurs en Cr_2O_3 apparaissent couplées à celles de MgO mais suivant une pente plus raide pour les phlogopites de bordure que pour celles du centre de dyke (Fig. 3a). La corrélation F - MgO est relativement moins bien marquée *a fortiori*, suite au partage du fluor avec l'apatite (Fig. 3b). En effet, ces deux phases sont considérées comme les principaux réservoirs de fluor dans le manteau source des magmas potassiques (EDGARD & ARIMA, 1985).

L'AMPHIBOLE

Trois types d'amphiboles peuvent être distingués sur la base de critères texturaux et chimiques (Tabl. I).

Le type I se présente en prismes sub-automorphes de 60 μm à faible pléochroïsme. Les individus sont souvent isolés et nettement plus abondants vers le centre du filon. Ils correspondent à des actinolites ($Si = 53,44\%$, $X_{Mg} = 0,73$), selon la classification de LEAKE (1971). Le premier type serait d'origine magmatique primaire.

Le type II se présente en lamelles de taille variable (100 à 650 μm), à composition d'actinolite à hornblende actinolitique ($Si = 53,58\%$, $X_{Mg} = 0,31$), nettement pléochroïques et particulièrement abondantes vers les épontes. Elles résultent de la substitution du pyroxène et de la phlogopite, avec lesquels elles montrent une continuité optique et cristallographique, ou s'associent avec les feldspaths en lisière autour des vésicules carbonatées

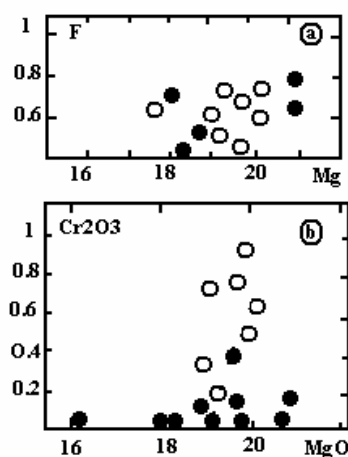


Figure 3 : Variation de Cr_2O_3 et de F en fonction de MgO dans les phlogopites du centre (●) et de la bordure (○) du dyke du lamprophyre.

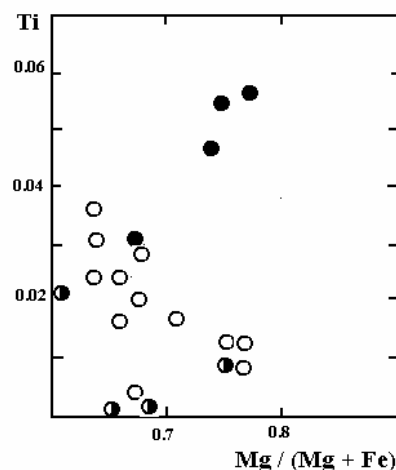


Figure 4: Position des amphiboles du lamprophyre dans le diagramme Ti vs Mg / Mg+Fe. (●) type I, (○) type II, autres symboles type III.

à l'intérieur desquelles l'amphibole peut se détacher en aiguilles radiales.

Le type III est une magnésio-hornblende ($Si = 49,90\%$, $X_{Mg} = 0,33$) plus tardive. Elle précipite directement dans les interstices sous forme de lamelles de 120 μm de long légèrement pléochroïques, associées aux sulfures et aux carbonates. Sur le plan chimique, elles sont toutes exceptionnellement pauvres en Fe_2O_3 ($Fe^{2+} / Fe^{2+} + Fe^{3+} = 1$). Le diagramme Ti vs Mg confirme les différences texturales (Fig. 4) Ces éléments baissent dans les amphiboles du type I au type III. De plus les

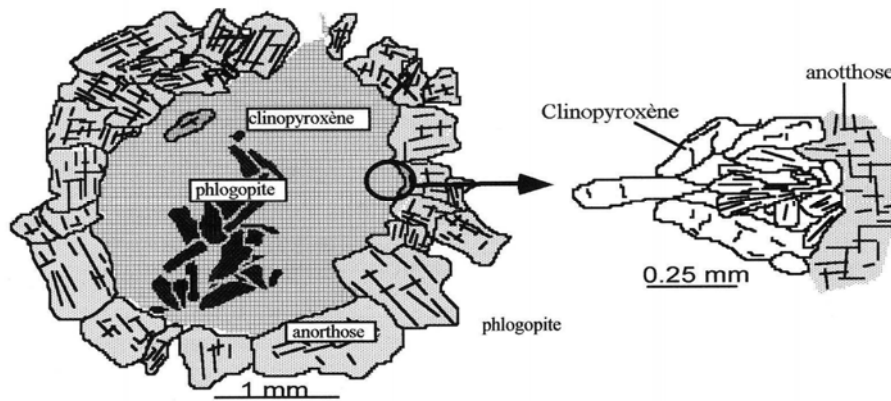


Figure 5 : texture de mélange entre un magma mafique (clinopyroxène + phlogopite) et un composant feldspathique (anorthose).

amphiboles II localisées en position intermédiaire du dyke sont plus riches en Ti et Mg que celles situées en bordure. Il en ressort que l'évolution des amphiboles dans le lamprophyre est régie essentiellement par la température (HELZ, 1973 et 1989). D'autre part, à l'exception des amphiboles I qui s'alignent suivant une parfaite corrélation positive, les autres variétés montrent une tendance opposée où Ti croît en fonction du $Fe^{2+}/Fe^{2+} + Mg^{2+}$. Cette relation indépendante de la température et de fO_2 (FABRIES & al., 1984) refléterait davantage la composition initiale des minéraux substitués (biotite - pyroxène) ou du fluide, en ces éléments. Les rayons presque équivalents des cations Fe^{2+} et Ti^{4+} et la possibilité de transfert de charge entre ces deux éléments (GERALD & DAVID, 1973) appuyent cette éventualité.

LES FELDSPATHS

Les plages feldspathiques montrent souvent une association de macles albite et péricline comparables à celles du microcline mais relativement plus fines camouflant parfois leurs caractères optiques. Cette texture en plus de la composition chimique riche en composant orthose (5%) sont spécifiques des feldspaths alcalins type anorthose (Tabl. I).

Deux types de feldspaths peuvent être distingués selon leur habitus, leur composition et leur répartition au sein du dyke. Au milieu du dyke, le feldspath (An_{23}) est riche en composant orthose (14%). Il se présente en lattes ou tablettes de 0,5 à 1 mm localement déformés. Certaines sections montrent un "patchy zoning", ou s'entourent d'une frange albitique. Parfois, le feldspath développe une texture poecilitique englobant apatite, micas et clinopyroxène. Ça et là, dans la roche, les feldspaths

décrivent une couronne autour des micas et des clinopyroxènes qui s'agencent suivant une disposition zonale. Le clinopyroxène au contact du feldspath présente, par endroits, une texture en gerbes, témoin d'un refroidissement rapide (Fig. 5). Cette configuration texturale traduit un mélange entre un magma mafique et un composant feldspathique (EMANI & MICHEL, 1984).

En bordure du dyke, le feldspath est xénomorphe et sodique ($< An_5$). Sa proportion en composant orthose ne dépasse pas 7%. A l'intérieur de ce faciès s'individualisent des poches micropegmatitiques de 0,5 à 1 cm de diamètre, de forme arrondie à ovale et délimitées par un filet plus ou moins continu de microlamelles de phlogopite. Le feldspath y est d'aspect palmé, parfois en amandes formant des coalescences qui s'évasent vers l'intérieur de la poche. Celle-ci est ponctuée de carbonates interstitiels à amphibole et de microgranules de sphène.

GEOCHIMIE

Le lamprophyre d'El Hammam est métalumineux à faiblement péralumineux avec un A/CNK qui varie de 0,85 au centre à 1,05 en bordure du dyke. Les teneurs en SiO_2 varient entre 46% et 48% (Tabl. II) déterminant une composition normative sous saturée. Dans le diagramme mg vs K (Fig. 6) de SABATIER (1991), il se place entre minette et kersantite, nettement décalé par rapport aux roches ignées communes, avec cependant un glissement du faciès périphérique vers les faibles valeurs de K eu égard à sa richesse en albite et à la baisse du pourcentage modal en phlogopite au détriment de la chlorite et de l'amphibole. La classification de VELDE (1971) étendue à la composition chimique

(TURPIN & al., 1988), confirme cette position intermédiaire. En effet, si la présence de phlogopite, de feldspath alcalin ($Ab \geq 97,21$, $Or \leq 7\%$) et la richesse en phosphore ($P_2O_5 = 0,8$ à $1,16\%$) caractérisent des minettes, la présence d'amphibole et le rapport $K_2O/Na_2O < 1,5$ déterminent par contre, des kersantites.

Tableau II : Analyses chimiques (majeurs, traces et terres rares) et CIPW du lamprophyre d'El Hammam. Les analyses chimiques ont été effectuées par ICP en mode séquentiel au C.R.P.G de Nancy (France).

Éléments	Tr3	Tr2	M10
SiO ₂ %	46.26	48.36	44.98
Al ₂ O ₃	12.68	14.2	12.56
Fe ₂ O ₃	8.37	7.88	9.79
MnO	0.18	0.13	0.19
MgO	9.3	7.23	10.54
CaO	9.41	8.08	9.51
Na ₂ O	2.38	4.75	1.7
K ₂ O	3.05	0.69	2.84
P ₂ O ₅	1.16	1.07	0.8
TiO ₂	1.38	1.34	1.42
PF	3.11	4.72	4.89
TOTAL	97.28	98.45	99.22
A/CNK	0.85	1.05	0.89
Rb	83	20	71
Th	18.91	0	35
Ta	0.56	-	-
Sr	2052	2142	2290
Hf	5.2	-	-
Cr	367	585	248
La	121.32	-	-
Ce	253.59	-	-
Pr	32.48	-	-
Nd	125.41	-	-
Sm	19.22	-	-
Eu	5.6	-	-
Gd	13.03	-	-
Tb	1.39	-	-
Dy	5.65	-	-
Ho	0.96	-	-
Er	2.28	-	-
Tm	0.28	-	-
Yb	2.05	-	-
Lu	0.34	-	-
(La/Lu) _n	36.77	-	-
CIPW.			
Corindon	-	-	0.39
Zircon	-	-	0.06
Orthose	15.5	3.62	1.51
Albite	13.46	34.72	32.03
Anorth	12.83	13.67	25.11
Diopside	20.82	15.72	-
Hypers	-	-	26.97
Olivine	25.16	21.9	3.19
Magnétite	1.88	1.83	2.01
Chromite	-	-	0.05
Ilménite	4.13	4.14	8.18
Apatite	1.3	1.24	0.51

Dans le diagramme de discrimination chimique des lamprophyres (Fig. 7) comparés aux roches ignées communes, le lamprophyre d'El Hammam se situe à cheval entre basalte et trachyandésite riche en

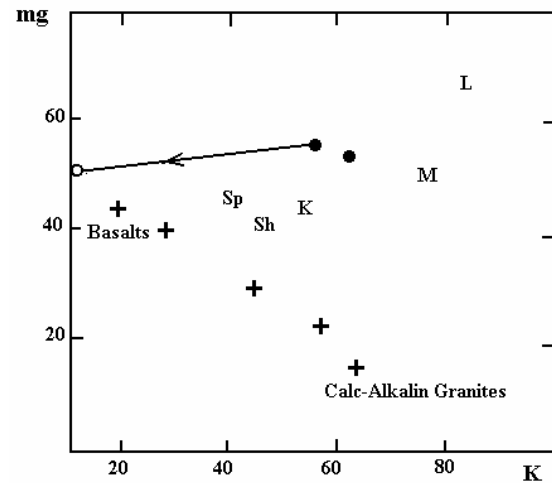


Figure 6 : Position du lamprophyre d'El Hammam dans le diagramme ($mg = 100 \text{ MgO} + \text{FeO}$) vs ($K = 100 \text{ K}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) des roches magnésio-potassiques d'après SABATIER (1991). (+) principales compositions des roches ignées, d'après NOCKOLDS (1947), Sh, shoshonites ; Sp, spessarites ; K, kersantites ; M, minettes ; L, lamproïtes.

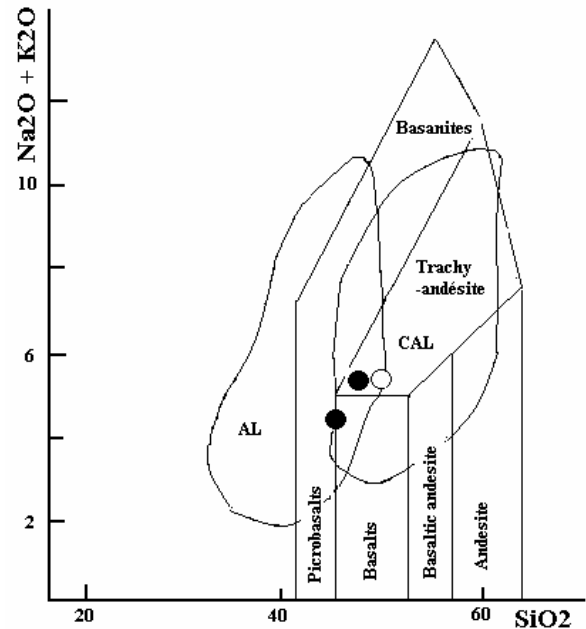


Figure 7 : Champs de discrimination des lamprophyres composés à la classification des roches ignées communes (ROCK, 1987). CAL, calco-alcalin ; AL, alcalin ; ● centre, ○ bordure du filon.

K₂O avec un caractère intermédiaire entre l'alcalin et le calco-alcalin. Cette particularité chimique est étayée par la minéralogie. En effet, selon les travaux de ROCK (1987) sur la typologie des clinopyroxènes, phlogopite et feldspath, les ferro-magnésiens se placent à l'intersection des champs alcalins et calco-alcalins. Le feldspath désigne par contre des lamprophyres nettement alcalins.

Le profil des éléments hygromagmaphiles (Fig. 8) concorde avec un environnement collisionnel caractérisé par l'anomalie négative en Ta et Ti et les valeurs élevées en K, Rb, Th, U... (CABANIS & THIEBLEMONT, 1988). Il est comparable aux lamprophyres hercyniens de la France et du SW de l'Angleterre (TURPIN & al., 1988).

Les valeurs élevées en Mg (7,23 à 10,54%) et en Cr (248 à 585 ppm) arguent pour une origine mantellique du lamprophyre, celui-ci étant obtenu par un fractionnement modéré de l'olivine + diopside + phlogopite (MULLER & al., 1993). La dissolution de l'olivine, initialement stable dans un magma potassique suivant la réaction : phlogopite + liquide = olivine + liquide, se fait à pression constante et température décroissante (EDGAR & al., 1976 ; BARTON & HAMILTON, 1979, 1982). Cependant, la richesse en éléments incompatibles (Zr, Ba), terres rares légères (Th) et en volatiles (F) montre que la cristallisation fractionnée, à elle seule, ne peut produire le magma lamprophyrique. L'enrichissement en LILE et en éléments incompatibles pourra s'expliquer par un mélange du magma mantellique basique avec un composant acide d'origine crustale (WATSON, 1982 ; GALAN & al., 1997).

DISCUSSION ET SYNTHÈSE

Les principales textures décrites ci-dessus : enclave micacée, zonation des feldspaths et ferromagnésiens, constituent des figures reliques d'un mélange magmatique entre un composant basique et un composant feldspathique. Celui-ci, serait issu de la ségrégation d'un magma résiduel acide (FOLEY, 1984) ou dérivé d'un magma syénitique d'immiscibilité précoce (KRAMER & SEIFFERT, 1994). La rareté, voire absence d'enclaves, vraisemblablement suite à leur résorption témoigne d'un stade de mélange presque parfait (mixing) avec un important degré d'homogénéisation magmatique.

La mise en place du magma hybride est syntectonique, attestée de surcroît par la déformation plastique des phlogopites et des feldspaths alcalins. Ce magma hybride a dû subir une évolution et une différenciation particulières en relation avec son

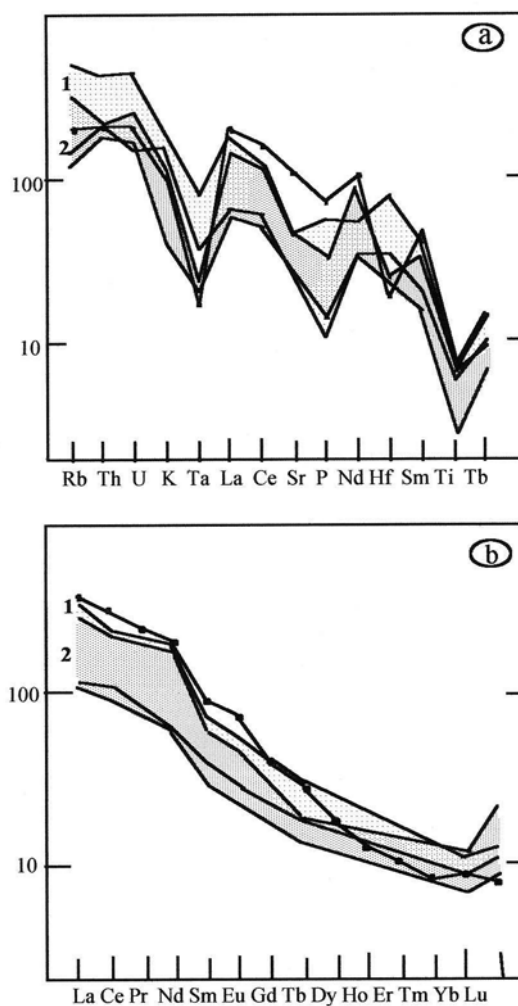


Figure 8 : Profils de distribution des éléments traces (a) et des terres rares (b) normalisés du lamprophyre d'El Hammam. Comparaison avec les lamprophyres hercyniens de France et du SW d'Angleterre (kersanites en hachuré; minettes en pointillés). Normalisation des terres rares à partir de SUN (1982) et des éléments à partir du manteau primitif de JENNER & al. (1990).

écoulement dans un conduit filonien. En effet, outre la différenciation par cristallisation fractionnée, le magma a été soumis à l'effet Bagnold entraînant les premiers minéraux cristallisés vers l'axe de l'écoulement et le liquide résiduel vers les bordures, ce qui est à l'origine de la différenciation mécanique observée à travers la largeur du filon. L'effet combiné de la double différenciation et le gradient thermique entre le centre du filon et ses épontes serait à l'origine du contraste chimico-minéralogique mis en évidence précédemment entre les faciès

central et périphérique. Les phlogopites bordières ayant figé par chute thermique brutale vont conserver leur composition chimique initiale. Par contre, au centre du dyke, la température est suffisamment élevée pour freiner l'écoulement du magma au cours duquel il y aurait rééquilibrage des micas (ESPERANCA & HOLLOWAY, 1987) et par conséquent, leur modification chimique d'où la baisse des teneurs en Cr_2O_3 .

Les variations chimiques enregistrées à l'intérieur du lamprophyre sont intimement liées aux variations minéralogiques régies par la différenciation mécanique. La baisse des teneurs en MgO , CaO , Fe_2O_3 et K_2O et l'augmentation de Al_2O_3 et Na_2O du centre vers la bordure du filon s'expliquent par l'abondance respectivement du clinopyroxène, de la phlogopite, de l'anorthose et de l'albite.

L'eau dans le magma est puisée de la croûte où elle peut être remobilisée sous l'action du complexe granitique encaissant. Cet enrichissement en eau a permis la cristallisation de l'amphibole primaire et serait à l'origine des structures micropegmatitiques observées en bordure du lamprophyre. Ces dernières peuvent également être influencées par la présence des volatiles ainsi que par le niveau de mise en place superficiel du lamprophyre. L'origine de K_2O , exprimé sous forme de composant orthose dans les feldspaths peut être multiple : (i) une origine profonde du magma; (ii) une métasomatose de la source mantellique ou, (iii) un enrichissement par contamination crustale (AYRTON, 1991). Ces trois possibilités ne sont pas exclusives entre elles.

La structure fluidale des vésicules carbonatées et leur position périphérique dans le dyke concourent vers une démixtion de la phase carbonatée, par baisse thermique, à un stade subsolidus contemporain de la cristallisation de l'amphibole secondaire. Le fluide évolue ensuite en conditions réductrices attestées par la cristallisation de la pyrite et l'absence de minéraux oxydés, tels que la magnétite ou l'hématite. La présence du carbonate est une caractéristique du lamprophyre (ROCK, 1987). Le CO_2 peut être assimilé à partir des formations calcaires bien représentés dans l'encaissant sédimentaire dévono-dinantien.

Cette influence sédimentaire est bien mise en évidence par KRAMER & SEIFFERT (1994) en se basant sur l'étude des isotopes de l'oxygène et du carbone.

La contamination crustale a pour effet de modifier le chimisme initial du lamprophyre, c'est ce qui explique sa position à cheval sur les deux domaines alcalin et calco-alcalin. En tenant compte des aspects structuraux, minéralogiques et de la

nature "syénitique" du composant crustal intervenant dans le mélange, le caractère alcalin du lamprophyre ne reflète pas la nature primaire du magma basique.

Du point de vue relation magmatisme lamprophyrique-minéralisation fluorée, même si le lamprophyre recèle du fluor contenu dans l'apatite et la phlogopite, il ne peut être un important pourvoyeur de ce volatile et ce, pour plusieurs raisons : (i) le volume réduit des intrusions comparé à celui des filons minéralisés ; (ii) l'absence de processus de remobilisation susceptible de libérer le fluor mis à part l'amphibolisation des biotites et à moindre degré la chloritisation et (iii) la présence de CO_2 qui a pour effet de réduire les teneurs en fluor au cours de l'évolution magmatique (KRAMER & SEIFFERT, 1994).

CONCLUSION

La mise en place du lamprophyre est contrôlée par un linéament infracrustal contemporain de la minéralisation fluorée. Le magma né d'une source mantellique s'est mélangé au cours de son évolution avec un produit feldspathique issu de la ségrégation d'un liquide résiduel ou terme ultime d'une différenciation d'un magma syénitique démixté à un stade précoce. Cette contamination par mélange magmatique a conféré au lamprophyre un cachet alcalin. L'abondance des minéraux hydratés et la présence de vésicules carbonatées atteste de la richesse en fluide du magma lamprophyrique. La cinétique et les contraintes liées à la dynamique du fluide ajoutées au caractère peu différencié de magma riche en volatiles appuyent l'hypothèse que celui-ci est transféré rapidement dans les fractures (SPARKES & al., 1977 ; SPERA, 1984). Au cours de ce transfert, une différenciation mécanique s'est opérée à l'intérieur de la caisse filonienne mais a été rapidement bloquée par trempe thermique.

REFERENCES

- AGARD, J. (1966). Données nouvelles sur le district fluorifère d'El Hammam Berkamène (Maroc central). Rapport inédit S.E.G.M., n° 843, 25 p.
- AYRTON, S.N. (1991). Appinites, lamprophyres and mafic microgranular enclaves: three related products of interaction between acid and basic magmas. In: DIDIER, J. & BARBARIN, B. (éds.): *Enclaves and granite petrology*. Developements in petrology, 13, pp. 465-476.
- BAGNOLD, R.A. (1954). Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. *Proc. Roy. Soc. London*, 225, pp. 49-63.
- BARTON, M. & HAMILTON, D.L. (1979). The melting relationships of a madupite from the Leucite Hills,

- Wyoming, to 30 Kb. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, pp. 133-142.
- BARTON, M. & HAMILTON, D.L. (1982). Water-undersaturated melting experiments bearing upon the origin of potassium-rich magmas. *Mineral. Mag.*, 45, pp. 267-278.
- BEN ABOU, M. (1990). *Evolution stratigraphique et structurale, au cours du Paléozoïque, de la bordure nord du Massif central (région d'Agourai, Maroc)*. Thèse 3^{ème} Cycle, Fac. Sci. Fès, 214 p.
- BLAKE, S & KOYAGUCHI, T. (1991). Insights on the magma mixing model from volcanic rocks. In: DIDIER, J. & BARBARIN, B. (éds.): *Enclaves and granite petrology*. Developments in petrology, 13, pp. 403-412.
- BOULIN, J.; BOUABDELLI, M. & HOUICHA, M. (1988). Evolution paléogéographique et géodynamique de la chaîne paléozoïque du moyen-Maroc : un essai de modélisation. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 306, série II, pp. 1501-1506.
- CABANIS, B. & THIEBLEMONT, D. (1988). La discrimination des tholéites continentales et des basaltes arrière-arc. Proposition d'un nouveau diagramme, le triangle Th-3 x Tb-2 x Ta. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), IV, 6, pp. 927-935.
- CAMERON, M. & PAPIKE, J.J. (1981). Structural and chemical variations in pyroxenes. *Am. Miner.*, 66, pp. 1-50.
- CLARKE, D.B.; MUECKE, G.K. & PE-PIPER, G. (1983). The lamprophyres of Ubekendt Ejland, West Greenland : products of renewed partial melting or extreme differentiation ? *Contrib. Mineral. Petrol.*, 83, pp. 117-127.
- EDGARD, A.D.; GREEN, D.H. & HIBBERSON, W.O. (1976). Experimental petrology of a highly potassic magma. *J. Petrol.*, 17, pp. 339-356.
- EDGARD, A.D. & ARIMA, N. (1985). Fluorine and chlorite contents of phlogopite crystallized from ultrapotassic rock compositions in high pressure experiments: implication for halogen reservoirs in source regions. *Am. Mineral.*, 70, pp. 529-536.
- EMANI, H & MICHEL, R. (1984). Observation pétrographique d'un cas de mélange de magmas acide et basique : genèse des dacitoïdes de la région de Qom-Aran (Iran Central). *Bull. Volcanol.*, 47-4 (1), pp. 769-779.
- ESPERANCA, S. & HOLLOWAY, J.R. (1987). On the origin of some mica-lamprophyres : experimental evidence from a mafic minette. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95, pp. 207-217.
- FABRIES, J.; CONGUER, F. & ARMAND, G. (1984). The mafic silicates in the Saint Quay-Portieux gabbro-diorite intrusion : crystallization conditions, of calc-alkaline pluton. *Bull. Mineral.*, 107, pp. 715-736.
- FOLEY, S.F. (1984). Liquid immiscibility and melt segregation in alkaline lamprophyres from Labrador. *Lithos*, 17, pp. 127-137.
- GALAN, G. ; CORRETGE, L.G. & LAURENT, O. (1997). Low-potassium vaugnerites from Guéret (Massif central, France), mafic magma evolution influenced by contemporaneous granitoids. *Mineral. Petr.*, 59, pp. 165-187.
- GERALD, K.C. & DAVID, R.W. (1973). Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka Complex, Oslo area, Norway : Part 2, the mafic silicates. *J. Petrol.*, 14, Part 3, pp. 349-380
- HELZ, R.T. (1973). Phase relation of basalts in their melting range at PH₂O = 5 Kb as a function of oxygen fugacity. Part I. Mafic phases. *J. Petrol.*, 14, pp. 249-302.
- HELZ, R.T. (1979). Alkali exchange between hornblende and melt : a temperature sensitive reaction. *Am. Mineral.*, 64, pp. 953-965.
- HUCKENHOLZ, H.G.; SCHAIRER, J.F. & YODER, H.S. (1969). Synthesis and stability of ferri-diopside. *Miner. Soc. Am.*, Spec. Paper, Washington, 2, pp. 163-177.
- HUPPERT, H.E. & SPARKS, R.S. (1985). Cooling and contamination of mafic and ultramafic magmas during ascent through continental crust. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 74, pp. 371-386.
- JACQUES, A.L.; LEWIS, J.D.; SMITH, C.B.; GREGORI, G.P.; FERGUSON, J.; CHAPPELL, B.W. & McCULLOCH, M.T. (1984). The diamond-bearing ultrapotassic (lamproitic) rocks of the West kimberley region, Western Australia. In : KORNPROBST, J. (éd.) *Kimberlites. I : kimberlites and related rocks* : pp. 225-254. Elsevier, Amsterdam.
- JACQUES, A.L.; LEWIS, J.D. & SMITH, C.B. (1986). The kimberlites and lamproites of western Australia. *Geol. Surv. West. Aust. Bull.*, 132, 268 p.
- JEBRAK, M. (1985). *Contribution à l'histoire naturelle des filons F-Ba du domaine varisque. Essai de caractérisation structurale et géochimique des filons en extension et en décrochements. Massifs centraux français et marocains*. Thèse d'Etat. Univ. Orléans, 470 p.
- JENNER, G.J.; LONGERICH, H.P.; JACKSON, S.E. & FRYER, B.J. (1990). ICP-MS: a powerful tool for high precision trace element analysis in earth sciences ; evidence from analysis of selected U.S.G.S. reference samples. *Chem. Geol.*, 83, pp. 133-148.
- KOMAR, P.D. (1972a). Mechanical interactions of phenocrysts and flow differentiation of igneous dikes and sills. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, pp. 973-988.
- KOMAR, P.D. (1972b). Flow differentiation in igneous dikes and sills: profiles of velocity and phenocrysts concentration. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, pp. 3443-3448.
- KOYAGUCHI, T. (1991). Enclaves in volcanic rocks from Japan. In: DIDIER, & BARBARIN, (Eds.): *enclaves and granite petrology*. Developments in petrology, 13, pp. 235-250.
- KRAMER, W. & SEIFERT, W. (1994). Mica - lamprophyres and related volcanics of the Erzgebirge and Metallogenic Aspects. In: SELTMANN, KÄMPF & MÖLLER (eds.): *Metallogeny of collisional orogens*, Czech Geol. Surv., Prague, pp. 159-165.
- LEAKE, B.E. (1978). Nomenclature of amphiboles. *Am. Mineral.*, 63, pp. 1023-1052.
- LEPINE, J. (1991). Compte rendu sur la recherche de métaux précieux (surface et sondages). Rapport interne, SAMINE, 95 p.
- MARCELOT, G. ; BARDINTZEFF, J.M. ; MAURY, R.C. ; & RANCON, J.P. (1988). Chemical trends of early-formed clinopyroxene phenocrysts from some

- alkaline and orogenic basic lavas. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), IV, 5, pp. 851-859.
- MORIMOTO, N.M.; FABRIES, J.; FERGUSON, A.K.; GINZBURG, I.V.; ROSS, M.; SEIFERT, F.A. & ZUSSMAN, J. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *Bull. Mineral.*, III, pp. 535-550.
- MULLER, D.; BRIAN, J.M. & MICHAEL, G.F. (1993). Potassic alkaline lamprophyres with affinities to lamproïtes from the Karinya Syncline, South Australia. *Lithos*, 30, pp. 123-137.
- NOCKOLDS, S.R. (1947). The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. *Am. J. Sci.*, 245, p. 401.
- PAPIKE, J.J.; CAMERON, K.L. & BALDWIN, K. (1974). Amphiboles and pyroxenes : characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data. *Geol. Soc. Am.*, Abst. with progs., Boulder, U.S.A, 6, pp. 1053-1054.
- PEMBERTON, J.W. & OFFLER, R. (1985). Significance of clinopyroxene composition from the Cudgegong volcanics and Toolamanang volcanics ; Cudgegong-Mudgee district, WSW Australia. *Mineral. Mag.*, 49, pp. 591-599.
- PIQUE, A.; BOSSIERE, G.; BOUILLIN, J.P.; CHALOUAN, A. & HOEPFFNER, C. (1992). Southern margin of the variscan belt : the north-western Gondwana mobile zone (eastern Morocco and northern Algeria). *Geol. Rundsch.*, 82, pp. 432-439.
- REMMAL, T. & CHRAIBI, I. (1995). Contribution à l'étude du métamorphisme dans le district minier d'El Hammam. Rapport interne, SAMINE, 26 p.
- ROCK, N.M.S. (1984). The nature and origin of calc-alkaline lamprophyres: minettes, vogesites, kersantites and spessartites. *Trans. R. Soc. Edinb.*, 74, pp. 193-227.
- ROCK, N.M.S. (1987). The nature and origin of lamprophyres : an overview. In : FITTON J.G. & UPTON B.G.J. (Eds): Alkaline igneous rocks. *Geol. Soc. London*, spec. Publ, 30, pp. 191-226.
- ROCK, N.M.S. (1991). *Lamprophyres*. Blackie and SNS, Glasgow, 285 p.
- SABATIER, H. (1991). Vaugnerites : special lamprophyre-derived mafic enclaves in some Hercynian granites from Western and Central Europe. In : DIDIER & BARBARIN (Eds): Enclaves and granite petrology. *Developments in petrology*, 13, pp. 63-81.
- SONNET, P. (1981). *Les skarns à tungstène, étain et bore de la région d'El Hammam (Maroc central)*. Thèse Doctorat Sci. Appliquées, Univ. Louvain-La Neuve Belgique, 336 p.
- SPARKS, R.S.J.; PINKERTON, H. & McDONALD, R. (1977). The transport of xenoliths in magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 35, pp. 234-238.
- SPERA, F.J. (1984). Carbon dioxide in petrogenesis. III : role of volatiles in the ascent of alkaline magma with special reference to xenolith-bearing mafic lavas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 88, pp. 217-232.
- SUN, S.S. (1982). Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, pp. 179-192.
- TAHIRI, A. & MEDINA, F. (1989). Analyse structurale de la fracturation dans le Paléozoïque au nord d'Oulmès (Maroc central). *Bull. Inst. Sci.*, Rabat, 13, pp. 29-36.
- TAHIRI, A. (1991). *Le Maroc central septentrional : stratigraphie, sédimentologie et tectonique du Paléozoïque ; un exemple de passage des zones internes aux zones externes de la chaîne hercynienne du Maroc*. Doctorat Es-Sciences, Univ. de Bretagne occidentale, Brest. 225 p.
- TRACY, R.I. & ROBINSON, P. (1977). Zoned titanian augite in alkali olivine basalt from Tahiti and the nature of titanium substitutions in augite. *Am. Mineral.* Washington, 62, pp. 634-645.
- TURPIN, L., VELDE, D. & PINTE, G. (1988). Geochemical comparison between minettes and kersantites from the western European Hercynian Orogen : trace element and Pd-Sr-Nd isotope constraints on their origin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 87, pp. 73-86.
- VELDE, D. (1971). Les kersantites : étude des lamprophyres à plagioclase et biotite. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.*, 94, pp. 1-411.
- VENTURELLI, G.; CAPEDE, S.; BARBIERI, M.; TOSCANI, L.; SALVIOLI, M.E. & ZERBI, M. (1991). The Jumilla lamproïte revisited : a petrological oddity. *Eu. J. Mineral.*, 3, pp. 123-145.
- WATSON, E.B. (1982). Basalt contamination by continental crust : some experiments and models. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80, pp. 73-87.
- ZOUHAIR, M. (1993). Etude géologique du secteur NNE Achemèche. Essais d'interprétation des anomalies magnétiques (M.A.G au sol). Rapport interne, REMINEX, 57 p.

Manuscrit déposé le 30 octobre 1997

Version modifiée reçue le 16 avril 1998

Acceptée le 28 mai 1998

Adresses des auteurs :

Toufik REMMAL

Ilham CHRAIBI,

Assia MOHSINE

Université Hassan II, Faculté des Sciences Ain Chock

Département de Géologie, B.P. 5366

Casablanca

Najib EL HATIMI

Université Mohammed V-Agdal

Faculté des Sciences, Dpt. de Géologie
B.P. 1014 R.P., Rabat.