

Pétrologie des xénolites ultramafiques du puy Beaunit (Massif central français) : un gisement atypique du manteau sous-continentale

Olivier Féménias^{a,*}, Jean-Claude C. Mercier^b, Daniel Demaiffe^a

^a Laboratoire de géochimie isotopique et géodynamique chimique, DSTE, université libre de Bruxelles (CP 160/02), 50, av. Roosevelt, B-1050 Bruxelles, Belgique

^b CLDG, Université de La Rochelle, av. Michel-Crépeau, 17402 La Rochelle cedex 1, France

Reçu le 1^{er} décembre 2000 ; accepté le 2 avril 2001

Présenté par Jean-Paul Poirier

Abstract – Petrology of ultramafic xenoliths from the Puy Beaunit (French Massif Central): an unusual occurrence for the sub-continentale mantle. The Puy Beaunit maar presents a large variety of mantle xenoliths (spinel peridotites, pyroxenites and layered rocks). A detailed study of the textures and mineral equilibria shows the unusual character of this occurrence and the local complexity of the upper mantle beneath the French Massif Central. Ultramafic nodules have a metamorphic, magmatic or pyrometamorphic origin; they display different stages of deformation, metasomatism, partial melting and fractional crystallisation. The upper mantle appears stratified (as in other regional occurrences of the area); it has been intruded by a differentiated magmatic complex. © 2001 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

mantle xenoliths / spinel peridotite / pyroxenite / layered rocks

Résumé – Le maar du puy Beaunit présente une grande diversité de xénolites mantelliques, à savoir péridotites à spinelle, pyroxénites et roches litées. Une étude détaillée de l'ensemble des textures et des équilibres minéralogiques révèle l'originalité de ce gisement et la complexité locale du manteau supérieur sous le Massif central français. Les nodules ultramafiques ont une origine métamorphique, magmatique ou pyrométamorphique, caractérisant différents stades de déformation, d'apport métagénétique, de fusion partielle et de cristallisation fractionnée. Le manteau supérieur apparaît dans une configuration stratifiée (commune à d'autres gisements de la même région), au sein duquel un complexe magmatique différencié s'est mis en place. © 2001 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

xénolites mantelliques / péridotite à spinelle / pyroxénite / roches litées

Abridged version

1. Introduction

The Puy Beaunit is a Quaternary maar in the volcanic region of the French Massif Central, at the northern end of the Chaîne des Puys. The scoria cone contains

abundant mantle xenoliths and represents one of the richest occurrences with respect to xenolith diversity (see earlier descriptions [6, 23]). Puy Beaunit is mentioned in many papers concerned with the upper mantle beneath the French Massif Central. However, there is not yet a detailed report describing the diversity of the xenolith populations in this location.

* Correspondance et tirés à part.

Adresse e-mail : ofemenia@ulb.ac.be (O. Féménias).

Puy Beaunit xenoliths range in size from 1 to 30 cm. They can be either homogeneous or composite. Monolithological rocks are spinel peridotites (lherzolite, harzburgite and dunite) or pyroxenites (olivine websterite, websterite and orthopyroxenite) (*figure 1*). Composite rocks are banded and consist of ultramafic and mafic layers with occasionally chromite-rich horizons. To describe the complexity of these rocks, we have used the genetic classification of Nielson-Pike and Scharzman [31]. These authors define three groups of rocks on the basis of their origin: metamorphic, magmatic and pyrometamorphic.

The major element composition of the main phases (olivine, clinopyroxene, orthopyroxene, spinel) has been determined by electron microprobe (Camebax and SX50 of Paris-7 University).

2. Metamorphic rocks

Many xenoliths show metamorphic (recrystallised) textures. Small spinel inclusions are commonly observed in silicate phases; this texture has been termed 'secondary' [28]. Several types have been observed:

(1) The granuloblastic (equigranular) texture [18] is most common. These rocks are fine-grained (0.8 to 2 mm) and present a good foliation; (2) similar textures, but coarser-grained (5 mm) have been observed; these are termed 'coarse tabular' [10]; (3) the coarse texture (5–7 mm grains) is found mainly in dunites that have equidimensional crystals. In fact, all intermediate terms between granuloblastic and coarse texture are present; they are referred to as 'transitional'. These rocks do not have elongated crystals or foliation. Nevertheless, textural variations exist, suggesting deformation in a transitional regime. Transitional textures are found in olivine-rich (> 50 % modal) peridotites. This series includes lherzolites, harzburgites and dunites (*figure 1*), classically considered as the residue of partial melting [21].

3. Magmatic rocks

Pyroxenites and composite xenoliths have magmatic textures. They are distinguished from the metamorphic rocks by their Fe³⁺-rich spinels (*figures 2C and 2D*) (suggesting higher O₂ fugacity) and lower Mg# in olivines (*figures 2A and 2B*). The pyroxenites have modal compositions ranging from lherzolite to orthopyroxenite. The most common rocks are websterites (low olivine content). Unlike websterites described in the literature [36], Beaunit websterites have various REE patterns. The whole rocks are LREE-enriched and show a negative Eu anomaly (*figure 3*). One dunite has been included in the magmatic group, it has yellow olivine (distinct from the green metamorphic olivines) whose composition (Fo_{85.6}) (*figure 2B*) is incompatible with a 'primitive' mantle origin [16, 21]. This dunite appears similar to the Hawaiian olivine cumulates on the basis of the presence of two types of olivine (with or without inclusions) [23]. Composite rocks are banded (millimetre or centimetre), several layered sequences have been observed including the following terms:

websterite, lherzolite, harzburgite, dunite, olivine orthopyroxenite, chromite-rich horizons and gabbro. *Figure 4* shows a photograph of a well-layered rock. The banding and the composition of these rocks suggest a formation by differentiation in a magma chamber.

4. Pyrometamorphic rocks

The textures of the pyrometamorphic rocks combine aspect of metamorphic and magmatic or metasomatic types. Two types of rocks have been observed: 'mylonites' and rocks affected by metasomatism (growth of poikiloblastic orthopyroxene). The two studied mylonites show an excellent foliation with olivine phenoclasts ($l/L = 1/10$) in a fine-grained groundmass. The clinopyroxene is systematically a secondary phase occurring between the olivine neoblasts. We interpret these rocks as presumably derived from a dunitic or a depleted peridotitic protolith (no primary clinopyroxene) invaded by a magmatic liquid that has induced the growth of igneous clinopyroxene. The liquid infiltration must have occurred during the deformation which has enabled the preservation of the mylonitic texture. The protolith of the poikiloblastic rocks is quite similar to the rocks with transitional metamorphic texture. However, they contain orthopyroxene porphyroblasts with small olivine inclusions like some Grand Canyon peridotites [4, 32].

5. Geothermometry

We used the two-pyroxene geothermometer [3, 5] to estimate equilibrium temperature conditions in a conductive mantle [35]. These thermometers are not sensitive to pressure which has been fixed at 1.2 GPa (average pressure of the spinel facies). For the two pyroxene-bearing rocks, estimated temperatures are generally correlated to metamorphic textures (*figure 5A*). Lherzolites with granuloblastic texture were equilibrated between 700 and 850 °C, which is significantly lower than for lherzolites and harzburgites with transitional textures (750–1000 °C). From the high value of the equilibrium Al-distribution (K_{Al}) of the orthopyroxene–spinel pair [26], it could be assumed that the coarse dunite has the highest equilibrium temperature. The temperatures of rocks with magmatic textures (700–850 °C and 750–950 °C) (*figure 5B*) are significantly lower than those measured in websterite nodules of alkali basalts (1250–1350 °C) [24, 36]. Temperatures of the 'mylonite' (1000 °C and more) are quite high; they probably result from the infiltration of hot magma. Poikiloblastic rocks are not truly equilibrated; estimated temperatures (910–950 °C) are nevertheless comparable to those of transitional rocks. However, orthopyroxene poikiloblasts have presumably crystallised around 1000 °C (estimate from K_{Al} value).

6. Discussion and conclusion

The upper mantle beneath Puy Beaunit is texturally varied; it displays various metamorphic textures that can

be correlated to the presence of water (textural anisotropy) and to partial melting processes (modal composition). This metamorphic mantle has been intruded by a magmatic complex displaying a layered sequence of ultramafic–mafic rocks presumably formed by fractional crystallisation in a magma chamber.

The history of the mantle beneath Puy Beaunit can be shortly summarised as follows:

– shear of a protolith and development of the secondary texture;

- slow deformation and textural stratification;
- partial melting of the metamorphic mantle;
- emplacement of an igneous complex in the uppermost mantle or at the mantle/lower crust boundary, and concomitant formation of a depleted mantle;
- late stage reequilibration (some exsolution in pyroxene) due to asthenospheric uprise;
- local mylonitization with sub-contemporaneous magmatic injection.

1. Introduction

L'appareil volcanique dit de Beaunit ou « puy Beaunit » est un maar basaltique quaternaire, appartenant à l'ensemble volcanique de la chaîne des Puys, au nord-ouest du Massif central français. Ce maar composite présente des cônes de scories en son centre : les puy Gonnard [8], d'où provient l'ensemble des échantillons étudiés. C'est un gisement extrêmement riche en xénolites crustales et mantelliques, dont la variété et l'originalité des différentes lithologies ont été reconnues dans le passé [6, 23]. De nombreux travaux font état de ce gisement dans l'étude de la lithosphère mantellique sous-continentale du Massif central français [2, 7, 9, 12, 14, 16, 19, 20]. Cependant, la plupart de ces travaux utilisent préférentiellement des échantillons prélevés sur plusieurs localités et aucune monographie sur ce site n'a été publiée à ce jour.

Les xénolites ultramafiques de Beaunit se présentent en fragments mono-lithologiques ou composites de 1 à 30 cm de diamètre. Les roches mono-lithologiques sont de nature péridotitique (lherzolite, harzburgite et dunite du faciès à spinelle) ou pyroxénitique (webstérite à olivine, webstérite et orthopyroxénite) (*figure 1*). Les roches composites sont rubanées et présentent deux ou plusieurs lithologies : on y trouve des termes ultramafiques, s'étendant des orthopyroxénites aux dunites, des termes mafiques de type gabbroïque (non étudiés dans cette note), ainsi que des niveaux riches en chromite. La grande variabilité des textures entre xénolites ultramafiques illustre la complexité des processus génétiques et des relations mutuelles. C'est pourquoi nous avons été amenés à distinguer, pour des raisons de lisibilité, trois domaines de formation des roches étudiées : le manteau métamorphique, le manteau magmatique et le manteau pyrométamorphique au sens de Nielson-Pike et Schwarzman [31].

La composition en éléments majeurs (Si, Ti, Al, Cr, Fe, Mn, Mg, Ni, Ca et Na) des phases minérales principales (olivine, orthopyroxène, clinopyroxène et spinelle) a été déterminée par microsonde électronique (Sonde Camebax et SX50 de l'université Paris-7).

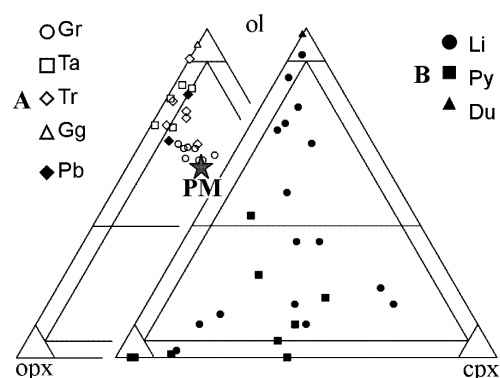


Figure 1. Diagramme de classification olivine–orthopyroxène–clinopyroxène [33]. **A** : roches métamorphiques et pyrométamorphiques ; **Gr** : granuloblastique ; **Ta** : tabulaire gros grains ; **Tr** : transitionnelle ; **Gg** : à gros grains ; **Pb** : porphyroblastique ; **B** : roches magmatiques ; **Li** : litée ; **Py** : pyroxénite ; **Du** : dunite magmatique. **PM** : manteau primitif [22].

Figure 1. Olivine–orthopyroxene–clinopyroxene classification diagram [33]. **A**: metamorphic and pyrometamorphic rocks; **Gr**: granuloblastic; **Ta**: coarse tabular; **Tr**: transitional; **Gg**: coarse; **Pb**: porphyroblastic; **B**: magmatic rocks; **Li**: layered; **Py**: pyroxenite; **Du**: magmatic dunite. **PM**: primitive mantle [22].

2. Les roches métamorphiques

De nombreuses enclaves de Beaunit possèdent de petits grains de spinelle (0,02 mm) dispersés et en inclusions dans les silicates ; cette texture a été appelée « secondaire » [28] pour traduire la forte déformation à l'origine de la dispersion des spinelles et la croissance ultérieure des silicates qui les ont englobés. Indépendamment de cette identité particulière, basée sur la typologie du spinelle, on peut reconnaître dans ces roches différents types de textures.

La texture granuloblastique, aussi appelée équi-granulaire [10–12], est très répandue ; elle présente une très bonne foliation et rappelle la texture dite « en tablettes » observée au Dreiser Weiher dans l'Eifel [16], notamment par la présence de vacuoles de verre et de cristaux secondaires, suggérant la fusion incongruente de l'amphibole. Cette texture à grains fins (0,8 et 2 mm) serait l'équivalent de la texture granuloblastique type [18], l'allongement des grains

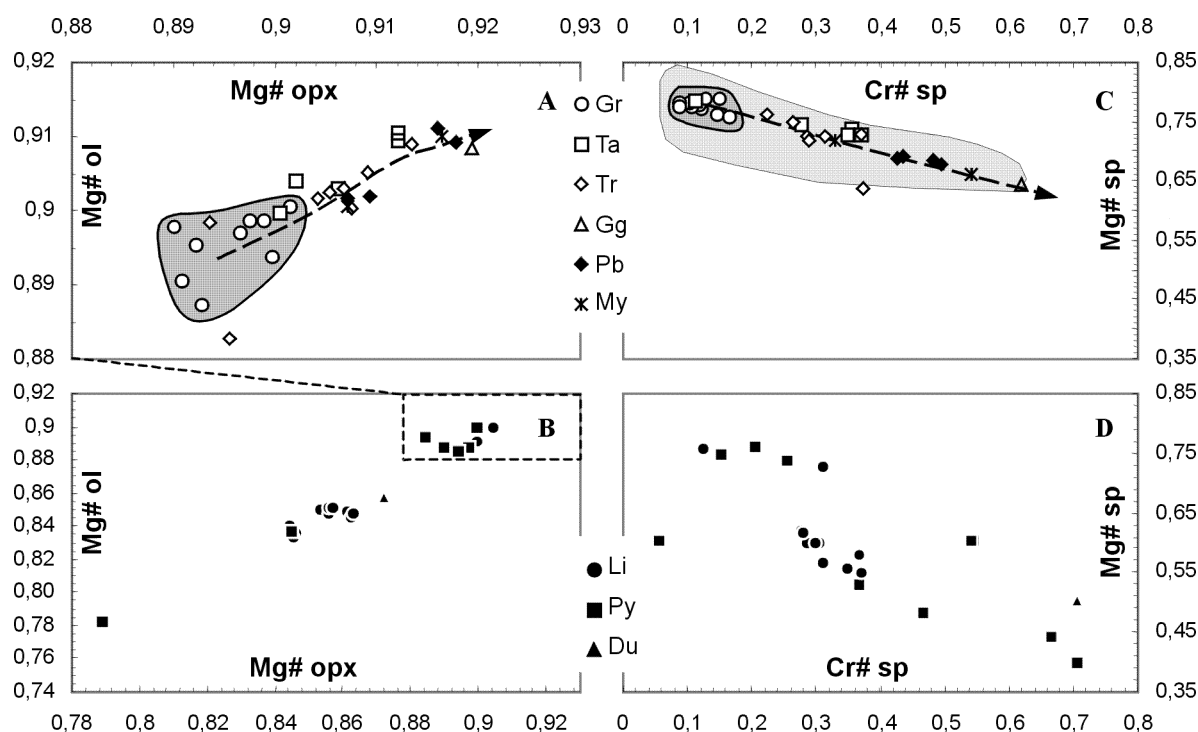


Figure 2. A et B : corrélation $Mg\# = Mg/(Mg + Fe)$ olivine vs $Mg\# = Mg/(Mg + Fe)$ orthopyroxène ; **C et D :** anticorrélation $Mg\# = Mg/(Mg + Fe^{2+})$ vs $Cr\# = Cr/(Cr + Al + Fe^{3+})$ spinelle. Mêmes symboles que pour la *figure 1*, avec My : mylonite. Les zones en gris foncé représentent les lherzolites les moins appauvries ; les flèches représentent l'évolution de composition résultant d'un processus de fusion partielle. Le domaine des péridotites à spinelle appauvries par ce processus de fusion [21] est représenté en gris clair.

Figure 2. A and B: $Mg\# = Mg/(Mg + Fe)$ olivine vs $Mg\# = Mg/(Mg + Fe)$ orthopyroxene correlation; **C and D:** anticorrelation $Mg\# = Mg/(Mg + Fe^{2+})$ vs $Cr\# = Cr/(Cr + Al + Fe^{3+})$ spinel. Same symbols as in *figure 1* with My: mylonite. The dark grey areas represent the less depleted lherzolites. The arrows show the progressive depletion trend by partial melting. The domain of the depleted spinel peridotites [21] is represented in light grey.

pouvant être lié à une pression d'eau plus élevée, facilitant la croissance anisotrope. Une texture comparable, mais à cristaux de plus grande taille (5 mm), a été observée ; nous l'appelons « tabulaire à gros grains » au sens de Coisy et Nicolas [10].

La texture à gros grains (5–7 mm), représentée notamment par des dunites à cristaux équidimensionnels, peut être considérée, texturalement, comme un pôle extrême. Tous les termes intermédiaires, que nous appellerons transitionnels, entre les textures granuloblastique et à gros grains sont, en effet, présents. Ces roches ne présentent, ni allongement particulier des cristaux, ni trace de foliation. Elles montrent cependant une distribution hétérogène de la taille des grains, reflétant une déformation en régime de transition par rapport au régime stationnaire, sans que nos observations nous permettent de porter un jugement sur le sens de variation du déviateur de contraintes.

Ces roches métamorphiques sont toutes des péridotites contenant plus de 50 % d'olivine. La série inclut les lherzolites, les harzburgites et les dunites (*figure 1*). Cette série est classiquement interprétée comme représentant un résidu de fusion partielle [21].

3. Les roches magmatiques

Cette dénomination concerne pour l'essentiel les pyroxénites et les roches composites. Certaines de ces roches sont recoupées à l'emporte-pièce par des filons d'orthopyroxénite ou par des chapelets discontinus d'orthopyroxène. La plupart de ces roches magmatiques se distinguent de celles de la série métamorphique par la présence de spinelles enrichis en Fe^{3+} (*figures 2C* et *2D*) (fugacité en O_2 plus élevée) ainsi que par des olivines plus riches en fer, le $Mg\#$ peut descendre jusqu'à 0,78 (*figures 2A* et *2B*).

Les compositions modales des pyroxénites varient d'un pôle quasi lherzolitique à un pôle orthopyroxénique. La majorité des roches sont des webstérites, contenant quelques pour-cent d'olivine. La texture magmatique est conservée : on note la présence commune de clinopyroxènes à macle simple. Les deux pyroxènes présentent des traces de lamelles d'exsolution indiquant une quasi-absence de rééquilibrage sub-solidus, à l'exception d'un échantillon dans lequel le clinopyroxène est bordé de très petits orthopyroxènes produits par migration d'exsolutions.

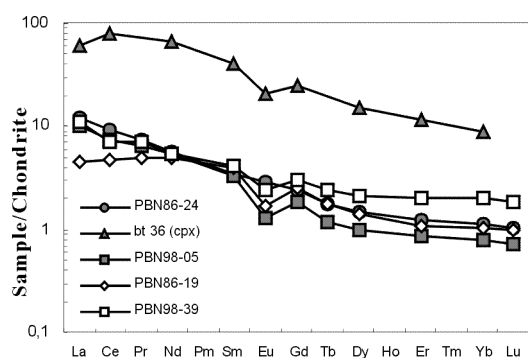


Figure 3. Spectres de terres rares normalisés aux chondrites des pyroxénites de Beaunit (roches totales), l'échantillon Bt 36 est un clinopyroxène séparé [14]. Les valeurs de normalisation sont reprises de Sun et McDonough [34].

Figure 3. Chondrite-normalised REE patterns for whole rock pyroxenite xenoliths from Beaunit. Bt 36 is a separated clinopyroxene [14]. Normalising values from Sun and McDonough [34].

Les webstérites de Beaunit présentent des spectres de terres rares enrichis en terres rares légères et caractérisés par une légère anomalie négative en europium (figure 3), ce qui les distingue des webstérites communément décrites (appauvries en terres rares légères) [36]. Ces caractéristiques suggèrent que les webstérites de Beaunit pourraient appartenir à un complexe différencié.

Une dunite a été rattachée à ce groupe magmatique pour plusieurs raisons : l'olivine de cette roche est jaune miel (ce qui la distingue des olivines vertes des péridotites métamorphiques) et sa composition ($Fo_{85,6}$) est incompatible avec une origine mantellique par simple évolution à partir d'un manteau « primitif » [16]. En lame mince, cette dunite rappelle les cumulats dunitiques formés dans les chambres superficielles de volcan de type hawaïen [23] : les olivines se présentent sous forme de cristaux nettement plus petits que les cristaux de la dunite métamorphique décrite précédemment. Une partie des cristaux est riche en inclusions fluides (reste de la phase magmatique initiale) ; l'autre partie, sans inclusion, correspond à la recristallisation de l'olivine et à l'expulsion des inclusions.

Les roches composites présentent des rubanements (du millimètre au centimètre) de différentes natures lithologiques. Les séquences litées suivantes ont été observées :

- webstérite / lherzolite / harzburgite / lherzolite / dunite / lherzolite / webstérite ;
- webstérite / lherzolite / orthopyroxénite à olivine / webstérite ;
- webstérite à olivine / horizon riche en chromite / webstérite à olivine / horizon riche en chromite / lherzolite ;
- pyroxénite à plagioclase / gabbro anorthositique / webstérite / gabbro norite (figure 4) ;



Figure 4. Photographie d'une roche litée montrant une succession de faciès gabbroïque et pyroxénitique, ainsi que les limites diffuses ou nettes des différents niveaux. 1 : pyroxénite à plagioclase ; 2 : gabbro anorthositique ; 3 : webstérite ; 4 : gabbro anorthositique ; 5 : gabbro norite ; 6 : gabbro anorthositique ; 7 : gabbro norite ; 8 : gabbro anorthositique ; 9 : gabbro norite.

Figure 4. Photograph of a layered rock showing a gabbroic-pyroxenitic succession, with diffused or sharp limits. 1: plagioclase-bearing pyroxenite; 2: anorthositic gabbro; 3: websterite; 4: anorthositic gabbro; 5: gabbro norite; 6: anorthositic gabbro; 7: gabbro norite; 8: anorthositic gabbro; 9: gabbro norite.

- lherzolite / webstérite / gabbro ;
- gabbro / lherzolite / gabbro.

Une telle diversité suffirait à suggérer la présence d'une série complexe issue d'un processus de différenciation magmatique dans une chambre.

4. Les roches pyrométamorphiques

Le terme « pyrométamorphique » regroupe l'ensemble des roches présentant des textures particulières associant des processus métamorphique et magmatique/metasomatique. Elles ne peuvent être décrites selon les nomenclatures déjà établies et feront donc l'objet d'une description séparée. Deux ensembles de roches, sans parenté établie, sont inclus dans ce groupe : deux « mylonites » et deux échantillons à pœciloclastes d'orthopyroxène.

Une « mylonite » présente des clastes de grande taille (6 mm) dans une matrice fine (0,2 mm). L'allongement des phénoclastes d'olivine (rapport de 1/10) conduit à une très bonne foliation. Bien que la composition modale de cette roche la rapproche d'une lherzolite, le clinopyroxène y apparaît systématiquement comme une phase secondaire s'insinuant entre les néoblastes d'olivine. L'autre mylonite est en fait un échantillon composite formé d'une association orthopyroxénite/dunite/wehrlite. La partie péridotitique présente de grands clastes d'olivine (jusqu'à 5 mm) au sein d'une matrice de cristaux équidimensionnels, dont la taille (0,5 mm) reflète un recuit plus important.

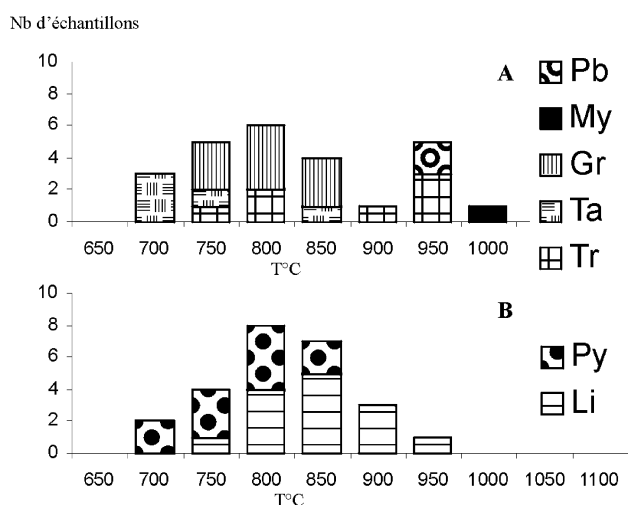


Figure 5. Histogramme de fréquence des températures obtenues par le géothermomètre pyroxénique [3] pour les différents types de texture observée. Mêmes symboles que pour la *figure 1*, avec My : mylonite. **A** : roches métamorphiques et pyrométamorphiques. **B** : roches magmatiques.

Figure 5. Temperatures obtained by the two pyroxenes geothermometer [3] for the different textures. Same symbols as in *figure 1* with My: mylonite. **A**: metamorphic and pyrometamorphic rocks. **B**: magmatic rocks.

Le clinopyroxène résulte de l'infiltration d'un magma sub-contemporain de la déformation mylonitique. Le clinopyroxène moule en effet les néoblastes d'olivine en cours de croissance. Certaines olivines et clinopyroxènes présentent localement des faces automorphes au contact d'un verre qui pourrait représenter une phase déstabilisée (feldspath?). La déformation mylonitique a affecté l'ensemble de l'échantillon de façon homogène, y compris l'orthopyroxénite; le grain moyen, plus fin et homogène, de cette dernière illustre les conditions originelles de la contrainte déviatorique en raison de la cinétique plus lente du recuit de l'orthopyroxène [27]. La zone intermédiaire, de nature dunitique, comprend des porphyroclastes d'olivines riches en inclusions fluides et des néoblastes que la cristallisation a purgé de ces inclusions. Tout se passe comme si le liquide ayant donné naissance au clinopyroxène magmatique n'avait pu s'infiltrer entre les olivines du premier centimètre de l'éponte d'un ancien filon d'orthopyroxénite. Cette texture mylonitique se serait donc développée aux dépens d'un protolite dunitique, déjà recoupé par un important filon d'orthopyroxénite (donc comparable à la dunité magmatique décrite ci-dessus), avec formation ultérieure de clinopyroxène magmatique dans des conditions comparables à celles ayant conduit à la formation de la première mylonite à partir d'une péridotite métamorphique (clastes d'orthopyroxène).

Le protolite des roches à poeciloblastes d'orthopyroxène serait une roche métamorphique compa-

nable à celles décrites antérieurement, et plus particulièrement à celles à texture transitionnelle, dont elle ne se distingue que par la présence de quelques grands pyroxènes. Ces derniers sont généralement allongés ($l/L = 1/4$, parallèlement à [001]) et contiennent de nombreuses petites inclusions d'olivine. Texturalement, ils sont comparables aux porphyroblastes des péridotites du Grand Canyon [4, 32].

5. Géothermométrie

Les températures estimées à partir du géothermomètre basé sur les réactions d'échanges Fe/Mg pour le couple olivine/spinelle [15] donnent des résultats non corrélés aux géothermomètres pyroxéniques [3, 5], sans doute en raison de la cinétique de diffusion plus rapide du couple olivine/spinelle, qui n'est pas réellement trempé dans les conditions de remontée des enclaves. Les thermomètres pyroxéniques sont peu sensibles à la pression (± 10 °C pour une variation de ± 1 GPa); celle-ci a été fixée à 1,2 GPa, valeur moyenne du faciès à spinelle. Dans l'hypothèse d'un manteau supérieur conducteur pour le Massif central [29, 35], l'échantillonnage des xénolites à l'aplomb du puy Beaunit correspond à une gamme de conditions $P-T$ le long d'un géotherme; l'estimation des températures serait donc un indicateur relatif de profondeur.

Pour les péridotites métamorphiques, l'absence de clinopyroxène dans les faciès les plus appauvris n'a pas permis l'utilisation des géothermomètres basés sur le transfert du Ca entre pyroxènes. Les températures obtenues sont globalement corrélées avec le type de texture (*figure 5A*): les roches à texture granuloblastique et tabulaire gros grains se sont rééquilibrées à relativement basse température (700–850 °C) et les roches à texture transitionnelle à plus haute température (750–1 000 °C). Cette évolution texturale se poursuit par les roches appauvries à texture à gros grains, comme l'indique, pour une dunité à orthopyroxène, la valeur élevée de la constante d'équilibre définie pour la réaction de transfert de l'aluminium entre l'orthopyroxène et le spinelle en système aluminé [26].

Les températures de cristallisation des webstérites sont de l'ordre de 700–850 °C (*figure 5B*); ces températures sont nettement plus basses que celles observées pour les nodules de webstérite des basaltes alcalins (1 250–1 350 °C) [24, 36], les températures élevées résultant de la recristallisation après exsolution de clinopyroxénites sub-calciques. Les roches composites présentent une fourchette de températures qui recouvre celle donnée par les pyroxénites (750–950 °C). Aucune méthode n'a permis de déterminer la température de la dunité magmatique.

Les températures calculées pour les roches mylonitiques (1 000 °C et plus) sont plus élevées et traduisent vraisemblablement un réchauffement lié à l'infiltration d'un magma chaud sub-contemporain de la déformation.

Les pyroxènes des péridotites à pœciloblastes d'orthopyroxène ne sont pas à l'équilibre ; la température estimée à partir des teneurs en calcium (910–950 °C) est néanmoins comparable aux températures calculées pour les roches à texture transitionnelle. En revanche, la valeur de K_{Al} pour ces pœciloblastes permet d'estimer une température de cristallisation aux environs de 1 000 °C.

6. Discussion et conclusion

La composition des phases majeures de l'ensemble des roches ultramafiques permet de caractériser, d'une part, un manteau zoné verticalement et, d'autre part, un ensemble de faciès magmatiques différenciés. De plus, certaines xénolites ont interagi avec des liquides dans les conditions du manteau.

La série péridotitique métamorphique se compose d'une suite lherzolite–harzburgite–dunite, dont les variations, en termes de composition modale et de texture, se font progressivement et en cohérence avec l'évolution des températures calculées. Les faciès les plus superficiels correspondent aux roches à texture granuloblastique foliée, qui passent aux roches à faciès tabulaire en profondeur. L'anisométrie des cristaux de ces faciès peut être mise en relation avec une pression partielle en eau élevée, sans doute comparable à celle du manteau superficiel de Dreiser Weiher ou de Nunivak [16]. Le manteau anhydre sous-jacent présente des grains équidimensionnels, de tailles voisines de celles des grains des roches à texture tabulaire ; il évolue vers des roches dont la taille moyenne des grains augmente notablement (déviateur de contraintes plus faible) pour les faciès de plus haute température. Cette corrélation contraintes/températures suggère que ces derniers faciès sont effectivement les plus profonds. En termes de composition, cette série évolue d'une lherzolite de composition assez « primitive », pour les niveaux les plus superficiels, jusqu'à des dunités résiduelles pour les niveaux plus profonds. La température varie de 700 à 1 000 °C dans cette séquence. Le manteau lithosphérique aurait ainsi une configuration stratifiée [1, 24, 25] avec des horizons superficiels primitifs déformés (lherzolites granuloblastiques) et des horizons plus profonds appauvris (harzburgites et dunités à gros grains). Les domaines de température calcu-

lés à partir des équilibres pyroxéniques sont proches pour ces deux séries, respectivement 700–850 °C et 750–1 000 °C, et sont caractéristiques d'un manteau peu profond (40–50 km).

La série magmatique se compose d'un ensemble de roches complexes, qui se mettent en place dans la partie sommitale du manteau lithosphérique ou à la base de la croûte. Les températures calculées pour les pyroxénites (700–850 °C) suggèrent un magma originel plus froid et moins profond que pour les webstérites décrites dans la littérature. La diversité lithologique ainsi que la présence de rubanements communs à certaines roches mafiques peuvent être interprétées en termes de litages, ce qui suggère une série différenciée par cristallisation fractionnée en chambre magmatique.

L'histoire du manteau supérieur sous Beaunit peut se résumer ainsi :

- cisaillement intense d'un protolithe mantellique à l'origine des textures à spinelle en inclusions dites « secondaires » ;
- déformation lente et de grande échelle à l'origine de la « stratification texturale » (textures granuloblastique, transitionnelle et à gros grains) ; l'origine et l'étendue de cette déformation restent discutables [13] et de nombreux modèles ont déjà été proposés [10, 11, 17, 30] ; cependant, la localisation de ces faciès texturaux dans la partie superficielle du manteau est également observée dans d'autres gisements [37], ce qui laisse supposer une zone dynamique d'échelle continentale (découplage croûte/manteau ?) ;
- fusion partielle des péridotites par fusion incongruente du clinopyroxène (résidu harzburgitique) puis de l'orthopyroxène (résidu dunitique), épargnant la partie froide la plus superficielle (lherzolites à texture granuloblastique) ;
- mise en place d'un complexe magmatique différencié mafique-ultramafique par cristallisation fractionnée d'un magma, qui pourrait s'inscrire dans un modèle de sous-placage lithosphérique ; l'origine locale (basses températures) et les signatures isotopiques cohérentes de ce magma avec la série métamorphique [12] permet de supposer qu'il en serait extrait ;
- rééquilibrage léger de l'ensemble à plus basse température lors de la remontée asthénosphérique liée au magmatisme tertiaire–quaternaire du Massif central (températures pyroxéniques peu sensibles, traces d'exsolutions) ;
- mylonitisation locale des domaines magmatique et métamorphique, accompagnée d'une injection magmatique sub-contemporaine de l'éruption.

Remerciements. Les auteurs tiennent à exprimer leurs remerciements au Dr H. Downes pour sa lecture critique du manuscrit et ses suggestions constructives.

Références

- [1] Avé Lallemant H.G., Mercier J.-C.C., Carter N.L., Ross J.V., Rheology of the upper mantle: inferences from peridotite nodules, *Tectonophysics* 70 (1980) 85–113.
- [2] Berger E., Enclaves ultramafiques, mégacristaux et leurs basaltes-hôtes en contexte océanique (Pacifique sud) et continental (Massif central français), thèse d'État, université Paris-11, Orsay, 1981.
- [3] Bertrand P., Mercier J.-C.C., The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: towards an absolute geothermometer for the natural system?, *Earth Planet. Sci. Lett.* 76 (1985) 109–122.
- [4] Best M.G., Contrasting types of chromium-spinel peridotite xenoliths in basanitic lavas, western Grand Canyon, Arizona, *Earth Planet. Sci. Lett.* 23 (1974) 229–237.
- [5] Brey G.P., Köhler T., Geothermobarometry in four-phase lherzolites. II. New thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers, *J. Petrol.* 31 (1990) 1353–1378.
- [6] Brousse R., Rudel A., Bombes de péridotites, de norites, de charnockites et de granulites dans les scories du puy Beaunit, C. R. Acad. Sci. Paris 259 (1964) 185–188.
- [7] Brown G.M., Pinsent R.H., Coisy P., The petrology of spinel peridotite xenoliths from the Massif Central, France, *Am. J. Sci.* A 280 (1980) 471–498.
- [8] Camus G., La chaîne des Puys. Étude structurale et volcanologique, thèse d'État, université Clermont-Ferrand-2, 1975.
- [9] Coisy P., Structure et chimisme des péridotites en enclaves dans les basaltes du Massif central. Modèle géodynamique du manteau supérieur, thèse, université de Nantes, 1977.
- [10] Coisy P., Nicolas A., Structure et géodynamique du manteau supérieur sous le Massif central (France) d'après l'étude des enclaves des basaltes, *Bull. Minéral.* 101 (1978) 424–436.
- [11] Coisy P., Nicolas A., Regional structure and geodynamics of the upper mantle beneath the Massif Central, *Nature* 274 (1978) 429–432.
- [12] Downes H., Relationship between geochemistry and textural type in spinel lherzolites, Massif Central and Languedoc, France, in: Nixon P.H. (Ed.), *Mantle Xenoliths*, John Wiley & Sons, Inc., 1987, pp. 126–133.
- [13] Downes H., Shear zones in the upper mantle. Relation between geochemical enrichment and deformation in mantle peridotites, *Geology* 18 (1990) 374–377.
- [14] Downes H., Dupuy C., Textural, isotopic and REE variations in spinel peridotite xenoliths, Massif Central, France, *Earth Planet. Sci. Lett.* 82 (1987) 121–135.
- [15] Fabriès J., Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes, *Contrib. Mineral. Petrol.* 69 (1979) 329–336.
- [16] Glücklich-Herbas M., Caractérisation pétrochimique du manteau lherzolitique sous-continental par l'étude de gisements d'enclaves dans les basaltes alcalins, thèse 3^e cycle, université Paris-7-IPGP, 1992.
- [17] Granet M., Wilson M., Achauer U., Imaging a mantle plume beneath the French Massif Central, *Earth Planet. Sci. Lett.* 136 (1995) 281–296.
- [18] Harte B., Rock nomenclature with particular relation to deformation and recrystallisation textures in olivine-bearing xenoliths, *J. Geol.* 85 (1977) 279–288.
- [19] Hutchison R., Chambers A.L., Paul D.K., Harris P.G., Chemical variation among French ultramafic xenoliths—evidence for a heterogeneous upper mantle, *Mineral. Mag.* 40 (1975) 53–70.
- [20] Leggo P.J., Hutchison R., A Rb–Sr isotope study of ultrabasic xenoliths and their basaltic host rocks from the Massif Central, France, *Earth Planet. Sci. Lett.* 5 (1968) 71–75.
- [21] McDonough W.F., Rudnick R.L., Mineralogy and composition of the upper mantle, Hemley R.J. (Ed.), *Ultrahigh-pressure mineralogy: physics and chemistry of the Earth's deep interior*, *Min. Soc. of Am., Rev. Mineral.* 37 (1998) 139–164.
- [22] McDonough W.F., Sun S.-S., The composition of the Earth, *Chem. Geol.* 120 (1995) 223–253.
- [23] Mercier J.-C.C., Structure des péridotites en enclaves dans quelques basaltes d'Europe et d'Hawaii. Regards sur la constitution du manteau supérieur, thèse 3^e cycle, université de Nantes, 1972.
- [24] Mercier J.-C.C., Hétérogénéité chimique et rhéologique du manteau supérieur, thèse d'État, université de Nantes, 1977.
- [25] Mercier J.-C.C., Magnitude of the continental lithospheric stresses inferred from rheomorphic petrology, *J. Geophys. Res.* B 85 (11) (1980) 6293–6303.
- [26] Mercier J.-C.C., Thermomètre pyroxénique. Quelques méthodes basées sur des réactions de transfert, in: Lagache M. (Ed.), *Thermométrie et barométrie géologiques*, Soc. Franç. Min. Cristallogr., I, 1984, pp. 237–280.
- [27] Mercier J.-C.C., Olivine and Pyroxenes, in: Wenk H.-R. (Ed.), *Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks: an Introduction to Modern Texture Analysis*, Academic Press, Inc., 1985, pp. 407–430.
- [28] Mercier J.-C.C., Nicolas A., Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by basalt xenoliths, *J. Petrol.* 16 (1975) 454–487.
- [29] Mercier J.-C.C., Carter N., Pyroxene geotherms, *J. Geophys. Res.* 80 (23) (1975) 3349–3363.
- [30] Nicolas A., Lucazeau F., Bayer R., Peridotite xenoliths in Massif Central basalts, France: textural and geophysical evidence for asthenospheric diapirism, in: Nixon P.H. (Ed.), *Mantle Xenoliths*, John Wiley & Sons, Inc., 1987, pp. 563–574.
- [31] Nielson-Pike J.E., Schwarzman E.C., Classification of textures in ultramafic xenoliths, *J. Geol.* 85 (1977) 49–61.
- [32] Smith D., Riter A.J.C., Genesis and evolution of low-Al orthopyroxene in spinel peridotite xenoliths, Grand Canyon field, Arizona, USA, *Contrib. Mineral. Petrol.* 127 (1997) 391–404.
- [33] Streckeisen A.L., Classification and nomenclature of plutonic rocks, *Geol. Rundsch.* 63 (1974) 773–786.
- [34] Sun S.-S., McDonough W.F., Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, in: Saunders A.D., Norry M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*, Spec. Publ. 42, Geological Society, London, 1989, pp. 313–345.
- [35] Werling F., Altherr R., Thermal evolution of the lithosphere beneath the French Massif Central as deduced from geothermobarometry on mantle xenoliths, *Tectonophysics* 275 (1997) 119–141.
- [36] Wilkinson J.F.G., Stolz A.J., Subcalic clinopyroxenites and associated ultramafic xenoliths in alkali basalt near Glen Innes, northeastern New South Wales, Australia, *Contrib. Mineral. Petrol.* 127 (1997) 272–290.
- [37] Zangana N.A., Downes H., Thirlwall M.F., Hegner E., Relationship between deformation, equilibration temperatures, REE and radiogenic isotopes in mantle xenoliths (Ray Pic, Massif Central, France): an example of plume–lithosphere interaction?, *Contrib. Mineral. Petrol.* 127 (1997) 187–203.