

## Datation U-Pb sur zircons à 548 Ma de leptynites des Maures centrales. Signification géodynamique des complexes leptyno-amphibolitiques de l'Europe varisque

CHRISTOPHE INNOCENT<sup>1\*</sup>, ANNIE MICHARD<sup>1</sup>, CATHERINE GUERROT<sup>2</sup> et BRUNO HAMELIN<sup>1</sup>

*Mots clés.* – U-Pb, Zircon, Complexes leptyno-amphibolitiques, Hercynien, Varisque, Maures.

*Résumé.* – Le complexe leptyno-amphibolitique de la partie centrale du massif des Maures a fait l'objet d'une étude géochronologique U-Pb sur zircons et Rb-Sr, et isotopique Sm-Nd. La mise en place du protolithe des leptynites a été datée à 548 Ma, âge nettement plus ancien que ceux (Ordovicien inférieur) mesurés sur d'autres complexes leptyno-amphibolitiques. L'étude Rb-Sr sur roches totales et minéraux séparés a permis de dater l'amphibolitisation à 348 Ma. Les isotopes du Nd montrent que les amphibolites ont des signatures nettement mantelliques. Les trois faciès acides analysés portent une empreinte crustale relativement importante. L'un d'entre eux peut être interprété comme un mélange simple entre deux sources, respectivement similaires à celle des amphibolites et à celle des deux autres leptynites. Ces dernières, quant à elles, témoignent d'un apport d'une autre source mantellique, distincte de celle des amphibolites, probablement du type basalte alcalin continental. Les résultats obtenus indiquent que les Maures centrales et le sud du Massif central faisaient peut-être partie de la même unité structurale pré-Varisque. L'absence d'indice de lien génétique clair entre les protolithes des deux termes du complexe leptyno-amphibolitique repose le problème de la signification géodynamique de ces formations.

### U-Pb zircon age of 548 Ma for the leptynites (high-grade felsic rocks) of the central part of the Maures Massif. Geodynamic significance of the so-called leptyno-amphibolitic complexes of the Variscan belt of western Europe

*Key words.* – U-Pb, Zircon, Leptyno-amphibolitic complexes, Hercynian, Variscan, Maures Massif.

*Abstract.* – U-Pb zircon and Rb-Sr geochronological, and Sm-Nd isotopic studies have been carried out on the so-called leptyno-amphibolitic complex of the central part of the Maures Massif. The emplacement of the protolith of the felsic end-member (« leptynites ») has been dated at 548 Ma, an age much older than those (lower Ordovician) previously obtained on other leptyno-amphibolitic complexes. Rb-Sr data obtained on whole rocks and on mineral separates give an age of 348 Ma for the amphibolite-facies metamorphism. Nd isotopes indicate that the amphibolites display clear-cut mantle-derived signatures, whereas a significant crustal contribution is recorded in the three analyzed felsic facies. One of these acidic terms can be interpreted in terms of a simple mixing between two components, respectively similar to the amphibolites and to the two other felsic samples. These latter involve another mantle source, distinct from that of the amphibolites, and comparable to that of continental alkali basalts. These data indicate that the central part of the Maures Massif and the southern Massif Central were possibly part of the same pre-Variscan structural unit. The lack of evidence for a clear genetic relationship between the respective protoliths of the two end-members of the leptyno-amphibolitic complex raises once again the problem of the geodynamic significance of these formations.

## INTRODUCTION

L'orogène Varisque est une chaîne de collision [par ex. ; Matte, 1986, 1991] résultant de la fermeture de domaines océaniques ouverts lors de la distension pré-Varisque qui affecta l'ensemble de l'Europe hercynienne au Paléozoïque inférieur [par ex. ; Pin, 1990]. Cependant, on ne connaît que quelques rares complexes ophiolitiques – marqueurs indiscutables de l'accrétion puis de l'obduction de croûtes océa-

niques – bien conservés, au cap Lizard [Kirby, 1979], dans les Massifs cristallins externes des Alpes [Carme, 1975], dans la péninsule Ibérique, au Cabo Ortegal et au sud du Portugal [Ben Jaama, 1988, et références incluses] et peut-être dans le Limousin [Girardeau *et al.*, 1986]. En dehors de ces zones d'affleurement privilégiées, d'innombrables pointements de roches basiques et ultrabasiques, souvent associées à des roches acides fortement métamorphisées (connues en France sous le nom de leptynites), pou-

<sup>1</sup>CEREGE, Université Aix-Marseille III, Europôle de l'Arbois, BP 80, F-13545 Aix-en-Provence cedex 04.

<sup>2</sup>BRGM, Service Analyses et Caractérisation Minérale / Géochimie Isotopique, 3 Avenue Claude Guillemin, BP 6009, F-45060 Orléans cedex 02.

\* : Adresse actuelle : (2).

Manuscrit déposé le 18 novembre 2002 ; accepté après révision le 26 juin 2003.

vant constituer des vestiges d'anciennes croûtes océaniques ont été décrits, disséminés dans des séries sédimentaires et/ou métamorphiques. Ces formations sont connues sous le nom de complexes leptyno-amphibolitiques [CLA ; Forestier, 1961].

Bien que la terminologie de complexe leptyno-amphibolitique (CLA) soit purement française, des formations comparables existent ailleurs, notamment en Europe centrale [par ex. ; Behr *et al.*, 1984], où elles sont appelées « séries variées » [par ex. ; Pin et Marini, 1993]. D'ailleurs, la notion de CLA est elle-même assez floue et a évolué au cours du temps [Santallier *et al.*, 1988]. Originellement, à la suite de Forestier [1961], les CLA étaient perçus comme des formations comportant des reliques de haute pression (éclogites) rétro-morphosées dans des conditions mésozonales, avec présence de péridotites à grenats. Puis, à la suite de Montigny et Allègre [1974], les études géochimiques ont mis l'accent sur le caractère bimodal du magmatisme initial : c'est à partir de ce moment, et essentiellement au cours des années 80, que les CLA ont peu à peu été considérés comme les témoins d'anciennes marges passives, et par là comme des marqueurs d'anciennes sutures océaniques [Pin, 1990]. Par ailleurs, les CLA ont aussi été reconnus comme des formations caractéristiques des zones internes des orogènes [par ex. ; Burg *et al.*, 1984] et comme des marqueurs tectoniques des grands chevauchements crustaux [par ex. ; Marchand, 1981 ; Bouchez et Jover, 1986]. Au terme de leur revue critique, Santallier *et al.* [1988] en donnent une définition plus restrictive, insistant sur le rôle de marqueur tectonique, sur le caractère bimodal du magmatisme initial et aussi (surtout ?) sur la présence de reliques de haute pression.

Un autre fait important concerne l'âge, mesuré ou déduit, des protolithes. Si la plupart d'entre eux sont Ordovicien inférieur, autour de 480 Ma [par ex. ; Pin, 1990], certaines associations magmatiques bimodales sont beaucoup plus récentes : les métavolcanites calco-alcalines du Lézou et celles de la Brévenne sont d'âge dévonien supérieur (environ 365 Ma) [Pin et Piboule, 1988 ; Pin et Paquette, 1997]. Dans la suite de cet article, le terme CLA ne fera référence qu'aux formations dont les protolithes sont d'âge (mesuré ou préssumé) ordovicien.

La mise en place tectonique des CLA s'effectue en contexte de métamorphisme barrowien précoce, contemporain du début de la collision varisque (à partir de 380 Ma), l'amphibolitisation étant synchrone du jeu des grands chevauchements ductiles associés à la phase majeure de la tectonique tangentielle varisque [Matte, 1986]. Si certains des CLA décrits en France ont fait l'objet d'études isotopique et géochronologique, aucune donnée isotopique ni géochronologique n'est actuellement disponible pour d'autres (Vosges, Corse). C'est aussi le cas pour les Maures, si l'on excepte une étude Sm-Nd récente sur une péridotite associée au CLA [Bouloton *et al.*, 1998]. Ce travail vise donc à dater, à définir isotopiquement et à replacer le CLA des Maures dans son contexte pré-varisque.

## CONTEXTE GÉOLOGIQUE

Le massif se divise en trois ensembles structuraux distincts [par ex. ; Gueirard, 1957 ; Caruba, 1983 ; Seyler, 1986a] : Maures occidentales, centrales et orientales (fig. 1). Les

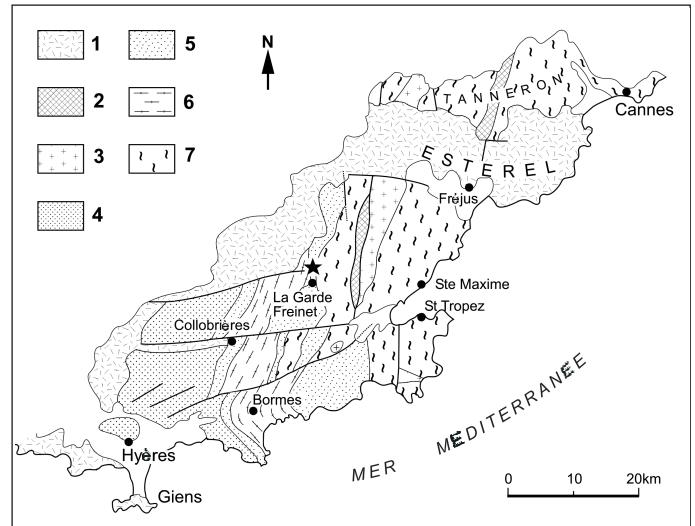


FIG. 1. – Carte géologique générale du socle provençal [Seyler, 1986a]. 1 – Permien ; 2 – Carbonifère supérieur ; 3 – granites carbonifères ; 4 – roches métamorphiques épizonales ; 5 – roches métamorphiques mésozonales (micaschistes dominants) ; 6 – Gneiss de Bornes ; 7 – Gneiss migmatitiques inférieurs. Les Maures occidentales correspondent aux roches métamorphiques épizonales (1), les Maures centrales aux roches méso et catazonales (5 à 7) situées à l'ouest de la faille de Grimaud, et les Maures orientales aux roches méso et catazonales (5 à 7) situées à l'est de la faille. Le site d'échantillonnage est repéré par une étoile.

FIG. 1. – General geological map of the basement of Provence [Seyler, 1986a]. 1 – Permian ; 2 – Upper Carboniferous ; 3 – Carboniferous granites ; 4 – Epizonal metamorphic rocks ; 5 – Mesozonal metamorphic rocks (mainly composed of micaschists) ; 6 – Bornes gneisses ; 7 – Lower migmatitic gneisses. The western Maures Massif corresponds to the epizonal metamorphic rocks (4), the Central Maures Massif to the meso and catazonal metamorphic rocks (5 to 7) that are located west of the Grimaud fault, and the eastern Maures Massif to the meso and catazonal metamorphic rocks (5 to 7) that are located east of the Grimaud fault. The sampling site is marked by a star.

trois secteurs présentent des pointements d'amphibolite et/ou de roches metabasiques associées, les deux plus importants se situant dans les Maures centrales (groupe de Collobrières à l'ouest, groupe des Arcs-Gassin à l'est) [Seyler, 1986a]. Seul ce dernier présente toutes les caractéristiques d'un CLA « classique » [Seyler, 1986a]. Des amphibolites à grain fin y sont associées à des ortholeptynites et à des gabbros et orthoamphibolites à caractère de cumulats. Des reliques HP (éclogites et méta-éclogites) existent dans les Maures centrales et orientales [Le Marrec, 1976 ; Bard et Caruba, 1981 ; Caruba, 1983 ; Seyler, 1986a], ainsi que quelques pointements de cumulats ultrabasiques (péridotites, serpentines) [par ex. ; Bard et Caruba, 1981 ; Laverne *et al.*, 1997 ; Bouloton *et al.*, 1998]. En de nombreux endroits, amphibolites et leptynites affleurent sous la forme d'alternances fines de lits mafiques et felsiques, millimétriques à décimétriques. L'origine de cette formation, appelée formation mixte par Seyler [1986a], est débattue. Selon Seyler [1986a], elle ne représente pas une unité particulière, mais résulte plutôt de la déformation extrême d'orthogneiss leucocrates alcalins (ou « ortholeptynites à amphiboles ») et d'amphibolites à grain fin. A l'inverse, Pupin [1976], considère que ces formations ne sont pas orthodérivées, mais probablement d'origine volcano-sédimentaire.

Les échantillons analysés ont été collectés dans une ancienne carrière, entre les hameaux du Théolier et du Verger

d'Icard, déjà signalée par Seyler [1986a] (fig. 1). Deux des faciès pétrographiques du CLA des Arcs et de Gassin [Seyler, 1986a] ont pu être observés à l'affleurement : les amphibolites à grain fin et la « formation mixte ». Tout le CLA est lité suivant une direction N040, avec un pendage de 50°N. Les échantillons collectés sont :

– un faciès mixte (LF 3), à grain assez grossier, riche en biotite partiellement chloritisée et en hornblende, avec quelques plages d'épidote,

– un faciès mixte (LF 1), à biotite et hornblende (relativement peu abondante), et où les alternances sont millimétriques,

– un faciès mixte (LF 2) nettement quartzo-feldspathique, dans lequel biotite et hornblende sont rares,

– trois amphibolites à grain fin, extraites d'un même niveau décimétrique (AF 1, AF 2, AF 3). AF 1 est juste contiguë à LF 2, séparée par un filon quartzo-feldspathique très riche en épidote. AF 2 et AF 3 ont été échantillonnées dans le même niveau, mais plus haut sur le front de taille, au sein de formations mixtes saprolitisées. Malgré ceci, AF 2 et AF 3 sont encore très fraîches.

Les caractéristiques pétrographiques et minéralogiques de ces échantillons [Innocent, 1993] sont données en annexe.

## TECHNIQUES ANALYTIQUES

### Rb-Sr et Sm-Nd

Les analyses isotopiques Rb-Sr et Sm-Nd, sur roches totales et minéraux séparés, ont été effectuées au CRPG (Vandœuvre-les-Nancy). Les quantités attaquées sont de l'ordre de 50 à 100 mg pour les poudres de roches totales et de 10 à 50 mg pour les minéraux séparés. Les échantillons ont été dissous dans des récipients en téflon<sup>R</sup> PFA « Savillex » à l'aide d'un mélange HF-HNO<sub>3</sub> avec quelques gouttes d'HClO<sub>4</sub>, puis, après évaporation, redissous dans l'eau régale, évaporés de nouveau, et finalement redissous dans

quelques centaines de microlitres d'HCl dilué. Les procédures de séparation chimique sont celles d'Alibert *et al.* [1983] pour Rb-Sr, et de Richard *et al.* [1976] pour Sm-Nd.

Rb a été déposé sur simple filament de W activé à l'oxyde de Ta et analysé sur un spectromètre de masse Cameca TSN 206. Sm, déposé sur triple filament Re/Ta ou sur simple filament de Ta, a été analysé sous forme métal avec le même spectromètre. Les compositions isotopiques ont été mesurées en mode statique sur un spectromètre de masse Finnigan MAT 262 à multicollecion : Sr sur simple filament de W activé à l'oxyde de Ta, et Nd sur double filament de Re, sous forme métal. Les analyses des standards NBS 987 (Sr) et La Jolla (Nd) ont donné des valeurs respectives de  $0,710190 \pm 10$  et  $0,511845 \pm 12$  (double écart-type). Les blancs totaux sont inférieurs à 170 pg pour Sr et 370 pg pour Nd. Les résultats obtenus sur roches totales et fractions minérales séparées sont reportés dans le tableau I.

### U-Pb sur zircons

Les zircons ont été extraits de la formation mixte LF 1, puis, après concentration par les méthodes classiques de séparation des minéraux lourds, séparés selon leur susceptibilité magnétique (tabl. II), les moins magnétiques étant le plus souvent les plus concordants [Krogh, 1982a]. Les grains sont jaune pâle, transparents et souvent de forme ovoïde, parfois allongés. Il n'a pas été possible de distinguer plusieurs populations. Quelques grains de zircons ont été sélectionnés à la main (tabl. II), puis abrasés afin d'accentuer la concordance [Krogh, 1982b]. Les techniques de mise en solution et de séparation chimique de U et Pb ont été adaptées de celles de Krogh [1973] et Parrish [1987]. Les analyses ont été effectuées au BRGM (Orléans) sur un spectromètre de masse Finnigan MAT 261, à l'aide d'un multiplicateur d'électrons secondaires. Les rapports mesurés ont été corrigés de la discrimination de masse, de la contribution du spike, du blanc de procédure et du plomb commun initial en utilisant le modèle de Stacey et Kramers [1975]. Les blancs sont inférieurs à 15 pg pour Pb et 1 pg

TABLE I. – Données isotopiques Rb-Sr et Sm-Nd obtenues sur roches totales et minéraux séparés. Les  $\epsilon Nd$  ont été calculés par rapport à un réservoir chondritique moyen (CHUR) :  $^{143}Nd/^{144}Nd = 0,512638$  [Wasserburg *et al.*, 1981] ;  $^{147}Sm/^{144}Nd = 0,1966$  [Jacobsen et Wasserburg, 1980]. Les âges modèles ont été calculés par référence à un manteau appauvri moyen :  $^{143}Nd/^{144}Nd = 0,513114$  ;  $^{147}Sm/^{144}Nd = 0,222$  [Ben Othman *et al.*, 1984].

TABLE I. – *Rb-Sr and Sm-Nd isotopic data measured on whole rocks and mineral separates.  $\epsilon Nd$  have been calculated using an average chondritic reservoir (CHUR) :  $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512638$  [Wasserburg et al., 1981] ;  $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1966$  [Jacobsen et Wasserburg, 1980]. Model ages have been calculated from an average depleted mantle :  $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.513114$  ;  $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.222$  [Ben Othman et al., 1984].*

Echantillon	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_{548 Ma}$	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\epsilon Nd$	$(\epsilon Nd)_{548 Ma}$	Age modèle (Ma)
<b>Amphibolites</b>												
AF 1	15,0	282	0,150	0,705538 (12)	0,704366	5,80	21,5	0,170	0,512782 (10)	2,8	4,7	973
Hornblende	3,77	38,7	0,275	0,705112 (14)		2,23	6,98	0,201	0,512848 (06)			
Plagioclase	49,5	668	0,209	0,706596 (11)								
AF 2	17,4	235	0,210	0,705107 (17)	0,703466	5,69	21,1	0,170	0,512800 (16)	3,2	5,0	921
Dupl.		235		0,705089 (24)								
Hornblende	6,45	51,8	0,352	0,705269 (20)		4,10	13,3	0,194	0,512846 (09)			
AF 3	31,7	223	0,401	0,706108 (14)	0,702975	6,08	22,3	0,171	0,512840 (16)	3,9	5,7	819
<b>Leptynites</b>												
LF 1	69,2	433	0,452	0,706997 (27)	0,703466	2,13	12,2	0,110	0,512373 (07)	-5,2	0,9	1008
Dupl.		433		0,706932 (26)								
Biotite	206	7,44	81,4	1,108889 (13)								
Epidote	3,16	1279	0,007	0,704962 (13)								
Hornblende	3,47	27,2	0,360	0,706582 (14)		4,54	47,4	0,060	0,512926 (08)			
Plagioclase	52,9	846	0,177	0,706436 (12)								
LF 2	13,0	103	0,354	0,704951 (20)	0,702186	2,02	11,2	0,114	0,512441 (10)	-3,8	1,9	950
LF 3	32,2	577	0,158	0,705674 (25)	0,704440	2,80	12,8	0,137	0,512482 (10)	-3,0	1,1	1133

pour U. La régression linéaire est effectuée selon Davis [1982]. Toutes les incertitudes sont données pour un intervalle de confiance de 95 %. Les résultats obtenus sont reportés dans le tableau II.

## RÉSULTATS

### Géochronologie U-Pb sur zircons

Les quatre fractions analysées s'alignent sur une Discordia (de 3 à 7 % de discordance), donnant un âge de  $548^{+15}_{-7}$  Ma (fig. 2). Les âges  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  sont similaires d'une fraction à l'autre et sont identiques à celui donné par la Discordia. Si on retient l'hypothèse que ces zircons sont liés aux termes acides de la formation mixte, alors cet âge correspondrait également à la mise en place des protolithes des ortholeptynites, dans la mesure où ces termes acides résultent bien de la déformation d'ortholeptynites à amphiboles [Seyler, 1986a]. Cet âge, qui correspond presque parfaitement à la limite précambrien-cambrien (estimée actuellement à 545 Ma), se différencie nettement de ceux mesurés (ou admis classiquement) sur d'autres CLA (Ordovicien inférieur [par ex. ; Pin et Marini, 1993]).

### Rb-Sr sur roches totales et minéraux séparés

Les compositions isotopiques du Sr mesurées sur roches totales sont comparables pour les deux termes, acides et basiques. Ceci peut refléter une origine plus ou moins commune associée à des rapports Rb/Sr bas dans les deux cas, ou bien indiquer une réhomogénéisation du Sr lors de l'amphibolitisation contemporaine de la mise en place du complexe.

Les analyses Rb-Sr sur minéraux séparés ont essentiellement concerné la formation mixte à biotite LF1. Les quatre principaux minéraux constitutifs ont été analysés. Il ressort de ces analyses que la roche totale et les 2 minéraux dont la cristallisation est contemporaine de l'amphibolitisation, c'est-à-dire la biotite et la hornblende, s'alignent parfaitement (MSWD = 0,4) sur une droite dans le diagramme  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , donnant un âge de  $348 \pm 7$  Ma (fig. 3). Cette droite correspond pratiquement à une isochrone à deux points, dont la pente est très nettement dépendante de la biotite. La qualité de l'alignement est néanmoins très bonne (MSWD < 1 sur 3 données). L'épidote a été exclue du calcul de régression car selon Seyler [1986a], elle serait légèrement plus tardive. La droite joignant cette épidote et la roche totale donne effectivement un âge légèrement plus jeune : 321 Ma (fig. 3). Le plagioclase enfin s'écarte totalement de l'une ou l'autre droite de régression : on peut penser qu'il n'a pas été remis à zéro lors de l'amphibolitisation ou/et que différentes populations (plagioclases des termes

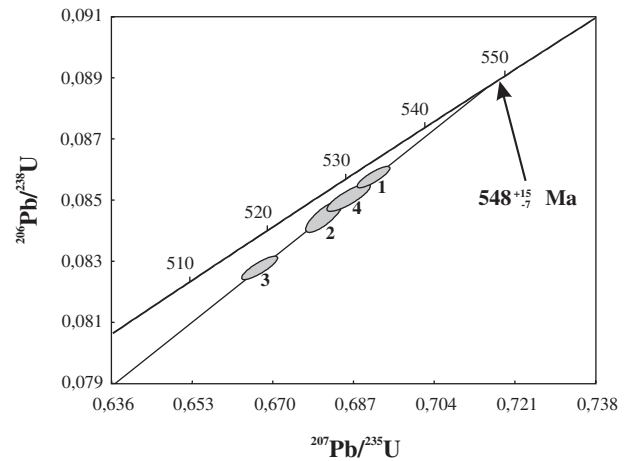


FIG. 2. – Diagramme Concordia U-Pb pour les 4 fractions extraites de LF1.  
FIG. 2. – U-Pb Concordia diagram for the 4 zircon fractions extracted from LF1.

acide et basique), non séparables par des moyens physiques simples, sont présentes.

### Géochimie isotopique Sm-Nd

Les amphibolites à grain fin ont des signatures Nd mantelliques, proches de 0,5128, alors que les signatures des faciès acides sont moins radiogéniques (autour de 0,5124), témoignant d'une empreinte crustale significative. Les rapports  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  mesurés vont dans le même sens, atteignant 0,170 dans les amphibolites à grain fin, alors que les formations mixtes LF1 et LF2 ont des rapports  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  peu différents de celui de la croûte continentale supérieure moyenne [Goldstein *et al.*, 1984], LF3 se situant pour sa part entre les deux (tabl. I). Les hornblendes extraites des amphibolites ont des signatures proches de celles des roches totales, alors que celle extraite de LF1 présente une signature Sm-Nd totalement différente, avec une composition isotopique bien plus radiogénique que celle de la roche-hôte (mais aussi plus haute que celles des hornblendes des amphibolites) et un rapport Sm/Nd très bas.

Les données obtenues sur roches totales ont été reportées dans le diagramme isochrone  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , mais utilisé comme un diagramme de mélange [Alibert, 1985]. Les signatures Sm-Nd sont très comparables à celles des autres CLA pour lesquels des données sont disponibles (fig. 4) (les références sont données dans la légende de la figure). Des droites d'évolution ont été représentées pour des âges de 548 Ma et 348 Ma, correspondant aux deux âges mesurés et interprétés comme étant respectivement les âges

TABL. II. – Données U-Pb obtenues sur différentes fractions de zircons extraites de LF1.  
TABLE II. – U-Pb zircon data obtained on different fractions extracted from LF1.

Echantillon	Poids ( $\mu\text{g}$ )	U (ppm)	Pb radiogénique (ppm)	Pb commun (pg)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Age apparent $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Ma)
#1 (3 grains)	26	296	24,7	34	1206	0,073	0,0858 (3)	0,6912 (28)	0,05846 (12)	547,2
#2 (4 grains)	34	327	27,0	19	2950	0,081	0,0845 (4)	0,6808 (32)	0,05846 (12)	547,2
#3 (4 grains)	26	288	23,2	31	1247	0,073	0,0828 (3)	0,6672 (31)	0,05846 (12)	547,0
#4 (5 grains)	28	254	21,0	64	602	0,074	0,0851 (4)	0,6860 (37)	0,05848 (12)	547,6

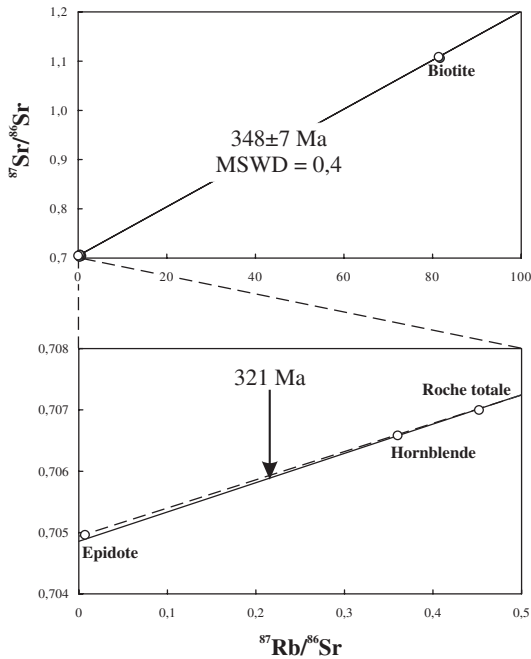


FIG. 3. – Diagramme isochrone Rb-Sr pour LF 1 et ses minéraux séparés. Les données s'alignent sur une isochrone donnant un âge de 348 Ma. Seuls les minéraux contemporains ou légèrement postérieurs à l'amphibolitisation ont été pris en compte : le plagioclase n'a pas été reporté. Il se situe au-dessus de l'isochrone, soit que l'homogénéisation isotopique n'ait pas été complète lors du métamorphisme, soit que le système ait été perturbé tardivement. La droite définie par les données de la roche totale et de l'épidote correspond à un âge de 321 Ma. Des explications plus détaillées sont données dans le texte.

FIG. 3. – *Rb-Sr isochron diagram for LF 1 and its mineral separates. Rb-Sr data plot on an isochron giving an age of 348 Ma. Only minerals contemporaneous or slightly younger than the amphibolite-facies metamorphism have been taken into account : the plagioclase has not been plotted. It would plot above the isochron, resulting either from a non-complete isotopic resetting during the metamorphism, or from a subsequent opening of the Rb/Sr system. The two-point straight line defined by the whole rock and epidote data corresponds to an age of 321 Ma. Detailed explanations can be found in the text.*

de mise en place des protolithes et de l'amphibolitisation, et ce pour 3 réservoirs géochimiques modèles : une croûte continentale moyenne ouest-européenne [Michard *et al.*, 1985], le CHUR (Terre chondritique indifférenciée) et le manteau appauvri moyen (DM). Dans ce diagramme, il apparaît que les données suivent plutôt une tendance de mélange croûte-manteau plutôt que l'une ou l'autre des droites de référence. La plupart des termes acides, et ce quelle que soit la région, semblent bien porter une influence crustale importante, les Maures ne faisant pas exception.

## DISCUSSION

### L'âge des protolithes

L'âge à 548 Ma obtenu grâce aux zircons des faciès leptynitiques est largement plus ancien que ce que l'on était en droit d'attendre. La plupart des CLA sont considérés comme Ordovicien inférieur (autour de 480 Ma), avec plusieurs datations à l'appui. Ainsi en Bretagne Sud (baie d'Audierne), un orthogneiss leptynitique ordovicien a été daté à 480 Ma [Paquette *et al.*, 1985]. Cependant, c'est dans le sud du Massif central que les âges sont les plus abon-

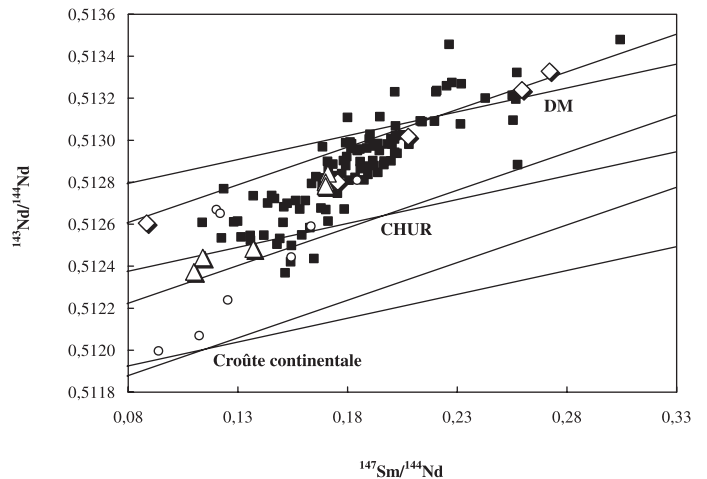


FIG. 4. – Diagramme de mélange  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  pour les roches totales et pour les complexes leptyno-amphibolitiques pour lesquels des données Sm-Nd sont disponibles dans la littérature. Triangles blancs : cette étude ; Losanges blancs : roches ultrabasiques du Massif des Maures [Bouloton *et al.*, 1998]. Les autres points correspondent aux données obtenues sur d'autres complexes [Bernard-Griffiths et Cornichet, 1985 ; Bernard-Griffiths *et al.*, 1985 ; 1986 ; Downes *et al.*, 1989 ; Paquette *et al.*, 1989 ; Peucat *et al.*, 1990 ; Pin et Carme, 1987 ; Pin *et al.*, 1992 ; Pin et Marini, 1993]. Carrés noirs : faciès basiques et ultrabasiques ; Disques blancs : faciès acides. Les droites d'évolution de trois réservoirs géochimiques ont été reportées pour des âges de 548 Ma (lignes pleines) et 348 Ma (lignes tiretées). Les paramètres de la croûte continentale ouest-européenne ont été estimés à :  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512$  ;  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,115$  [Goldstein *et al.*, 1984 ; Michard *et al.*, 1985] ; ceux du CHUR (Terre chondritique non différenciée) :  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512638$  [Wasserburg *et al.*, 1981] ;  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1966$  [Jacobsen and Wasserburg, 1980] ; ceux du DM (Manteau appauvri) :  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,513114$  ;  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,222$  [Ben Othman *et al.*, 1984].

FIG. 4. –  *$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  -  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  mixing diagram for whole rocks and for the leptyno-amphibolitic complexes for which Sm-Nd data are available in the literature. Open triangles : this study ; Open diamonds : ultrabasic rocks of the Maures Massif [Bouloton *et al.*, 1998]. The other data points correspond to other complexes [Bernard-Griffiths and Cornichet, 1985 ; Bernard-Griffiths *et al.*, 1985 ; 1986 ; Downes *et al.*, 1989 ; Paquette *et al.*, 1989 ; Peucat *et al.*, 1990 ; Pin et Carme, 1987 ; Pin *et al.*, 1992 ; Pin et Marini, 1993]. Black squares : basic and ultrabasic rocks ; Open disks : felsic rocks. The evolution lines of three geochemical reservoirs have been plotted for ages of 548 Ma (plain lines) and 348 Ma (dotted lines). Parameters for the average continental crust of western Europe have been estimated at :  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512$  ;  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,115$  [Goldstein *et al.*, 1984 ; Michard *et al.*, 1985] ; those of the CHUR (chondritic undifferentiated Earth) :  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512638$  [Wasserburg *et al.*, 1981] ;  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1966$  [Jacobsen and Wasserburg, 1980] ; those of the DM (depleted mantle) :  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,513114$  ;  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,222$  [Ben Othman *et al.*, 1984].*

dants : le CLA de Marvejols a fourni des âges U-Pb sur zircons groupés entre 487 Ma et 478 Ma [Pin et Lancelot, 1982] pour la mise en place des protolithes des termes acides et des termes basiques. Parallèlement, un âge comparable a été fourni (486 Ma) par une leptynite trondjémitique du Rouergue (sud du Massif central) [Pin, 1979]. De plus, les formations basiques et ultra-basiques du Cabo Ortegal (Espagne), métamorphisées dans des conditions HP, ont fourni des âges proches de 480 Ma [Peucat *et al.*, 1990]. Il n'en reste pas moins que le seul CLA pour lequel on est sûr que les protolithes acides et basiques sont contemporains est celui de Marvejols.

Ces âges de mise en place (Ordovicien inférieur) ne sont pas spécifiques aux protolithes des CLA. Le protolithe de l'orthogneiss du Capo Spartivento (Sardaigne) a été daté par U/Pb sur zircons à 478 Ma [Delaperrière et Lancelot,

1989]. Plusieurs orthogneiss du Massif central ont fourni des âges (souvent Rb/Sr, toutefois) similaires [Duthou *et al.*, 1984]. De tels âges ont été également retrouvés en Espagne [Lancelot *et al.*, 1985] ainsi que sur des paléovolcanites ordoviciennes de Bretagne [Guerrot *et al.*, 1992].

L'âge obtenu sur la leptynite de la formation mixte (548 Ma) est aussi très répandu en Europe occidentale : les manifestations magmatiques autour de la limite Précambrien-Cambrien sont très abondantes. Cet âge pourrait se rapprocher en particulier de celui des métarhyolites leptynitiques du Pilat en bordure est du Massif central (545 Ma par Rb/Sr) [Caen-Vachette, 1979], et de celui des métadacites de Sériès en Montagne Noire (545 Ma par Pb-Pb en évaporation) [Lescuyer et Cocherie, 1992]. On peut aussi se référer à l'âge U-Pb sur zircon obtenu par Ducrot *et al.* [1979] pour l'orthogneiss de Plaisance en Montagne Noire (532 Ma), ainsi qu'à ceux obtenus sur les métadiorites quartziques de l'Aubrac (540 Ma) [Pin et Lancelot, 1978] et sur les granodiorites du Rouergue oriental [Lafon, 1984 ; 1986].

Cet âge à 548 Ma montre que les protolithes des amphibolites et ceux des leptynites n'ont pas a priori de raison d'être contemporains, l'âge des précurseurs des amphibolites restant inconnu. Ducrot *et al.* [1979] ont défini, dans le contexte de la phase d'amincissement crustal pré-varisque, deux types de magmatisme successifs : un épisode précoce, à peu près Cambrien inférieur, de type alcalin, puis un épisode bimodal, auquel se rattache la mise en place des protolithes des CLA. Si l'hypothèse de Seyler est juste, c'est-à-dire si la formation mixte a bien la même origine que les ortholeptynites, alors celles-ci doivent en fait être rapportées à la première phase du magmatisme.

### L'origine des protolithes

Les isotopes du Nd permettent d'exclure pour ces formations du massif des Maures une origine par différenciation magmatique simple, les compositions des deux termes, recalculées à 548 Ma, étant nettement différentes. Si les amphibolites ont une origine mantellique indéniable, la marque de la croûte est indiscutable pour les faciès acides (fig. 4). Cette implication importante de la croûte a été mise en lumière par Pin et Marini [1993] pour les leptynites du Massif central (voir aussi fig. 4), pour lesquelles l'hypothèse d'une mise en place en contexte distensif quoiqu'essentiellement crustal est retenue [Pin et Marini, 1993]. Le paragraphe suivant portera uniquement sur LF 1 et LF 2, LF 3 pouvant être interprété comme un mélange simple entre les deux termes (acide type LF1-LF2 et amphibolitique).

Selon Seyler [1986a ; b], les leptynites dériveraient de rhyolites alcalines. Compte tenu du contexte géodynamique essentiellement continental de mise en place de ces protolithes [Seyler, 1986b], on peut formuler l'hypothèse que ces rhyolites ont une origine au moins partiellement crustale. Les rapports  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  de LF 1 et LF 2 plaident d'ailleurs en ce sens. Pourtant, les compositions isotopiques du Nd apparaissent trop élevées pour du matériel purement crustal. En outre, LF1 et LF2 présentent des âges modèles jeunes, proches de ceux des amphibolites (tabl. I). Il paraît donc peu probable que les protolithes de LF1 et LF2 résultent exclusivement de l'anatexis de la croûte. Un calcul simple indique que LF 1 et LF 2 peuvent résulter d'un mélange simple entre une croûte ouest-européenne typique (fig. 4 ;  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,115$  ;  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,5120$  actuel ;

$0,51174$  à 348 Ma ;  $0,51159$  à 548 Ma) et une source mantellique. Si on estime le rapport isotopique actuel de cette source mantellique à 0,5128, alors le rapport  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  de ce composant mantellique doit être très bas, de l'ordre de 0,105-0,11. Sa contribution relative est d'environ la moitié du Sm/Nd total de la rhyolite (contre l'autre moitié de Sm/Nd « crustal »), ce qui indique que le composant mantellique doit être riche en terres rares (en tous cas plus que le composant crustal), compte tenu des caractéristiques pétrographiques de LF1 et LF2. Cette hypothèse, si elle est juste, indique que ce composant mantellique, clairement distinct de celui à l'origine des amphibolites, est probablement du type « basalte alcalin continental » [e.g. ; De Paolo, 1988].

### L'âge de l'amphibolitisation

Quatre étapes distinctes de l'évolution tectonométamorphique des Maures ont été reconnues [Seyler, 1986a]. Les deux premières phases sont synchrones du métamorphisme barrowien, la plus ancienne (phase « 1 ») représentant la mise en place tectonique par l'intermédiaire de chevauchements tangentiels majeurs, alors que la phase « 2 » est marquée par la cristallisation des hornblendes et des biotites. Dans la mesure où il est fiable, l'âge Rb-Sr obtenu à 348 Ma correspond à celui de la phase « 2 » et fournit une limite inférieure de l'âge de mise en place du CLA. Le métamorphisme barrowien aurait donc subsisté jusqu'à 348 Ma dans le massif des Maures.

Selon Seyler [1986a], l'épidote cristalliserait pendant la phase « 3 », et marquerait un épisode de rétro-morphose. La droite joignant l'épidote et LF 1, correspondant à un âge de 321 Ma dans le diagramme isochrone Rb/Sr (fig. 3), pourrait dater cet épisode de rétro-morphose, dans la mesure où cette droite à deux points peut réellement être interprétée en termes d'âge. Cependant, ces âges sont en très bon accord avec la plupart des données géochronologiques obtenues pour le Massif central et le Massif armoricain [Pin et Lancelot, 1982 ; Pin et Peucat, 1986], ainsi qu'avec l'hypothèse de Seyler [1986a], qui suggère un âge dévonien à carbonifère pour la phase majeure tangentielle.

### Le CLA des Maures dans le contexte général de l'Europe occidentale varisque

Les datations U-Pb sur zircons (et/ou monazites) obtenues sur les termes basiques, ultrabasiques et acides des CLA, et disponibles dans la littérature sont reportées sur la figure 5. Les données obtenues sur les granulites draguées au large du Cabo Ortegal [Guerrot *et al.*, 1989] ont été reportées elles aussi. Il apparaît que les indices d'héritages anciens dans les faciès basiques (notamment les éclogites) suit une ligne matérialisée sur la figure 5. Bien que son tracé soit entaché de nombreuses incertitudes (elle a été dessinée d'après la position actuelle des continents, et la position des massifs anciens de l'arc alpin, par exemple, n'est certainement pas bonne), elle correspond assez bien au tracé du poinçonnement ibéro-armoricain [Matte, 1986 ; 1991]. Autour et au nord / nord-ouest / ouest de cette ligne, on connaît de nombreux indices d'héritages anciens, par exemple dans le Massif armoricain [Vidal *et al.*, 1981], notamment en Normandie [Calvez et Vidal, 1978], ainsi qu'en Galice [Lancelot *et al.*, 1985]. Par contre, au sud / sud-est de cette ligne, aucun héritage ancien n'a été mis en évidence par

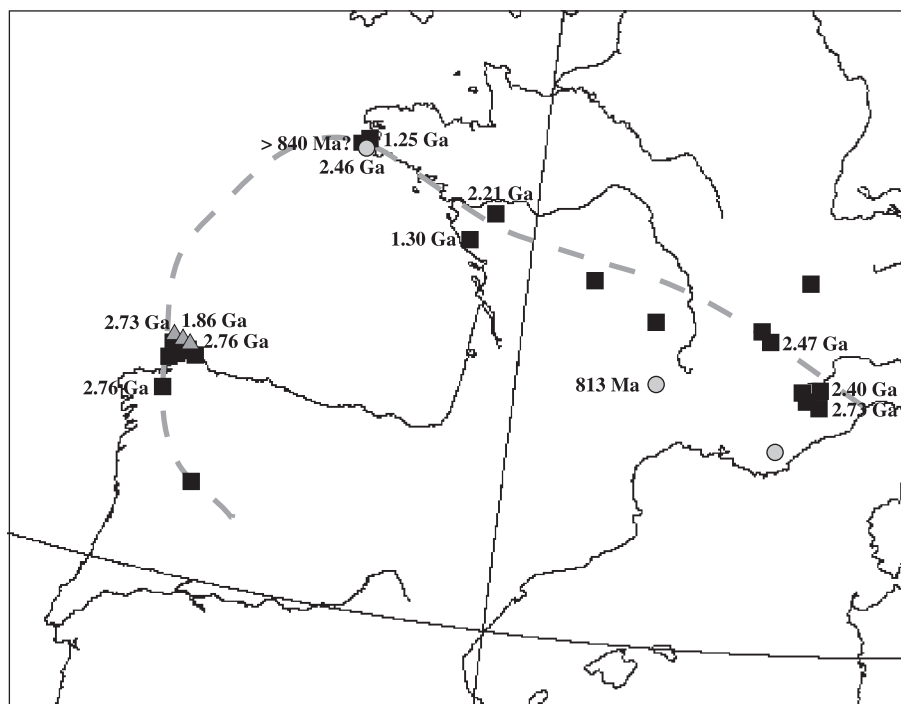


FIG. 5. – Carte de l'Europe de l'Ouest montrant les données U-Pb sur zircons obtenues sur les complexes leptyno-amphibolitiques et les âges obtenus à partir des anciens zircons hérités [Bernard-Griffiths *et al.*, 1985 ; Ducrot *et al.*, 1983 ; Gebauer *et al.*, 1981 ; Paquette *et al.*, 1985 ; 1989 ; Peucat *et al.*, 1982 ; 1990 ; Pin and Lancelot, 1982]. Carrés noirs : zircons extraits des roches basiques et ultrabasiques ; disques gris : faciès acides (incluant la présente étude). Les données obtenues sur les granulites basiques du Banc Le Danois et au large du Cabo Ortegal [Guerrot *et al.*, 1989] ont également été reportées (triangles gris). La ligne grise tiretée joint les points pour lesquels des évidences d'héritages anciens existent. Elle correspond à peu près au dessin de l'arc Ibéro-Armoricain [Matte, 1986 ; 1991]. Son tracé est cependant biaisé par le fait qu'elle n'a pu être dessinée qu'en prenant la position actuelle des Alpes. Au Sud / Sud - Est de cette ligne, il n'y a pas ou peu d'argument en faveur d'héritages anciens.

FIG. 5. – Geographic map of western Europe showing U-Pb zircon data obtained on leptyno-amphibolitic complexes and ages derived from ancient inherited zircons [Bernard-Griffiths *et al.*, 1985 ; Ducrot *et al.*, 1983 ; Gebauer *et al.*, 1981 ; Paquette *et al.*, 1985 ; 1989 ; Peucat *et al.*, 1982 ; 1990 ; Pin and Lancelot, 1982]. Black squares : zircons extracted from basic and ultrabasic rocks ; grey disks : acidic rocks (including this study). Data obtained on basic granulites from the Le Danois Bank and offshore Cabo Ortegal [Guerrot *et al.*, 1989] have been also reported as grey triangles. The dotted grey line joins the data points showing evidence of ancient inherited zircons. It corresponds more or less to the Ibero-Armorican arc [Matte, 1986 ; 1991]. However, its precise position is biased since it was necessary to draw it with the present-day geographic location of the Alps. South / South-East of this line, there is no or very little evidence of ancient inherited zircons.

U-Pb, notamment dans le Massif central, si on excepte l'héritage à 813 Ma (âge apparent) mis en évidence par Pin et Lancelot [1982] sur un gneiss amphibolique de Marvejols.

Ceci s'accorde avec l'hypothèse de Roques *et al.* [1995] qui considèrent que le Massif central ne contient pour ainsi dire pas de socle précambrien au sens géologique du terme, bien que les âges modèles Nd indiquent une prépondérance de matériaux anciens recyclés [Michard *et al.*, 1985 ; Downes *et al.*, 1997 ; Simien *et al.*, 1999]. Les données obtenues sur le CLA du massif des Maures peuvent suggérer une histoire pré-varisque comparable, ces deux unités se situant au Sud de la « suture » ibéro-armoricaine, si tant est que cette ligne fictive ait bien une valeur de suture de plaques.

## CONCLUSION

Le résultat majeur de ce travail est la datation à 548 Ma de la « formation mixte » [Seyler, 1986a] du CLA des Maures centrales. Cet âge est beaucoup plus ancien que ce qu'on était en droit d'attendre. Le protolithe n'est donc pas Ordovicien inférieur, mais s'est mis en place à la limite Précambrien - Cambrien. De nombreux indices de mise en place de

roches magmatiques de nature calco-alcaline (plutoniques, mais aussi volcaniques) à cette époque existent dans le Massif central (notamment dans sa partie sud). Ces épisodes sont à rapporter à la phase précoce d'amincissement crustal qui a affecté le sud de l'Europe occidentale et qui débute vers 545 Ma. Les données obtenues, confrontées à celles disponibles dans la littérature, suggèrent que le CLA des Maures et ceux du sud du Massif central ont une histoire pré-varisque assez semblable, ce qui pourrait indiquer que le massif des Maures faisait partie de la même unité structurale que le sud du Massif central.

Par contre, il n'est pas du tout certain que les protolithes des deux termes de la formation mixte du CLA des Maures soient contemporains. Ceci indique que le CLA des Maures est d'abord et avant tout un mélange entre plusieurs formations qui n'ont peut-être rien à voir l'une avec l'autre : il semble qu'on soit ici en présence d'au moins deux sources mantelliques très différentes et d'une source crustale. Actuellement, il n'y a qu'un seul CLA (celui de Marvejols) pour lequel on soit sûr de la simultanéité de la mise en place des différents protolithes. Il reste à savoir si c'est ou non le cas pour d'autres CLA. Ceci repose le problème de la signification géodynamique des CLA. Au vu

des résultats obtenus sur celui des Maures, il n'est pas du tout sûr que certains CLA soient autre chose que des mélanges, contemporains du métamorphisme barrowien, entre des termes basiques dont le contexte géodynamique de mise en place peut souvent être précisé, et des termes acides provenant de protolithes d'âges variables.

### Annexe : Description pétrographique et minéralogique des échantillons analysés

Les échantillons ont été prélevés dans une ancienne carrière déjà signalée par Seyler [1986a], dans laquelle avait été prélevée par cet auteur l'amphibolite à grain fin AC 16.

Les amphibolites vertes à grain fin (AF 1, AF 2 et AF 3) ont une texture nématoblastique. La hornblende est majoritaire (62 % des minéraux). Elle se présente en gros grains (avec ça et là un début d'altération) allongés suivant la direction du litage. Le quartz, en petits grains xénomorphes (11 %) est associé à la hornblende. Les plagioclases (22 %) sont plus ou moins altérés, cette altération pouvant être centripète ou suivre d'anciens plans de macles tectoniques encore reconnaissables, parallèles au litage. Les magnétites (3,5 %) sont très abondantes, et le principal minéral accessoire est le sphène. Enfin, l'épidote apparaît sous forme de filon parallèle au litage tectonique, associée à des plagioclases complètement séricitisés.

LF1 est un faciès de la « formation mixte », de texture granolépido-blastique. Il présente des alternances millimétriques de lits quartzo-feldspathiques et de lits amphiboliques, suivant la plan de litage tectonique. Le plagioclase est le minéral le plus abondant (46 %), riche en macles d'origine tectonique. Il est plus ou moins séricitisé (suivant les plans de macles ou sur les bordures). Le quartz, en petits cristaux xénomorphes, est également très abondant (37 %). La hornblende représente 3 % des grains, elle est parfois maclée sub-parallèlement au litage. Elle se présente en gros grains, associés aux petits quartz. Ce faciès contient également beaucoup de biotites (12 %), orientées parallèlement au litage, en voie de chloritisation, passant à de vraies chlorites (1 %) qui se présentant sous la forme de feuillet vert pomme pluri-millimétriques (de tels habitus indiquent une origine nécessairement hypogène). Des smectites se développent au dépens des chlorites. Les autres minéraux sont : épidote (pistachite), magnétite (assez abondante), zircon, apatite, sphène.

LF2, de texture granolépido-blastique, est contigu à l'une des amphibolites (AF 1), séparé par un filon quartzo-feldspathique

*Remerciements.* – Nous remercions C. Tempier et J. Delvigne pour leur aide respective sur le terrain et lors de l'étude des lames minces. Les analyses isotopiques et géochronologiques ont été rendues possible grâce au soutien des équipes des laboratoires de spectrométrie de masse du CRPG (Vandoeuvre-les-Nancy) et du BRGM (Orléans). Le manuscrit a bénéficié des relectures critiques de H. Lapière et C.Pin.

d'épaisseur pluri-millimétrique très riche en pistachite (l'épidote est « du côté amphibolite »). Les plagioclases sont totalement altérés dans et autour du filon. Par rapport à LF1, LF2 est encore plus quartzo-feldspathique (biotite et hornblende y sont plus rares), et les plagioclases (hormis ceux autour du filon) sont généralement assez frais.

LF3 : Par rapport à LF 1 et LF2, le grain est beaucoup plus grossier (ce type de faciès n'apparaît pas de façon évidente dans l'étude de Seyler [1986a]). La texture reste granolépido-blastique. Le plagioclase est le minéral le plus abondant (47 %). Il est en général altéré, de taille variable, les plus petits grains étant les plus frais. On retrouve les macles tectoniques orientées selon le plan de litage. Les hornblendes (12 %) sont parfois maclées, de taille variable, les plus gros grains étant là encore associés au quartz. Ce dernier (23 %) apparaît en petits grains xénomorphes, associés ou non à la hornblende. La biotite (6 %) se développe parfois au dépens de la hornblende. La chlorite, très abondante (9 %), donne de spectaculaires cristallisations. Elle se forme au dépens des biotites et/ou des hornblendes. Associées à la chlorite, des plages d'épidote recoupent parfois les hornblendes. Magnétite et sphène complètent l'inventaire minéralogique.

L'étude pétrographique, minéralogique et géochimique (majeurs et traces) de tous ces faciès a été effectuée par Seyler [1986a]. Les analyses des majeurs et de certains éléments en traces sont disponibles pour tous les faciès analysés dans ce travail [Innocent, 1993]. Ils ne peuvent être repris sans alourdir considérablement cet article. Néanmoins, il semble utile de donner ici un aperçu de la géochimie des majeurs mesurés dans LF 3. Cet échantillon apparaît plus basique que LF1 et LF2 (59 % SiO<sub>2</sub> au lieu de 65 à 66 %). Il est un peu plus riche en Fe, Mg, Ca, et un peu moins en alcalins (Na, K). Enfin, il est à noter que LF 3 est un peu plus riche en Al que LF1 et LF2 (18 % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> contre 16 %).

### Références

- ALIBERT C. (1985). – A Sr-Nd isotope and REE study of late Triassic dolerites from the Pyrenees (France) and the Messejana Dyke (Spain and Portugal). – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **73**, 81-90.
- ALIBERT C., MICHARD A. & ALBARÈDE F. (1983). – The transition from alkali basalts to kimberlite : isotope and trace elements evidence from melilitites. – *Contrib. Mineral. Petrol.* **82**, 176-186.
- BARD J.P. & CARUBA C. (1981). – Les séries leptyno-amphiboliques à écolites relictuelles et serpentines des Maures, marqueurs d'une paléosuture varisque affectant une croûte amincie ? – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **292**, II, 611-614.
- BEHR H.G., ENGEL W., FRANKE W., GIESE P. & WEBER K. (1984). – The variscan belt of central Europe : main structures, geodynamic implications, open questions. – *Tectonophysics*, **109**, 15-40.
- BEN OTHMAN D., FOURCADE S. & ALLÈGRE C.J. (1984). – Recycling processes in granite-granodiorite complex genesis : the Querigut cas studied by Nd-Sr systematics. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **69**, 290-300.
- BERNARD-GRIFFITHS J. & CORNICHE J. (1985). – Origin of eclogites from South Brittany, France : A Sm-Nd isotopic and REE study. – *Chem. Geol. (Isot. Geosci.)* **52**, 185-201.
- BERNARD-GRIFFITHS J., CARPENTER M.S.N., PEUCAT J.J. & JAHN B.M. (1986). – Geochemical and isotopic characteristics of blueschist facies rocks from the île de Groix, Armorican Massif (northwest France). – *Lithos*, **19**, 235-253.
- BERNARD-GRIFFITHS J., PEUCAT J.J., CORNICHE J., IGLESIAS PONCE DE LEON M. & GIL IBARGUCHI J.I. (1985). – U-Pb, Nd isotope and REE geochemistry in eclogites from the Cabo Ortegal complex, Galicia, Spain : an example of REE immobility conserving MORB-like patterns during high-grade metamorphism. – *Chem. Geol. (Isot. Geosci.)* **52**, 217-225.



- BEN JAAMA N. (1988). – Les péridotites de Bay of Islands (Terre Neuve) et de Cap Ortegale (Espagne) : approche pétrostructurale. – Thèse Doct. Univ. Paris VII.
- BOUCHEZ J.L. & JOVER O. (1986). – Le Massif central : un chevauchement de type himalayen vers l'ouest-nord-ouest. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **302**, II, 9, 675-680.
- BOULOTON J., GONÇALVES P. & PIN C. (1998). – Le pointement de péridotites à grenat-spinelle de la Croix-Valmer (Maures centrales) : un cumulat d'affinité océanique impliqué dans la subduction éohercynienne ? – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, Sciences de la Terre et des Planètes **326**, 473-477.
- BURG J.P., LEYRELOUP A., MARCHAND J. & MATTE P. (1984). – Inverted metamorphic zonation and large scale thrusting in the variscan belt : an example in the French Massif central. In : HUTTON and SANDERSON Eds, Variscan tectonics of the North Atlantic region. – *Geol. Soc. London, sp. publ.* **14**, 47-61.
- CAEN-VACHETTE M. (1979). – Age cambrien des rhyolites transformées en leptynites dans la série métamorphique du Pilat (Massif central français). – *C. R. Acad. Sci.*, Paris **289**, D, 997-1000.
- CALVEZ J.Y. & VIDAL P. (1978). – Two billion years old relicts in the Hercynian belt of western Europe. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **65**, 395-399.
- CARME F. (1975). – Le massif basique de Chamrousse et du Tabor (Chaîne de Belledonne, Alpes occidentales) : une variante originale de complexe alpino-type et un jalon majeur d'une ceinture basique Briovérienne. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **281**, 223-226.
- CARUBA C. (1983). – Nouvelles données pétrographiques, minéralogiques et géochimiques sur le massif métamorphique hercynien des Maures (Var, France) : comparaison avec les segments variés voisins et essais d'interprétation géotectonique. – Thèse d'Etat, Univ. Nice.
- DAVIS D.W. (1982). – Optimum linear regression and error estimation applied to U-Pb data. – *Can. J. Earth Sci.* **19**, 2141-2149.
- DELAPERRIÈRE E. & LANCELOT J. (1989). – Datation U-Pb sur zircons de l'orthogneiss du Capo Spartivento (Sardaigne, Italie), nouveau témoin d'un magmatisme alcalin ordovicien dans le sud de l'Europe. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **309**, II, 835-842.
- DE PAOLO D.J. (1988). – Neodymium isotope geochemistry. An introduction. – Springer Verlag, Berlin, 187 p.
- DOWNES H., BODINIER J.L., DUPUY C., LEYRELOUP A. & DOSTAL J. (1989). – Isotope and trace-element heterogeneities in high-grade basic metamorphic rocks of Marvejols : Tectonic implications for the Hercynian suture zone of the French Massif Central. – *Lithos*, **24**, 37-54.
- DOWNES H., SHAW A., WILLIAMSON B.J. & THIRLWALL M.F. (1997). – Sr, Nd and Pb isotopic evidence for the lower crustal origin of Hercynian granodiorites and monzogranites, Massif Central, France. – *Chem. Geol.* **136**, 99-122.
- DU CROT J., LANCELOT J.R. & REILLE J.L. (1979). – Datation en Montagne Noire d'un témoin d'une phase majeure d'amincissement crustal caractéristique de l'Europe prévarisque. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **7**, **XXI**, 4, 501-505.
- DU CROT J., LANCELOT J.R. & MARCHAND J. (1983). – Datation U-Pb sur zircons de l'éclogite de La Borie (Haut-Allier, France) et conséquences sur l'évolution anté-hercynienne de l'Europe occidentale. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **62**, 385-394.
- DUTHOU J.L., CANTAGREL J.M., DIDIER J. & VIALETTE Y. (1984). – Palaeozoic granitoids from the French Massif central : age and origin studied by <sup>87</sup>Rb-<sup>87</sup>Sr system. – *Phys. Earth Planet. Int.*, **35**, 131-144.
- FORESTIER F.H. (1961). – Métamorphisme hercynien et antéhercynien dans le bassin du Haut-Allier (Massif central français). – Thèse d'Etat, Univ. Clermont-Ferrand, 2 vol.
- GEBAUER D., BERNARD-GRIFFITHS J. & GRÜNENFELDER M. (1981). – U-Pb zircon and monazite dating of a mafic-ultramafic complex and its country rocks. Example : Sauviat-sur-Vige, French Massif central. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **76**, 292-300.
- GIRARDEAU J., DUBUISSON G. & MERCIER J.C.C. (1986). – Cinématique et mise en place des ophiolites et nappes cristallophylliennes du Limousin, Ouest du Massif central français. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **8**, II, 8, 849-860.
- GOLDSTEIN S.L., O'NIONS R.K. & HAMILTON P.J. (1984). – A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dust particulates from major river systems. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **70**, 221-236.
- GUERARD S. (1957). – Description pétrographique et zonéographique des schistes cristallins des Maures (Var). – *Ann. Fac. Sci. Marseille*, 177 p.
- GUERROT C., CALVEZ J.Y., BONJOUR J.L., CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., DUPRET L. & RABU D. (1992). – Le Briovérien de Bretagne centrale et occidentale : nouvelles données radiométriques. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **315**, II, 1741-1746.
- GUERROT C., PEUCAT J.J., CAPDEVILA R. & DOSSO L. (1989). – Archean protoliths within early Proterozoic granulitic crust of the west European Hercynian belt : Possible relics of the west African craton. – *Geology*, **17**, 241-244.
- INNOCENT C. (1993). – Contribution des isotopes à longue période à la connaissance de l'altération de la croûte continentale. – Thèse Univ. Aix-Marseille III.
- JACOBSEN S.B. & WASSERBURG G.J. (1980). – Sm-Nd isotopic evolution of chondrites. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **50**, 139-155.
- KIRBY G. (1979). – The Lizard complex as an ophiolite. – *Nature*, **282**, 58-61.
- KROGH T.E. (1973). – A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **37**, 485-494.
- KROGH T.E. (1982a). – Improved accuracy of U-Pb zircon dating by selection of more concordant fractions using a high gradient magnetic separation technique. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**, 631-635.
- KROGH T.E. (1982b). – Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**, 637-649.
- LAFON J.M. (1984). – La granodiorite de Caplongue, nouveau témoin d'un magmatisme cambrien dans le Rouergue oriental. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris **298**, II, 595-600.
- LAFON J.M. (1986). – Géochronologie appliquée à deux segments du Massif central français : le Rouergue oriental et le Limousin central. – Thèse Univ. Montpellier II.
- LANCELOT J.R., ALLÈGRE A. & IGLESIAS PONCE DE LEON M. (1985). – Outline of Upper Precambrian and Lower Paleozoic evolution of the Iberian Peninsula according to U-Pb dating of zircons. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **74**, 325-337.
- LAVERNE C., BRONNER G. & BELLOT J.P. (1997). – Les ultrabasites du massif hercynien des Maures (Var), témoins d'une zone avant-arc ? Evidences pétrographiques et minéralogiques. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, Sciences de la Terre et des Planètes, **325**, 765-771.
- LE MARREC A. (1976). – Reconnaissance pétrographique et structurale des formations cristallophylliennes catazonales du massif de Sainte-Maxime massif varisque des Maures (Var, France). – Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Aix-Marseille III.
- LESCUYER J.L. & COCHERIE A. (1992). – Datation sur monozircons des métadacites de Sériès : arguments pour un âge protérozoïque terminal des « schistes X » de la Montagne Noire (Massif central français). – *C. R. Acad. Sci.*, Paris **314**, II, 1071-1077.
- MARCHAND J. (1981). – Ecaillage d'un « mélange tectonique » profond : le complexe cristallophyllien de Champtocéaux (Bretagne méridionale). – *C. R. Acad. Sci.*, Paris **293**, II, 223-226.
- MATTE P. (1986). – Tectonics and plate tectonic model for the Variscan belt of Europe. – *Tectonophysics*, **126**, 329-374.
- MATTE P. (1991). – Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in western Europe. – *Tectonophysics* **196**, 309-337.
- MICHARD A., GURRIET P., SOUDANT M. & ALBARÈDE F. (1985). – Nd isotopes in French Phanerozoic shales : external vs. internal aspects of crustal evolution. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**, 601-610.
- MONTIGNY R. & ALLÈGRE C.J. (1974). – A la recherche des océans perdus : les éclogites de Vendée, témoins métamorphisés d'une ancienne croûte océanique. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris **279**, D, 543-545.
- PAQUETTE J.L., MENOT R.P. & PEUCAT J.J. (1989). – REE, Sm-Nd and U-Pb zircon study of eclogites from the Alpine external massifs (western Alps) : evidence for crustal contamination. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **96**, 181-198.
- PAQUETTE J.L., PEUCAT J.J., BERNARD-GRIFFITHS J. & MARCHAND J. (1985). – Evidence for old Precambrian relics shown by U-Pb zircon dating of eclogites and associated rocks in the hercynian belt of south Brittany, France. – *Chem. Geol. (Isot. Geosci.)* **52**, 203-216.

- PARRISH R.R. (1987). – An improved micro-capsule for zircon dissolution in U-Pb geochronology. – *Chem. Geol. (Isot. Geosci.)* **66**, 99-102.
- PEUCAT J.J., BERNARD-GRIFFITHS J., GIL IBARGUCHI J.I., DALLMEYER R.D., MENOT R.P., CORNICHE J. & IGLESIAS PONCE DE LEON M. (1990). – Geochemical and geochronological cross section of the deep Variscan crust : The Cabo Ortegal high-pressure nappe (northwestern Spain). – *Tectonophysics*, **177**, 263-292.
- PEUCAT J.J., VIDAL P., GODARD G. & POSTAIRE B. (1982). – Precambrian U-Pb zircon ages in eclogites and garnet pyroxenites from South Brittany (France) : an old oceanic crust in the Western European Hercynian belt. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **60**, 70-78.
- PIN C. & CARME F. (1987). – A Sm-Nd isotopic study of 500 Ma old oceanic crust in the Variscan belt of western Europe : the Chamrousse ophiolite complex, western Alps (France). – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **96**, 406-413.
- PIN C. & PIBOULE M. (1988). – Age dévonien supérieur de la série calco-alcaline de la ceinture basique du Lévezou (Rouergue). Un exemple de complexe leptyno-amphibolique composite. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8) **IV**, 2, 261-265.
- PIN C. & MARINI F. (1993). – Early Ordovician continental break-up in Variscan Europe : Nd-Sr isotope and trace element evidence from bimodal igneous associations of the Southern Massif Central, France. – *Lithos*, **29**, 177-196.
- PIN C. & LANCELOT J.R. (1978). – Un exemple de magmatisme cambrien dans le Massif central : les métadiorites quartziques intrusives dans la série du Lot. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7) **XX**, 2, 203-208.
- PIN C. & LANCELOT J. (1982). – U-Pb dating of an early bimodal magmatism in the French Massif Central and of its further metamorphic evolution. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **79**, 1-12.
- PIN C. & PAQUETTE J.L. (1997). – A mantle-derived bimodal suite in the Hercynian Belt : Nd isotope and trace element evidence for a subduction-related rift origin of the late Devonian Brévenne metavolcanics, Massif Central (France). – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **129**, 222-238.
- PIN C. & PEUCAT J.J. (1986). – Age des épisodes de métamorphisme paléozoïques dans le Massif central et le Massif armoricain. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8) **II**, 3, 461-469.
- PIN C., ORTEGA CUESTA L.A. & GIL IBARGUCHI J.I. (1992). – Mantle-derived, early Paleozoic A-type metagranitoids from the NW Iberian massif : Nd isotope and trace-element constraints. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **163**, 4, 483-494.
- PIN C. (1979). – Géochronologie U-Pb et microtectonique des séries métamorphiques anté-stéphaniennes de l'Aubrac et de la région de Marvejols (Massif central). – Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Montpellier.
- PIN C. (1990). – Variscan oceans : ages, origins and geodynamic implications inferred from geochemical and radiometric data. – *Tectonophysics*, **177**, 215-227.
- 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.
- RICHARD P., SHIMIZU N. & ALLÈGRE C.J. (1976). – <sup>143</sup>Nd/<sup>146</sup>Nd a natural tracer : an application to oceanic basalts. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **31**, 269-278.
- ROQUES M., PIN C. & DUTHOU J.L. (1995). – Substratum antéhercynien et collision hercynienne dans le Massif central français. – *C. R. Acad. Sci.*, **320**, II, 817-821.
- SANTALLIER D., BRIAND B., MÉNOT R.P. & PIBOULE M. (1988). – Les complexes leptyno-amphibolitiques (CLA) : revue critique et suggestions pour un meilleur emploi de ce terme. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8) **IV**, 1, 3-12.
- SEYLER M. (1986a). – Magmatologie des séries volcaniques métamorphiques – L'exemple des métavolcanites cambro-ordoviciennes, en particulier alcalines, du socle provençal (France). – *Doc. Lab. Géol. Lyon* **96**, 371 p.
- SEYLER M. (1986b). – Petrology and genesis of Hercynian alkaline orthogneisses from Provence, France. – *J. Petrol.* **27**, 5, 1229-1251.
- SIMIEN F., MATTAUER M. & ALLÈGRE C.J. (1999). – Nd isotopes in the stratigraphic record of the Montagne Noire (French Massif Central) : no significant Paleozoic juvenile inputs, and pre-Hercynian paleogeography. – *J. Geol.*, **107**, 87-97.
- STACEY J.S. & KRAMERS J.D. (1975). – Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **26**, 207-221.
- VIDAL P., AUVRAY B., CHARLOT R. & COGNÉ J. (1981). – Pre-Cadomian relics in the Armorican Massif : their age and role in the evolution of the western and central European Cadomian-Hercynian belt. – *Precamb. Res.*, **14**, 1-20.
- WASSERBURG G.J., JACOBSEN S.B., DE PAOLO D.J., MC CULLOCH M.T. & WEN T. (1981). – Precise determination of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **45**, 2311-2323.