



Géochimie (Géochronologie)

Première datation U–Pb des orthogneiss œillés de la zone axiale de la Montagne noire (Sud du Massif central) : nouveaux témoins du magmatisme ordovicien dans la chaîne Varisque

Françoise Roger^{a,*}, Jean-Patrick Respaut^a, Maurice Brunel^a, Philippe Matte^a, Jean-Louis Paquette^b

^a Laboratoire « Dynamique de la lithosphère » (CNRS–UMR 5573), case courrier 60, université Montpellier-2, 34095 Montpellier cedex, France

^b Laboratoire « Magmas et Volcans » (CNRS–UMR 6524), université Blaise-Pascal, 63038 Clermont-Ferrand cedex, France

Reçu le 28 juillet 2003 ; accepté le 13 octobre 2003

Présenté par Jacques Angelier

Résumé

Dans la zone axiale de la Montagne noire (Massif central français), nous avons daté pour la première fois par la méthode U–Pb sur zircons, les orthogneiss œillés d’affinité calco-alkaline qui constituent le cœur du dôme gneissique. Deux échantillons, prélevés au Pont-de-Larn et à l’entrée des gorges d’Héric, ont donné respectivement des âges de 456 ± 3 et 450 ± 6 Ma, interprétés comme représentatifs de l’âge du protolithe granitique. *Pour citer cet article : F. Roger et al., C. R. Geoscience 336 (2004).* © 2003 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Abstract

U–Pb dating of Augen orthogneisses from the Axial Zone of the Montagne Noire (Southern of Massif Central): new witness of Ordovician magmatism into the Variscan Belt. We present new U–Pb results on felsic Augen orthogneisses from the Axial Zone of the Montagne Noire (French Massif Central). The data indicate Ordovician ages, 456 ± 3 and 450 ± 6 Ma for two samples collected at ‘Pont-de-Larn’ and ‘Gorges d’Héric’, respectively. These ages are interpreted as the igneous emplacement age of the granitic protolith. *To cite this article: F. Roger et al., C. R. Geoscience 336 (2004).* © 2003 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Mots-clés : orthogneiss calco-alkalin ; Ordovicien ; chaîne Varisque, zone axiale de la Montagne noire ; datation U–Pb ; France

Keywords: calc-alkaline orthogneiss; Ordovician; Variscan Belt; axial zone of the Montagne Noire, U–Pb dating; France

Abridged English version

1. Introduction

Within the southern part of the French Variscan Belt (French Massif Central, Pyrenees) numerous

metamorphic gneiss domes occur: Montagne Noire, Canigou, Aston... These gneisses are overlain by the Lower Palaeozoic schists and marble series, and have been interpreted as a granitic Precambrian basement [2,13,23]. However, Ordovician ages determined for the Canigou gneisses [11,12] indicate clearly that a better knowledge of the absolute age of the granite protolith is required to understand both the stratigraphy and further Variscan nappe tectonics. The aim of

* Auteur correspondant.

Adresse e-mail : francoise.roger@dstu.univ-montp2.fr (F. Roger).

this work is to determine whether the gneisses constitute a Precambrian basement or must be considered as Ordovician laccoliths.

We focussed our interest on the Axial Zone (AZ) of the Montagne Noire (southern French Massif Central) and we present new U–Pb age determinations for the main type of augen orthogneisses.

2. Geological setting

The Montagne Noire is the most external ridge of the French Massif Central, which is generally considered as the south-vergent orogenic wedge of the South European Variscides. This massif is classically divided into three main structural units: the ‘Écailles du versant nord’, the ‘Zone axiale’ (AZ) dome and the ‘Versant sud’ nappes [1,8,22,50]. The AZ forms an ENE–WSW-trending elongate dome essentially composed of migmatized orthogneisses and micaschists, locally intruded by Late-Variscan granodiorites [22,50].

The origin of the dome is debated, since it has successively been explained as a consequence of a crustal-scale horizontal flow in a vertical strike-slip shear zone [41] or as a diapiric instability [6,10,19,20,22,50], as a large compressional anticline following nappe stacking [1,9,37,40], as a prime example of orogenic collapse, due to gravitational instability after tectonic thickening (e.g., [56]), possibly assisted by strike-slip faulting [17,18]. Alternatively, the AZ has been interpreted as a combination of diapirism and extensional collapse [51].

The Palaeozoic sequence of the Montagne Noire starts with a thick pile of Early Cambrian carbonates and sandstones and Middle Cambrian through Early Ordovician clastic sediments deposited at the North-Gondwana margin (e.g., [48]). Late Ordovician and Silurian deposits are missing. The Devonian oversteps the Early-Palaeozoic sequences with a slight unconformity of 10–20°, which has been interpreted as reflecting an orogenic event [57]. Gebauer and Grünenfelder [21] have reported U–Pb ages on detrital zircon fractions and Rb–Sr whole-rock ages from metamorphic rocks of the AZ spanning between 445 ± 10 Ma and 417 ± 35 Ma interpreted to reflect a Caledonian metamorphic event.

The widespread orthogneiss bodies yielded Late-Proterozoic to Cambrian imprecise isotopic ages [15,24,25]. Two different facies have been distinguished [5]:

- alkaline Augen gneiss (Nages type) that intrudes metasediments and display Rb–Sr and U–Pb ages around 530 Ma [15,25,26,54];
- calc-alkaline gneiss with feldspar megacrysts (Planésie–Pont-de-Larn type), of granodioritic origin [5]. The protolith age and the stratigraphic relationships between these orthogneisses and the metasediment series are very controversial.

Two interpretations have been proposed: (1) on the one hand, these gneisses would be granitoids from a Precambrian basement overlain by a metasedimentary cover and reworked into numerous pennic style nappes during Variscan times [13,14]; (2) on the other hand, they could be interpreted as magmatic intrusions into the metasediments during the Palaeozoic either before or during the earlier Variscan tectonic deformation and metamorphism [5]. Rb–Sr ages are from 440 to 410 Ma [54].

Our investigation is focused on the Héric and Pont-de-Larn orthogneisses. Two samples were collected in order to define the emplacement age of the protolith of the AZ using the U–Pb zircon method.

3. Samples and analytical procedure

The MN 7 sample was collected in the southern laccolith of the ‘Gorges d’Héric’ (Figs. 1–3) and the sample MN 15 (Pont-de-Larn orthogneiss) has been collected in the core of the AZ, on the D 112 road to the north of Mazamet (Fig. 1).

The zircons types from the two samples display a great heterogeneity with the evidence of inherited cores. In both orthogneisses, grains selected for dating do not show cores and have characteristics suggestive of a magmatic origin. For sample MN 15, colourless, euhedral zircon needles (length $\geq 10 \times$ width; size 80–150 μm) were analysed. For the sample MN 7, the analysed grains are flat-shaped (S4 or S5 [49]) and colourless.

The zircon fractions (six to three grains each) were dissolved and analysed by ID–TIMS following the technique described by Paquette and Pin [43] at the University of Clermont-Ferrand (UMR 6524, ‘Magma et Volcans’). Total blanks were 5–10 pg for Pb. The U blanks were negligible. Individual fraction ellipse errors (2σ) and regression calculations were determined using PbDat 1.24 and Isoplot/Ex 2.49 programs, respectively [33,34]. The decays constants

used for the U–Pb system are those determined by Jaffey et al. [27]

4. Results

4.1. MN 15 (Pont-de-Larn orthogneiss) (Table 1, Fig. 4A)

In a Concordia diagram, five unabraded and one mechanically abraded [28] fractions of needle zircons define a discordia line, with an upper intercept of 452 ± 8 Ma and a lower intercept of -36 ± 71 Ma ($MSWD = 1.02$) while the weighted average of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages for these fractions is 456 ± 3 Ma ($MSWD = 0.76$). The concordant position of the abraded fraction (No. 6) at 454 ± 1 Ma indicates a reliable Ordovician age.

4.2. MN 7 (Gorges d'Héric orthogneiss)

Three fractions, each of three flat zircons, define a linear array in the Concordia diagram (lower intercept: 0 ± 25 Ma, upper intercept: 449.5 ± 7.9 , $MSWD = 0.53$) (Fig. 4B). The high U content (1500 to 2000 ppm) (Table 1) could explain probably the degree of discordance observed (16 to 25%) (Fig. 4B). The three fractions have a restricted range of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages with a weighted average of 450 ± 6 Ma ($MSWD = 0.54$).

Considering the analytical points of these two orthogneisses (nine points), a discordia line can be defined, with an upper intercept of 454 ± 8 Ma and a lower intercept of 1 ± 53 Ma ($MSWD = 1.3$) and the weighted average of the whole $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages is 455 ± 2 Ma ($MSWD = 0.99$) (Fig. 4C).

5. Discussion

The U–Pb dating of zircons using the conventional method for the 'Pont-de-Larn' (MN 15) and 'Gorges d'Héric' (MN 7) orthogneisses yield upper intercept ages of 456 ± 3 and 450 ± 6 Ma respectively, which are interpreted as the granitic protolith emplacement age. The concordant position of the MN 15 abraded fraction together with the similarity of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages for both samples support this interpretation.

The LP–HT metamorphism in the Axial Zone was dated between 320–290 Ma (Ar/Ar, Rb/Sr and U–Pb data: [26,32,35,40]) and it could be pointed out that the U–Pb system of zircon from the orthogneisses display significant older homogeneous Ordovician

$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages as well as a closed behaviour during the Variscan event for the concordant fraction.

6. Conclusions

The U–Pb zircon dating for the protolith of two orthogneisses from the Axial Zone of the Montagne Noire indicates the presence of a magmatic Ordovician event (450–460 Ma) in the southern part of the Variscan French Massif Central. Such an event has been suggested in other parts of the Variscan orogen, also in the light of dating on calc-alkaline gneisses: Canigou [11,12], the Ollo de Sapo [55], northwestern Spain [29] and Sierra de Guadarrama [55] in central Spain. If the geodynamical significance of the alkaline gneiss (Cellier [4], Alter Pedroso [29], Galicia) is linked to a rifting episode along the margin of the Gondwana related to a Ordovician extensional tectonics [3,36], the geodynamical significance is not so clear, regarding the calc-alkaline orthogneisses.

They have been interpreted as possible relicts of an Ordovician continental magmatic arc associated with the early stages of the separation of Avalonia from Gondwana leading to the opening of the Rheic ocean [55]. In our mind the Ordovician period is better related to extension than to convergence [30,40].

1. Introduction

Le Sud de la chaîne Varisque en France (Massif central, zone axiale des Pyrénées) est caractérisé par des dômes gneissiques métamorphiques : Montagne noire, Canigou, Aston..., où affleurent, sous les terrains cambro-ordoviciens, les roches les plus profondes et réputées les plus anciennes, des micaschistes, probablement protérozoïques avec quelques lentilles de marbre et une grande quantité d'orthogneiss œillés dérivés de granites (Fig. 1). Ces orthogneiss sont généralement situés sous les séries de micaschistes et marbres du Paléozoïque inférieur. Ceci a conduit les auteurs à proposer une lithostratigraphie du Sud de la chaîne Varisque, dans laquelle les orthogneiss constituent un substratum granitique précambrien « socle sous sa couverture sédimentaire paléozoïque ». La géométrie de ce contact « socle/couverture » dans les dômes du Canigou et de la Montagne noire a conduit les auteurs à imaginer une tectonique en nappes, avec plis couchés de

style pennique de grande ampleur [2]. La vergence de ces plis de socle a été très discutée ; elle est souvent contradictoire avec celle des nappes reconnues dans les sédiments paléozoïques [13,22]. L'âge absolu des granites transformés en orthogneiss lors de la tectonique varisque constitue donc une donnée primordiale. Représentent-ils un socle plus ancien que les micaschistes, avec un contact stratigraphique à l'origine entre micaschistes et orthogneiss ? Ou bien des laccolites intrusifs dans les micaschistes ? Un âge Ordovicien des orthogneiss du Canigou [11,12] remet en question la notion de socle pour ces orthogneiss. Il était donc fondamental de confronter ces âges avec ceux des orthogneiss (non datés par la méthode U–Pb) de la zone axiale (ZA) de la Montagne noire pour élargir le problème à l'ensemble du Sud de la chaîne Varisque.

2. Cadre géologique

La Montagne noire, située dans la partie externe méridionale de la chaîne Varisque, est connue pour sa structure en nappes à vergence sud, d'âge Viséo-Namurien [1,38]. La ZA de la Montagne noire sépare deux unités structurales représentées par les versants sud [1] et nord [8], dont les caractéristiques sont l'existence de nappes à vergence sud pour la première et d'une structure en écaillés pour la seconde.

La ZA se présente sous la forme d'un double dôme gneissique anatectique de direction ENE–WSW, composé pour l'essentiel par l'association de gneiss feldspathiques œillés et de micaschistes. L'ensemble est intrudé par des granites anatectiques alumineux et de nombreux filons de pegmatite associés [22,50] (Fig. 1).

Plusieurs hypothèses ont été proposées pour expliquer la formation de ce dôme : (1) zone décrochante ductile à fluage horizontal dans la croûte profonde [41] ; (2) instabilité diapirique [6,10,19,20,22,50] ; (3) anticlinal dû à un serrage post-nappe [1,9,37,40] ; (4) dôme gneissique extensif stéphano-permien, exhumé par une zone de cisaillement ductile en faille normale vers le nord [7,17,18,31,56]. Certains auteurs, comme Soula et al. [51], font intervenir plusieurs de ces processus pour expliquer la formation de ces dômes.

La série paléozoïque de la Montagne noire, datée paléontologiquement, est constituée par des carbo-

nates d'âge Cambrien inférieur, puis par des sédiments clastiques d'âge Cambrien moyen et Ordovicien inférieur. Elle se serait déposée sur la marge nord du Gondwana [42,48]. Les sédiments de l'Ordovicien supérieur et du Silurien sont absents, sauf dans les écaillés des monts de Faugère (Fig. 1). Le Dévonien inférieur repose en discordance angulaire de 10–20° sur l'Ordovicien, cette discontinuité ayant été interprétée comme le reflet d'un événement orogénique [57]. Les âges U–Pb sur des fractions de zircons détritiques provenant de paragneiss et micaschistes ainsi que les âges Rb–Sr sur roches totales des roches métamorphiques de la ZA, compris entre 445 ± 10 Ma et 417 ± 35 Ma, ont été interprétés comme l'indice d'un métamorphisme calédonien [21].

Les données sur l'âge des protolithes des gneiss de la ZA sont peu nombreuses et montrent des valeurs variables, selon les méthodes, entre le Protérozoïque supérieur et le Cambrien [15,24,25]. Ces résultats ont été obtenus sur des échantillons de gneiss de natures extrêmement différentes. L'étude des faciès orthodérivés [5] a permis de souligner l'existence de deux types d'orthogneiss bien distincts dans la ZA : (1) les orthogneiss œillés alcalins de type Nages-Plaisance, intrusifs dans des faciès paradérivés (ce type a été daté à 530 Ma par la méthode Rb/Sr [25,26] et U–Pb [15,32]) ; (2) les orthogneiss granodioritiques à mégacristaux de feldspaths d'affinité calco-alcaline, de type La Planésie–Héric–Pont-de-Larn, qui sont les plus répandus dans la ZA. Si leur origine magmatique (granodiorite) semble admise [5], l'âge du protolithe de ces orthogneiss, ainsi que leur relation avec les métasédiments qui leur sont associés, restent très controversés, ce qui pose un problème d'interprétation lithostratigraphique. Deux principales hypothèses ont été proposées pour expliquer leur origine : (1) il s'agirait de témoins granitiques appartenant à un vieux socle granitique d'âge Briovérien à Infracambrien, réactivé lors de l'orogénèse varisque, et les métasédiments représenteraient une couverture paléozoïque transgressive sur ce socle granitique [13,14] ; (2) il s'agirait de granitoïdes antéhercyniens ou syntectoniques de la phase précoce varisque d'âge Carbonifère ou des granites antérieurs à la tectonique varisque, mais d'âge Paléozoïque inférieur et, dans ce cas-là, les métasédiments encaissants représenteraient un matériel antérieur à leur mise en place [5]. Des âges ont été obtenus sur ces orthogneiss

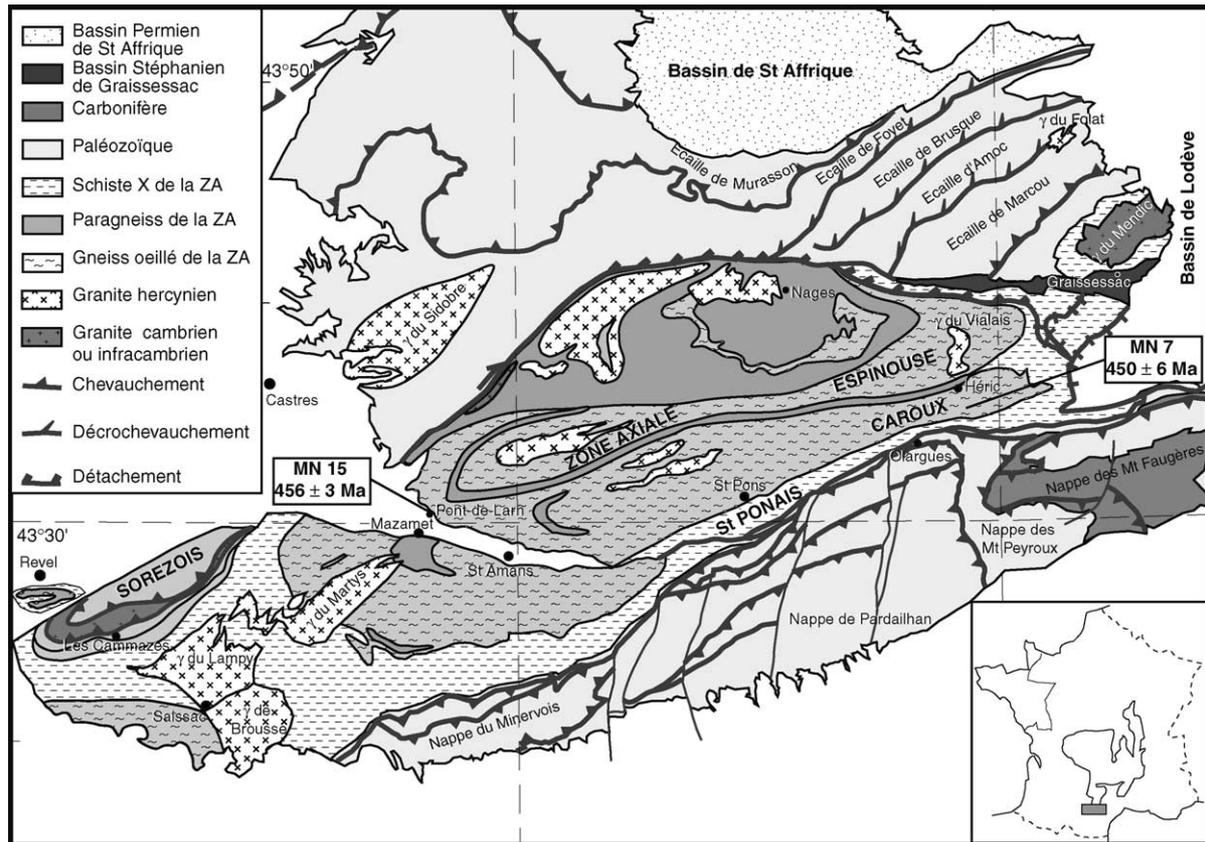


Fig. 1. Carte simplifiée de la Montagne noire. Les échantillons étudiés ont été prélevés aux lieux-dits « Pont-de-Larn » et « gorges d'Héric ».

Fig. 1. Simplified geological sketch map of the Montagne Noire. The studied orthogneiss have been sampled at 'Pont-de-Larn' and 'Gorges d'Héric'.

par la méthode Rb–Sr sur roches totales autour de 410–440 Ma [54].

Dans un premier temps, nous nous sommes uniquement intéressés aux orthogneiss du groupe 2, les orthogneiss de type La Planésie–Héric–Pont-de-Larn, afin de lever l'indétermination quant à l'âge précis du socle dans la ZA.

3. Échantillons analysés et procédure analytique

L'échantillon MN 7 a été prélevé dans le laccolithe sud des gorges d'Héric, à 100 m du lieu-dit Le-Pont-des-Soupirs (Figs. 1 et 2). L'échantillon MN 15 a été prélevé au cœur de la ZA, le long de la route D 112 au nord de Mazamet, au lieu-dit Pont-de-Larn (Fig. 1). Ces deux orthogneiss sont similaires sur les plans pétrographique et structural. Ce sont des orthogneiss gra-



Fig. 2. Orthogneiss oillé des gorges d'Héric (MN 7).

Fig. 2. Augen orthogneiss of the so-called 'Gorges d'Héric' (MN 7).

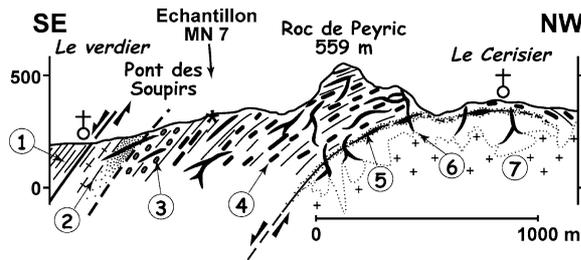


Fig. 3. Schéma de situation de l'échantillon daté MN 7 d'orthogneiss œillé sur la coupe du ruisseau des gorges d'Héric. 1, Micaschistes à biotite et sillimanite ; 2, gneiss fins paradérivé et gneiss de transition ; 3, orthogneiss à petits yeux ; 4, orthogneiss œillés dit « gneiss des gorges d'Héric », * : échantillon MN 7 ; 5, faciès de bordure de l'orthogneiss, gneiss mylonitiques et septas métabasiques ; 6, filons de pegmatites ; 7, granites d'anatexie type Vialais–Bardou.

Fig. 3. Sketch cross section along the Héric stream with position of the dated sample MN 7 of Augen orthogneiss. 1, Biotite sillimanite micaschists; 2, fine-grained paragneiss and transition gneiss; 3, fine Augen orthogneiss; 4, Augen orthogneiss of the so-called 'Gorges d'Héric', *: sample MN 7, 5, orthogneiss marginal facies, mylonitic gneiss and metabasic septa; 6, pegmatites vein-dyke; 7, anatexis granite of Vialais–Bardou type.

nodioritiques, à mégacristsaux de feldspath potassique. Ils sont affectés par une forte foliation mylonitique à fort pendage sud et portant une linéation d'allongement sub-horizontale et proche d'est–ouest (Fig. 3).

L'étude des zircons des deux orthogneiss sous loupe binoculaire a permis d'observer des populations de zircons très hétérogènes, la plupart des cristaux présentant une composante héritée nette. Cependant, il a été possible, pour les deux échantillons, de séparer des fractions de zircons caractéristiques d'une origine magmatique (zircons en aiguille pour MN 15 et zircons tabulaires de type S4 ou S5 [49] pour MN 7) et ne présentant pas de cœur hérité.

Les analyses U–Pb sur zircons par la méthode conventionnelle (ID–TIMS) ont été effectuées dans le laboratoire « Magnas et Volcans » (UMR 6524) (université Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand) selon le protocole décrit par Paquette et Pin [43]. Le blanc total en Pb était compris entre 5 et 10 pg, le blanc d'U étant négligeable. Les ellipses d'erreur (2σ) et les calculs de régression sont déterminés à partir des programmes PbDat 1.24 et Isoplot/Ex 2.49 [33,34]. Tous les résultats sont donnés à 95 % de niveau de confiance. Les constantes de désintégration utilisées pour le système U–Pb sont celles déterminées par Jaffey et al. [27] et recommandées par l'IUGS [53].

4. Résultats

La population de zircons en aiguille (longueur $\geq 10 \times$ largeur ; granulométrie = 80–150 μm) extraite de l'orthogneiss du Pont-de-Larn (MN 15) peut être rattachée à un développement tardif lors de la séquence de cristallisation au cours de l'histoire magmatique. Ces zircons sont parfaitement transparents, incolores et présentent toutefois, très souvent, une ligne d'inclusions à l'intérieur des grains. L'ensemble des points reportés dans un diagramme concordia présente des taux de discordance variable (8 à 16 %) et définissent un alignement dont les intersections avec la courbe concordia permettent de déterminer les âges suivants : 452 ± 8 Ma et -36 ± 71 Ma ($MSWD = 1,02$) ainsi que la moyenne pondérée calculée sur les âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 456 ± 3 Ma ($MSWD = 0,76$). La granulométrie la plus fine (80–100 μm) a perdu le moins de Pb (Fig. 3, Tableau 1). La position concordante à 454 ± 1 Ma (moyenne des âges $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ et $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) de la fraction abrasée (n° 6), selon la technique de Krogh [28], confirme l'âge à 456 ± 3 Ma (Tableau 1, Fig. 4A).

En ce qui concerne l'orthogneiss des gorges d'Héric, trois fractions, composées chacune de trois zircons tabulaires de type S4 et S5 [49], transparents et incolores, ont pu être analysées. Elles possèdent des teneurs en Pb et en U de l'ordre de 100 et 1500–2000 ppm, respectivement (Tableau 1). Ces trois fractions s'alignent suivant une discordia définie par un intercept supérieur à $449,5 \pm 7,9$ Ma et un intercept inférieur à 0 ± 25 Ma ($MSWD = 0,53$) et elles présentent un taux de discordance compris entre 16 et 25 % (Fig. 4B), qui est lié à une absence d'abrasion et associé aux teneurs en U élevées. La moyenne pondérée sur les âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de ces trois fractions est de 450 ± 6 Ma ($MSWD = 0,54$). Ces trois points analytiques s'alignent avec les données de l'orthogneiss du Pont-de-Larn, nous permettant de définir une discordia composite, avec des intercepts supérieur et inférieur respectivement à 454 ± 8 et 1 ± 53 ($MSWD = 1,3$). La similitude remarquable des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ des neuf fractions nous permet de calculer une moyenne pondérée de 455 ± 2 Ma ($MSWD = 0,99$) (Fig. 4C).

5. Discussion

La datation de l'orthogneiss du Pont-de-Larn et de l'orthogneiss des gorges d'Héric par la méthode

Tableau 1

Résultats analytiques U–Pb pour les zircons de l’orthogneiss du Pont-de-Larn (MN 15) et l’orthogneiss des gorges d’Héric (MN 7). Les rapports isotopiques sont corrigés de la discrimination de masse (0,1%/amu pour le Pb et U), de la contribution du traceur et des blancs. Le Pb commun initial est déterminé d’après le modèle à deux stades de Stacey et Kramers [52]. Les erreurs sur les rapports isotopiques sont données en %. **Aig.** : aiguille, **Plat** : Tabulaire type S4 ou S5, **Transp** : transparent, **Incol** : incolore, **Moyen** : 100–150 μm de long, **Petit** : 80–100 μm de long

Table 1

U–Pb analytical results for zircons from samples MN 15 and MN 7. Isotopic ratios are corrected for mass discrimination (0.1%/amu for Pb and U), isotopic tracer contribution and blanks. Initial common Pb is determined using the Stacey and Kramers [52] two-step model. The errors on the isotope ratios are quoted in %. **Aig.**: needle, **Plat**: flat, S4 or S5 type, **Transp**: transparent, **Incol**: colourless, **Moyen**: size 100–150 μm , **Petit**: size 80–100 μm

Echantillon	Poids (mg)	Concentrations (ppm)		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mesuré	Rapport atomique			Age apparent (Ma)		
		U	Pb		$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$
MN 15: orthogneiss du Pont-de-Larn										
Z 1 : Aig, Moyen, Transp, Incol	0,065	296,2	17,4	3653	$0,06136 \pm 0,21$	$0,47508 \pm 0,34$	$0,056156 \pm 0,25$	384	395	457 ± 6
Z 2 : Aig, Moyen, Transp, Incol	0,021	460,3	29,3	843	$0,06317 \pm 0,34$	$0,48868 \pm 0,61$	$0,05610 \pm 0,48$	395	404	456 ± 11
Z 3 : Aig, Moyen, Transp, Incol	0,024	608,3	36,7	1097	$0,06138 \pm 0,23$	$0,47475 \pm 0,42$	$0,05609 \pm 0,33$	384	395	456 ± 7
Z 4 : Aig, Petit, Transp, Incol	0,049	425,7	25,7	3905	$0,06360 \pm 0,18$	$0,49105 \pm 0,28$	$0,05600 \pm 0,20$	397	406	452 ± 5
Z 5 : Aig, Petit, Transp, Incol	0,044	299,3	19,1	3484	$0,06683 \pm 0,25$	$0,51732 \pm 0,40$	$0,05614 \pm 0,30$	417	423	458 ± 7
Z 6 : Aig, Ab, Petit, Transp, Incol	0,010	369,9	26,0	558	$0,07289 \pm 0,57$	$0,56178 \pm 0,68$	$0,05589 \pm 1,50$	454	453	448 ± 33
MN 7 : orthogneiss des gorges d’Héric										
Z 1 : Plat, Transp, Incol, 3 grains	0,008	2099	121	3068	$0,5963 \pm 0,29$	$0,45916 \pm 0,51$	$0,05585 \pm 0,40$	373	384	446 ± 9
Z 2 : Plat, Transp, Incol, 3 grains	0,007	1953	111,5	1751	$0,06018 \pm 0,33$	$0,46473 \pm 0,61$	$0,05600 \pm 0,49$	377	387	452 ± 11
Z 3 : Plat, Transp, Incol, 3 grains	0,006	1510	77,5	1467	$0,5443 \pm 0,54$	$0,42060 \pm 1,01$	$0,056046 \pm 0,81$	342	356	454 ± 18

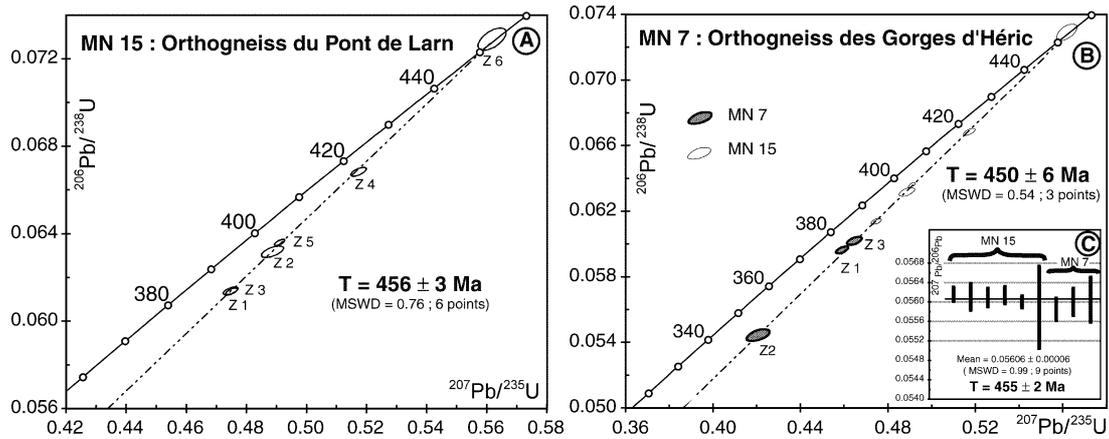


Fig. 4. Diagrammes Concordia U–Pb pour les zircons (A) de l’orthogneiss du Pont-de-Larn (MN 15) et (B) de l’orthogneiss des Gorges d’Héric (MN 7); C, diagramme des rapports $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Fig. 4. Concordia plots for the U–Pb results (A) from the Pont-de-Larn orthogneiss (MN 15), and (B) from the Gorges d’Héric orthogneiss (MN 7), C, weighted average $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratio.

conventionnelle U–Pb sur zircon a donné respectivement un âge de 456 ± 3 Ma et 450 ± 6 Ma, que nous devons considérer en toute rigueur comme des âges minima. La position concordante d’une fraction abrasée ainsi que la similitude des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de l’ensemble des fractions analysées sont en bon accord avec l’interprétation d’un âge de mise en place qui serait celui du protolithe des gneiss. Nous proposons donc que l’ensemble des gneiss granodioritiques de la ZA se soient mis en place autour de 450–460 Ma; ceci est en accord avec l’origine proposée par Bard et Loueyit [5]. Cet âge de mise en place ordovicien obtenu sur les orthogneiss calco-alcalins du Sud de la chaîne Varisque serait donc favorable à un modèle « laccolites intrusifs » et confirmerait la non-existence des nappes « penniques » (cf. Section 1).

Il est intéressant de noter que le métamorphisme principal BP–HT de la ZA, daté par la méthode Ar/Ar sur micas à 320–300 Ma [35] et pouvant aller jusqu’à l’anatexie (330–290 Ma par U–Pb et Rb–Sr [26,32, 40]) n’a pas été enregistré par le système U–Pb des zircons, comme l’atteste la position concordante d’une des fractions analysées.

6. Conclusion

La datation U–Pb sur zircon de ces deux orthogneiss nous a permis de mettre en évidence la présence d’un événement magmatique ordovicien (450–460 Ma) dans un des dômes métamorphiques du Sud

de la chaîne Varisque. Des âges U–Pb comparables ont été trouvés dans d’autres dômes, notamment dans le Canigou (zone axiale des Pyrénées) [11,12], l’Ollo de Sapo [55], dans le Nord-Ouest de la péninsule Ibérique [29], mais aussi dans la Sierra de Guadarrama (centre de l’Espagne) [55]. Dans le reste du Massif central français, des âges ordoviciens ont été également obtenus en U–Pb et Rb–Sr sur de nombreux orthogneiss (e.g., [16]), ainsi que sur des roches ignées acides et basiques [45].

Parmi ces orthogneiss pré-varisques, on peut associer une lignée franchement alcaline, comme les orthogneiss du Cellier [4], à hyperalcaline, comme les gneiss d’Alter Pedroso dans le Sud du Portugal [29] ou les orthogneiss peralcalins de Galice [47], à un épisode de *rifting* qui a annoncé l’ouverture des océans varisques [39,44] et, dans un contexte plus général, à une tectonique extensive ordovicienne [3, 36,46]. Les orthogneiss que nous avons datés font partie d’un groupe d’orthogneiss granitiques, d’affinité calco-alcaline. Certains auteurs les interprètent comme pouvant représenter des témoins d’un arc magmatique continental, développé lors des stades précoces qui conduiront à la séparation d’Avalonia et de Gondwana, permettant la création de l’océan Rhéique [55]. Dans le contexte général de la chaîne hercynienne, l’Ordovicien sur la marge nord du Gondwana correspondrait plutôt à une période d’extension qu’à une période de convergence. Ce n’est qu’au Silurien que l’on trouve les premiers indices de subduction, ex-

primés en particulier par le métamorphisme précoce de haute pression que l'on trouve dans l'ensemble de la chaîne Varisque [30,40].

Remerciements

Les auteurs remercient vivement Maurice Mattauer pour son intérêt vis-à-vis de ce travail, ainsi que pour ses commentaires et discussions constructives lors de la rédaction de l'article. Les remarques de Raymond Capdevilla et de Christian Pin ont été grandement appréciées.

Références

- [1] F. Arthaud, M. Mattauer, F. Proust, in: La structure et la microtectonique des nappes hercyniennes de la Montagne noire, colloque «Étages tectoniques», A. La Baconnière, Neuchâtel, Suisse, 1966, pp. 229–241.
- [2] A. Autran, G. Guitard, Mise en évidence de nappes hercyniennes de style pennique dans la série métamorphique du massif du Roc de France (Pyrénées orientales) : liaison avec la nappe du Canigou, C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. D 269 (1969) 2497–2499.
- [3] J.-F. Ballard, J.-P. Brun, J. Durand, La discordance Briovérien–Paléozoïque inférieur en Bretagne centrale : signature d'un épisode de distension ordovicienne, C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II 303 (1986) 1327–1332.
- [4] M. Ballèvre, R. Capdevilla, C. Guerrot, J.-J. Peucat, Discovery of an alkaline orthogneiss in the eclogite-bearing Cellier Unit (Champtoceaux Complex, Armorican massif): a new witness of the Ordovician rifting, C. R. Geoscience 334 (2002) 303–311.
- [5] J.-P. Bard, G. Loueyit, Sur l'origine des gneiss œillés de l'Espinouse dans la zone axiale de la Montagne noire (Massif central); conséquences tectoniques, Bull. Soc. géol. France 20 (5) (1978) 751–772.
- [6] F. Beaud, Étude structurale de la zone axiale orientale de la Montagne noire (Sud du Massif central, France). Détermination des mécanismes de déformation, relation avec les nappes du versant sud, thèse, université des sciences et techniques du Languedoc, 1985.
- [7] J.-P. Brun, J. Van Den Driessche, Extensional gneiss domes and detachment fault systems; structure and kinematics, Bull. Soc. géol. France 165 (6) (1994) 519–530.
- [8] M. Brunel, La phase hercynienne majeure dans le versant nord de la Montagne noire (est de Lacaune, Massif central français), C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. D 278 (8) (1974) 991–994.
- [9] J.-P. Burg, P. Matte, A cross-section through the French Massif Central and the scope of its Variscan geodynamic evolution, Z. dtsh. Geol. Ges. 139 (1978) 429–460.
- [10] P. Debat, J.-L. Vidal, Essai sur la déformation des orthogneiss (exemples pris dans la Montagne noire occidentale), Mém. Soc. géol. France 60 (141) (1981) 68.
- [11] E. Delaperrière, J.-P. Respaut, Un âge Ordovicien de l'orthogneiss de la Preste par la méthode d'évaporation directe du plomb sur monozircon remet en question l'existence d'un socle précambrien dans le massif du Canigou (Pyrénées orientales, France), C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. IIa 320 (1995) 1179–1185.
- [12] E. Deloule, P. Alexandrov, A. Cheilletz, B. Laumonier, P. Barbey, In situ U–Pb zircon ages for Early Ordovician magmatism in the eastern Pyrenees, France: the Canigou orthogneisses, Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.) 91 (2002) 398–405.
- [13] M. Demange, Style pennique de la zone axiale de la Montagne noire entre Saint-Pons et Murat-sur-Vèbre (Massif central), Bull. BRGM, 2^e série I (2) (1975) 91–139.
- [14] M. Demange, Contribution au problème de la zone axiale de la Montagne noire : analyse géométrique des plissements superposés dans les séries métasédimentaires de l'enveloppe. Implications pour tout modèle géodynamique, Géol. France 4 (1998) 3–56.
- [15] J. Ducrot, J.-R. Lancelot, J.-L. Reille, Datation en Montagne noire d'un témoin d'une phase majeure d'amincissement crustal caractéristique de l'Europe prévarisque, Bull. Soc. géol. France 21 (4) (1979) 501–505.
- [16] J.-L. Duthou, J.-M. Cantagrel, J. Didier, Y. Vialette, Palaeozoic granitoids from the French Massif Central: age and origin studied by ⁸⁷Rb–⁸⁷Sr system, Phys. Earth Planet. Inter. 35 (1984) 131–144.
- [17] H. Echlter, Geometry and kinematics of recumbent folding and low-angle detachment in the Pardaillan Nappe (Montagne Noire, southern French Massif Central), Tectonophysics 177 (1990) 109–123.
- [18] H. Echlter, J. Malavieille, Extensional tectonics, basement uplift and Stephano-Permian collapse basin in a Late Variscan metamorphic core complex (Montagne Noire, southern Massif Central), Tectonophysics 177 (1990) 125–138.
- [19] M. Faure, N. Cottreau, Données cinématiques sur la mise en place du dôme migmatitique carbonifère moyen de la zone axiale de la Montagne noire (Massif central, France), C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II 307 (1988) 1787–1794.
- [20] M. Faure, Late Orogenic Carboniferous extensions in the Variscan French Massif Central, Tectonics 14 (1995) 132–153.
- [21] D. Gebauer, M. Grünenfelder, U–Pb zircon and Rb–Sr whole-rock dating of low-grade metasediments; example, Montagne Noire (Southern France), Contrib. Mineral. Petrol. 59 (1) (1976) 13–32.
- [22] B. Gèze, Étude géologique de la Montagne noire et des Cévennes méridionales, Mém. Soc. géol. France 62 (1949) 1–125.
- [23] G. Guitard, Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss œillés du massif du Canigou, Mém. BRGM 63 (1970) 120.
- [24] J. Hamet, Igneous Cambrian activity in Montagne Noire, Fortschr. Mineral. 50 (80) (1973).
- [25] J. Hamet, C.J. Allègre, Âge des orthogneiss de la zone axiale de la Montagne noire (France) par la méthode ⁸⁷Rb–⁸⁷Sr, Contrib. Mineral. Petrol. 34 (3) (1972) 251–257.
- [26] J. Hamet, C.J. Allègre, Hercynian orogeny in the Montagne Noire (France); application of ⁸⁷Rb–⁸⁷Sr systematics, Geol. Soc. Am. Bull. 87 (10) (1976) 1429–1442.

- [27] A.H. Jaffey, K.F. Flynn, L.E. Glendenin, W.C. Bentley, A.M. Essling, Precision measurement of half-lives and specific activities of ^{235}U and ^{238}U , *Phys. Rev. C* 4 (1971) 1889–1906.
- [28] T.E. Krogh, Improved accuracy of U–Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using air abrasion technique, *Geochim. Cosmochim. Acta* 46 (1982) 637–649.
- [29] J.-R. Lancelot, A. Allegret, M. Iglesias Ponce De Leon, Outline of Upper Precambrian and Lower Paleozoic of the Iberian peninsula according to U–Pb dating of zircons, *Earth Planet. Sci. Lett.* 74 (1985) 325–337.
- [30] J.-M. Lardeaux, P. Ledru, I. Daniel, S. Duchêne, The Variscan French Massif Central, a new addition to the ultra-high pressure metamorphic ‘club’: exhumation processes and geodynamic consequences, *Tectonophysics* 332 (1–2) (2001) 143–167.
- [31] B. Laumonier, C. Marignac, Les effets respectifs de la compression puis de l’extension tardi-orogéniques hercyniennes dans l’évolution structurale du synclinal de Rosis et de l’anticlinal du Caroux (est de la zone axiale de la Montagne noire, France), *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. Ila* 323 (5) (1996) 427–434.
- [32] M.-H. Lévêque, Contribution de la géochronologie U–Pb à la caractérisation du magmatisme cadomien de la partie sud-est du Massif central et du gisement d’uranium associé de bertholène, thèse, université Montpellier-2, 1990.
- [33] K.R. Ludwig, Pbdatt: a computer program for processing Pb–U–Th isotope data, version 1.24, US Geol. Surv. open-file report, 88-542, 1993.
- [34] K.R. Ludwig, User manual for Isoplot/Ex rev. 2.49. A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 1a (2001) 1–56.
- [35] H. Maluski, S. Costa, H. Echter, Late Variscan tectonic evolution by thinning of earlier thickened crust; an ^{40}Ar – ^{39}Ar study of the Montagne Noire, southern Massif Central, France, *Lithos* 26 (3–4) (1991) 287–304.
- [36] J.R. Martinez Catalan, M.P. Hacar Rodriguez, P. Villar Alonso, A. Perez-Alonso, F. Gonzalez-Lodeiro, Lower Paleozoic extensional tectonics in the limit between the West Asturian-Leonese and Central Iberian zones of the Variscan fold-belt in NW Spain, *Geol. Rundsch.* 81 (2) (1992) 545–560.
- [37] M. Mattauer, P. Laurent, P. Matte, Plissement hercynien synschisteux post-nappe et étirement subhorizontal dans le versant sud de la Montagne noire (Sud du Massif central, France), *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. Ila* 322 (4) (1996) 309–315.
- [38] P. Matte, Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in western Europe, *Tectonophysics* 196 (1991) 309–337.
- [39] P. Matte, Variscides between the Appalachians and the Urals; similarities and differences between Paleozoic subduction and collision belts, *Geol. Soc. Am. Bull.* 364 (2002) 239–251.
- [40] P. Matte, J. Lancelot, M. Mattauer, La zone axiale hercynienne de la Montagne noire n’est pas un *metamorphic core complex* extensif mais un anticlinal pot-nappe à cœur anatectique, *Geodin. Acta* 11 (1) (1998) 13–22.
- [41] A. Nicolas, J.-L. Bouchez, J.-L. Blaise, J.-P. Poirier, Geological aspects of deformation in continental shear zones, *Tectonophysics* 42 (1977) 55–73.
- [42] E. Nysaether, T.H. Torsvik, R. Feist, H.J. Walderhaug, E.A. Eide, Ordovician palaeogeography with new palaeomagnetic data from the Montagne Noire (Southern France), *Earth Planet. Sci. Lett.* 203 (2002) 329–341.
- [43] L. Paquette, C. Pin, A new miniaturized extraction chromatography method for precise U–Pb zircon geochronology, *Chem. Geol.* 176 (1–4) (2001) 311–319.
- [44] C. Pin, Variscan oceans: age, origins and geodynamic implications inferred from geochemical and radiometric age, *Tectonophysics* 177 (1990) 215–227.
- [45] C. Pin, J.R. Lancelot, U–Pb dating of an Early Paleozoic bimodal magmatism in the French Massif Central and its further metamorphic evolution, *Contrib. Mineral. Petrol.* 79 (1982) 1–12.
- [46] C. Pin, F. Marini, Early Ordovician break up in Variscan Europe: Nd–Sr isotope and trace element evidence from bimodal igneous associations of the Southern Massif Central, France, *Lithos* 29 (1993) 177–196.
- [47] C. Pin, L.A. Ortegá Cuesta, J.I. Gil Iburguchi, Mantle-derived, Early Paleozoic A-type meta granitoids from the NW Iberian massif: Nd isotope and trace-element constraints, *Bull. Soc. géol. France* 163 (1992) 483–494.
- [48] A. Piqué, S. Bogdanoff, J.-M. Quénardel, J. Rolet, D. Santallier, The French Paleozoic terranes, in: D. Keppie (Ed.), *Pre-Mesozoic geology in France and related areas*, Springer, Berlin, 1994, pp. 483–500.
- [49] J.-P. Pupin, Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie. Bases de la méthode typologique. Applications, thèse d’État, université de Nice, 1976, pp. 1–394.
- [50] R.D. Schuiling, Le dôme gneissique de l’Agout (Tarn et Hérault), *Mém. Soc. géol. France* 39 (91) (1960) 1–59.
- [51] J.-C. Soula, P. Debat, S. Brusset, G. Bessière, F. Christophoul, J. Deramond, Thrust-related, diapiric, and extensional doming in a frontal orogenic wedge: example of the Montagne Noire, Southern French Hercynian Belt, *J. Struct. Geol.* 23 (11) (2001) 1677–1699.
- [52] J.S. Stacey, J.D. Kramers, Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model, *Earth Planet. Sci. Lett.* 26 (1975) 207–221.
- [53] R.H. Steiger, E. Jäger, Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology, *Earth Planet. Sci. Lett.* 36 (1977) 359–362.
- [54] M. Vachette, Étude géochronologique de la Montagne noire dans le Massif central, *Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont* 36 (1967) 31–76.
- [55] P. Valverde-Vaquero, G.R. Dunning, New U–Pb ages for Early Ordovician magmatism in Central Spain, *J. Geol. Soc. London* 157 (2000) 15–26.
- [56] J. Van Den Driessche, J.-P. Brun, Tectonic evolution of the Montagne Noire (French Massif Central); a model of extensional gneiss dome, *Geodin. Acta* 5 (1992) 85–99.
- [57] U. Wiederer, P. Königshof, R. Feist, W. Franke, M.P. Doublier, Low-grade metamorphism in the Montagne Noire (S France): Conodont Alteration Index (CAI) in Paleozoic carbonates and implications for the exhumation of a hot metamorphic core complex, *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 82 (2002) 393–407.