

Analyses isotopiques U/Pb sur zircon, monazite et xénotime de l'orthogneiss du septum de Chalencon dans les migmatites du Velay

Confirmation du magmatisme de l'Ediacarien-Cambrien inférieur. Nouveaux arguments en faveur d'un épisode hydrothermal au Permien supérieur.

Zircon, monazite and xenotime U/Pb isotopic analysis of the Chalencon septum in the Velay migmatites

Confirmation of Ediacaran-Lower Cambrian magmatism. New arguments supporting an Upper Permian hydrothermal episode.

Michel FAURE¹
Denis THIÉBLEMONT²
Michel BEURRIER³
Philippe LACH²
Catherine GUERROT²

Géologie de la France, n° 2, 2024, p. 13-27, 12 fig., 2 tab.

Mots-clés : Chaîne varisque, Massif du Velay, orthogneiss, géochronologie U/Pb, zircon, monazite, xénotime.

Keywords : Variscan Belt, Velay Massif, orthogneiss, U/Pb geochronology, zircon, monazite, xenotime.

Résumé

Dans l'est du Massif central, le dôme granito-gneissique du Velay, formé vers 300 Ma, contient de nombreux septas de paragneiss et d'orthogneiss dont l'âge est dans l'ensemble mal contraint. Parmi ceux-ci, l'orthogneiss de Chalencon, au sud de Lamastre, pourrait être attribué à l'Unité Inférieure des Gneiss. Il a connu une déformation blastomylonitique, d'âge indéterminé, antérieure à la migmatisation vellave. Une étude géochronologique par la méthode U/Pb en ablation laser ICP-MS sur zircon, monazite et xénotime a été entreprise dans les buts de contraindre : i) l'âge du protolith granitique et ii) celui de la déformation synmétamorphe. Les analyses isotopiques des zircons (30 grains concordants) donnent un âge à 548±3 Ma. Les 27 ablations laser de monazite et 15 de xénotime définissent deux groupes d'âges. Le premier, compris entre 310 et 290 Ma permet de définir un âge concordant à 301±3 Ma et le second, défini par 25 analyses, donne un âge concordant à 260±2 Ma. L'âge zircon à 548 Ma est similaire à ceux obtenus dans d'autres régions du Massif central. Une analyse géochimique (majeurs et traces) réalisée sur l'échantillon daté met en évidence une composition très acide ($\text{SiO}_2 \sim 76,5\%$) et une nature peralumineuse ($\text{A/CNK} = 1,24$), suggérant une origine crustale du magma qui confirment les signatures en éléments traces. Ces caractères, déjà notés dans les orthogneiss vellaves, s'accompagnent d'un fractionnement négligeable entre terres rares lourdes impliquant que la fusion crustale a opéré à pression plutôt basse. Ceci exclut un environnement de type collisionnel, associé à un épaisseissement crustal.

Les orthogneiss d'âge édiacarien à cambrien inférieur de la chaîne varisque occidentale, de nature fréquemment alcaline, sont généralement interprétés comme d'anciens granitoïdes mis en place lors d'un rifting avorté ayant affecté la Pannotia. Pour différents auteurs, ces orthogneiss, résulteraient d'un épisode de fusion crustale généralisé induit par un rifting. Dans le cas de l'orthogneiss de Chalencon, les signatures

géochimiques montrent que la source serait de type métasédimentaire, impliquant une forte remontée de chaleur vers les parties hautes de la croûte.

L'âge Carbonifère supérieur (Gzhélien), à 301±3 Ma, obtenu sur monazite et xénotime, est en bon accord avec l'âge de l'anatexie vellave, mais aucune trace de magmatisme post-folial ne peut être reconnu sur l'affleurement. Enfin, l'âge monazite et xénotime du Permien moyen-supérieur à 260±2 Ma est comparable aux âges chimiques U-Th-Pb reconnus sur les monazites de filons de microgranites tardi-migmatitiques du sud et du centre du dôme du Velay. Cet âge témoignerait d'un épisode hydrothermal au Permien supérieur. Il est sans relation avec l'orogenèse varisque, mais pourrait être associé à la fermeture de la Paléo-Téthys bien que située plusieurs centaines de km à l'est du Massif central.

Abstract

In the eastern part of the Massif Central, the granito-gneissic Velay dome, formed at ca 300 Ma, contains numerous septa of paragneiss and orthogneiss whose age is poorly constrained. Among these, the Chalencon orthogneiss, south of Lamastre, could be ascribed to the Lower Gneiss Unit. This massif experienced a blastomylonitic deformation, the age of which is undetermined, prior to the Velay migmatization. A LA-ICP-MS geochronological study on zircon, monazite and xenotime was carried out with the aims of i) constraining the age of the granite protolith and ii) that of the synmetamorphic deformation. Isotopic analyzes of zircons (30 concordant grains) give an age of

¹ Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO), UMR 7327-CNRS/Université d'Orléans/BRGM, 1A Rue de la Férollerie, CEDEX 2, 45071 Orléans, France - michel.faure@univ-orleans.fr

² BRGM, 3 av. Claude-Guillemain - BP 36009 - 45060 ORLÉANS Cedex 2

³ Société géologique de l'Ardèche, 105, chemin de Castrevieille, 07380 JAUJAC, France

548±3 Ma. Twenty-seven (27) laser ablations of monazite and 15 of xenotime define two age groups. The first one, between 310 and 290 Ma, allows us to define a concordant age at 301±3 Ma and the second group, defined by 25 analyses, gives a concordant age at 260±2 Ma. The ca 548 Ma zircon age is similar to those obtained in other regions of the Massif central.

A major and trace element geochemical analysis performed on the dated sample attests from a highly felsic (i.e. $\text{SiO}_2 \sim 76.5\%$) and peraluminous ($\text{A/CNK} = 1.24$) composition, consistent with a crustal origin of the magma (i.e. S-type granite). Trace element signatures agree with this conclusion. Contents of incompatible elements such as Th, Zr or Light REE are low, suggesting low magmatic temperature and high water content. These characteristics are common to Velay orthogneiss, which also display slightly to unfractionated Heavy REE patterns, indicating that crustal melting occurred at relatively low pressure. This precludes a genesis of the Velay orthogneiss in an overthickened continental crust.

Due to their frequent alkaline signature, the Ediacaran to Cambrian orthogneiss of the Variscan belt of western Europe have been interpreted as former plutonic massifs emplaced in relation with an aborted Ediacaran-Lower Cambrian rifting of Pannotia. The original magmas could have resulted from a generalized event of crustal melting induced by rifting. In the case of the Chalencon orthogneiss, the geochemical signatures indeed attest for a supracrustal source, implying a strong temperature rise in the upper continental crust.

The Upper Carboniferous (Gzhelian) age, at 301±3 Ma, yielded by monazite and xenotime, is in good agreement with the age of the Velay anatexis, even if no trace of post-folial magmatism can be recognized at the outcrop scale. Lastly, the monazite-xenotime Middle-Upper Permian age at 260±2 Ma is comparable to the U-Th-Pb chemical ages recognized on monazites from tardi-migmatitic microgranite veins in the south and center of the Velay dome. This age argues for an hydrothermal episode in the Upper Permian. It is unrelated to the Variscan orogeny, but might be related to the closure of the Paleo-Tethys, though located several hundred of km east of the Massif Central.

1. Introduction

L'architecture générale de la chaîne varisque dans le Massif central est maintenant relativement bien connue. On identifie un empilement de nappes ductiles et syn métamorphes recoupées par divers plutons granitiques et des migmatites souvent structurées en dômes granito-migmatitiques (Ledru *et al.* 1989 ; Faure *et al.*, 2009, 2020 ; Lardeaux *et al.*, 2014 ; Vanderhague *et al.*, 2020 et références jointes, Fig. 1). Lors de leur mise en place, les dômes migmatitiques ont largement perturbé la structure en nappes antérieure. La cartographie de ces dômes révèle l'existence de blocs météoriques et de septas kilométriques de roches métamorphiques inclus dans les migmatites (p. ex. Chenevroy *et al.*, 1979 ; Demange *et al.*, 1996 ; Ledru *et al.*, 2001). Sur la base d'analogies lithologiques, métamorphiques ou structurales, il est néanmoins souvent possible d'identifier les lithologies et les structures attribuables aux différentes unités reconnues dans le Massif central. Toutefois, les datations radiométriques sont un outil essentiel pour mieux contraindre ces corrélations ou préciser l'évolution tectono-métamorphique des septas. Le but de cet

article est d'apporter de nouvelles données géochronologiques et géochimiques sur un panneau d'orthogneiss de la région de Chalencon, dans la partie méridionale du dôme du Velay. Les résultats isotopiques permettent aussi de discuter la signification des âges obtenus dans leurs contextes pré- et post-varisques.

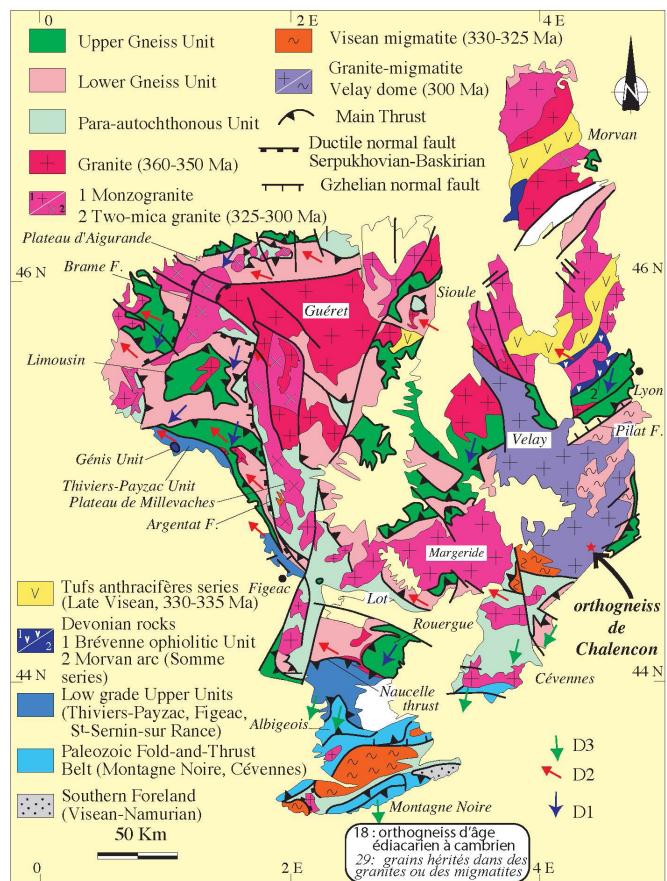


Fig. 1 : Carte tectonique du Massif central montrant la localisation de l'orthogneiss de Chalencon dans le dôme du Velay (d'après Faure *et al.*, 2009).

Fig. 1: Tectonic map of the Massif central showing the location of the Chalencon orthogneiss in the Velay dome (from Faure *et al.*, 2009).

2. Le massif du Velay dans la chaîne varisque du Massif central

Du sud vers le nord, on distingue classiquement dans le Massif central, plusieurs unités tectoniques superposées (Fig. 1). Il s'agit de : i) l'Unité des Plis-et-Chevauchements (UPC) de la Montagne Noire et du Viganais, formée de séries sédimentaires d'âge paléozoïque inférieur peu ou pas métamorphiques, ii) l'Unité Para-autochtone (UPA) essentiellement constituée de micaschistes, de grès, de quartzites, de niveaux volcanosédimentaires acides et de rares orthogneiss. Cette unité est bien représentée dans les Cévennes centrales et dans l'Albigeois, iii) l'Unité Inférieure des Gneiss (UIG), essentiellement constituée de paragneiss et de micaschistes formant l'encaissant d'orthogneiss, et iv) l'Unité Supérieure des Gneiss (USG) également formée de paragneiss et d'orthogneiss, mais aussi d'une alternance de gneiss clairs (leptynites) et d'amphibolites connue dans le Haut-Allier depuis F.-H. Forestier (1961) comme le « complexe leptyno-amphibolique ». On retrouve cet ensemble dans l'est du Velay, ou Vivarais oriental (Chenevroy, 1975 ; Tutsaus, 1979 ; Tutsaus *et al.*, 1980). L'empilement des nappes est scellé par les dépôts terrigènes fluviatiles ou

lacustres du Carbonifère terminal (Gzhélien, 304-299 Ma) conservés dans les bassins houillers intra-montagneux (p. ex. Saint-Étienne, Cévennes, Graissessac ; Prades) dont la formation est contrôlée par une tectonique extensive (Malavieille *et al.*, 1990 ; Faure *et al.*, 1995, 2009).

Dans l'est du Massif central, le massif du Velay (Fig. 2) est reconnu comme un vaste dôme granito-migmatitique constitué de granites d'anatexie contemporains de migmatites à cordiérite (Weisbrod, 1970 ; Dupraz et Didier, 1988 ; Laumonier *et al.*, 1991 ; Ledru *et al.*, 2001 et références incluses). Le passage entre les deux lithologies s'effectue de manière progressive (Dupraz et Didier, 1988). Le granite à cordiérite du Velay représente le terme le plus évolué de la fusion crustale. Ce granite contient de nombreuses enclaves de taille centimétrique à plurimétrique de roches métamorphiques ou magmatiques indiquant la nature du protolith à l'origine des migmatites et des terrains traversés. On rencontre également des éléments, souvent de taille centimétrique à décimétrique, riches en biotite, correspondant au résidu réfractaire non-fondue du protolith. Au toit du dôme granito-migmatitique du Velay, des panneaux métamorphiques semblant avoir échappé à l'anatexie sont préservés. Ils sont constitués d'orthogneiss œillés leptyniques, pauvres en biotite, et de paragneiss, de rares intercalations d'amphibolite sont également observées. Il y a accord général pour corrélérer les panneaux orthogneissiques et leur encaissant paradéposé du complexe leptynogneissique aux orthogneiss périphériques des séries du Pilat au nord et de Fix-Saint-Geneys à l'ouest. Les migmatites et granites du Velay seraient issues de l'anatexie des formations

de l'UIG, ou partiellement de l'UPA (Ledru *et al.* 2001 ; Thierry *et al.* 2014). Leur architecture est classiquement interprétée comme un dôme extensif (ou « Metamorphic Core Complex ») formé lors du « des-épaississement » de la croûte varisque préalablement épaissie (Malavieille *et al.*, 1990 ; Ledru *et al.* 2001).

Un épisode magmatique tardif a donné naissance à des plutons kilométriques de monzogranite à biotite (\pm cordiérite) intrusifs dans le complexe du Velay, parmi lesquels, le granite de Quatre-Vios représente le massif le plus vaste, ainsi qu'à des termes plus superficiels : microgranites et rhyolites (Montel et Abdelghaffar, 1993). Dans le nord du Massif du Velay, au mur de la faille du Pilat (Figs. 1 et 2), des corps allongés de leucogranite donnent des âges Rb/Sr en roche totale de 284 ± 7 Ma et de 267 ± 11 Ma (Gay *et al.*, 1992). Les études pétrographiques et géochimiques indiquent que la source des granites tardi-migmatitiques serait principalement un métasédiment pélitique, mais la présence d'enclaves microgrenues sombres indique aussi une contribution d'un protolith basique d'origine mantellique (Montel et Abdelghaffar, 1993).

3. Cadre géologique régional

Dans le secteur de Chalencon (Fig. 3), deux panneaux d'orthogneiss d'extension kilométrique sont cartographiés au toit de l'ensemble des granites migmatitiques du Velay. Ceux-ci affleurent largement, en particulier dans la vallée de l'Eyrieux (Passeron, 1976 ; Beurrier, 1976 ; Chenevoy *et al.*, 1979). Il faut remarquer, à la proximité immédiate du panneau oriental, la présence du granite du Pont-de-Chervil qui constitue un massif intrusif d'axe SW-NE. Ce granite tardi-migmatitique est le prolongement vers le NE du granite de Quatre-Vios (Montel et Abdelghaffar, 1993). Il est daté à 274 ± 7 Ma (Permien inférieur) par la méthode Rb/Sr en roche totale (Caen-Vachette *et al.*, 1982).

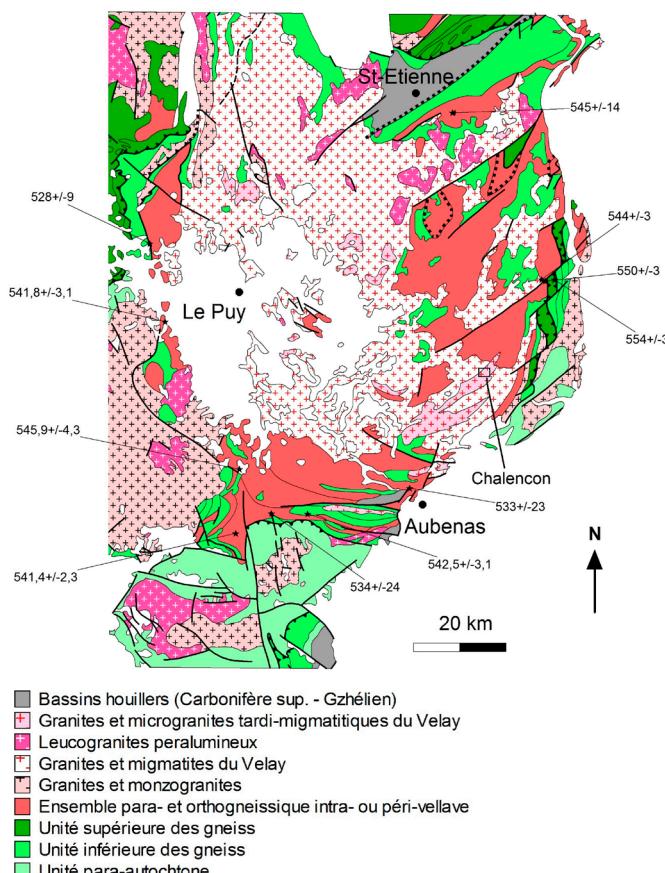


Fig. 2 : Carte géologique du Velay dome établie d'après la version numérique de la 6^e édition révisée de la carte géologique de la France (Charnraine *et al.*, 2003). Les âges reportés sur cette carte sont ceux figurant dans le Tableau 2 pour la région considérée.

Fig. 2: Geological map of the Velay dome prepared from the digital version of the 6th revised edition of the geological map of France (Charnraine *et al.*, 2003). The ages reported on this map are those listed in Table 2 for the considered region.

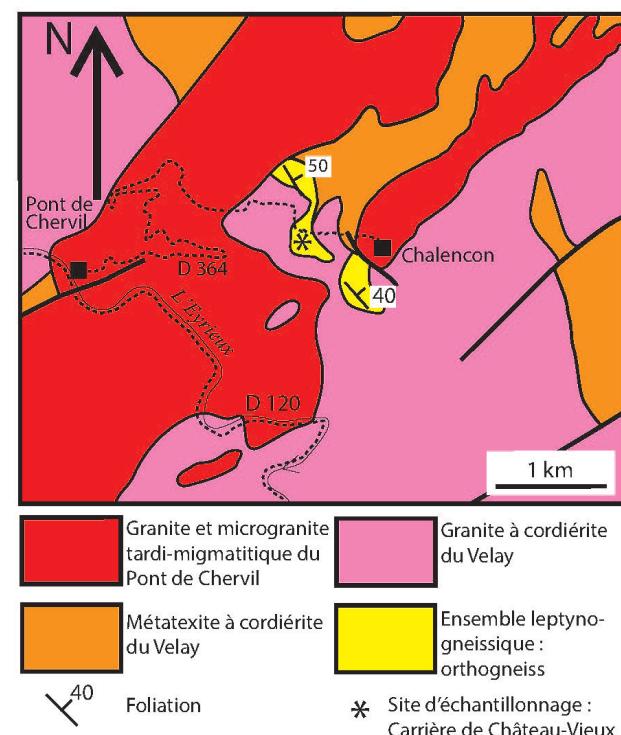


Fig. 3 : Carte géologique de la région de Chalencon, extrait simplifié de la carte géologique au 1/50 000 de Lamastre (Chenevoy, 1979).

Fig. 3: Geological map of the Chalencon area simplified from the geological map of Lamastre at 1/50,000 scale (Chenevoy, 1979).

Sur la carte de Lamastre (Fig. 3), des orthogneiss œillés clairs sont rapportés au complexe leptyno-gneissique stratifié (Briand *et al.*, 1979). Ce complexe apparaît en plusieurs panneaux d'extension plurikilométrique interprétés comme des synformes au toit de l'ensemble granitique du Velay (Chenevoy *et al.*, 1979 ; Briand *et al.*, 1979 ; Ledru *et al.*, 2001). À la base de ce complexe, la structure gneissique disparaît progressivement et laisse la place à des anatexites grenues, souvent à grenat.

4. Gisement et description pétrographique de l'orthogneiss de Chalencon

L'échantillon analysé a été prélevé dans la carrière de Château-Vieux (N 44.878212° - E 4.565135°), à proximité immédiate du village de Chalencon. Cette carrière montre un bel affleurement d'orthogneiss à biotite et sillimanite, qui présente un rubanement dû à des alternances de niveaux quartzo-feldspathiques clairs et de niveaux légèrement plus riches en biotite qui représente aussi une foliation métamorphique témoignant d'un épisode de déformation important (Fig. 4A-C). Ce rubanement est souligné par des amandes feldspathiques allongées de teinte rose issues de la recristallisation de mégacristaux d'orthose magmatique lors de la déformation. La surface de foliation porte une linéation minérale à sillimanite et d'allongement (Fig. 4C). La roche peut donc être considérée comme un orthogneiss blastomylonitique. On observe aussi le développement de niveaux concordants ou discordants de grenat qui cristallisent postérieurement à la mylonitisation (Fig. 4B).

En lame mince, la composition minéralogique comporte (Passeron, 1976 ; Briand *et al.*, 1979) : quartz (25 à 45 %), orthose perthitique (30 à 40 %), albite en fuseaux et en taches dans les phénocristaux, oligoclase acide (15 à 30 %) parfois myrmékitique, biotite (3 à 10 %), sillimanite (1 à 5 %), grenat (0 à 3 %), muscovite secondaire. Le grenat post-folial souvent en grains corrodés contient des inclusions de biotite.

5. Géochronologie

L'objectif premier de l'échantillonnage était la datation du protolith granitique par les zircons. Le second objectif était de tenter une datation de la déformation blastomylonitique des gneiss leptyniques sur monazite en admettant que la cristallisation de ce minéral soit contemporaine de la déformation syn-métamorphe. Un âge anté-anatexie vellave lié à la collision varisque aurait pu avoir été conservé, malgré la mise en place du granite du Velay.

La préparation de l'échantillon en vue des analyses géochronologiques : broyage, tri des zircons, des monazites et des xénotimes, montage en section polie, imagerie MEB a été réalisée dans les laboratoires du BRGM. Les datations ont été effectuées par LA-ICP-MS au BRGM selon les méthodes décrites dans les rapports joints au présent article. Les tableaux des résultats analytiques (zircon, monazite, xénotime) figurent également dans ces rapports.

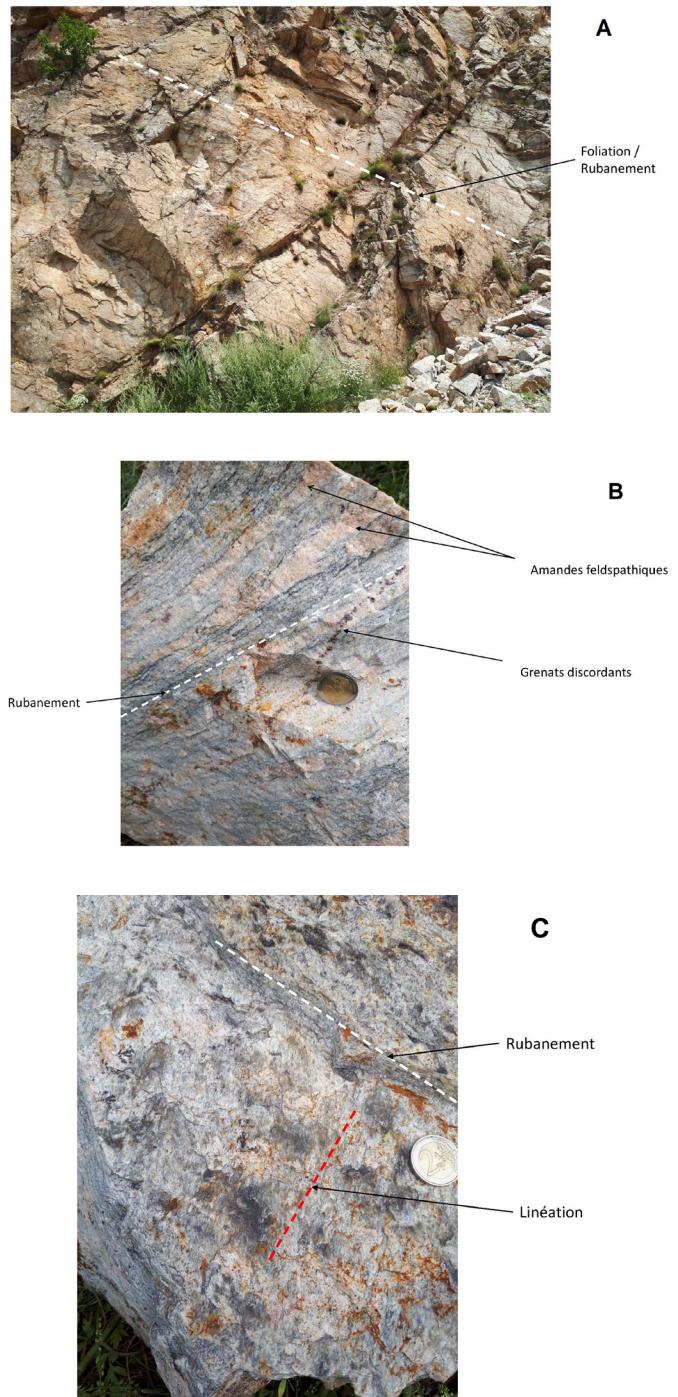


Fig. 4 : Photos de l'orthogneiss de Chalencon. **A** - Orthogneiss clair montrant un rubanement minéralogique correspondant à une foliation tectonique, **B** - Détail de la foliation, montrant des mégacristaux de feldspath potassique déformés et recristallisés, ainsi que des alignements de grenat post-folial, **C** - Détail de la foliation montrant une linéation minérale à sillimanite et muscovite orientée NW-SE.

Fig. 4: Pictures of the Chalencon orthogneiss. **A** - Light-colored orthogneiss showing a mineral banding corresponding to a tectonic foliation, **B** - Close up of the foliation showing deformed and recrystallized K-feldspar megacrysts, and post-folial garnet trails, **C** - Close up of the foliation showing a NW-SE striking sillimanite-muscovite mineral lineation.

5.1. Analyse des zircons

Les grains de zircon récupérés sont petits, sub-automorphes, majoritairement allongés (200 à 300 µm x 100 µm), incolores à légèrement jaunes, translucides, zonés avec des cœurs visibles (Fig. 5).

Quarante-cinq (45) analyses U-Pb ont été réalisées sur 45 grains de zircon par couplage laser-ICPMS. Les résultats sont reportés dans le rapport joint à cet article. Parmi ces 45 données, 1 analyse n'a pas été conservée pour le calcul d'âge car elle présente un rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ inférieur à 1 000 traduisant la présence non négligeable de plomb

commun. Quatre (4) autres analyses sont éliminées car elles présentent un degré de discordance supérieur à 4 %. Les 40 analyses restantes sont représentées dans la Figure 6. Parmi ces 40 analyses, 30 points concordants permettent d'obtenir un âge néoprotérozoïque à **548±3 Ma**, interprété comme l'âge de cristallisation du protolith de l'orthogneiss.

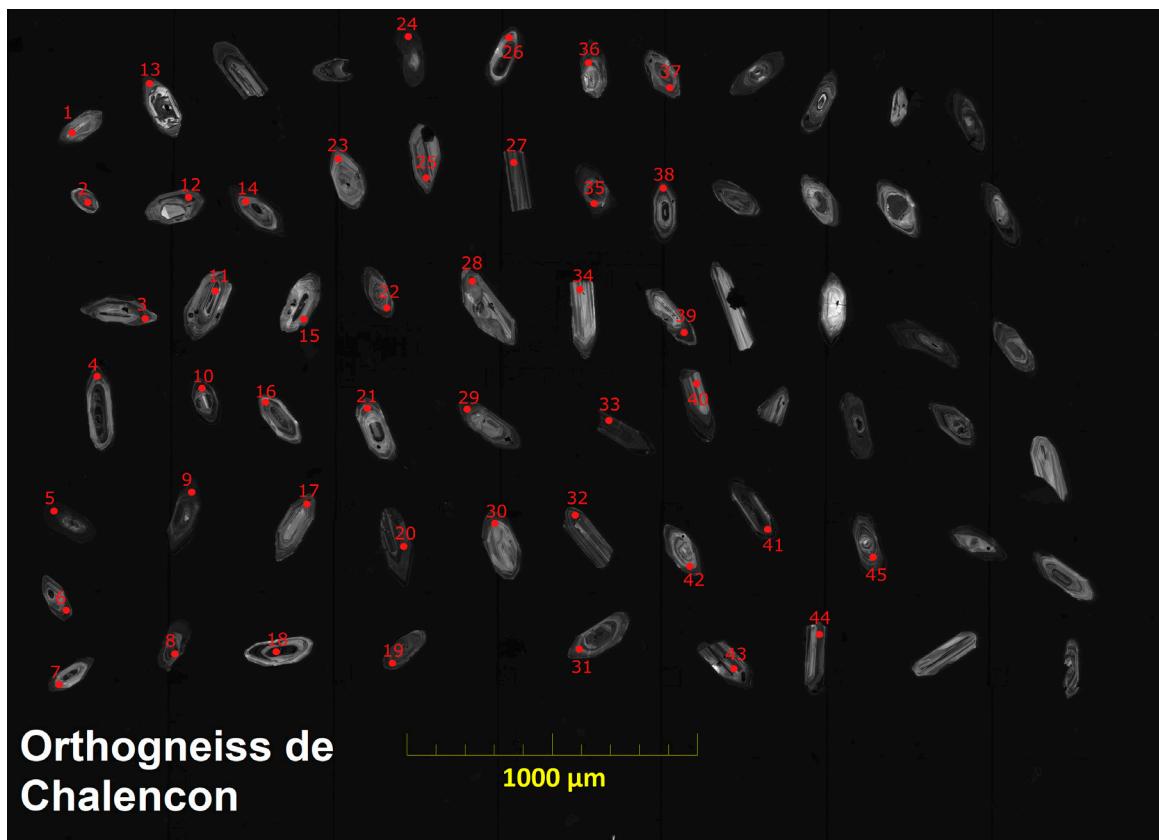


Fig. 5 : Image MEB des 45 grains de zircon sélectionnés pour le montage en section polie et la datation LA-ICP-MS. Les cratères ont un diamètre de 25 μm .

Fig. 5: MEB image of the 45 zircon grains selected for LA-ICP-MS dating with indication of the 25 μm large laser spots.

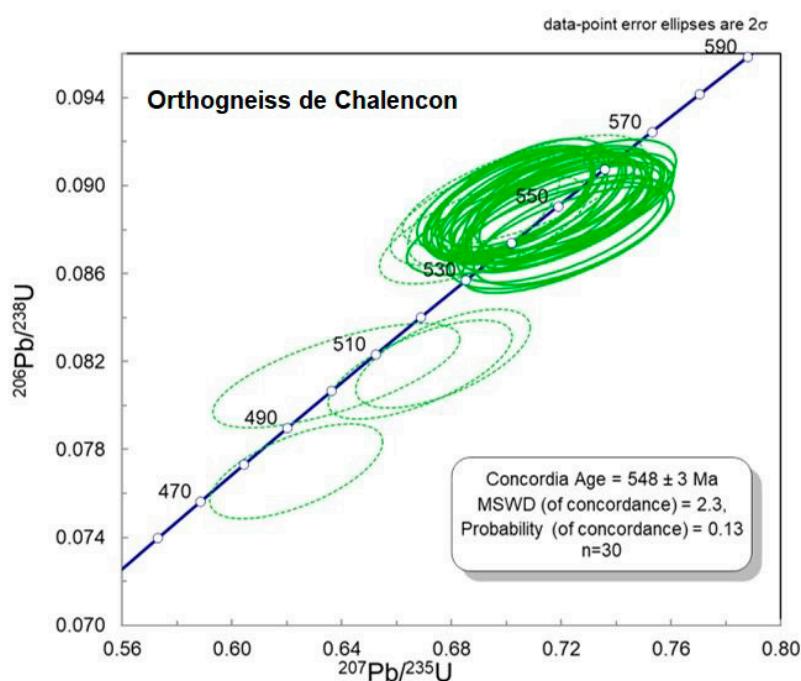


Fig. 6 : Diagramme Concordia (Wetherill, 1956) des 40 analyses conservées pour les zircons de l'orthogneiss de Chalencon. Trente (30) grains donnent un âge à 548±3 Ma.

Fig. 6: Concordia diagram (Wetherill, 1956) for the 40 zircon analyses suited for dating the Chalencon orthogneiss. Thirty (30) concordant grains give an age of 548±3 Ma.

5.2. Analyse des monazites et xénotimes

Les monazites apparaissent en grains blancs craquelés. Elles ne montrent pas de zonage, mais parfois des golfes de « corrosion » pouvant suggérer des interactions fluides-roche. Les grains de xénotime, apparaissant en gris, présentent une forme arrondie. Quarante-cinq ablutions ont été réalisées sur 27 grains de monazite et 15 ablutions sur 13 grains de xénotime (Fig. 7).

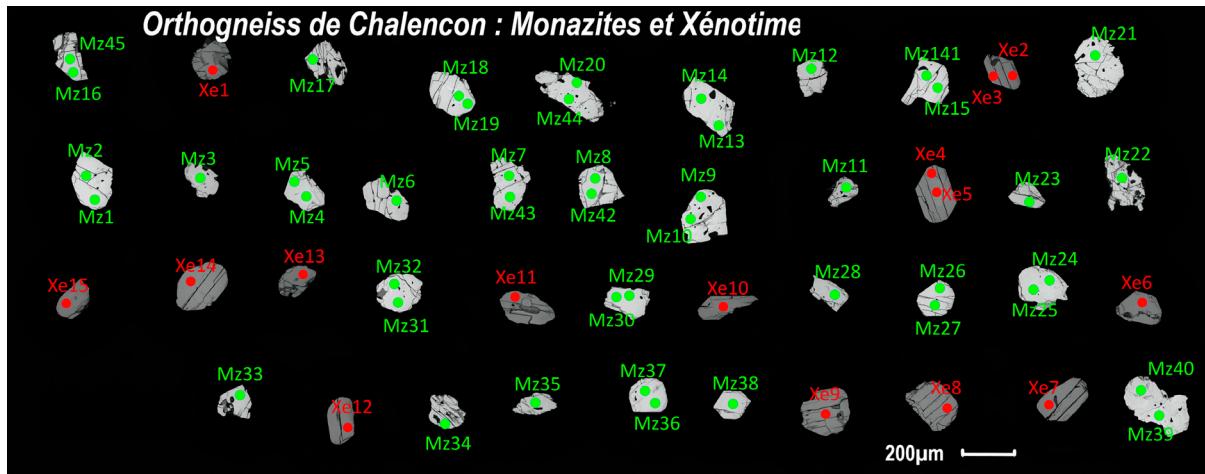


Fig. 7 : Image MEB des 27 grains de monazite (vert) et 13 grains de xénotime (rouge) sélectionnés pour le montage en section polie et la datation LA-ICP-MS. Les cratères ont un diamètre de 10 μm.

Fig. 7: MSEM picture of the 27 monazite grains (in green) and 13 xenotime grains (in red) selected for polished plot and LA-ICP-MS dating. The spot diameter is 10 μm.

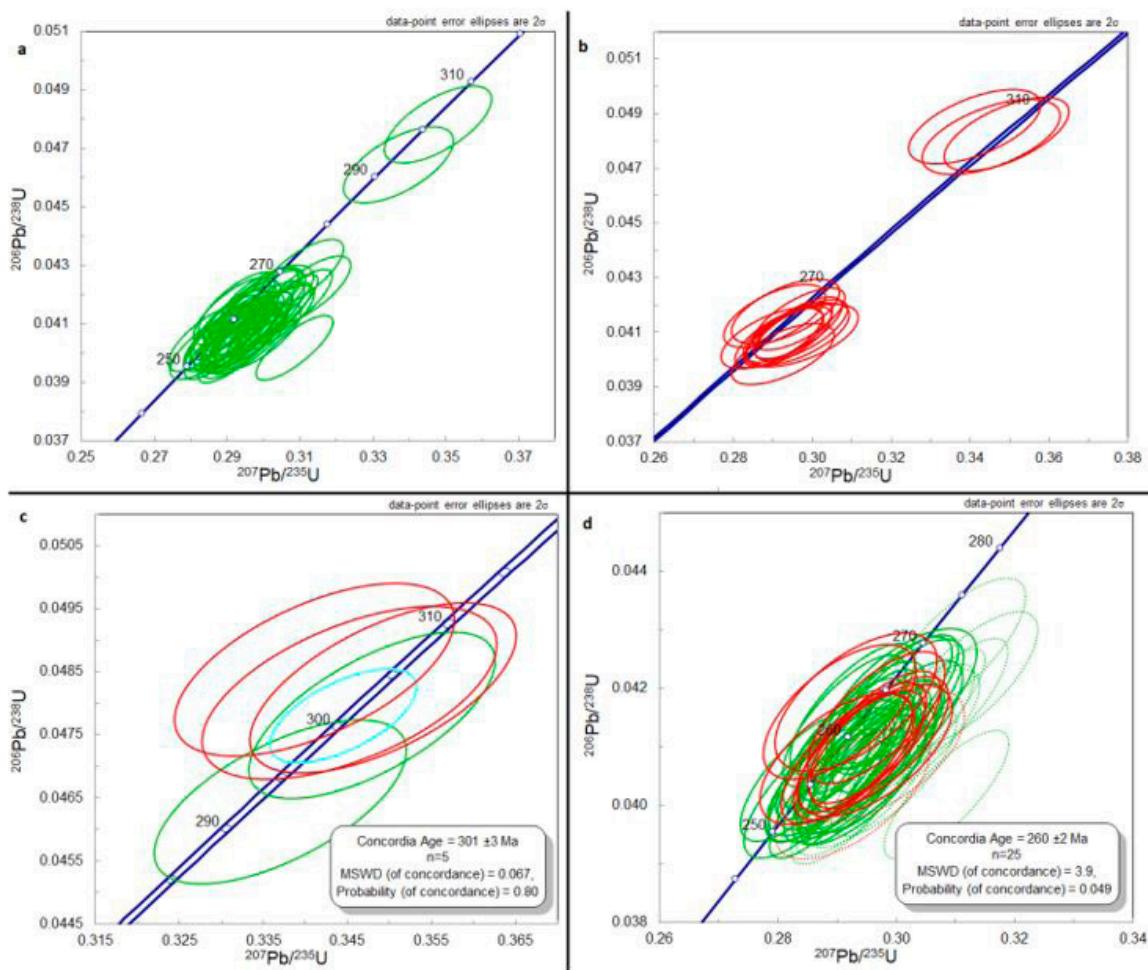


Fig. 8 : Diagrammes Concordia (Wetherill, 1956) des analyses pour les monazites (en vert) et des xénotimes (en rouge) de l'orthogneiss de Chalencon. a : monazite, b : xénotime, c : 5 analyses donnant un âge carbonifère à 301±3 Ma, d : 25 analyses donnant un âge permien à 260±2 Ma.

Fig. 8: Concordia diagrams (Wetherill, 1956) for monazite (in green) and xenotime (in red) for the Chalencon orthogneiss. a: monazite, b: xenotime, c: 5 analyzes yielding a Carboniferous age at 301±3 Ma; d: 25 analyzes yielding a Permian age at 260±2 Ma.

Deux populations se distinguent aussi bien sur monazite que sur xénotime. Une première entre **310 et 290 Ma** et une seconde entre **270 et 250 Ma** (Fig. 8a-b). Les 5 analyses (3 sur xénotime et 2 sur monazites) comprises entre 310 et 290 Ma donnent un âge concordant à **301±3 Ma** (Fig. 8c). Les 25 analyses plus jeunes, situées entre 270 et 250 Ma, définissent un âge concordant à **260 ± 2 Ma** (Fig. 8d).

6. Géochimie

Une analyse géochimique a été réalisée afin de déterminer les caractéristiques du protolith granitique à l'origine de l'orthogneiss. Les orthogneiss vellaves, considérés comme les matériaux sources des magmas granitiques carbonifères (cf. *supra*), sont eux-mêmes interprétés comme d'anciens granites d'anatexie témoins d'un épisode de fusion crustale généralisé intervenu à l'Ediacarien-Cambrien inférieur (Couzinié *et al.*, 2017). L'objectif était de tester cette hypothèse dans le cas particulier de Chalenccon.

Le broyage de l'échantillon pour analyse chimique a été réalisé dans les laboratoires du BRGM. L'analyse géochimique, incluant éléments majeurs et éléments traces (Tableau 1), a été effectuée dans les laboratoires d'ALS (Irlande) selon les méthodes les plus précises proposées par ALS pour les différents éléments. Une précision de généralement $\pm 1\%$ est indiquée pour les éléments majeurs et $\pm 5\%$ pour les traces.

Echantillon	Velay1	Li (ppm)	60	La	8,1	Ge	<5
SiO ₂ (%)	76,54	Cs	6,02	Ce	18,2	Sn	5
TiO ₂	0,13	Rb	205	Pr	2,27	W	1
Al ₂ O ₃	12,74	Sr	40	Nd	8,6	Bi	0,06
Fe ₂ O _{3t}	1,34	Ba	58,5	Sm	2,39	Hg	<0,005
MnO	0,02	U	4,46	Eu	0,18	In	0,084
MgO	0,66	Th	5,75	Gd	2,71	Re	<0,001
CaO	0,42	Ta	1	Tb	0,6	Sb	<0,05
Na ₂ O	2,89	Nb	11,6	Dy	4,19	Se	<0,2
K ₂ O	4,35	Hf	2,4	Ho	0,74	Te	<0,01
P ₂ O ₅	0,22	Zr	66	Er	1,86	Tl	0,46
LOI 1000	0,96	Y	23,8	Tm	0,27	Ag	<0,5
Total	100,35	V	6	Yb	1,35	Cd	<0,5
		Sc	2,4	Lu	0,16	Cu	1
C	0,05	Co	<1			Pb	7
S	0,01	Cr	<10	As	0,2	Zn	31
		Ni	1	Ga	16,4	Mo	<1
A/CNK	1,24						

Tab. 1 : Analyse chimique de l'orthogneiss de Chalenccon. A/CNK est l'indice d'aluminosité déterminé par la formule $A/CNK = Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$, (en proportions atomiques).

Tabl. 1: Geochemical analysis of the Chalenccon orthogneiss. The peraluminous index A/CNK is given by the formula $A/CNK = Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$, (in atomic proportions).

6.1. Caractères généraux

L'orthogneiss analysé (Tableau 1) présente une composition très acide (SiO₂ = 76,54 %) et fortement peralumineuse (A/CNK = 1,24). Son caractère leucocrate se traduit également par de faibles teneurs en titane (TiO₂ = 0,13 %), fer (Fe₂O_{3t} = 1,34 %), magnésium (MgO = 0,66 %) et calcium (CaO = 0,42 %). En revanche ses teneurs en sodium et potassium sont élevées, avec prépondérance de K (K₂O = 4,35 %) sur Na (Na₂O = 2,89 %).

Malgré le métamorphisme qui l'affecte, cet orthogneiss est tout à fait comparable à un leucogranite peralumineux. Il s'agissait donc vraisemblablement d'un granite issu d'un magma très différencié et de température plutôt basse, correspondant aux granites évolués de « type S » dont l'origine supracrustale est connue de longue date (Chappell et White, 1974).

Les signatures propres aux éléments traces sont cohérentes avec cette conclusion (Tableau 1). La roche présente des teneurs faibles à très faibles en la plupart des éléments dits « incompatibles » tels que Th (= 5,75 ppm), Zr (= 66 ppm) ou La (= 8,1 ppm). Ces basses teneurs traduisent la faible solubilité de ces éléments dans les magmas leucogranitiques

dues à leur caractère peralumineux, leur faible température et leurs teneurs fortes en H₂O (Cocherie, 1978 ; Harrison et Watson, 1983 ; Montel, 1993). Les estimations thermométriques obtenues d'après les équations de solubilité du zircon (Harrison et Watson, 1983), du rutile (Hayden et Watson, 2007) et de la monazite (Montel, 1993) fournissent des températures cohérentes et plutôt basses de 733 °C, 758 °C et 700 °C, en accord avec la composition très leucocrate de l'orthogneiss.

6.2. Comparaison régionale avec les orthogneiss vellaves

L'échantillon de Chalenccon peut être comparé aux orthogneiss vellaves dont une compilation bibliographique très complète et des analyses géochimiques précises sont fournies par Couzinié *et al.* (2017). Néanmoins, nous n'avons sélectionné que les analyses les plus récentes (soit 92 analyses), qui incluent des dosages précis d'éléments traces (Ledru *et al.*, 1994 ; R'Kha Chaham, 1989 ; Lochon, 1985 ; Couzinié *et al.*, 2017).

Un diagramme figurant la teneur en SiO₂ en fonction de l'indice d'aluminosité (A/CNK) (Fig. 9a) illustre le caractère fortement peralumineux (A/CNK > 1,1) de la quasi-totalité des échantillons et leur gamme de teneurs en SiO₂ variant de ~ 68 à 78 %, avec un maximum entre 72 et 78 %. Comme indiqué par Couzinié *et al.*, (2017), ces signatures sont bien celles de granites de type S, suggérant une origine supracrustale (métasédimentaire ?) pour les magmas originaux. L'orthogneiss de Chalenccon s'inscrit dans cette population, avec une teneur en SiO₂ (~ 76 %) le plaçant plutôt vers ses termes les plus évolués.

Une évolution interne à la population est toutefois discernable, comme illustré par les diagrammes SiO₂ vs Rb/Sr (Fig. 9b) et Sr vs Rb/Sr (Fig. 9c). À acidité croissante, l'augmentation du rapport Rb/Sr résulte des comportements antinomiques de Rb et Sr : 1/ croissance de Rb qui conserve un caractère incompatible dans le magma granitique et 2/ décroissance de Sr par fractionnement de feldspath. Il en résulte un « trend » très régulier (Fig. 9c), amenant des termes granitiques (granodiorite à monzogranite) (SiO₂ = 68-74 %) aux leucogranites (SiO₂ > 74 %).

Le report de l'ensemble dans le diagramme Zr vs (Nb/Zr)_N (Thiéblemont et Tegyey, 1994 ; Thiéblemont, 1999) (Fig. 9d) montre une bonne discrimination entre les deux types : 1/ les leucogranites occupent le champ **C** correspondant aux leucogranites peralumineux d'origine anatectique, tandis que 2/ les termes moins acides se placent à cheval entre les champs **A** et **B** correspondant aux granites calco-alkalins d'origine mantellique (champ **A**) ou crustale (champ **B**). Le caractère nettement peralumineux de ces deux types indique néanmoins que leur origine serait essentiellement crustale (Couzinié *et al.*, 2017). Par ailleurs, la position de l'orthogneiss de Chalenccon dans ce diagramme, comme dans les précédents, le situe clairement au sein du nuage représentatif des orthogneiss vellaves.

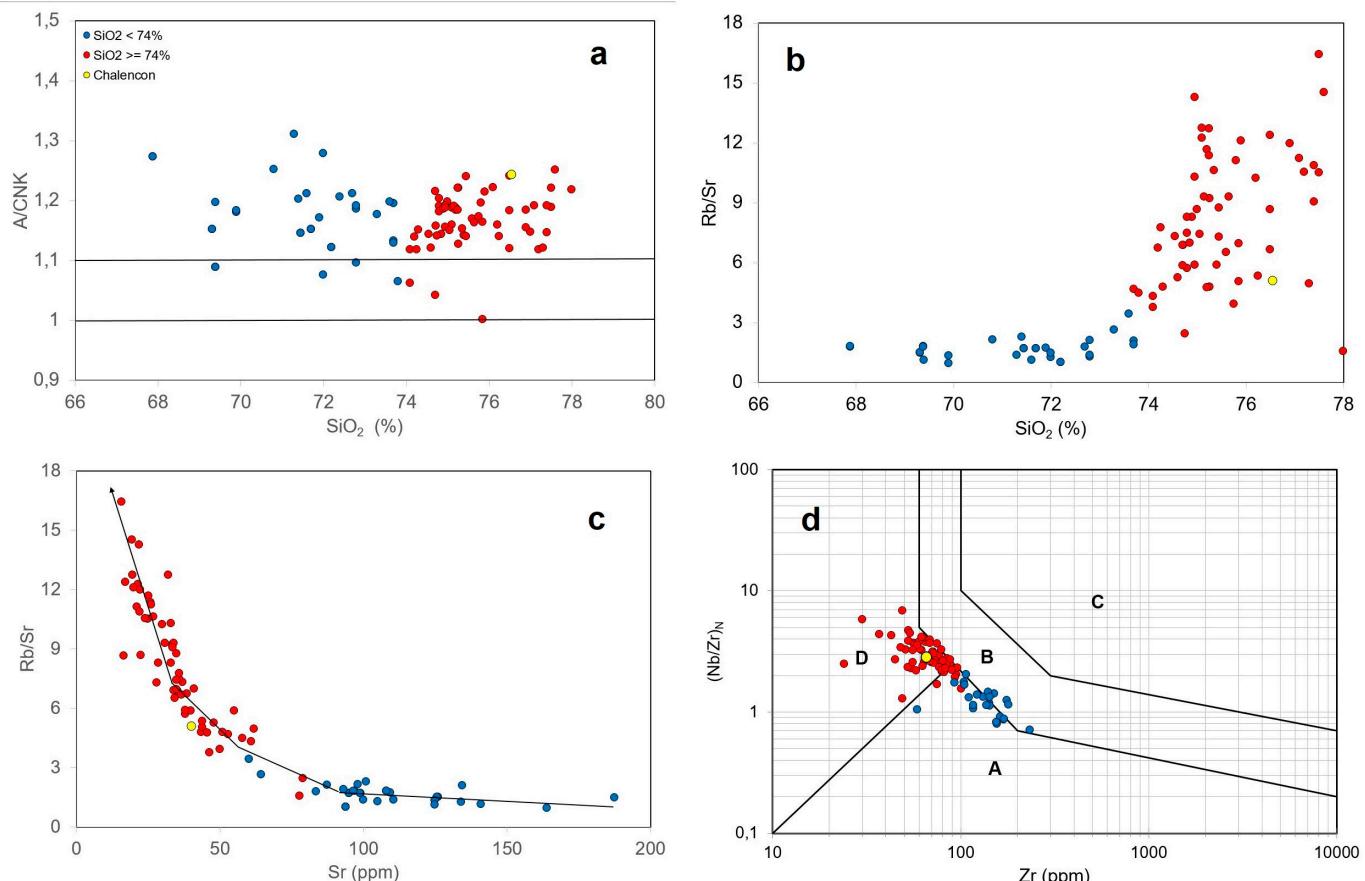


Fig. 9a-d : Diagrammes géochimiques pour les orthogneiss vellaves avec distinction de l'orthogneiss de Chalencon (rond jaune, ce travail). Les autres analyses proviennent d'une compilation de S. Couzinié *et al.* (2017) dont seules les analyses les plus récentes ont été conservées (voir références dans le texte). Les figures distinguent les orthogneiss les plus acides ($\sim \text{SiO}_2 > 74\%$) (ronds rouges) des orthogneiss moins acides ($\text{SiO}_2 \sim 68-74\%$) (ronds bleus). **a** - Diagramme SiO_2 vs A/CNK mettant en évidence le caractère fortement peraluminieux ($\text{A/CNK} > 1,1$) de la quasi-totalité des orthogneiss incluant celui de Chalencon. **b** - Diagramme SiO_2 vs Rb/Sr mettant en évidence la forte augmentation du rapport Rb/Sr des roches les moins acides vers les plus acides ; **c** - Diagramme Sr vs Rb/Sr mettant en évidence l'existence d'une lignée de différenciation unique menant des roches les moins acides, vers les plus acides. **d** - Diagramme Zr vs $(\text{Nb}/\text{Zr})\text{N}$ (Thiéblemont et Tegey, 1994 ; Thiéblemont, 1999) mettant en évidence une bonne discrimination entre les orthogneiss les plus acides (champ **D**) et les moins acides (champs **A-B**). Les champs discriminants sont définis comme suit : **A** - magmatisme calco-alkalini mantellique (zones de subduction océanique) ; **B** - magmatisme calco-alkalini crustal ; **C** - leucogranites peraluminieux ; **D** - magmatisme intraplaque.

Fig. 9a-d : Geochemical diagrams for the Velay orthogneiss including the distinction of the Chalencon sample (yellow circle). The other analyses are from a compilation by S. Couzinié *et al.* (2017) where we have selected only the most recent analyses (see text for references). Different symbols separate the most felsic ($\sim \text{SiO}_2 > 74\%$) (red circle) and less felsic ($\text{SiO}_2 \sim 68-74\%$) (blue circles) orthogneiss. **a** - SiO_2 vs A/CNK diagram showing the strongly peraluminous character ($\text{A/CNK} > 1,1$) of most orthogneiss including that of Chalencon. **b** - SiO_2 vs Rb/Sr diagram enlightening the strong increase of the Rb/Sr ratio from the less to the most felsic rocks; **c** - Sr vs Rb/Sr diagram evidencing a regular differentiation trend leading from the less to the most felsic samples; **d** - Zr vs $(\text{Nb}/\text{Zr})\text{N}$ diagram (Thiéblemont et Tegey, 1994; Thiéblemont, 1999) showing a sharp discrimination between the most felsic samples (located in field **C**) and the less felsic ones (overlapping the **A** and **B** fields). Discriminating fields are defined as follows: **A** - Calc-alkaline magmatism of mantle origin; **B** - Calc-alkaline magmatism of crustal origin; **C** - Peraluminous leucogranites; **D** - Within-plate magmatism.

Des observations précédentes, on peut tirer la conclusion que l'orthogneiss de Chalencon s'inscrit parfaitement dans un ensemble pétrologiquement assez homogène d'orthogneiss vellaves issus de granites de type S dont l'origine supracrustale a été bien démontrée (Couzinié *et al.*, 2017).

Outre la nature de cette source, la composition des magmas granitiques initiaux est influencée par les conditions dans lesquelles la fusion a opéré, et particulièrement la profondeur à laquelle le matériau source a fondu. Le fractionnement entre terres rares lourdes est classiquement utilisé comme un indice barométrique dans la mesure où il est fortement influencé par la présence de grenat, minéral stable à partir d'une pression de l'ordre de 5 à 7 kb dans le cas d'un protolith acide « crustal » (Green, 1976), et jusqu'à 10 kb dans le cas d'un protolith mafique (Green *et al.*, 2016). Stable au résidu, le grenat tend à accentuer le fractionnement entre terres lourdes, ce qui est généralement le cas pour les granites de type collisionnel. Un exemple en est fourni par les granites et leucogranites peraluminieux carbonifères de Bretagne sud (Bernard-Giffiths *et al.*, 1985), localisés au cœur du domaine métamorphique varisque, dans une zone de collision continentale.

Ces granites « collisionnels » sont comparés aux orthogneiss du Velay dans un diagramme prenant en compte deux variables : 1/ le rapport La/Sm, qui mesure le fractionnement relatif entre

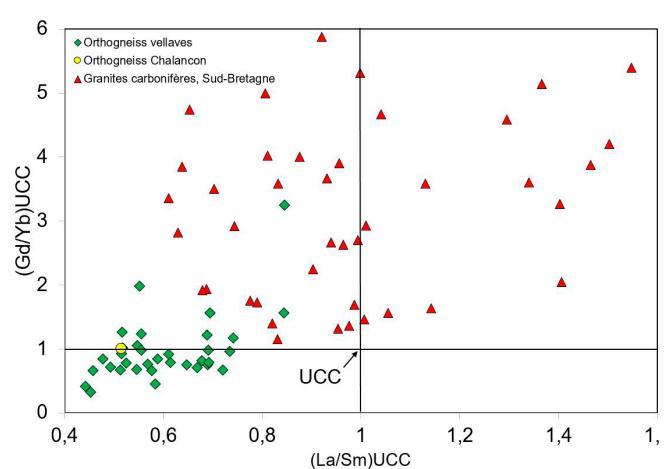


Fig. 10 : Diagramme $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{UCC}}$ vs $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{UCC}}$ (les deux rapports étant normalisés à la croûte continentale supérieure (« UCC », Rudnick et Gao, 2003)) pour les orthogneiss vellaves, dont celui de Chalencon (rond jaune). Comparaison avec les granites carbonifères sud-bretons. Les analyses des granites sud-bretons sont issues d'une compilation du BRGM incluant une quinzaine de références bibliographiques non détaillées ici.

Fig. 10: $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{UCC}}$ vs $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{UCC}}$ diagram (the two ratios are normalized to the Upper Continental Crust (UCC) average of Rudnick and Gao (2003)) for the Velay orthogneiss including that of Chalencon (yellow dot). Comparison with the Carboniferous granites of South Brittany. The analyses of South Brittany granites are extracted from a BRGM data base including about fifteen bibliographic references not detailed here.

terres rares légères, 2/ le rapport Gd/Yb, qui mesure le fractionnement relatif entre terres rares lourdes (Fig. 10). Ces deux rapports sont normés à la croûte continentale supérieure (« UCC ») en utilisant la composition moyenne fournie par Rudnick et Gao (2003), dans la mesure où ce « réservoir » fournit l'estimation la plus commune de ce que serait la source de granites de type S.

Une discrimination très nette apparaît entre granites sud-bretons et orthogneiss vellaves qui portent sur les deux paramètres considérés : 1/ fractionnement plus marqué entre terres rares légères avec un caractère « appauvri » (i.e. $(La/Sm)_{UCC} < 1$) à « enrichi » (i.e. $(La/Sm)_{UCC} > 1$) des granites sud-bretons et toujours « appauvri » des orthogneiss vellaves ; 2/ fractionnement plus marqué entre terres rares lourdes des granites bretons avec des rapports $(Gd/Yb)_{UCC}$ toujours > 1 suggérant des pressions plutôt élevées (présence de grenat au résidu) (Bernard-Griffiths *et al.*, 1985) et, à l'inverse, rapports $(Gd/Yb)_{UCC}$ très largement < 1 dans les orthogneiss vellaves excluant la présence de grenat, et par là des pressions moyennes à faibles (i.e. $< 6-7$ kb).

6.3. Synthèse

Des observations précédentes, on peut retenir l'origine supracrustale de l'orthogneiss de Chalencon comme de l'ensemble des orthogneiss vellaves, mais ses différences significatives avec des leucogranites « collisionnels » (cas des granites sud-bretons) dues à des différences de pression : 1/ probablement élevées dans le cas des granites sub-bretons ; 2/ sûrement plutôt basses dans le cas des orthogneiss vellaves, témoignant d'une production des magmas à relativement faible profondeur, probablement $< 15-20$ km.

7. Discussion

7.1. Âges de l'Ediacarien à Cambrien inférieur

Les orthogneiss œillés au toit du Velay ne sont pas radio-métriquement datés. Dans les séries métamorphiques péri-vellaves, il faut mentionner deux datations Rb/Sr des orthogneiss du Pilat et de Fix-Saint-Geney, respectivement à 545 ± 14 Ma et 528 ± 9 Ma (Caen-Vachette 1979 ; R'Kha Chaham *et al.*, 1990 ; Tableau 2, Fig. 2). Un orthogneiss également attribué au massif de Fix donne des âges ICP-MS sur zircon à $541,8 \pm 3,1$ Ma et $545,9 \pm 4,3$ Ma (Couzinié *et al.*, 2017). Sur le flanc sud du dôme du Velay, dans l'orthogneiss migmatitique de Vals-les-Bains, des mesures U/Pb sur zircon et sur monazite donnent des résultats discordants dépourvus de signification géochronologique et un âge à 533 ± 23 Ma, sur zircon par la méthode d'évaporation du Pb (Mougeot *et al.*, 1997). Par ailleurs, des datations chimiques sur monazite par la méthode U-Th-Pb sur l'orthogneiss œillé migmatitique de Masméjean (ou de Puylaurent) fournissent des âges de l'Ediacarien au Cambrien inférieur, à 550 ± 86 Ma et à 543 ± 24 Ma (Bé Mézème *et al.*, 2006). Ce même orthogneiss est daté par la méthode LA-ICP-MS sur zircon à 541 ± 3 Ma (Couzinié *et al.*, 2021) et son équivalent à l'est de la faille de Villefort donne un âge à 543 ± 3 Ma (Couzinié *et al.*, 2017).

Sur la bordure est du Velay, le granite de Tournon contient des zircons hérités de l'Ediacarien datés par la méthode U/Pb en ICP-MS à 554 ± 3 Ma, 550 ± 3 Ma et 544 ± 1 Ma (Chelle-Michou *et al.*, 2017 ; Fig. 1). Ces âges sont interprétés comme ceux des

protolithes sources du magma granitique qui seraient équivalents aux orthogneiss œillés de UIG et de l'USG. L'âge obtenu sur les zircons de l'orthogneiss de Chalencon à 548 ± 3 Ma confirme l'existence d'un épisode magmatique d'âge Ediacarien dans la région du Velay.

À l'échelle de l'ensemble du Massif central, des âges de l'Ediacarien ou du Cambrien inférieur pour des orthogneiss sont documentés dans de nombreuses régions (Fig. 11, Tableau 2). Dans le domaine méridional, plusieurs granites intrusifs dans les séries peu métamorphiques de l'unité des « plis et chevauchements » et ultérieurement transformés en orthogneiss sont identifiés, notamment dans le Mendic (Tableau 2 ; Hamet et Allègre, 1976 ; Lévéque, 1985), et les orthogneiss de Montredon-Labessonnié et de Plaisance (Tableau 2 ; Ducrot *et al.*, 1979 ; Guérangé-Lozes *et al.*, 2013 ; Couzinié et Laurent, 2021). En Montagne Noire, des monazites issues d'orthogneiss migmatitiques et de granites donnent également des âges compris entre 550 Ma et 500 Ma (Faure *et al.*, 2010).

Dans le Limousin, les âges U/Pb sur zircon et Rb/Sr en roche totale des orthogneiss se retrouvent dans toutes les unités litho-tectoniques : unités supérieure et inférieure des gneiss, unité para-autochtone et unité de Thiviers-Payzac (Fig. 11, Tableau 2 et références incluses).

En outre, un épisode volcanique et volcano-sédimentaire, caractérisé par des rhyolites, ignimbrites, tufs acides, et pyro-clastites, d'âge Ediacarien-Cambrien, vers 545-540 Ma, correspondant aux termes effusifs du même événement magmatique est reconnu en Montagne Noire (Lescuyer et Cocherie, 1992 ; Padel *et al.*, 2017). Cet événement, identifié dans toute la chaîne varisque, pourrait correspondre à un épisode de rifting avorté ayant affecté la bordure du continent Pannotia et dont les témoins les plus évidents sont des orthogneiss d'affinité alcaline (p. ex. Pouclet *et al.*, 2017 et références incluses).

Les caractéristiques géochimiques de l'orthogneiss de Chalencon, et au-delà, celles des orthogneiss vellaves, d'une assez remarquable homogénéité (cf. *supra*), ne cadrent pas de façon évidente avec un tel contexte. Leur affinité de type S bien documentée (Couzinié *et al.*, 2017) les rapprocheraient plutôt de granites de collision continentale, tels que les plutons peralumineux associés à la zone métamorphique varisque (cf. Autran et Cogné, 1981). Néanmoins, les orthogneiss vellaves ont été produits à relativement basse pression (cf. *supra*) et rien n'indique que la fusion serait ici la conséquence de l'enfouissement tectonique de matériaux supracrustaux.

Dans le cadre d'un modèle de rift avorté, il faudrait envisager que la remontée des isothermes associée ait permis de porter des parties assez superficielles de la croûte à des températures de l'ordre de 700-750 °C, le minimum pour permettre l'anatexie. En admettant une profondeur de 15 km pour le site de fusion, ceci impliquerait un gradient géothermique apparent d'au moins 45-50 °C/km.

Notons que le massif du Choletais, daté du Cambrien inférieur (~520 Ma ; Thiéblemont *et al.*, 2001), et qui pourrait représenter un autre témoin magmatique probable de ce rift avorté (Thiéblemont *et al.*, 1987), se caractérise également par une grande abondance de produits acides. Ceux-ci, de nature métalumineuse, témoignent également d'un épi-

Localisation	Lithologie	Unité_Tecto	Age_MA	Méthode	Référence
Ceaumont (Aigurande)	Orthogneiss	USG	574+/-28	LA-ICP-MS	Melleton et al. (2010)
Yzeron (Lyonnais)	Orthogneiss	USG	502+/-7	Rb/Sr	Duthou et al. (1984)
Vergonzac (Limousin)	Orthogneiss	UIG	525+/-12	U/Pb SHRIMP	Alexandrov et al. (2001)
Thaurion (Limousin)	Orthogneiss	UIG	526+/-14	U/Pb SIMS	Alexandre (2007)
Thaurion (Limousin)	Orthogneiss	UIG	532+/-24 & 521+/-12	Rb/Sr	Duthou et al. (1984)
Meuzac (Limousin)	Orthogneiss	UIG	498+/-8	U/Pb TIMS	Lafon (1986)
Tulle	Orthogneiss	UIG	525+/-12	Rb/Sr	Bernard-Griffiths et al. (1975)
Tulle	Orthogneiss	UIG	540+/-10	LA-ICP-MS	Melleton et al. (2010)
Mulatet	Orthogneiss	UIG	535+/-21	Rb/Sr	Bernard-Griffiths et al. (1975)
Bellac (Limousin)	Orthogneiss	UIG	501+/-16	Rb/Sr	Duthou et al. (1984)
Caplongue	Métagranodiorite	UIG	557+/-12	U/Pb TIMS	Lafon (1984)
Palanges	Orthogneiss	UIG	600+/-10	U/Pb TIMS	Lévéque (1985)
Picades	Diorite	UIG	540+/-15	U/Pb TIMS	Pin et Lancelot (1978)
Mendic	Orthogneiss	FTB	608+/-10	U/Pb TIMS	Lévéque (1990)
Pilat (Nord Velay)	Orthogneiss	UIG	545+/-14	Rb/Sr	Caen-Vachette (1979)
Tournon (Est Velay)	Granite	UIG	544+/-3	LA-ICP-MS	Chelle-Michoux et al. (2017)
Fix-St-Genest (W-Velay)	Orthogneiss	UIG	528+/-9	Rb/Sr	R'Kha Chaham et al. (1990)
Sud Fix-St-Genest (W Velay)	Orthogneiss	UIG	541,8+/-3,1	LA-ICP-MS	Couzinié et al. (2017)
Masméjean-Puylaurent	Orthogneiss migmatitique	UPA	534+/-24	U-Th-Pb Monazite héritée	Bé Mézème et al. (2006)
Masméjean-Puylaurent	Orthogneiss migmatitique	UPA	545,9+/-4,3	LA-ICP-MS	Couzinié et al. (2017, 2021)
Masméjean-Puylaurent (Sud Velay)	Orthogneiss migmatitique	UPA	533+/-23	Pb/Pb	Mougeot et al. (1997)
Masméjean-Puylaurent (Sud Velay)	Orthogneiss migmatitique	UPA	541,4+/-2,3	LA-ICP-MS	Couzinié et al. (2017)
Moulin de Chambon (Millevaches)	Orthogneiss	UPA	529+/-4	LA-ICP-MS	Melleton et al. (2010)
Le Pas, Aire de Côte (Cévennes)	Orthogneiss dioritique	UPA	500+/-10	U/Pb TIMS	Caron (1994)
Saut du Saumon (Limousin)	Orthogneiss	UTP	501+/-5	LA-ICP-MS	Melleton et al. (2010)
Mendic	Orthogneiss	FTB	510+/-20	Rb/Sr	Hammet et Allègre (1976)
Montredon La Bessonié	Orthogneiss	FTB	544+/-6	LA-ICP-MS	Couzinié et Laurent (2021)
Plaisance (Montagne Noire)	Orthogneiss	FTB	532+/-8	Rb/Sr	Ducrot et al. (1979)
Montagne noire	Dacite	FTB	545+/-15	U/Pb TIMS	Lescuyer et Cocherie (1992)
Ourtigas (Montagne Noire)	Migmatite	FTB	524+/-7	U-Th-Pb Monazite héritée	Faure et al. (2010)
La Salvetat (Montagne Noire)	Migmatite	FTB	530+/-5	U-Th-Pb Monazite héritée	Faure et al. (2010)
Montalet (Montagne Noire)	Granite	FTB	499+/-6	U-Th-Pb Zircon hérité	Faure et al. (2010)
Laouzas (Montagne Noire)	Granite	FTB	552+/-5	U-Th-Pb Zircon hérité	Faure et al. (2010)
Plaisance (Montagne Noire)	Orthogneiss	FTB	550+/-5	U/Pb SHRIMP	Guérangé-Lozes et al. (2013)
Rivernous (Montagne Noire)	Rhyolite	FTB	~ 540	LA-ICP-MS	Padel et al. (2017)
Col de Meyrand	Gneiss oeillé	UPA	542,5+/-3,1	LA-ICP-MS	Couzinié et al. (2017)
Tournon (Est Velay)	Granite	UIG	550+/-3	LA-ICP-MS	Chelle-Michoux et al. (2017)
Tournon (Est Velay)	Parageniss	USG	554+/-3	LA-ICP-MS	Chelle-Michoux et al. (2017)

Tab. 2 : Résultats de datations réalisées sur les orthogneiss du Massif central français.

Tabl. 2: Results of dating performed on orthogneiss from the French Massif central.

sode de fusion crustale (Thiéblemont, 1988), mais à partir d'une source et selon des modalités sans doute différentes de celles à l'origine des orthogneiss vellaves. En particulier, le magmatisme choletais, bien qu'essentiellement acide, inclut un terme basique (gabbros, dolérites, tonalites « hybrides ») qui traduit une participation mantellique non observée dans le cas des orthogneiss du Velay.

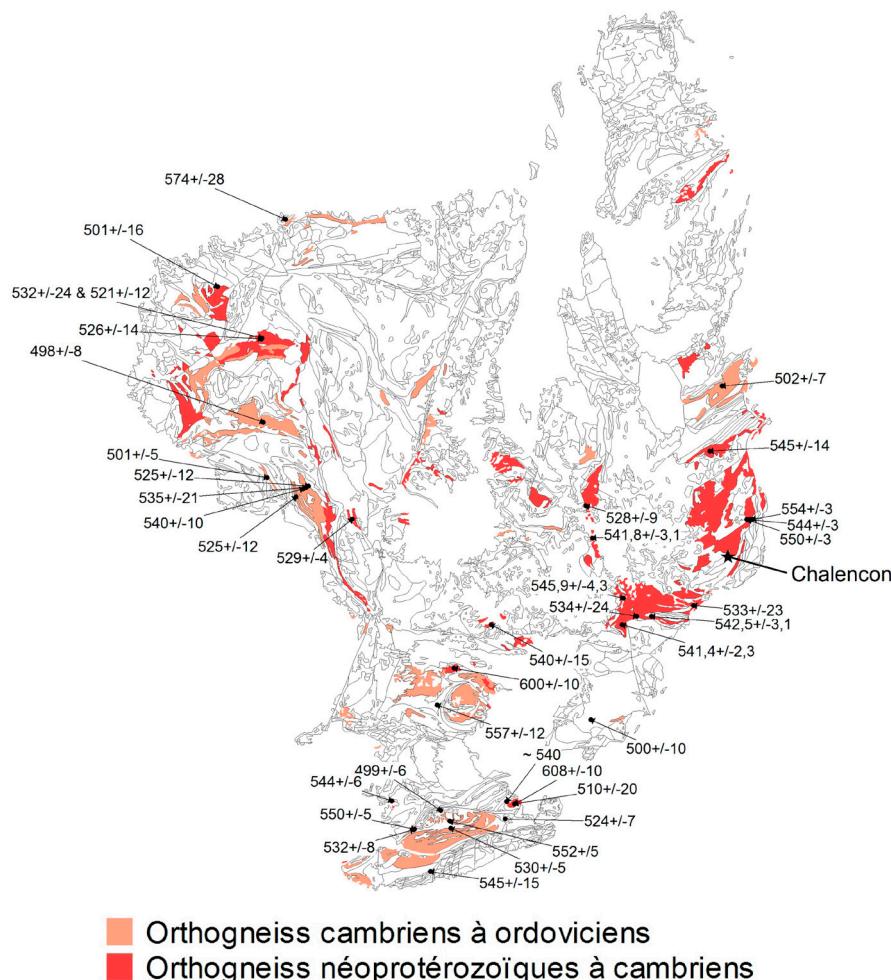


Fig. 11 : Report des âges obtenus sur des orthogneiss du Massif Central français (d'après Tableau 2) sur un fond cartographique issu de la version numérique de la 6^e édition révisée de la carte géologique de la France (Charnraïne et al., 2003) et ne faisant apparaître que les massifs orthogneissiques subdivisés ici en 2 catégories d'âges : 1/ néoprotérozoïques à cambriens ; 2/ cambriens à ordoviciens.

Fig. 11: Report of the ages obtained on orthogneiss from the French Massif central (from Table 2) on a cartographic background derived from the 6th edition of the geological map of France (Charnraïne et al., 2003) enlightening the occurrence of two age-families : 1/ Neoproterozoic to Cambrian; 2/Cambrian to Ordovician.

7.2. Absence d'épisode cadomien dans le Massif central

Du fait de son âge Ediacarien-Cambrien, l'épisode de fusion partielle et de rifting possible à l'origine de l'orthogneiss de Chalencon et des autres orthogneiss vellaves, pourrait être qualifié de « cadomien ». Néanmoins, une telle appellation nous semble injustifiée car cet événement magmatique et tectonique n'est en rien lié à cette orogenèse. Les termes stratigraphiques d'Ediacarien ou Ediacarien supérieur-Cambrien inférieur nous semblent mieux adaptés car indépendants de toute connotation tectonique.

Géochronologiquement, ce magmatisme Ediacarien-Cambrien inférieur se distingue également du magmatisme d'âge Cambrien supérieur à Ordovicien inférieur (~485-470 Ma; ex. Alexandrov et al., 2001 ; Melletton et al., 2010 ; Couzinié et al., 2017 ; Fig. 12). Ce dernier événement, également caractérisé par un magmatisme à signature géochimique alcaline ou calcoalcaline « apparente » (p. ex. Jégouzo et al., 1986) est classiquement interprété comme la marque d'un rifting véritable du continent Pannotia, ~ 50 Ma plus récent que le précédent, ayant conduit à la formation des « lanières » continentales d'Armorica et Saxo-thuringia, et à l'ouverture des océans Médo-européens Rheïque et du Conquet-Tépla (cf. Lardeaux et al., 2014 ; Faure et al., 2005 ; Faure, 2020 ; Faure et Ferrière, 2022).

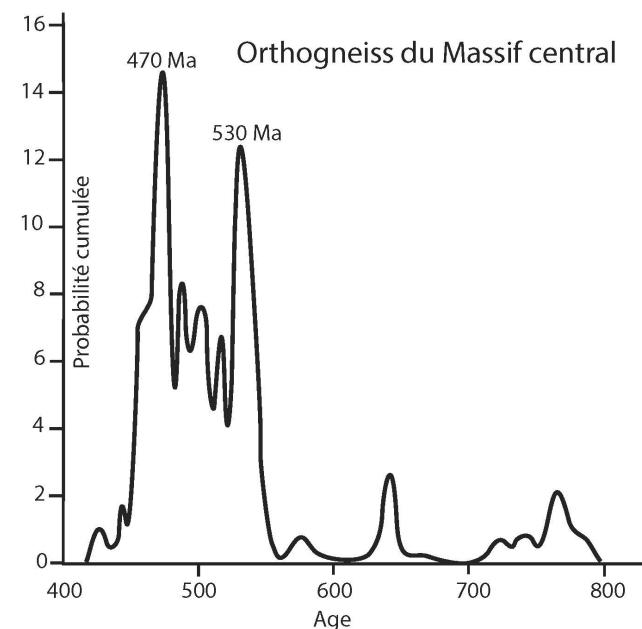


Fig. 12 : Histogramme des âges U/Pb sur zircon des orthogneiss du Massif central montrant les deux familles d'orthogneiss (redessiné d'après Melletton et al., 2010).

Fig. 12: Histogram of zircon U/Pb ages of the Massif Central showing the two families of orthogneiss (redrawn from Melletton et al., 2010).

7.3. Âges du Carbonifère supérieur

Le granite du Velay, est daté vers 300 Ma ; la méthode Rb/Sr sur roche totale donne un âge à 298±8 Ma (Caen-Vachette *et al.*, 1982), cohérent avec ceux obtenus en U/Pb par la méthode LA-ICP-MS sur zircon (Cousiné *et al.*, 2014 ; Chelle-Michou *et al.*, 2017 ; Laurent *et al.*, 2017). Monazite et apatite donnent respectivement des âges U/Pb à 301±5 Ma et 292±7 Ma (Mougeot *et al.*, 1997). Deux filons de microgranite situés dans le sud (Montasset) et le centre (Charron) du dôme du Velay donnent des âges chimiques U-Th-Pb sur monazite à 306±12 Ma et 291±7 Ma (Montel *et al.*, 2003). Les mêmes roches donnent des âges LA-ICP-MS sur monazite respectivement à 312±10 Ma, 307±2 Ma, 316±6 Ma et 297±4 Ma (Didier *et al.*, 2013). Les filons de leucogranite syncinématique, déformés par la faille de détachement du Pilat, donnent des âges U/Pb sur zircon et $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sur muscovite, respectivement à 302±3 Ma et 303±2 Ma (Gardien *et al.*, 2021). Ainsi, il est logique d'interpréter l'âge à 301±3 Ma (Gzhélien) obtenu sur les 2 grains de monazite et les 3 grains de xénotime (cf. *supra*) comme reflétant celui de la mise en place du granite du Velay. Aucun filon granitique n'est observé sur le site d'échantillonnage, mais le granite du Velay affleure largement dans l'environnement proche de la carrière. Les grenats automorphes, qui apparaissent en lits concordants ou discordants sur la foliation de l'orthogneiss (Fig. 4B), pourraient être liés à cet épisode.

7.4. Âges du Permien moyen-supérieur

L'âge de 260±2 Ma obtenu sur 18 grains de monazite et 7 grains de xénotime témoigne d'un épisode post-vellave à la limite Permien moyen-Permien supérieur (Guadalupien-Lopingien).

Une première hypothèse serait de l'interpréter comme une manifestation de l'influence de la mise en place du granite tardi-migmatitique du Pont de Chervil, géographiquement et pétrographiquement proche du pluton de Quatre-Vios, qui représente l'événement magmatique varisque ultime dans le secteur de Chalencon (Montel et Albdelghaffar, 1993). Ces granites tardi-migmatitiques, dits de type « Quatre-Vios », ont fourni des âges Rb/Sr à 274±7 Ma (Caen Vachette, 1982) et 273±11 Ma (Durand, 1976). Cependant, ces datations sont remises en cause par J.-M. Montel *et al.* (2002) qui considèrent que la mise en place des granites tardi-migmatitiques serait plus proche de la fin de l'épisode de la granitisation vellave, vers 290 Ma. Il est donc improbable de relier l'âge à 260 Ma obtenu dans ce travail à des recristallisations liées à l'intrusion du granite du Pont-de-Chervil.

Par ailleurs, il faut remarquer que des datations U-Th-Pb chimiques sur monazite dans les microgranites tardimigmatitiques du Montasset et de Charron, situés dans le sud et le centre du dôme du Velay, fournissent respectivement des âges à 257±8 Ma et 252±11 Ma (Montel *et al.*, 2002). Ces âges sont considérés comme « rajeunis » par des perturbations liées à un épisode hydrothermal généralisé d'âge permien supérieur, sans lien évident avec l'orogenèse varisque. Des études géochimiques détaillées montrent que ces deux microgranites tardi-migmatitiques révèlent la circulation de fluides crustaux riches en fluor, également responsables de phénomènes de dissolution-recristallisation des monazites (Didier *et al.*, 2013). L'observation des lames minces de l'orthogneiss de Chalencon montre l'existence systématique de muscovite et chlorite secondaires (Passeron, 1976). La muscovite

apparaît en remplacement de l'orthose ou de la sillimanite. Ces observations sont cohérentes avec l'existence d'un épisode hydrothermal vers 260 Ma, sans relation avec l'orogenèse varisque. Dans la chaîne des Puys, à environ 200 km au NW de la région d'étude, le volcan de Beaunit contient des enclaves de gabbro et d'ultrabasites représentant des fragments arrachés à un corps basique sous-jacent interprété comme une intrusion magmatique litée. Les zircons des gabbros donnent des âges U/Pb par la méthode SIMS à 257±6 Ma (Féménias *et al.*, 2003). Selon ces auteurs, ce corps magmatique sous-plaqué en base de croûte continentale se serait mis en place dans un contexte tectonique intracontinental transtensif. Le magmatisme basique sous crustal pourrait s'accompagner de flux thermiques susceptibles d'être à l'origine de tels circuits hydrothermaux. Notons que cet épisode hydrothermal se retrouve *pro parte* dans les zircons extraits des enclaves de granulites de HT enclavées dans les laves basiques du volcan Miocène de Bournac, dans le Velay oriental. Ces granulites contiennent des grains de zircon dont les âges s'étalement entre 630 Ma et 150 Ma (Rossi *et al.*, 2006). Bien que les âges compris entre 315 Ma et 280 Ma soient dominants (Laurent *et al.*, 2023), certains sont compris entre 270 Ma et 250 Ma.

8. Conclusion

Cette étude géochronologique sur zircon, monazite et xénotime sur un orthogneiss vellave échantillonné dans le secteur de Chalencon, et dont a également été réalisée une analyse géochimique, apporte la confirmation de l'existence de plusieurs événements géologiques précédemment identifiés dans la chaîne varisque. L'âge du protolith leucogranitique de l'orthogneiss de Chalencon s'accorde avec l'existence d'un épisode de magmatisme Ediacarien-Cambrien inférieur lié à un rifting avorté ayant affecté le continent Pannotia. Dans l'ensemble du Velay, ce magmatisme a une affinité peralumineuse et une « signature » basse pression, impliquant que le rifting aurait provoqué la fusion de parties hautes de la croûte continentale.

Les effets de l'anatexie vellave, vers 300 Ma, sont également décelables dans les compositions isotopiques de la monazite et du xénotime, mais sans indices visibles sur le terrain. Enfin, ces minéraux ont également enregistré un événement hydrothermal d'âge Permien supérieur à l'origine d'importantes circulations de fluides déjà mises en évidence dans d'autres secteurs du Velay. **Cet épisode est clairement sans relation avec l'orogenèse varisque.** Plusieurs interprétations sont envisageables, par exemple il pourrait être relié à un événement intraplaque, comme suggéré par O. Féménias *et al.* (2003), mais il pourrait aussi être attribué à la fermeture de la Paleotéthys, bien que située à plusieurs centaines de km à l'est du Massif central.

Finalement, et de manière un peu surprenante, on peut noter qu'aucun élément de nos datations ne témoigne de l'épisode tectono-métamorphique varisque majeur de la limite Dévonien-Carbonifère (phase D2 de Faure *et al.*, 2009). Son empreinte dans l'orthogneiss de Chalencon est néanmoins suggérée par des structures tectoniques d'échelle macroscopique (foliation, linéation). D'une manière plus générale, ce travail confirme la nécessité de coupler des résultats géochronologiques et données de cartographie de terrain et de pétrologie pour interpréter les âges radiométriques.

Remerciements

Les auteurs remercient Jean-Marc Montel, Philippe Rossi et Jean-Paul Passeron pour leurs commentaires constructifs qui ont contribué à améliorer cet article.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Alexandrov P., Floc'h J.-P. Cuney M., Cheilletz A.** (2001) - Datation U-Pb à la microsonde ionique des zircons de l'unité supérieure de gneiss dans le Sud Limousin, Massif central. *C. R. Acad. Sci.*, 332, 625–632.
- Autran A., Cogné J.** (1980) - La zone interne de l'orogène varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. In : J. Cogné et M. Slansky (eds.) *Géologie de l'Europe*, Mém. BRGM, 108, 90-111.
- Barbey P., Villaros A., Marignac C., Montel J.-M.** (2015) - Multiphase melting, magma emplacement and P-T-time path in late-collisional context: the Velay example (Massif Central, France). *Bull. Soc. Géol. France*, 186, 93–116.
- Bé Mézème E., Cocherie A., Faure M. Legendre O., Rossi P.** (2006) - Electron microprobe monazite geochronology: a tool for evaluating magmatic age domains. Examples from the Variscan French Massif Central. *Lithos*, 87, 276–288.
- Bernard-Griffiths J., Peucat J.J., Sheppard S., Vidal P.** (1985) - Petrogenesis of Hercynian leucogranites from the southern Armorican Massif: contribution of REE and isotopic (Sr, Nd, Pb and O) geochemical data to the study of source rock characteristics and ages. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 74, 235–250.
- Beurrier M.** (1976) - Lithostratigraphie, métamorphisme et granitisation des formations cristallophylliennes de la région de Lamastre (Ardèche), Massif central français. Partie II : secteur médian et formations sombres. Thèse de spécialité, Univ. de Lyon, 141 pp.
- Briand B., Chenevoy M., Mergoil J., Ferraud J.** (1979) - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Lamastre (817), notice explicative. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 26 p.
- 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, 997–1000.
- Caen-Vachette M., Couturié J.-P., Fernandez A.** (1982) - Ages radiométriques des granites anatectiques et tardimigmatitiques du Velay (Massif Central français). *C. R. Acad. Sci. IIA*, 294, 135–138.
- Caron C.** (1994) - Les minéralisations Pb-Zn associées au Paléozoïque inférieur d'Europe méridionale. Traçage isotopique Pb-Pb des gîtes de l'Iglesiente (SW Sardaigne) et des Cévennes et évolution du socle encaissant par la géochronologie U-Pb, 40Ar-39Ar et K-Ar. Thèse, Université de Montpellier II, 288 p.
- Chantraine J., Autran A., Cavelier C.** (2003) - Carte géologique de la France à l'échelle du Millionième, 6^{ème} édition révisée. Version électronique. BRGM, Orléans.
- Chappell B.W., White A.J.R.** (1974) - Two contrasting granite types. *Pacific Geol.*, 8, 173–174.
- Chelle-Michou C., Oscar Laurent O., Moyen J.-F., Block S., Paquette J.-L., Couzinié S., Gardien V., Vanderhaeghe O., Villaros A., Zeh A.** (2017) - Pre-Cadomian to late-Variscan odyssey of the eastern Massif Central, France: Formation of the West European crust in a nutshell. *Gondwana Res.*, 46, 170–190.
- Chenevoy M.** (1975) - Les terrains cristallins du Vivarais : quelques problèmes et résultats – *C.R. 98^e Congr. Nat. Soc. Sav. Saint-Etienne* (1973), I, 425–434.
- Chenevoy M., Beurrier M., Passeron J.-P., Mergoil J., Michon G.** (1979a) - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Lamastre (817). Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans, France.
- Cocherie A.** (1978) - Géochimie des terres rares dans les granitoïdes. Thèse 3^{ème} Cycle. Rennes, 116 p.
- Couzinié S., Scarrow J.H., Marignac C.** (2014) - Temporal relationships between Mg-K mafic magmatism and catastrophic melting of the Variscan crust in the southern part of Velay complex (Massif Central, France). *J. Geosci.*, 59, 69–86.
- Couzinié S., Laurent O., Poujol M., Mintrone M., Chelle-Michou C., Moyen J.-F., Bouilhol P., Vezinet A., Marko L.** (2017) - Cadomian S-type granites as basement rocks of the Variscan belt (Massif Central, France): Implications for the crustal evolution of the north Gondwana margin. *Lithos*, 286–287, 16–34.
- Couzinié S., Laurent O.** (2021) - U-Pb zircon dating of the Montredon-Labessonnié orthogneiss by LA-ICP-MS: new evidence for late Ediacaran crustal melting in the French Massif Central. *Géologie de la France*, 2, 24–31.
- Couzinié S., Bouilhol P., Laurent O., Marko L., Moyen J.-F.** (2021) - When zircon drowns: Elusive geochronological record of water-fluxed orthogneiss melting in the Velay dome (Massif Central, France). *Lithos*, 384–385, 05938.
- Demange M., Guérangé-Lozes J., Guérangé B.** (1996) - Carte géol. France (1/50000), feuille Lacaune (987). Orléans: BRGM. Notice explicative par M. Demange, J. Guérangé-Lozes, B. Guérangé et coll. (1995).
- Didier A., Bosse V., Boulvais P., Bouloton J., Paquette J.-L., Montel J.-M., Devidal J.-L.** (2013) - Disturbance versus preservation of U-Th-Pb ages in monazite during fluid–rock interaction: textural, chemical and isotopic in situ study in microgranites (Velay Dome, France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 165, 1051–1072.
- Ducrot J., Lancelot J.-R., Reille, J.** (1979) - Datation en Montagne Noire d'une phase majeure d'amincissement crustal caractéristique de l'Europe Varisque. *Bull. Soc. Géol. France*, 24, 501–505.
- Dupraz J., Didier J.** (1988) - Le complexe anatectique du Velay (Massif central français): structure d'ensemble et évolution géologique. *Géologie de la France*, 4, 73–88.
- Durand, J.** (1976) - Lithostratigraphie, métamorphisme et granitisation des formations cristallophylliennes de la région de Lamastre (Ardèche), Massif central français. Partie III : secteur occidental et géochronométrie. Thèse de spécialité, Univ. de Lyon.
- Duthou J.-L., Cantagrel J.-M., Didier J., Vialette Y.** (1984) - Paleozoic granitoids from the French Massif Central: age and origin studied by 87Rb/ 87Sr system. *Physics of the Earth Planet. Int.*, 35, 131–144.

- Faure M., Bé Mézème E., Duguet M., Cartier C., Talbot J.-Y.** (2005) - Paleozoic tectonic evolution of medio-europa from the example of the French Massif Central and Massif Armorican. *J. Virtual Explor.*, 19, 1–25.
- Faure M., Lardeaux J.-M., Ledru D.** (2009) - A review of the pre-Permian geology of the French Massif Central. *C. R. Géosci.*, 341, (2-3), 202–213.
- Faure M., Cocherie A., Bé Mézème E., Charles N., Rossi P.** (2010) - Middle Carboniferous crustal melting in the Variscan Belt: New insights from U–Th–Pb total monazite and U–Pb zircon ages of the Montagne Noire Axial Zone, (southern French Massif Central). *Gondwana Res.*, 18, 653–673.
- Faure M.** (2020) - Structure et évolution pré-permienne du Massif central français. Site Planet-Terre ENS Lyon. Partie 3. <https://planet-terre.ens-lyon.fr/article/MCF-pre-Permien-magmatisme-geodynamique.xml>.
- Faure M., Ferrière J.** (2022) - Reconstructing the Variscan Terranes in the Alpine Basement: Facts and Arguments for an Alpidic Orocline. *Geosci.*, 12, 65. <https://doi.org/10.3390/geosciences12020065>.
- Féménias O., Coussaert N., Bingen B., Whitehouse M., Mercier J.-C., Demaiffe D.** (2003) - A Permian underplating event in late-to post-orogenic tectonic setting. Evidence from the mafic–ultramafic layered xenoliths from Beaunit (French Massif Central). *Chem. Geol.*, 199, 293–315.
- Forestier F.-H.** (1961) - Métamorphisme hercynien et anté-hercynien dans le bassin du Haut-Allier (Massif central français). Thèse d'État, Univ. Clermont-Ferrand, 2 vol., 300 p.
- Gardien V., Martelat J.-E., Leloup P.-H., Mahéo G., Bevillard B., Allemand P., Monié P., Paquette J.-L., Grosjean A.-S., Faure M., Chelle-Michou C., Fellah C.** (2021) - Fast exhumation rate during late orogenic extension: The new timing of the Pilat detachment fault (French Massif Central, Variscan belt). *Gondwana Res.*, 103, 260–275.
- Gay M., Duthou J.-L., Chenevoy M.** (1992) - Âges isotopiques Rb-Sr des leucogranites du Nord-Vivarais (Massif central) et conséquences géodynamiques. *Géologie de la France*, 2, 3-7.
- Green E.C.R., White R.W., Diener J.F.A., Powell R., Holland T.J.B., Palin R.M.** (2016) - Activity-composition relations for the calculation of partial melting equilibria in metabasic rocks. *J. Metam. Geol.*, 92, 1181–1189.
- Green T.H.** (1976) - Experimental generation of cordierite- or garnet-bearing granitic liquids from a pelitic composition. *Geology*, 4, 85–88.
- Guérangé-Lozes J., Demange M., Mouline M.** (2013) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Castres (986). Orléans : BRGM, 170 p. Carte géologique par Guérangé-Lozes J., Demange M., Mouline M. (2013).
- Hamel J., Allègre C.** (1976) - Hercynian orogeny in the Montagne Noire (France). Application of 87Rb–87Sr systematics. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87, 1429–1442.
- Harrison T.M., Watson E.B.** (1983) - Kinetics of zircon dissolution and zirconium diffusion in granitic melts of variable water content. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 84, 66–72.
- Hayden L.A., Watson E.B.** (2007) - Rutile saturation in hydrous melts and its bearing on Ti-thermometry of quartz and zircon. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 258, 561–568.
- Jegouzo P., Peucat J.-J., Audren C.** (1986) - Caractérisation et signification géodynamique des orthogneiss calco alcalins d'âge Ordovicien en Bretagne méridionale. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), II, 5, 839–849.
- Lafon J.M.** (1984) - La granodiorite de Caplongue, nouveau témoin d'un magmatisme cambrien dans le Rouergue oriental. *C. R. Acad. Sciences*, Sér. 2, 298, 595–600.
- Lardeaux J.-M., Schulmann K., Faure M., Janousek V., Lexa O., Skrzypek E., Edel J.-B., Stipska P.** (2014) - The Moldanubian Zone in French Massif Central, Vosges/Schwarzwald and Bohemian Massif revisited: Differences and similarities. In: K. Schulmann, J.R. Martínez Catalán, J.-M. Lardeaux, V. Janousek, G. Oggiano (eds.) *The Variscan Orogeny: Extent, Timescale and the Formation of the European Crust*. Geol. Soc. London, Special Publications, 405.
- Laumonier B., Marignac C., Cheilletz A., Macaudière J.** (1991) - Relations entre tectoniques superposées, migmatisations et mise en place des granites sur l'exemple de la bordure sud du dôme du Velay (région de Laviolle, Ardèche, France). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 313, 937–944.
- Laurent O., Couzinié S., Zeh A., Vanderhaeghe O., Moyen J.-F., Villaros A., Gardien V., Chelle-Michou C.** (2017) - Protracted, coeval crust and mantle melting during Variscan late-orogenic evolution: U–Pb dating in the eastern French Massif Central. *Int. J. Earth Sci.*, 106, 421–451.
- Laurent O., Couzinié S., Doucet L.** (2023) - Timescales of ultra-high temperature metamorphism and crustal differentiation: Zircon petrochronology from granulite xenoliths of the Variscan French Massif Central. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 611, 118133.
- Ledru P., Lardeaux J.-M., Santallier D., Autran A., Quenardel J.-M., Floc'h J.-P., Lerouge G., Maillet N., Marchand J., Ploquin A.** (1989) - Où sont les nappes dans le Massif central français ? *Bull. Soc. Geol. France*, 8, 605–618.
- Ledru P., Courrioux G., Dallain C., Lardeaux J.-M., Montel J.-M., Vanderhaeghe O., Vitel G.** (2001) - The Velay dome (French Massif Central): melt generation and granite emplacement during orogenic evolution. *Tectonophysics*, 342, 207–237.
- Lévêque M.-H.** (1985) - Mise en évidence d'un témoin d'un socle précambrien dans le Massif Central français: l'orthogneiss des Palanges (Aveyron). *C. R. Acad. Sci. Sér. 2*, 300, 277–282.
- Lochon P.** (1985) - Les métaleucogranites du Haut Vivarais et leur environnement. Évolution et implications géodynamiques. Thèse de 3^{ème} Cycle, Université Claude Bernard, Lyon 1, 236 p. <https://theses.hal.science/tel-02052924/document>.
- Malavieille J., Guihot P., Costa S., Lardeaux J.-M., Gardien V.** (1990) - Collapse of the thickened Variscan crust in the French Massif Central: Mont Pilat extensional shear zone and St-Etienne Late Carboniferous basin. *Tectonophysics*, 177, 139–149.
- Melleton J., Cocherie A., Faure M., Rossi P.** (2010) - Precambrian protoliths and Early Paleozoic magmatism in the French Massif Central: U–Pb data and the North Gondwana connection in the west European Variscan belt. *Gondwana Res.*, 17, 13–25.
- Montel J.-M.** (1993) - A model for monazite/melt equilibrium and application to the generation of granitic magmas. *Chem. Geol.*, 110, 127–146.

Montel J.-M., Abdelghaffar R. (1993) - Les granites tardigranitiques du Velay (Massif central) : principales caractéristiques pétrographiques et géochimiques. *Géologie de la France*, 1, 15-28.

Montel JM, Bouloton J., Veschambre M., Pellier C., Ceret K. (2002) - Age des microgranites du Velay (Massif Central Français). *Géologie de la France*, 11, 5-20.

Mougeot R., Respaut J.-P., Ledru P., Marignac C. (1997) - U-Pb chronology on accessory minerals of the Velay anatetic dome (French Massif Central). *Eur. J. Mineral.*, 9, 141-156. <http://dx.doi.org/10.1127/ejm/9/1/0141>.

Padel M., Álvaro J.J., Clausen S., Guillot F., Poujol M., Chichorro M., Monceret É., Pereira M.F., Vizcaíno D. (2017) - U-Pb laser ablation ICP-MS zircon dating across the Ediacaran-Cambrian transition of the Montagne Noire, southern France. *C. R. Geosci.*, 349, 380-390.

Passeron J.-P. (1976) - Lithostratigraphie, métamorphisme et granitisation des formations cristallophylliennes de la région de Lamastre (Ardèche), Massif central français. Partie I : secteur oriental et formations claires. Thèse de spécialité, Univ. de Lyon, 152 p.

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. France*, 20, 203-208.

Pouclet A., Álvaro J., Bardintzeff J.-M., Gil Imaz A.G., Monceret E., Vizcaíno D. (2017) - Cambrian-early Ordovician volcanism across the South Armorican and Occitan domains of the Variscan Belt in France: Continental break-up and rifting of the northern Gondwana margin. *Geoscience Frontiers*, 8, 25-64.

R'kha Chaham K., Couturié J.-P., Duthou J.-L., Fernandez A., Vitel G. (1990) - L'orthogneiss oeillé de l'Arc de Fix : un nouveau témoin d'âge cambrien d'un magmatisme hyper alumineux dans le Massif Central Français. *C. R. Acad. Sciences, Paris*, 311, 845- 850.

Rossi P., Cocherie A., Fanning M., Deloule E. (2006) - Variscan to eo-Alpine events recorded in European lower-crust zircons sampled from the French Massif Central and Corsica, France. *Lithos*, 87, 235-260.

Rudnick R.L., Gao S. (2003) - The Composition of the Continental Crust. In : H.D. Holland and K.K. Turekian (eds.) *Treatise on Geochemistry*, Vol. 3, The Crust. Elsevier-Pergamon, Oxford, 1-64. <http://dx.doi.org/10.1016/b0-08-043751-6/03016-4>.

Thiéblemont D. (1988) - Le magmatisme paléozoïque en Vendée. Apport de la géochimie des éléments traces et de la pétrologie du métamorphisme à la compréhension du développement orogénique varisque. *Doc. BRGM*, Orléans, 157, 365 p.

Thiéblemont D. (1999) - Discrimination entre magmatismes calco-alcalins mantellique et crustal : l'exemple des Andes. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sci. Terre Planet.*, 329, 243-250.

Thiéblemont D., Tegyey M. (1994) - Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 319, II, 87-94.

Thiéblemont D., Cabanis B., Le Métour J. (1987) - Etude géochimique d'un magmatisme de distension intracontinentale : la série bimodale ordovico silurienne du Choletais (Massif Vendéen). *Bull. BRGM, Géologie de la France*, 1, 65-76.

Thiéblemont D., Guerrot C., Le Métour J., Jézéquel P. (2001) - Le Complexed de Cholet-Thouars: un ensemble volcanoplutonique cambrien au sein du bloc précambrien des Mauges. *Géologie de la France*, 1-2, 7-17.

Thierry J., Marignac C., Ledru P., Reboulet S., Dagain J., Naud G., Roger J., Laumonier B., Vernhet Y. (2014) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Privas (841). Orléans : BRGM, 166 p. Carte géologique par Ledru P. et al. (2014).

Tutusaus J.-P. (1979) - L'horizon leptyno-amphibolique de la série du Vivarais oriental. Etude stratigraphique, pétrographique et géochimique. Thèse 3^e cycle, Univ. de Lyon, 273 p.

Tutusaus J.-P., Piboule M., Briand B. (1980) - Origine des métabasites des leptynites et des matériaux métasédimentaires associés du complexe leptyno-amphibolique du Vivarais oriental. 8e RAST, Marseille, 354.

Vanderhaeghe O., Laurent O., Gardien V., Moyen J.-F., Gébelin A., Chelle-Michou, C., Couzinié S., Villaros A., Bellanger, M. (2020) - Flow of partially molten crust controlling construction, growth and collapse of the Variscan orogenic belt : the geologic record of the French Massif Central. *BSGF - Earth Sciences Bull.*, 191, 25.

Weisbrod A. (1970) - Pétrologie du socle métamorphique des Cévennes médianes (Massif central français). Reconstitution sédimentologique et approche thermodynamique du métamorphisme. Thèse d'Etat, Univ. de Nancy, 4 vol., 530 p.

Wetherill G.W. (1956) - Discordant uranium-lead ages 1: *Trans. Am. Geophys. Union*, 37, 320-326.