



Available online at www.sciencedirect.com

SCIENCE @ DIRECT®

C. R. Geoscience 335 (2003) 1071–1080



Géochimie (Géochronologie)

Datation U–Pb sur zircons des dolérites tholéïtiques pyrénéennes (ophites) à la limite Trias–Jurassique et relations avec les tufs volcaniques dits « infra-liassiques » nord-pyrénéens

Philippe Rossi ^{a,*}, Alain Cocherie ^a, C. Mark Fanning ^b, Yves Ternet ^c

^a BRGM, BP 6009, 45060 Orléans cedex 02, France

^b Research School of Earth Sciences, ANU, Canberra, ACT 0200, Australie

^c 32, place Clemenceau, 65200 Bagnères-de-Bigorre, France

Reçu le 6 mai 2003 ; accepté le 22 septembre 2003

Présenté par Michel Durand-Delga

Résumé

Le magmatisme doléritique tholéïtique (ophites) des Pyrénées a été daté de la limite Trias–Jurassique, en vallée d’Aspe, à 199 ± 2 Ma, par la méthode U–Pb sur zircon (SHRIMP). Il y a synchronisme vraisemblable de mise en place des ophites et des tufs dits « infra-liassiques » nord-pyrénéens de Ségalas. Les ophites appartiennent à la province magmatique de l’Atlantique central et sont reliées à la fracturation précédant l’ouverture de l’océan Atlantique. **Pour citer cet article : P. Rossi et al., C. R. Geoscience 335 (2003).**

© 2003 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Abstract

U–Pb zircon SHRIMP dating of Pyrenean tholeiitic dolerites (ophites): evidence for an age encompassing the Trias–Jurassic limit and relationships with earliest North Pyrenean ‘Infraliassic’ tuffs. The tholeiitic doleritic magmatism (ophites) in the Aspe valley of the Pyrenees has been dated on the Triassic–Jurassic boundary (199 ± 2 Ma) by the U–Pb method on zircon (SHRIMP). Emplacement of the ophites was probably synchronous with that of the earliest ‘Infraliassic’ Ségalas tuffs. The ophites are thus related to the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) whose emplacement linked with the fracturing of Pangea, preceded the opening of the Atlantic Ocean. **To cite this article: P. Rossi et al., C. R. Geoscience 335 (2003).**

© 2003 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Mots-clés : ophites ; dolérites tholéïtiques ; tufs ; limite Trias–Jurassique ; datation zircon U–Pb ; Pyrénées

Keywords: ophites; tholeiitic dolerites; Tuffs; Trias–Jurassic boundary; U–Pb zircon dating; Pyrenees

Abridged English version

The ophites of the Pyrenees (Fig. 1) are tholeiitic dolerite sills [2,3]. An age at about the Triassic–Liassic

* Auteur correspondant.

Adresse e-mail : p.rossi@brgm.fr (P. Rossi).

boundary had been previously attributed [16,29], confirmed by K–Ar dating of plagioclase at 195 ± 8 and 197 ± 7 Ma [20]. A Cretaceous age [18] for the ophites was, until recently, not considered as justified because of the studies cited above. A Palaeocene attribution for the ophites in the Bedous region, affirmed as a result of the observation of Late Cretaceous turbidites metamorphosed at their contact [10], and a $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K/Ar Palaeocene age [19] of phlogopites from metamorphic dolomitic limestones, and of plagioclase and amphibole from ophites has, however, reopened the discussion [24]. New structural and micropalaeontological investigations in the Bedous area [4,13] has led to the refutation of observations describing chilled margins of ophites in contact with Cretaceous formations, and even the actual attribution of certain of these formations to the Cretaceous. An ophite sample from the Bedous region [28] has been dated by the U–Pb method on zircon, by ion microprobe (SHRIMP) [30], in order to determine the precise age of these rocks. The ‘Ségalas tuffs’ [11], located, from Ariège to the Basque country, above dated Rhetian and considered [15] as a possible eruptive equivalent of the ophites, were also sampled.

The analysed ophite sample came from Bedous, Aspe Valley. The compositional plot (Table 1, Fig. 2) is comparable to that of other ophites from the Pyrenees [3], the Messejana–Plasencia dyke and more generally from the CAMP [5]. All these rocks display a composition of continental tholeiitic basalts, derived from an enriched mantle with a lower crust contamination [1,5]. Zircons are rare and small in size (several tens to about a hundred μm). It was possible to separate about fifty grains in all, mostly type D and P5 [23] along with some large zircons of type S2 and S22. The age obtained (Fig. 3, Table 2) from the D and P5 zircons is 198.7 ± 2.1 Ma. The emplacement of the ophites thus straddles the Triassic–Jurassic boundary [22]. Inherited zircons (S2 and S22) were dated at 2015 ± 24 and 537 ± 7 Ma. They are the result of assimilation of a crustal component [1,5] and/or interaction with surrounding formations during emplacement of the dolerites.

The tuffs, sampled on Bosmendiette crest area, are highly altered. On the multi-element diagram (Fig. 2), the curve that represents the tuff can be compared to that of the ophites for elements between P and Yb, as previously proposed [9]. However, the

tuff shows a clear enrichment of LILE (5 to 10 times) compared to the ophites, probably the result of more significant crustal contamination. About forty grains smaller than $40 \mu\text{m}$ were separated out. No crystallization age was obtained for the ‘Ségalas tuff’, probably because the zircons corresponding to this episode were too small to be sampled (Fig. 4, Table 2). However, the inherited population is extremely varied and comes from formations whose ages range from Paleoproterozoic to Palaeozoic (2092 to 381 Ma). The distribution of these ages is characteristic of the European crust [14].

The doleritic tholeiitic magmatism of the Pyrenees was thus emplaced in the vicinity of the Triassic–Jurassic boundary. The emplacement of the ophites was synchronous with that of the ‘Ségalas tuffs’. The K–Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ datings indicating a Danian age [10,19] for minerals in the ophites and their immediate environment do result from a resetting of the isotopic system during later Alpine thermotectonic events. The presence of relict inherited zircons in the ophites supports the hypothesis that a continental contaminant was present in the composition of the tholeiitic magma [1,3,5]. The emplacement of the ophites has to be related to the CAMP [8] whose emplacement was linked with the fracturing of the Pangea and preceded the opening of the Atlantic Ocean [1,3].

1. Introduction

Les ophites des Pyrénées sont des dolérites tholéiitiques [2] (Fig. 1). Reconnues par Palassou [21], elles forment des *sills* pouvant atteindre une centaine de mètres de puissance et d’envergure kilométrique. Leur localisation quasi-systématique dans l’environnement des formations du Trias supérieur (Keuper), a fait supposer, depuis longtemps [16,29], une mise en place voisine de la limite Trias–Lias. En outre, des datations K–Ar d’ophites provenant de sondages réalisés dans les régions d’Auch et de Louslitges, à l’écart du métamorphisme alpin, avaient fourni des âges fiables sur plagioclase à 195 ± 8 et 197 ± 7 Ma [20]. La mise en place des ophites était ainsi reliée à la fracturation ayant précédé l’ouverture de l’océan Atlantique, à la manière du grand dyke de Messejana–Plasencia (MP) dans la péninsule ibérique [1]. Un âge Crétacé pour

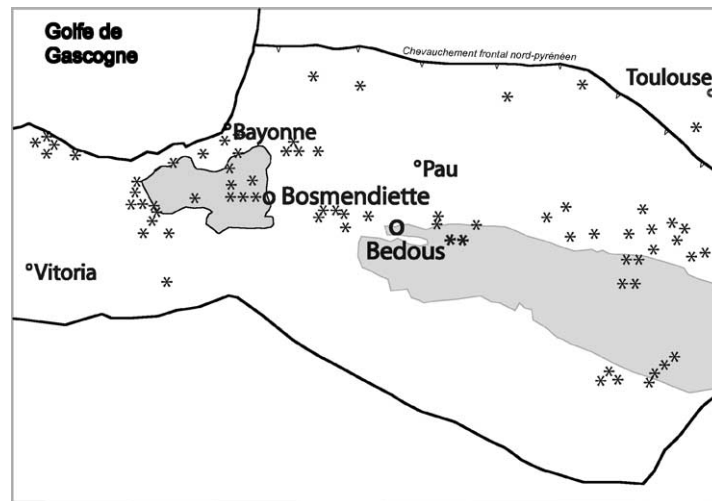


Fig. 1. Extension du domaine d’affleurement des ophites dans les Pyrénées et localisation des échantillons datés. Astérisques : principaux gisements d’ophites (à l’affleurement ou en sondages) d’après [3]; zone grisée : socle paléozoïque.

Fig. 1. Ophiolite exposure in the Pyrenees and location of the dated samples. Asterisks: main ophiolite occurrences (outcrops and drillings), drawn from [3]; grey: Palaeozoic basement.

les ophites avait bien été proposé [18], mais il n’était plus considéré comme justifié, à la suite des travaux cités plus haut. Toutefois, l’attribution au Paléocène d’ophites de la région de Bedous (vallée d’Aspe) récemment affirmée, à la suite de l’observation de turbidites rapportées au Crétacé supérieur et métamorphosées à leur contact [10], ainsi qu’à la datation géochronologique $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et K–Ar [19] de phlogopites de calcaires dolomitiques métamorphiques ainsi que de plagioclases et d’amphiboles d’ophites, est venue rouvrir ce dossier [24].

Un nouvel examen structural et des datations micropaléontologiques du secteur de Bedous [4,13] ont toutefois amené à réfuter les observations qui décrivaient des bordures figées d’ophites au contact de formations crétacées, voire l’attribution même au Crétacé de ces formations. Afin de préciser l’âge de ces roches, en s’affranchissant de discussions sur la réouverture possible du système isotopique K–Ar, un échantillon d’ophites de la région de Bedous a été daté par la méthode U–Pb sur zircon. Un niveau de tufs « infraliasiques » [11], qui affleure, de façon discontinue, depuis l’Ariège jusqu’à la région de Saint-Jean-Pied-de-Port, et qui a été considéré dès Lacroix [15] comme un équivalent éruptif possible des ophites, a aussi été échantillonné pour des comparaisons chronologique et géochimique avec ces dernières.

2. Environnement géologique et caractéristiques minéralogiques et géochimiques de l’échantillonnage

2.1. Les ophites

L’échantillon daté a été prélevé à 500 m au NNW de Bedous, en rive gauche du Gave d’Aspe (coordonnées Lambert zone 3, $X = 360\,000$, $Y = 3\,082\,375$, carte géologique Laruns–Somport [28]). La roche prélevée présente une texture doléritique à clinopyroxène, amphibole, plagioclase (cœurs An 67–60) et oxydes ferro-titanés. Les grands cristaux de clinopyroxène ont une composition d’endiopside (Wo 42, En 49, Fs 9) avec une teneur en Cr_2O_3 de 0,22 à 0,54% et une faible teneur en Al_2O_3 de 1,8 à 2,4%. Ces pyroxènes chromifères sont présents dans tous les faciès, à l’exception des pegmatoïdes [2]. Les zircons présentent une forte elongation, leur taille varie de quelques dizaines de μm à 150 μm selon l’axe c ; ils sont toujours limpides et de couleur lilas. Sur une cinquantaine de grains séparés, la majorité (95%) présentent une morphologie de type D et P5 [23], caractéristique de roches basiques; quelques gros zircons de type S2–S22 ont aussi été isolés. Le spectre de l’échantillon, normalisé par rapport au manteau primitif [26] dans un diagramme multi-élémentaire (Tableau 1, Fig. 2),

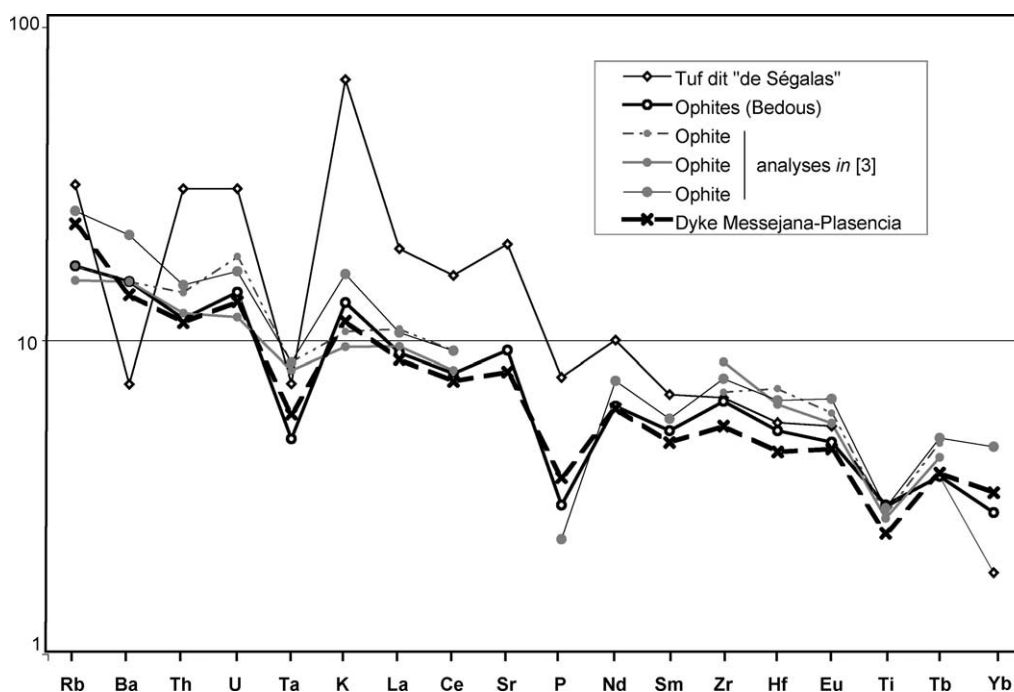


Fig. 2. Diagramme multi-élémentaire des ophites et du tuf dit « de Ségalas », la normalisation étant effectuée par rapport au manteau primitif. La séquence des éléments est rangée par ordre d'incompatibilité croissante par rapport au manteau primitif [25]. Les courbes représentatives pour comparaisons sont celles de tholéïites : ophites des Pyrénées [3] et dolérites du dyke de Messejana–Plasencia (analyse 36 correspondant à la terminaison nord-est du dyke) [5].

Fig. 2. Multi-element diagram of the ophites and the 'Ségalas tuffs', normalized with respect to primitive mantle. The sequence of elements is ranked in order of increasing incompatibility with respect to primitive mantle, according to [25]. Representative curves for comparisons are tholeiites: ophites from the Pyrenees [3] and dolerite from the Messejana–Plasencia dyke [5] (analysis 36 corresponding to the northeastern ending of the dyke).

se positionne au sein de l'enveloppe de composition d'ophites pyrénéennes (données in [3]). Ces spectres sont identiques à ceux de basaltes tholéïtiques continentaux typiques, comme ceux du dyke de MP [5], et plus généralement tous ceux de la province magmatique de l'Atlantique central (CAMP). Tous ces basaltes, qui présentent une anomalie négative en Ta, P et Ti et un enrichissement relatif en LILE, résulteraient de la fusion d'un manteau enrichi et auraient ensuite assimilé de la croûte inférieure granulitique [1] dans une proportion estimée à 10 % pour ce qui est du dyke de MP [5].

2.2. Les tufs « infraliasiques »

Les tufs se situent stratigraphiquement au-dessus de calcaires rhétiens à *Avicula contorta*. Plus à l'est, dans l'Ariège, ces tufs du lieu-dit « Ségalas », inter-

calés dans des niveaux carbonatés fossilifères, étaient rapportés sans argument paléontologique précis à l'Hettangien inférieur [11]; un chimisme trachytique leur avait été d'abord attribué [12], avant que ne soit montrée leur parenté avec les ophites [9]. L'échantillon analysé provient de la crête de Bosmendienette, au sud-ouest de Tardets (Pyrénées-Atlantiques), sur la route de Lacarry. Ces tufs sont très altérés : en lame mince, on y observe des fragments de verre palagonitique et des clastes de calcaire avec des traces de magnétite, pyrite automorphe hématitisée, rutile et quelques zircons. L'analyse chimique ne fournit qu'une indication sur la composition du magma d'origine, dans la mesure où le tuf a une structure hétérogène et qu'il renferme encore des microclastes d'encaissant. Son état d'altération générant une perte au feu (10%) très importante, l'analyse chimique (Tableau 1) a été recalculée à sec : les éléments majeurs ne

Tableau 1

Analyse chimique des éléments majeurs (FX) et en traces (ICP–MS) de l'échantillon d'ophite de Bedous et du « tuff de Ségalas » de Bosmendiette

Table 1

Chemical analysis of major (FX) and trace (ICP–MS) elements of the ophite from Bedous and the 'Ségalas tuff' from Bosmendiette

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P.F. recalc.	Total	
Tuf de Ségalas	49,98	15,54	16,06	0,11	9,57	4,72	0,43	2,42	0,94	0,23	à sec	100,00	
Ophite de Bedous	50,50	14,70	10,95	0,18	7,30	12,00	1,90	0,47	0,96	0,09	0,96	100,01	
	U	Th	Ta	Nb	Hf	Zr	Cr	Co	Ni	Rb	Sr	Ba	Y
Tuf de Ségalas	1,8	2,6	0,3	5,7	1,7	74	80	21	39	20	429	51	11,6
Ophite de Bedous	0,3	1	0,2	5,2	1,6	72	171	43	69	11	197	108	14,4
	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Tm	Yb	Lu			
Tuf de Ségalas	13,5	28,7	13,6	3	0,9	2,6	0,4	0,2	0,9	0,1			
Ophite de Bedous	6,3	14	8,4	2,3	0,8	2,6	0,4	0,2	1,4	0,2			

peuvent donc pas être utilisés pour qualifier la nature de la roche. En revanche, dans le diagramme multi-élémentaire (Fig. 2), la courbe représentative est comparable à celle des ophites (éléments compris entre P et Yb); dans les tufs comme dans les ophites, on remarque la présence d'une même nette anomalie négative en Ta. En revanche, le tuf montre un net enrichissement (de 5 à 10 fois) en LILE par rapport aux ophites, ce qui peut résulter d'une différenciation, d'une contamination crustale et/ou de la présence de microclastes. Ces résultats suggèrent toutefois, sur la base de la composition des terres rares (sauf La et Ce, qui peuvent être enrichis à cause des clastes de calcite, ainsi que Sr) et des éléments de transition, une parenté entre les tufs et les ophites, comme cela a déjà été proposé [9], mais ils ne permettent pas de préciser les modalités de leur filiation. Les zircons sont rares : une quarantaine de grains de taille allant de quelques dizaines à 60 µm ont été isolés. Le mauvais état de leur surface n'a pas permis d'établir une typologie.

3. Datations et interprétation des résultats

3.1. Les ophites

L'âge obtenu (Tableau 2 ; Fig. 3) sur les zircons de type D et P5 est de $198,7 \pm 2,1$ Ma, proche de celui obtenu par la méthode K–Ar sur plagioclases [20]. La limite Trias–Jurassique a été datée à $199,6 \pm 0,3$ Ma [22], par la datation (U–Pb sur zircon) d'un

tuf intercalé dans des sédiments marins de l'île de Kunga (Colombie britannique). Ces derniers tufs se situent près du sommet de la zone de radiolaires à *Globolaxtorum tozeri*, immédiatement sous la limite Trias–Jurassique. La mise en place et la cristallisation des ophites s'est donc déroulée à la limite Trias–Jurassique. Des zircons reliques de type S2 et S22 ont été datés à 2015 ± 24 Ma et 532 ± 7 Ma. Ils résultent de l'assimilation d'un composant crustal lors de processus de contamination du manteau et/ou du ramonage de formations encaissantes lors de la mise en place des dolérites [1,5]. L'âge des ophites des Pyrénées est comparable à celui du grand dyke de MP, daté entre $198,8 \pm 1,7$ et $204,7 \pm 2,5$ Ma [25]; il démontre que le magmatisme ophitique est bien à rattacher à celui de la CAMP [8] dont la mise en place se situe au voisinage de la limite entre Trias et Jurassique. Les datations K–Ar et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ d'âge Danien des ophites et de leur environnement [19] doivent être attribuées à la réouverture tardive de ce système isotopique.

3.2. Les tufs

Aucun âge absolu correspondant à la cristallisation du « tuf de Ségalas » n'a pu être obtenu, les zircons du magma originel, de trop petite taille, n'ayant pas été isolés lors de la séparation. En revanche, la population héritée est extrêmement variée et provient de formations dont l'âge est compris entre le Paléoproterozoïque et le Paléozoïque supérieur. Les âges des

Tableau 2

Données U–Pb sur zircons pour l'ophite de Bedous et des zircons hérités du tuf de Ségalas ; les erreurs sont données à $\pm 1\sigma$

Table 2

U–Pb data of zircons from the Bedous ophite and inherited zircons from the Ségalas tuff. The errors are given as $\pm 1\sigma$

Point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{206}\text{Pb}^*$ (ppm)	$^{204}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	f_{206} % (b)	Total			Radiogénique		Âge (Ma)		
							$^{238}\text{U}/$ ^{206}Pb	\pm (a)	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	\pm	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	\pm (c)	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	\pm
<i>Ophite de Bedous</i>														
1,1	2157	2510	1,16	61,3	0,000304	0,58	30,221	0,404	0,0549	0,0009	0,0329	0,0004	208,7	2,8
2,1	2876	4155	1,45	81,4	0,000018	0,00	30,356	0,388	0,0503	0,0004	0,0329	0,0004	208,9	2,6
3,1	1610	2242	1,39	43,4	0,000091	0,12	31,871	0,438	0,0510	0,0005	0,0313	0,0004	198,9	2,7
4,1	348	126	0,36	110,5	0,000000	0,67	2,707	0,039	0,1299	0,0006	0,3670	0,0060	2015	28
5,1	1406	2007	1,43	37,7	0,000085	0,01	32,053	0,420	0,0501	0,0005	0,0312	0,0004	198,0	2,6
6,1	149	43	0,29	11,1	–	0,33	11,596	0,184	0,0607	0,0012	0,0859	0,0014	531,5	8,2
7,1	1904	1800	0,95	52,1	–	< 0,01	31,375	0,427	0,0499	0,0005	0,0319	0,0004	202,3	2,7
8,1	1499	1890	1,26	40,3	0,000076	0,09	31,927	0,416	0,0508	0,0005	0,0313	0,0004	198,6	2,6
9,1	1445	1937	1,34	42,6	0,000016	0,19	29,147	0,384	0,0520	0,0006	0,0342	0,0005	217,1	2,8
10,1	1155	2178	1,89	30,9	–	0,10	32,146	0,425	0,0508	0,0006	0,0311	0,0004	197,3	2,6
2,2	1322	1270	0,96	35,3	–	0,09	32,171	0,426	0,0508	0,0007	0,0311	0,0004	197,1	2,6
5,2	949	1230	1,30	26,7	0,000205	0,24	30,521	0,410	0,0522	0,0007	0,0327	0,0004	207,3	2,8
<i>Tuf dit « de Ségalas »</i>														
1,1	299	183	0,61	24,7	0,000883	0,99	10,386	0,147	0,0676	0,0008	0,0953	0,0014	587,0	8,1
2,1	91	140	1,53	29,3	–	< 0,01	2,672	0,049	0,1228	0,0011	0,3760	0,0078	2058	37
3,1	316	260	0,82	17,2	–	< 0,01	15,790	0,228	0,0543	0,0009	0,0634	0,0009	396,0	5,6
4,1	110	494	4,50	5,7	–	0,05	16,404	0,283	0,0547	0,0018	0,0609	0,0011	381,3	6,5
5,1	35	30	0,88	4,6	0,000876	< 0,01	6,574	0,144	0,0685	0,0019	0,1523	0,0035	913,9	19,3
6,1	71	41	0,58	24,2	0,000107	< 0,01	2,512	0,059	0,1300	0,0012	0,4005	0,0110	2171	51
7,1	1719	814	0,47	142,5	–	0,13	10,364	0,149	0,0608	0,0003	0,0964	0,0014	593,0	8,3
8,1	351	532	1,52	32,6	–	< 0,01	9,244	0,131	0,0601	0,0007	0,1084	0,0016	663,3	9,1
9,1	666	330	0,49	55,0	0,000044	0,10	10,397	0,138	0,0605	0,0005	0,0961	0,0013	591,4	7,6
10,1	317	142	0,45	36,7	0,000107	< 0,01	7,410	0,103	0,0653	0,0006	0,1351	0,0019	817,1	11,0
11,1	1357	118	0,09	140,0	0,000034	< 0,01	8,324	0,110	0,0626	0,0004	0,1203	0,0016	732,3	9,3
12,1	260	219	0,84	14,1	–	0,12	15,908	0,271	0,0555	0,0010	0,0628	0,0011	392,6	6,6
13,1	2048	308	0,15	556,2	0,000089	2,33	3,163	0,042	0,1264	0,0002	0,3087	0,0046	1734	22
14,1	649	104	0,16	43,1	0,000105	0,02	12,934	0,188	0,0569	0,0006	0,0773	0,0011	480,0	6,8
15,1	73	55	0,76	26,4	–	< 0,01	2,364	0,042	0,1299	0,0013	0,4310	0,0092	2310	41

(Continued)

Tableau 2 (Continued)

Point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	Pb* (ppm)	²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb	<i>f</i> ₂₀₆ % (b)	Rapports radiogéniques						Âges (Ma)						Conc. %	
							²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (d)	±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U (d)	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb (d)	±		
<i>Ophite de Bedous (zircons hérités)</i>																				
4,1	348	126	0,36	111	0,000000	0,00	0,3994	0,0052	6,617	0,102	0,1299	0,0008	2027	25	2062	14	2097	11	97	
<i>Tuf de Ségalas (zircons hérités)</i>																				
2,1	91	140	1,53	29,3	0,000000	< 0,01	0,3743	0,0067	6,337	0,132	0,1228	0,0013	2050	31	2024	18	1997	19	103	
6,1	71	41	0,58	24,2	0,000110	0,16	0,3981	0,0091	7,108	0,191	0,1295	0,0018	2160	42	2125	24	2091	24	103	
13,1	2048	308	0,15	556,2	0,000090	0,13	0,3162	0,0041	5,449	0,074	0,1250	0,0004	1771	20	1893	11	2029	6	87	
15,1	73	55	0,76	26,4	0,000000	< 0,01	0,3797	0,0060	6,800	0,127	0,1299	0,0013	2075	28	2086	16	2097	17	99	

Notes :

- (a) L'erreur due à la calibration U/Pb à l'aide du zircon standard était de 0.24% pour cette session (elle est prise en compte dans le tableau).
 (b) *f*₂₀₆% désigne le % de ²⁰⁶Pb commun.
 (c) Correction du Pb commun à l'aide des rapports mesurés ²³⁸U/²⁰⁶Pb et ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb selon Tera et Wasserburg [27] et développée dans Williams [30].
 (d) Correction du Pb commun à l'aide du rapport mesuré ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb.
 (e) % Cond. désigne le degré de concordance de l'analyse.

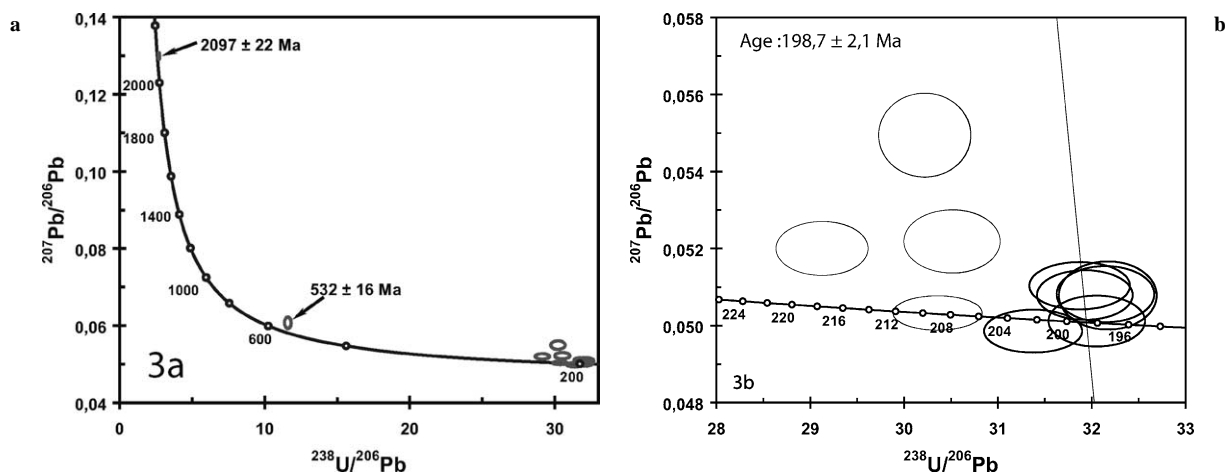


Fig. 3. Diagramme Concordia pour l'ensemble des points analytiques enregistrés sur les zircons des ophites. (a) Les zircons hérités sont datés à 2097 ± 22 et 532 ± 16 Ma, les zircons cogénétiques des ophites se regroupent sur la Concordia autour de 200 Ma. (b) L'ensemble des dix points analytiques enregistrés sur les zircons des ophites. Quatre points analytiques montrent une légère contribution de Pb radiogénique hérité. Dans la limite de l'erreur à 2σ , les ellipses des six points analytiques conservés sont concordantes. Par ailleurs, ils définissent une droite passant par ces points et issue de la valeur du Pb commun à 200 Ma ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0,8467$ pour $U = 0$ ppm). L'intersection de cette droite avec la Concordia définit un âge de cristallisation des zircons à $198,7 \pm 2,1$ Ma.

Fig. 3. Concordia diagram for all analytical points recorded for the ophite zircons. (a) Inherited zircons were dated at 2097 ± 22 and 532 ± 16 Ma. The ages of zircons cogenetic with ophites are clustered around 200 Ma. (b) All 10 analytical points recorded for the ophite zircons. Four points denotes a slight contribution of inherited radiogenic Pb. Within a 2σ limit of error, the ellipses plot along a straight line based on the value of common Pb ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0,8467$ for $U = 0$ ppm) in the Hercynian and, moreover, its intersection with the Concordia defines a crystallization age of the zircons of 198.7 ± 2.1 Ma.

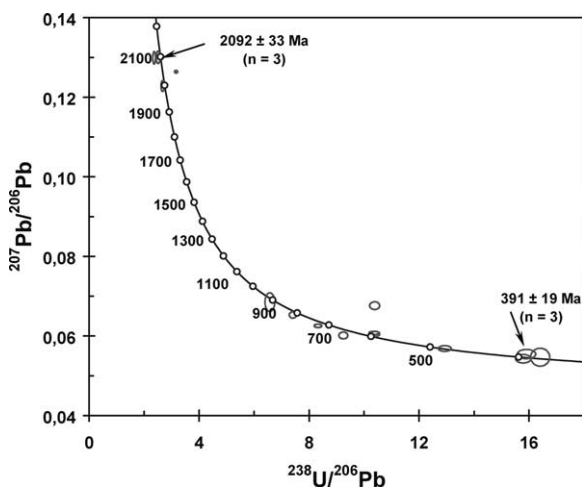


Fig. 4. Diagramme Concordia des populations de zircons hérités du « tuf de Ségalas ».

Fig. 4. Concordia diagram of inherited zircon populations from the 'Ségalas tuffs'.

zircons hérités datés sont (Tableau 2; Fig. 4) : Paléoprotérozoïque : 2092 Ma ($n = 3$), 2029 Ma; Néo-

protérozoïque (Grenville) : 914 , 817 Ma; (Panafri-cain) : 732 , 663 , 590 Ma ($n = 3$); Paléozoïque : 480 , 391 Ma ($n = 3$). Les gammes d'âges obtenues sont comparables à celles déjà décrites dans la croûte européenne [14]. Ces résultats confortent en outre l'hypothèse émise plus haut, considérant que l'enrichissement en LILE du magma à l'origine des tufs résulte très vraisemblablement de phénomènes d'assimilation de croûte continentale.

4. Conclusions

Les ophites de Bedous sont clairement datées de la limite Trias–Lias. Les hypothèses d'un âge Paléocène des ophites qui résultaient soit d'observations de terrain [10] erronées, soit de l'interprétation inadéquate d'âges isotopiques [19], doivent donc être abandonnées. En revanche, la présente étude géochronologique n'a pas permis de dater les « tufs de Ségalas ». Néanmoins, l'âge U–Pb des ophites et l'âge stratigraphique des tufs sont compatibles avec l'hypothèse de leur syn-

chronisme de mise en place. La comparaison de leurs spectres élémentaires permet, en outre, de rechercher un lien génétique entre ces formations. L'ensemble de ce magmatisme est donc à relier à celui de la CAMP, dont la mise en place a précédé la rupture de la Pangée. La présence de zircons reliques hérités dans les ophites conforte l'hypothèse de la participation d'un composant crustal dans la genèse de ces magmas, lors de processus de contamination du manteau, et/ou du ramonage de formations encaissantes, lors de la mise en place des dolérites [1,5].

Remerciements

Les auteurs remercient Pierre Jézéquel, pour l'identification et la séparation des zircons.

Annexe. Procédure analytique

Les mesures isotopiques ont été réalisées à l'aide de la microsonde ionique (SHRIMP II) de l'Australian National University (Canberra) selon la procédure décrite par Williams [30]. Douze et 16 points analytiques (diamètre de 20 μm) ont été respectivement réalisés sur les zircons pour dater chacune des roches. Les domaines altérés et autres fissures et défauts cristallins sont soigneusement évités, après étude des images des grains obtenues en cathodoluminescence et par microphotographie en lumière transmise. On constate sur le Tableau 2 et sur la Fig. 3 que huit des dix points analytiques des zircons d'ophites restent tout à fait concordants et ne montrent aucune perte de Pb radiogénique. Au contraire, trois points indiquent une perte de Pb* attribuable à des défauts cristallins en relation avec une altération chimique partielle de ces deux zones analysées [7]. Tous les calculs ont été faits à 2σ (95% de limite de confiance) à l'aide du programme ISO-PLOT/EX (version 2.34) de Ludwig [17], alors que les incertitudes sont fournies à 1σ dans le Tableau 2. De la même manière, les ellipses d'erreur sont données à 1σ pour faciliter la lecture des Figs. 3 et 4. En raison de la grande variabilité du rapport $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ en fonction de l'âge durant le Phanérozoïque et en raison de l'imprécision sur la mesure du pic ^{204}Pb pour les basses teneurs en Pb, la correction du Pb commun (Tableau 2) a été faite à partir des rapports mesurés $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ et

$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ selon Tera et Wasserburg [27], développée par Claoué-Long et al. [6].

Références

- [1] C. Alibert, A Sr–Nd isotope and REE study of the Late Triassic dolerites from the Pyrenees (France) and the Messajena Dyke (Spain and Portugal), *Earth Planet. Sci. Lett.* 73 (1985) 81–90.
- [2] B. Azambre, M. Rossy, M. Lago, Caractéristiques pétrologiques des dolérites tholéitiques d'âge triasique (ophites) du domaine pyrénéen, *Bull. Minéral.* 110 (1987) 379–396.
- [3] D. Béziat, J.-L. Joron, P. Monchoux, M. Treuil, F. Walgenwitz, Geodynamic implications of geochemical data for the Pyrenean ophites (Spain–France), *Chem. Geol.* 89 (1991) 243–262.
- [4] J. Canérot, C. Majesté-Menjoulas, Y. Ternet, Nouvelle interprétation structurale de la « faille Nord-Pyrénéenne » en vallée d'Aspe (Pyrénées-Atlantiques). Remise en question d'un plutonisme ophitique danien dans la région de Bedous, *C. R. Geoscience* (soumis).
- [5] J.M. Cebriá, J. López-Ruiz, M. Doblas, L.T. Martins, J. Munha, Geochemistry of the Early Jurassic Messajena-Plasencia dyke (Portugal–Spain), implications on the origin of the Central Atlantic Magmatic Province, *J. Petrol.* 44 (3) (2003) 547–568.
- [6] J.-C. Claoué-Long, W. Compston, J. Roberts, C.M. Fanning, Two Carboniferous ages: a comparison of SHRIMP zircon dating with conventional zircon ages and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis, *Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*, SEPM (Society for Sedimentary Geology) Spec. Publ. 54 (1995) 1–21.
- [7] A. Cocherie, C. Guerrot, C.M. Fanning, O. Legendre, Role of metamictization and alteration on U–Pb zircon age determination using various methods, in: 11th Annual Goldschmidt Conference, Hot Springs, Virginia, USA, 20–24 May 2001.
- [8] V. Courtillot, P.R. Renne, On the age of flood basalt events, *C. R. Geoscience* 335 (2003) 113–140.
- [9] R. Curnelle, B. Cabanis, Relations entre le magmatisme « triasique » et le volcanisme infra-liasique des Pyrénées et de l'Aquitaine – Apport de la géochimie des éléments en traces – Conséquences chronologiques et géodynamiques, *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine* 13 (2) (1989) 347–377.
- [10] C. Desreumaux, B. Clément, R. Fabre, B. Martins-Campina, Découverte de turbidites du Crétacé supérieur métamorphisées au contact d'intrusions d'ophites dans les Pyrénées occidentales (vallée d'Aspe, France). Vers une révision de l'âge des ophites pyrénéennes, *C. R. Geoscience* 334 (2002) 1–7.
- [11] G. Dubar, Études sur le Lias des Pyrénées françaises, *Mém. Soc. Géol. Nord* 9 (1925) 1–332.
- [12] C. Durand, J. Thiébaud, Sur la nature pétrographique des tufs volcaniques hettangiens de la bordure septentrionale du massif de l'Arize (Ariège), *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. D* 270 (1970) 1216–1218.
- [13] M.-J. Fondcave-Wallez, B. Peybernès, Réflexions sur l'âge des ophites de la région de Bedous (vallée d'Aspe, Pyrénées-Atlantiques), *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse* 138 (2002).

- [14] D. Guebauer, I.S. Williams, M. Grünenfelder, The development of the Central European continental crust since the Early Archean based on conventional and ion-microprobe dating of up to 3.84 Ga old detrital zircons, *Tectonophysics* 157 (1989) 81–96.
- [15] A. Lacroix, Les tufs volcaniques de Ségalas (Ariège). Conclusions à tirer de leur étude au sujet de l'origine des ophites, *C. R. Acad. Sci. Paris* 122 (1896) 146–149.
- [16] M. Lago, A. Pocovi, Observaciones petrográficas y tectónicas sobre las ofitas del area de Aulet (Prepireneo oriental, provincia de Huesca), *Acta Geol. Hisp.* 17 (1980) 227–233.
- [17] K.R. Ludwig, Users manual for ISOPLOT/EX, version 2. A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Berkeley Geochronology Center, Spec. Pub. 1a (2000) 1–43.
- [18] M. Meurisse, Sur les brèches vitroliennes des Pyrénées centrales et orientales, *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. D* 278 (1974) 1545–1547.
- [19] P. Monié, C. Desreumaux, N. Clauer, M.-J. Fondécave-Wallez, Âge danien d'intrusions d'ophites et du métamorphisme de contact associé en vallée d'Aspe (Pyrénées béarnaises) : données biostratigraphiques et géochronologiques $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et K–Ar, *RST 2002* [dépôt à la Soc. géol. de France], Nantes, p. 181.
- [20] R. Montigny, B. Azambre, M. Rossy, R. Thuizat, Étude K–Ar du magmatisme basique lié au Trias supérieur des Pyrénées. Conséquences méthodologiques et paléogéographiques, *Bull. Minéral.* (1982) 673–680.
- [21] P.B. Palassou, *Essai sur la Minéralogie des Monts Pyrénées*, Didot, Paris, 1781.
- [22] J. Pálffy, P.L. Smith, J.K. Mortensen, A U–Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ time scale for the Jurassic, *J. Can. Earth Sci.* 37 (2000) 923–944.
- [23] J.-P. Pupin, Zircon and granite petrology, *Contrib. Mineral. Petrol.* 73 (1980) 207–220.
- [24] P. Rossi, The Pyrenean 'Danian revolution', *C. R. Geoscience* 334 (2002) 583–584.
- [25] A. Sebai, G. Féraud, H. Bertrand, J. Hanes, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating and geochemistry of tholeiitic magmatism related to the early opening of the Central Atlantic rift, *Earth Planet. Sci. Lett.* 104 (1991) 455–472.
- [26] S.S. Sun, W.F. Mac Donough, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, in: A.D. Saunders, M.J. Norry (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*, *Geol. Soc. Spec. Publ.* 42 (1989) 313–345.
- [27] F. Tera, G.J. Wasserburg, U–Th–Pb systematics in three Apollo-14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks, *Earth Planet. Sci. Lett.* 14 (1972) 281–304.
- [28] Y. Ternet, C. Majesté-Menjoules, J. Canérot, P. Barrère, A. Cocherie, C. Guerrot, *Carte géologique de la France, feuille Laruns-Somport n° 1069*, BRGM, Orléans, 2003.
- [29] R. Viennot, *Recherches structurales dans les Pyrénées françaises*, *Bull. Serv. Carte géol. France* (1927) 1–267.
- [30] I.S. Williams, U–Th–Pb geochronology by ion microprobe, *Rev. Econ. Geol.* 7 (1998) 1–35.