

文章编号: 1000-4734(2013)01-0119-10

南秦岭中生代张家河煌斑岩的地球化学 特征及其岩石成因探讨

杨朝贵^{1,2}, 刘燊¹, 冯彩霞¹, 冯光英^{1,2}, 杨毓红^{1,2}, 齐有强¹, 唐亮^{1,2}

(1. 中国科学院 地球化学研究所 矿床地球化学国家重点实验室, 贵州 贵阳 550002;

2. 中国科学院 研究生院, 北京 100039)

摘要: 锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄 (225 ± 1.5 Ma) 表明, 研究区煌斑岩为印支晚期岩浆活动的产物。化学组成上, 煌斑岩的 SiO_2 含量为 49.31%~52.87%, $w(\text{K}_2\text{O})=0.86\% \sim 1.34\%$, $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$, 属钙碱性系列。MgO 含量高, 变化范围较大 (13.11%~15.88%), $\text{Mg}^\# = 77.74 \sim 80.44$, 富集大离子亲石元素 (LILE) (Rb、Ba、Th、U 和 Sr)、LREE 和 Pb, 亏损高场强元素 (HFSE) (Nb、Ta、Zr 和 Hf) 为特征。同位素组成上, 岩石具有高的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ (0.714697~0.716534) 和负的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (-8.55~-9.09), 表明研究区煌斑岩源区可能为 EM2 型地幔。此外, 煌斑岩具有较高的相容元素, Cr ($1161 \times 10^{-6} \sim 1597 \times 10^{-6}$), Co ($60.3 \times 10^{-6} \sim 77.2 \times 10^{-6}$) 和 Ni ($220 \times 10^{-6} \sim 366 \times 10^{-6}$) 含量。综合证据表明, 张家河煌斑岩来自富集的岩石圈地幔, 且源区受到了来自俯冲大洋 (古勉略洋) 沉积物析出流体的交代作用影响。原始岩浆在上升侵位过程中存在橄榄石和单斜辉石等矿物的分离结晶作用, 但没有明显的地壳混染影响。构造和地球动力学背景分析表明, 研究区煌斑岩为扬子板块和南秦岭微板块碰撞后伸展拉张阶段的产物。

关键词: 勉略带; 煌斑岩; 富集地幔; 后碰撞

中图分类号: P581; P595 **文献标识码:** A

作者简介: 杨朝贵, 男, 1987 生, 硕士研究生, 地球化学专业. E-mail: yangcug011053@163.com

煌斑岩是一组成分和成因复杂的灰至暗色的斑状脉岩, 按化学成分和矿物组合, 可分为钙碱性、碱性和超基性煌斑岩^[1], 为富集的大陆岩石圈地幔部分熔融的产物^[2-6], 不仅可反映大陆岩石圈地幔的成分特征, 而且可为研究地幔富集事件提供良好机会。由于特殊的产出环境以及与金矿之间的密切关系, 煌斑岩越来越受到人们的关注^[7-9]。对煌斑岩的成因认识, 先前大多被认为是花岗质岩浆后期结晶分异的产物, 但越来越多的证据表明它可能为壳幔同化混染和深部地幔部分熔融共同作用的结果。从而使煌斑岩成为能够反映深部构造-岩浆作用、源区地球化学性质及成矿作用的一种重要研究介质^[10-11]。

前人对秦岭造山带的各个构造演化过程进行了大量研究。该造山带于不同演化阶段发生强烈的岩浆活动, 形成不同的侵入岩体。这些岩体

是造山带构造演化的直接记录, 并为揭示其形成构造环境、动力学背景以及反演秦岭造山带构造演化过程提供可靠证据^[12]。对勉略缝合带, 前人在勉略洋的闭合时间和构造环境演化上存在争议。李曙光等^[13]对勉县—略阳结合带黑沟峡变质火山岩系的 Sm-Nd 等时线年龄 (242 ± 21) Ma 研究表明, 勉略洋盆在三叠纪晚期已闭合。吴峰辉等^[14]在对南秦岭光头山花岗岩的研究显示, 光头山英云闪长岩 (221 Ma) 的时代, 可能约束了勉略洋盆的闭合与勉略缝合带形成时间的下限。而二长花岗岩 (199 Ma) 可能为同碰撞 S 型花岗岩, 可能揭示了秦岭造山带同碰撞的主造山期时代。王晓霞等^[15]对西秦岭地区老君山和秦岭梁岩体的研究, 认为其应侵位于后碰撞环境。本区前期研究主要以花岗岩体及火山杂岩为主, 基性脉岩的研究较少。因此, 对本区煌斑岩的研究, 可对勉略缝合带的恢复和重建, 以及秦岭造山带的形成演化和华北地台与扬子地台的碰撞拼合提供一定约束。

收稿日期: 2012-03-30

基金项目: 中国科学院知识创新工程重要方向项目 (KZCX2-YW-QN10); 国家自然科学基金项目 (批准号: 40972071; 40773020)

1 地质概况

勉略缝合带是中生代秦岭微板块与扬子板块碰撞的产物，为现今分隔华北、扬子及秦岭微地块的主要格架之一^[16]，其北为秦岭微板块和华北板块，南为扬子板块。本区出露地层主要有志留系下统迭部岩组。其下部为浅灰色云母石英大理岩、浅灰色含石榴子石二云母石英片岩、深灰色含碳绢云母千枚岩以及浅灰色条纹状含石榴子石变砂岩；其上部为深灰色条纹状含碳硅质岩、黑色含碳绢云母千枚岩和浅灰色含透闪石石英大理岩；志留系中统舟曲岩组的黑灰色条纹状硅质岩、碳质板岩、深灰色黑云母变粒岩和灰色二云石英片岩；志留系上统大河店组的深灰色碳质细晶灰岩和假鲕粒灰岩等。本区岩浆活动较强烈，主要的岩浆岩有华力西晚期的石英闪长岩和花岗闪长岩，以及印支期广泛出露的花岗闪长岩及花岗岩。另外，本区还存在大量辉长、辉绿岩脉和煌斑岩脉出露。在缝合带以北有大量花岗岩出露，它们是中生代秦岭强烈造山过程形成的，是指示缝合带构造环境和动力学背景的重要证据。前人对南秦岭迷坝、新院、张家坝、光头山和东江口六个花岗岩进行了详细的锆石 U-Pb 测年，它们形成于 206~220 Ma^[17]，这与张家河煌斑岩的形成时代一致（225±1.8 Ma）。

张家河煌斑岩出露于南秦岭南缘勉略构造带北侧（图 1a、b），围岩为中生代光头山花岗岩。

光头山花岗岩即为本区花岗岩体的一部分，岩体位于勉县北部，出露面积约 900 km²，呈近等轴状岩基出露^[19]。煌斑岩为灰至深灰色，煌斑结构，致密块状构造。岩性组成上为角闪煌斑岩，主要矿物组成为角闪石（65%~75%）、斜长石（10%~15%）和黑云母（5%~10%）。斑晶由自形和半自形的角闪石（1.0~2.0 mm，50%~55%）和斜长石（2.0~3.0 mm，15%~20%）组成。基质主要为他形角闪石（0.2~0.3 mm，5%~10%）、黑云母（10%~15%）及少量长石。样品新鲜，没有明显的蚀变。

2 分析方法

主微量元素测定在中国科学院地球化学研究所完成。主元素采用 Axios PW4400 型 X 射线荧光光谱（XRF）分析，分析重现性优于 3%。微量元素采用 ELAN6000 ICP-MS 完成，分析精度优于 10%。Sr-Nd 同位素在中国科学院地球化学研究所同位素实验室完成，所用仪器为 Triton 热电离同位素质谱仪（TIMS）^[20]。锆石样品的破碎及挑选工作在廊坊诚信地质服务公司完成。锆石阴极发光图像在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成。锆石 U-Pb 同位素定年由地质大学（武汉）地质过程与矿产资源国家重点实验室（GPMR）利用 LA-ICP-MS 分析完成。激光剥蚀系统为 GeoLas 2005，ICP-MS 为 Agilent

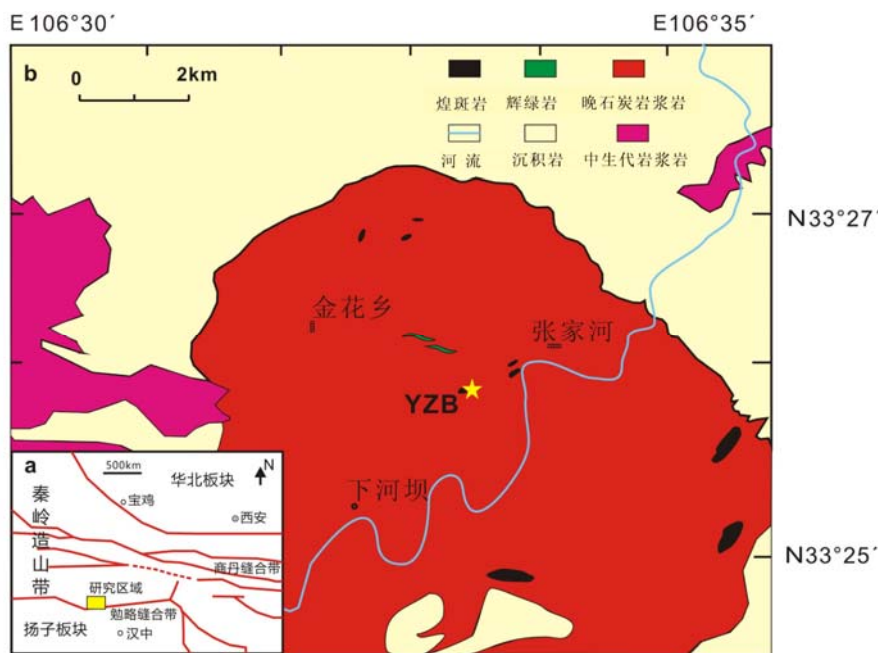


图 1 南秦岭构造简图^[18] (a) 和研究区地质简图 (b)

Fig. 1. Construct diagrams for south Qinling (a) and geological sketch of the studied area (b).

7500a。对分析数据的离线处理(包括对样品和空白信号的选择、仪器灵敏度漂移校正、元素含量及U-Th-Pb同位素比值和年龄计算)采用软件ICPMSDataCal完成^[21]。

3 分析结果

3.1 年代学

用于锆石挑选的样品重约 50 kg, 样品分选出的锆石直径多大于 100 μm , 阴极发光下具有清晰的振荡环带, 锆石 Th/U 比值大部分大于 0.1(只有一个点为 0.09)(0.09~1.67 之间)(表 1), 具有典型岩浆锆石的特征^[22]。

25 个分析点均位于 U-Pb 谐和线上, 表明锆石形成后, U-Pb 同位素体系保持封闭^[23], 故所测年龄值可信。²⁰⁶Pb/²³⁸U 加权平均年龄为 225 \pm 1.8 Ma(图 2), 代表了煌斑岩的结晶年龄, 表明其为印支晚期岩浆活动的产物。

3.2 主微量元素

主元素分析见表 2, $w(\text{SiO}_2)$ 在 49.31%~52.87% 之间变化, 在 TAS 图解中(图 3), 样品点主要落于玄武岩及玄武安山岩区域, 属亚碱性系列。

考虑到煌斑岩较容易蚀变, 而 K 和 Na 又极活

表1 张家河煌斑岩锆石(样品YZB) U-Pb年龄

Table 1. Zircon U-Pb age of lamprophyres from Zhangjiahe (sample YZB)

测点	$w_B/10^{-6}$			Th/U	同位素比值						年龄/Ma					
	Th	U	Pb		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 σ
1	768	702	35.0	1.09	0.0497	0.0015	0.2430	0.0070	0.0355	0.0003	189	73	221	6	225	2
2	621	626	30.8	0.99	0.0513	0.0019	0.2522	0.0091	0.0356	0.0004	254	88	228	7	226	2
3	641	725	34.2	0.88	0.0492	0.0012	0.2416	0.0057	0.0356	0.0003	167	56	220	5	225	2
4	667	855	39.5	0.78	0.0513	0.0014	0.2524	0.0071	0.0356	0.0003	254	63	229	6	226	2
5	63.7	714	27.35	0.09	0.0489	0.0014	0.2394	0.0069	0.0355	0.0003	143	67	218	6	225	2
6	787	933	44.4	0.84	0.0495	0.0012	0.2434	0.0061	0.0357	0.0003	169	59	221	5	226	2
7	743	720	35.4	1.03	0.0503	0.0013	0.2467	0.0065	0.0355	0.0003	206	59	224	5	225	2
8	732	658	33.1	1.11	0.0486	0.0013	0.2384	0.0067	0.0354	0.0003	128	65	217	6	225	2
9	621	784	36.2	0.79	0.0502	0.0013	0.2454	0.0061	0.0354	0.0003	206	59	223	5	224	2
10	647	779	36.7	0.83	0.0497	0.0014	0.2445	0.0065	0.0355	0.0003	189	67	222	5	225	2
11	1213	1037	52.6	1.17	0.0506	0.0012	0.2506	0.0062	0.0356	0.0003	220	56	227	5	226	2
12	808	744	37.1	1.09	0.0491	0.0012	0.2421	0.0060	0.0356	0.0004	154	55	220	5	226	2
13	536	545	26.6	0.98	0.0519	0.0018	0.2545	0.0091	0.0354	0.0004	280	86	230	7	224	2
14	181	325	14.0	0.55	0.0488	0.0019	0.2390	0.0095	0.0354	0.0004	200	89	218	8	224	2
15	442	603	27.53	0.73	0.0510	0.0021	0.2486	0.0096	0.0355	0.0004	243	93	225	8	225	2
16	1319	789	44.9	1.67	0.0491	0.0015	0.2422	0.0075	0.0356	0.0003	154	75	220	6	225	2
17	111	220	9.34	0.50	0.0490	0.0022	0.2365	0.0104	0.0354	0.0004	146	106	216	9	224	3
18	722	735	35.6	0.98	0.0502	0.0015	0.2473	0.0075	0.0355	0.0003	206	36	224	6	225	2
19	321	395	18.3	0.81	0.0513	0.0019	0.2509	0.0091	0.0354	0.0004	257	85	227	7	224	2
20	402	478	22.5	0.84	0.0495	0.0020	0.2412	0.0096	0.0354	0.0004	169	92	219	8	224	2
21	869	1086	50.3	0.80	0.0492	0.0013	0.2434	0.0069	0.0356	0.0004	167	63	221	6	225	2
22	520	512	25.1	1.01	0.0520	0.0023	0.2538	0.0111	0.0353	0.0004	287	97	230	9	224	2
23	802	784	38.9	1.02	0.0476	0.0013	0.2352	0.0065	0.0356	0.0003	79.7	64.8	214	5	226	2
24	278	334	15.4	0.83	0.0464	0.0018	0.2293	0.0089	0.0358	0.0004	20.5	88.9	210	7	227	3
25	500	533	25.8	0.94	0.0509	0.0024	0.2473	0.0111	0.0354	0.0004	235	109	224	9	224	3

表 2 张家河煌斑岩主元素组成 ($w_B/\%$)

Table 2. Major element compositions of lamprophyres from Zhangjiahe

样品	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	P ₂ O ₅	TiO ₂	L.O.I.	total	Mg#
YZB-1	50.3	9.18	8.41	15.2	11.5	2.63	0.906	0.129	0.125	0.621	1.23	100.2	79.9
YZB-2	52.9	10.2	7.43	13.7	10.6	2.21	1.30	0.109	0.081	0.500	1.69	100.7	80.2
YZB-3	49.9	9.1	8.51	15.5	11.1	1.87	0.992	0.128	0.120	0.614	2.21	100.1	80.0
YZB-4	52.3	10.4	7.58	14.2	10.5	2.33	1.29	0.110	0.095	0.504	1.62	100.8	80.4
YZB-5	49.5	9.41	8.84	15.9	11.4	2.14	1.05	0.133	0.119	0.642		99.1	79.8
YZB-6	50.4	10.9	8.28	13.4	11.2	2.84	1.18	0.116	0.110	0.888	1.52	100.8	78.0
YZB-7	51.3	9.39	7.84	13.1	12.9	2.66	0.859	0.126	0.124	0.646	1.71	100.7	78.6
YZB-8	49.3	11.3	8.4	13.3	11.4	2.79	1.35	0.118	0.116	0.985	1.13	100.2	77.7

泼, 故采用不活泼元素进行判别, 在 $Zr/TiO_2-Nb/Y$ 图解(图4)中, 研究区煌斑岩全投入亚碱性玄武岩范围, 与TAS给出的结果一致。

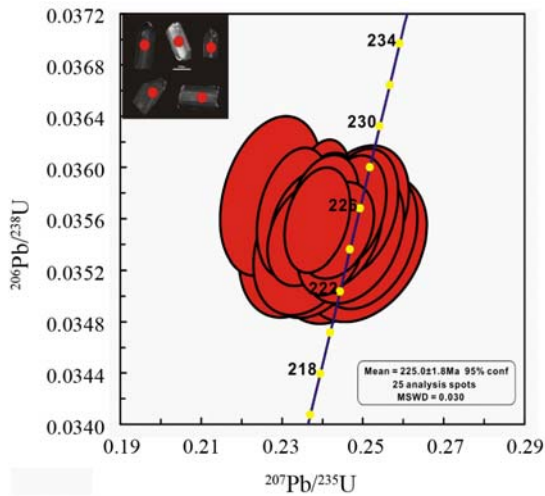


图 2 张家河煌斑岩锆石CL图像及 LA-ICP-MS U-Pb谱和年龄
Fig. 2. Zircon U-Pb Concordia diagram for lamprophyres from Zhangjiahe.

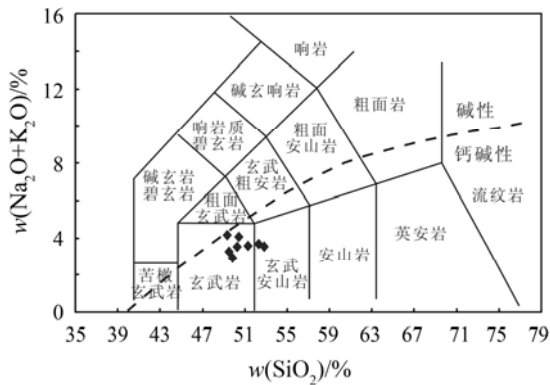


图 3 张家河煌斑岩硅碱图解
Fig. 3. Total alkali vs. SiO_2 diagram for lamprophyres from Zhangjiahe.

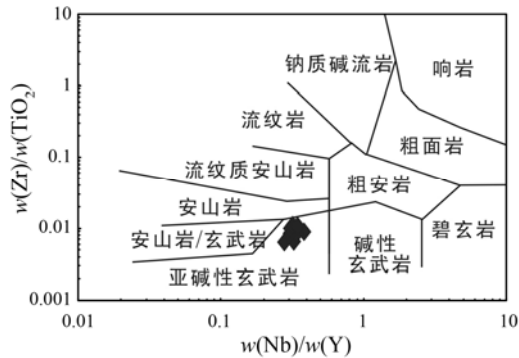


图 4 张家河煌斑岩 $Zr/TiO_2-Nb/Y$ 图解
Fig. 4. $Zr/TiO_2-Nb/Y$ diagram for lamprophyres from Zhangjiahe.

样品 MgO 含量较高 ($13.11\% \sim 15.88\%$), $Mg^\# = 77.74 \sim 80.44$, $w(TiO_2) = 0.50\% \sim 0.99\%$, 相对其它煌斑岩较低, $w(Na_2O+K_2O) = 2.87\% \sim 4.14\%$, $w(Na_2O) > w(K_2O)$, $w(K_2O)/w(Na_2O) = 0.32 \sim 0.55$ 。在 K_2O-SiO_2 相关图解中(图 5), 所有样品均位于钙碱性系列中。

在Harker图中(图6), Cr 和 Ni 与 MgO 之间呈正相关关系, 表明在岩浆分异过程中橄榄石和单斜辉石为主要的分离结晶相。 MgO 与 Sr 、 SiO_2 、 Al_2O_3 及 Na_2O 之间为负相关关系, 暗示斜长石的分离结晶不明显^[24]。LREE不同程度的富集, 轻重稀土分馏明显 $[(La/Yb)_N = 8.38 \sim 17.43]$, 具有较弱的Eu负异常 ($\delta Eu = 0.89 \sim 0.95$), 表明斜长石分离结晶不明显。

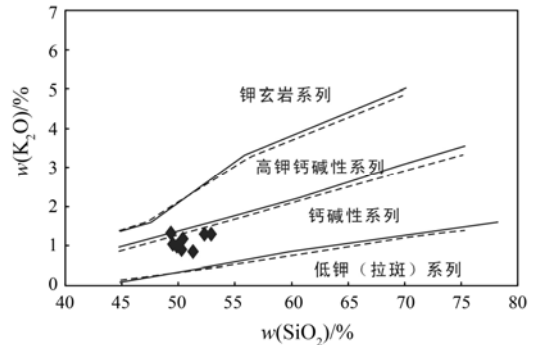


图 5 张家河煌斑岩 K_2O-Na_2O 图解
Fig. 5. K_2O vs. Na_2O diagram for lamprophyres from Zhangjiahe.

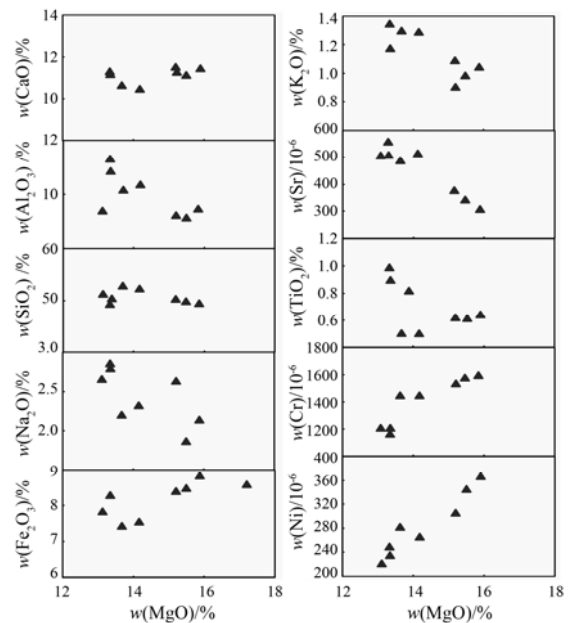


图 6 张家河煌斑岩 Harker 图解
Fig. 6. Variation diagrams for major elements and trace elements vs. SiO_2 content for lamprophyres from Zhangjiahe.

在球粒陨石标准化图解中^[25] (图7), 轻稀土分馏程度较高而重稀土分馏程度低, 稀土配分模式为轻稀土富集, 重稀土相对亏损的右倾型。

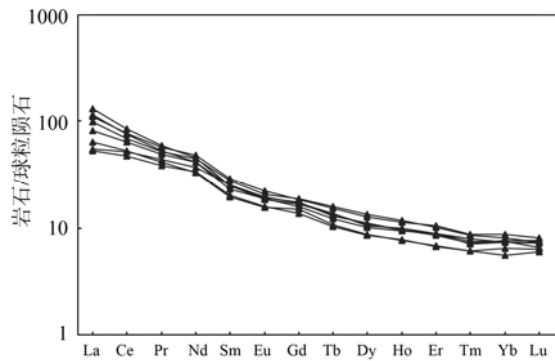


图7 张家河煌斑岩稀土元素球粒陨石标准化图解 (据 Sun 和 McDonough^[25])

Fig.7. Chondrite-normalized rare earth element patterns of lamprophyres from Zhangjiahe.

微量及稀土元素分析结果见表3, 在原始地幔标准化图解中^[25] (图8), 所有样品都具有相似的分配模式: 富集大离子亲石元素 (Rb、Ba、Th、U、Sr和Pb)、亏损高场强元素 (Nb、Ta、Zr和Hf) 以及U和Pb富集, 表明在成岩过程中可能受到了地壳物质的混染或流体交代作用的影响^[26]。过渡元素球粒陨石标准化图解中^[27] (图9), 分配曲线呈W型, Ni和Cr都表现一定程度的亏损, 再次暗示岩浆形成过程中经历了橄榄石和单斜辉石的分离结晶作用。

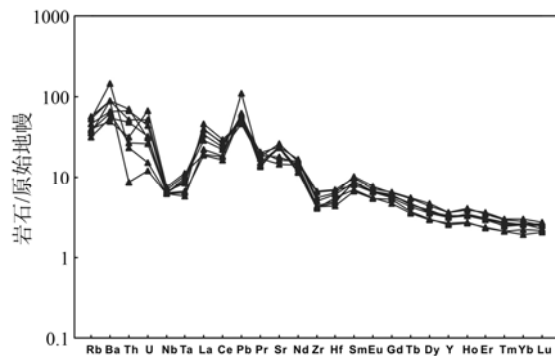


图8 张家河煌斑岩微量元素蛛网图解 (据Sun和McDonough^[25])

Fig. 8. Pprimitive-mantle-normalized spider diagrams for lamprophyres from Zhangjiahe.

3.3 Sr-Nd同位素

文中对 2 个代表性岩石样品进行了 Sr-Nd 同位素分析, 显示样品具有较高的 (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i (0.714697~0.716534) 以及负的 $\epsilon_{Nd}(t)$ (-8.55~-9.09), 表明研究区煌斑岩源区可能为 EM2 型

地幔。

表3 张家河煌斑岩微量元素组成 (w_B%)

Table 3. Trace element compositions (%) of lamprophyres from Zhangjiahe

样品	YZB-1	YZB-2	YZB-3	YZB-4	YZB-5	YZB-6	YZB-7	YZB-8
Sc	35.7	31.6	35.2	32.0	35.7	34.8	36.1	39.5
Cr	1538	1448	1577	1448	1597	1161	1210	1210
V	183	138	182	141	187	225	187	271
Co	64.2	63.7	72.1	65.1	77.2	60.3	62.8	64.9
Ni	308	281	345	265	366	234	220	248
Cu	56.3	54.9	58.8	41.0	58.1	56.4	66.2	62.2
Zn	58.7	58.7	62.1	57.1	66.1	63.0	58.8	62.8
Rb	19.8	33.3	22.8	36.2	24.3	29.1	22.0	33.9
Sr	378	489	342	515	308	504	508	558
Pb	3.52	4.30	3.45	4.14	3.28	3.97	5.33	4.26
Ba	379	1001	626	625	436	460	331	616
Th	4.07	2.01	6.01	0.74	2.26	5.64	2.77	4.38
U	0.69	0.34	0.65	0.25	0.55	0.92	1.39	1.08
Nb	4.59	4.09	4.56	4.50	4.59	4.84	4.94	5.02
Ta	0.37	0.23	0.28	0.26	0.40	0.35	0.47	0.43
Zr	73.7	46.7	56.9	46.3	49.7	62.9	46.0	75.7
Hf	2.13	1.51	1.90	1.70	1.56	1.98	1.67	2.17
La	27.7	15.6	31.3	12.8	19.7	26.7	13.3	23.5
Ce	46.8	31.7	52.9	29.3	39.7	47.6	31.5	42.4
Pr	5.08	3.81	5.72	3.71	4.70	5.54	4.29	4.98
Nd	19.7	16.3	21.6	15.8	19.5	22.8	18.7	21.0
Sm	3.60	3.22	3.87	3.13	3.84	4.51	4.03	4.33
Eu	1.10	0.92	1.12	0.93	1.09	1.31	1.10	1.21
Gd	3.32	3.05	3.63	2.82	3.45	3.81	3.48	3.88
Tb	0.46	0.43	0.49	0.39	0.50	0.58	0.55	0.60
Dy	2.61	2.48	2.86	2.18	2.78	3.27	3.20	3.45
Ho	0.54	0.46	0.54	0.45	0.54	0.65	0.59	0.67
Er	1.48	1.22	1.49	1.11	1.43	1.74	1.62	1.68
Tm	0.18	0.16	0.19	0.16	0.19	0.23	0.20	0.22
Yb	1.26	1.05	1.29	1.10	1.30	1.49	1.32	1.37
Lu	0.19	0.14	0.17	0.16	0.19	0.20	0.18	0.19
Y	14.4	12.4	14.3	12.3	15.1	16.6	15.3	16.5
Th/U	5.94	5.87	9.30	2.93	4.11	6.13	1.99	4.05
Nb/La	0.17	0.26	0.15	0.35	0.23	0.18	0.37	0.21
(La/Yb) _N	15.8	11.6	17.4	8.4	10.9	12.9	7.5	12.3
(La/Sm) _N	4.97	3.31	5.22	2.64	3.32	3.82	2.18	3.51
δEu	0.95	0.90	0.89	0.94	0.90	0.94	0.91	0.89

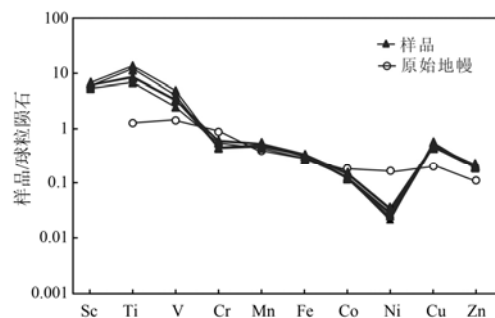


图9 张家河煌斑岩过渡元素球粒陨石标准化图解^[27]
Fig. 9. Chondrite-normalized transitional elements diagram for lamprophyres from Zhangjiahe.

4 讨论

4.1 地壳混染和流体交代

幔源岩浆在上升或侵位过程通常会受到地壳物质的混染影响^[28], 研究区煌斑岩以富集大离子亲石元素(Rb、Ba 和 Sr) 和轻稀土元素, 亏损高场强元素(Nb、Ta、Zr 和 Hf)以及较低的 $\epsilon_{Nd}(t)$ (-8.55 ~ -9.09) 为特征, 且具有比原始地幔 (Ta/La = 0.06)^[29] 低的 Ta/La 比值 (0.018), 表明成岩过程可能存在地壳物质的参与。如果大量地壳物质在岩浆上升过程中发生混染作用, 根据同位素推算, 则需要大约 30%左右中-下地壳物质的参与^[30], 如此多地壳物质的进入, 会极大改变岩浆主元素的组成, 与研究区岩石样品情况不符。但少量的混染却不能解释岩石中强烈的负 Nb 异常、高 Ba/Nb 及 La/Nb 比值。煌斑岩的 Nb/La 比值 (0.15 ~ 0.35) 随 SiO₂ 含量的变化很小, 说明岩浆在演化过程受地壳混染程度较低, 反映了源区的特征。在 Mg[#] 对 K₂O/TiO₂、Ba 和 Rb/Sr 相关图中, Mg[#] 与它们呈明显的负相关关系, 暗示在上升过程中地壳混染的可能性不大^[31]。为避免 K₂O、Ba、Rb 和 Sr 等可能引起的不确定性, 可用 Nb/Ta-La/Yb 相互关系做进一步判断, 在相关图解中 (图 10) 样品不呈现明显地壳混染的负相关关系^[32]。综上, 在岩浆上升过程可能未发生明显的地壳混染作用。

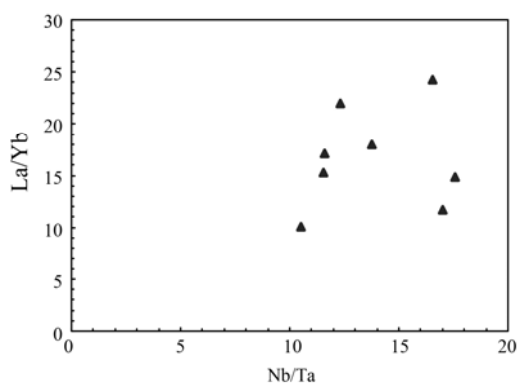


图 10 张家河煌斑岩 Nb/Ta-La/Yb 相关图解

Fig. 10. Nb/Ta-La/Yb diagram for lamprophyres from Zhangjiahe.

既然没有地壳混染影响, 富集大离子亲石元素和LREE应该是继承了地幔源区的性质^[33]。Nb/La < 1 (1为原始地幔值)^[34], 表示陆壳物质加入可能与俯冲作用有关^[35]。前人研究表明, 板块俯冲脱水作用所释放的流体可明显影响地幔楔中亲岩浆元素 (Rb、K、Sr、Ba、U和Pb) 的含

量^[36], 高场强元素因在岩浆中溶解度较小而相对亏损。另外, 已有研究表明, 在排除了地壳混染的前提下, 地幔楔中亲石岩浆元素 (Rb、K、Sr、Ba、U和Pb等) 的富集最可能是由流体交代作用引起^[37]。此外, 关于流体交代作用, 目前多认为是洋壳俯冲过程中或之后脱水作用的结果^[27]。因此, 煌斑岩具有相对富集大离子亲石元素 (Rb、Ba、Sr、U和Pb等) 和亏损高场强元素 (Nb、Ta、Zr和Hf) 的特征, 结合研究区的构造演化历史, 我们认为地幔源区最可能是受到了古勉略洋俯冲沉积物析出流体的交代。

4.2 源区性质及部分熔融

陕南煌斑岩 $w(\text{SiO}_2) = 49.31\% \sim 52.87\%$, 属基性岩范围。地壳物质的熔融作用所产生的岩石 SiO₂ 含量较高^[38-39], 表明研究区煌斑岩来自地幔而非地壳。煌斑岩具有较高的 MgO 含量及 Mg[#] (77.7 ~ 80.4), 与原始玄武质岩浆的 Mg[#] (66 ~ 75) 相近, 且相容元素 Cr ($1161 \times 10^{-6} \sim 1597 \times 10^{-6}$)、Co ($60.3 \times 10^{-6} \sim 77.2 \times 10^{-6}$) 和 Ni ($220 \times 10^{-6} \sim 366 \times 10^{-6}$) 含量较高, 表明岩浆的演化程度较低, 与原生岩浆较接近。另外, 煌斑岩具有较高 (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i 和较低的 $\epsilon_{Nd}(t)$, 表明煌斑岩可能为 EM2 地幔部分熔融的产物。

一般认为, 全岩稀土含量主要受地幔组成以及部分熔融程度的控制。因此, 稀土元素丰度和比值被广泛用于对幔源岩石源区特征及地幔熔融程度的限定^[40-43]。稀土元素在地幔橄榄岩的熔融过程中属中等不相容元素^[41], 它们的浓度和比值受地幔亏损和流体混入的影响不明显^[44-45]。另外, 地幔橄榄岩熔融过程初始熔体的 Yb 含量主要受控于残留的石榴子石^[41]。由地幔橄榄岩部分熔融并伴随有石榴子石残留而形成的熔体具有低的 Yb 含量和高的 LREE (如 La 和 Sm) / Yb 比值。考虑到稀土模式由源区组成的富集和亏损来确定, 尖晶石二辉橄榄岩源区部分熔融则会形成相对平缓的熔融趋势^[46], 因为尖晶石中 La ($D_{\text{spinel/melt}} = 0.01$)、Sm ($D_{\text{spinel/melt}} = 0.01$) 和 Yb ($D_{\text{spinel/melt}} = 0.01$)^[47] 的分配系数相似。在 Sm/Yb-Sm 图解^[48-50] (图 11) 中, 研究区煌斑岩的 Sm/Yb 比值较尖晶石二辉橄榄岩高, 与石榴子二辉橄榄岩部分熔融形成的曲线相近。

另外, 微量元素模拟计算表明, 研究区煌斑岩为石榴子二辉橄榄岩部分熔融 12% ~ 20% 的产物。在 La-La/Sm 和 Rb/Zr-Rb/Nb 相关图 (图 12) 中, 研究区煌斑岩为直线型的平衡部分熔融演化趋

势^[51-52]。说明煌斑岩为富集地幔（石榴石二辉橄榄岩）低度部分熔融的产物。

4.3 分离结晶

张家河煌斑岩具有较高的w(Mg) (13.11%~15.88%), Mg[#]=77.74~80.44, 以及相容元素, 且相容元素Cr (1161×10⁻⁶~1597×10⁻⁶)、Co (60.3×10⁻⁶~77.2×10⁻⁶)和 Ni (220×10⁻⁶~366×10⁻⁶)含量较高, 暗示该超基性岩石来源于分异程度相对较低的岩浆^[53]。

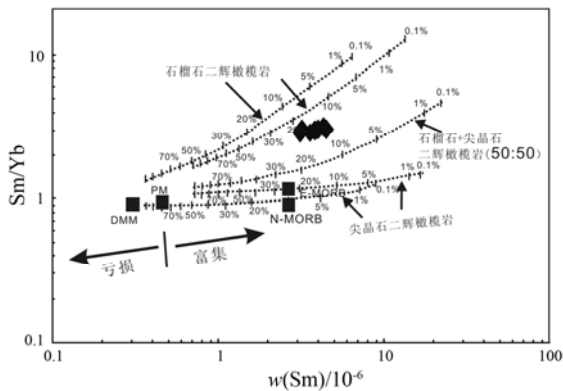


图 11 张家河煌斑岩 Sm/Yb-Sm 相关图解
Fig. 11. Sm/Yb-Sm diagram for lamprophyres from Zhangjiahe.

在Harker图解(图6)中, MgO与Fe₂O₃^T、Ni和Cr表现出正相关。另外, 在过渡元素球粒陨石标准化图(图9)中, Cr和Ni明显亏损, 表明在成岩过程中存在明显橄榄石及单斜辉石的分离结晶。MgO与Al₂O₃和Sr为明显的负相关, 而且δEu为较弱负异常, 暗示在成岩过程中斜长石分离结晶不明显。MgO和TiO₂关系不明显, 表明铁钛氧化物(如金红石和钛铁矿等)分离结晶不明显。

4.4 构造环境及岩石成因分析

勉略缝合带是秦岭造山带中次于商丹缝合带的板块缝合构造带^[54], 地处南秦岭与扬子板块接合部位, 向西延至甘肃康县和文县, 向东沿巴山弧形断裂通过石泉、高川、房县、镇坪和襄樊到随县, 勉县—略阳段研究程度较高。华北板块

与扬子板块的主体碰撞时代为中晚三叠世^[55-57], 勉略缝合带为勉略古洋盆的闭合产物, 而勉略古洋盆属古特提斯洋的分支, 该分支的闭合时间为晚海西到印支期^[58], 时间为242±21 Ma^[13,59]。然而, 本研究表明, 煌斑岩形成于造山后的伸展环境, 至少表明此时勉略洋已经闭合, 这正是本研究的意义所在。也对前期年代学研究给予了制约。

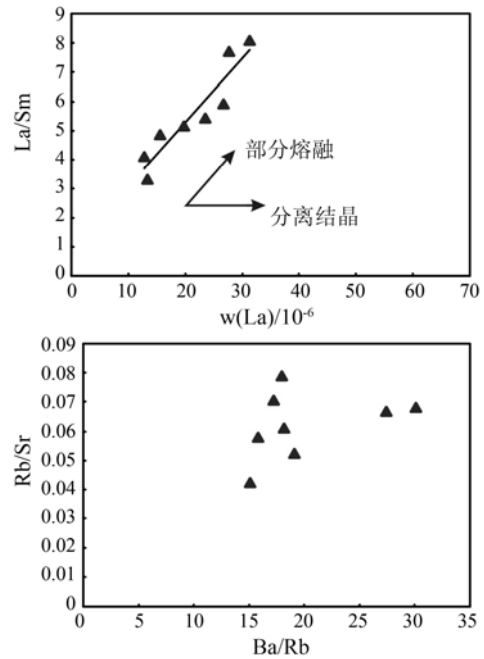


图 12 张家河煌斑岩 La-La/Sm 和 Rb/Zr-Rb/Nb 图解
Fig. 12. La-La/Sm and Rb/Zr-Rb/Nb diagram for lamprophyres from Zhangjiahe.

陕南煌斑岩位于勉略缝合带北侧的光头山。已有研究表明, 勉略缝合带北侧的光头山花岗岩形成于后碰撞环境, 是南秦岭板块和扬子板块沿勉略带碰撞挤压后期, 由挤压向伸展转变过程应力松弛阶段的侵入物, 非板块俯冲作用期间的产物^[19]。同时, 研究区花岗岩体与光头山同期产出的岩体成因相似, 为扬子板块俯冲于华北板块之下, 致使下部地壳物质发生熔融形成^[60]。幔源基性岩(辉长岩、煌斑岩)作为伸展构造背景下形成的岩石, 其形成表明造山带此时已完成碰撞而处于造山后的伸展拉张阶段。陕南煌斑岩研究表明, 煌斑岩的锆石U-Pb年龄为225±1.8 Ma, 煌斑岩产于光头山花岗岩体中, 两者形成年龄相近, 可能为同一期岩浆事件, 进一步表明此时南秦岭造山带处于造山后的伸展拉张阶段, 基本结束了古勉略洋构造域的控制。这对研究南秦岭造山带的构造演化历史具有重要的意义。同位素分析表明, 样品具有较高的 (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i (0.714697 ~

0.716534) 以及负的 $\varepsilon_{Nd}(t)$ (-8.55~-9.09), 表明研究区煌斑岩源区可能为EM2富集型地幔。结合主量及微量元素研究以及研究区的构造演化历史, 我们认为张家河煌斑岩的岩浆源区为受到古勉略洋俯冲沉积物析出的流体改造的富集岩石圈地幔, 岩浆上升过程中没有明显受到地壳物质的混染。

因此, 对于陕南煌斑岩的成因, 本文认为, 随着扬子板块和南秦岭微板块的碰撞拼合, 导致秦岭微板块之下的岩石圈的垂向加厚和相变(榴辉岩) [61-62]。由于重力不稳定发生下地壳和岩石圈地幔的拆沉, 导致岩石圈的拉张减薄和软流圈上涌, 受到古勉略洋俯冲沉积物析出流体交代作用的影响, 岩石圈地幔发生部分熔融, 产生原始岩浆。原始岩浆在上升过程中经历了较低程度的橄榄石和单斜辉石等矿物的分离结晶, 最后在地壳深部侵位形成研究区煌斑岩。

5 结 论

(1) 锆石U-Pb 年龄显示研究区煌斑岩形成

于 225 ± 1.8 Ma, 属于印支晚期岩浆活动的产物。

(2) 样品 $w(\text{SiO}_2)$ 在 49.31%~52.87%。在TAS 图解中, 样品点主要落于玄武岩及玄武安山岩区域, 属亚碱性系列。富集大离子亲石元素(Rb、Ba 和 Sr) 和轻稀土元素, 亏损高场强元素(Nb、Ta、Zr和Hf)。较高的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 和较低的 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值, 表明煌斑岩可能为EM2地幔部分熔融的产物。结合地球化学研究结果及研究区的构造演化历史, 研究区煌斑岩岩浆可能来源于古勉略洋俯冲沉积物析出流体交代富集岩石圈地幔(石榴石二辉橄榄岩)的部分熔融, 岩浆上升过程中没有明显受到地壳物质的混染。

(3) 结合勉略地区的构造演化历史, 研究区煌斑岩应为扬子板块和华北板块后碰撞伸展拉张阶段的产物, 伴随岩石圈的伸展拉张, 热的软流圈物质快速上涌, 上覆的先存岩石圈地幔发生减压部分熔融, 原始岩浆上升侵位过程中, 经历了较低程度的橄榄石和单斜辉石等矿物分离结晶作用, 最后在地壳深部侵位形成研究区煌斑岩。

参 考 文 献:

- [1] Streckeisen A. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks IUGS subcommission on the systematics of igneous Rocks [J]. *Earth and Planetary Science*, 1980, 69: 194-207.
- [2] Fowler M B, Henney P J. Mixed Caledonian appinite magmas: implications for Lamprophyre fractionation and high Ba-Sr granitogenesis [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1996, 126: 199-215.
- [3] Gibson S A, Thompson R N, Leonardos O H, et al. The Late Cretaceous impact of the Trindate mantle plume: Evidence from large-volume mafic potassic magmatism in SE Brazil [J]. *Journal of Petrology*, 1995, 36: 189-229.
- [4] Menzies M A, Fan W M, Zhang M. *Palaeozoic and Cenozoic lithoprobes and Loss of > 120 km of Archean Lithosphere, Sino-Korean Craton, China* [C]. Geological Society of London, 1993, 76: 71-81.
- [5] Thompson R N, Leat P T, Dickin A P. Strongly potassic mafic magmas from lithospheric mantle sources during Continental extension and heating: Evidence from Miocene minettes of northwest Colorado, U. S. A [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1989, 98: 139-153.
- [6] 邵济安, 李献华, 张履桥, 等. 南口-古崖居中生代双峰式岩墙群形成机制的地球化学制约[J]. *地球化学*, 2001, 30(6): 517-524.
- [7] 黄智龙, 刘从强, 朱成明, 王联魁, 肖化云. 云南老王寨金矿区煌斑岩成因及其与金矿化的关系[M]. 北京: 地质出版社, 1999: 30-112.
- [8] 倪师军. 小秦岭基性岩脉与金矿成因关系新模式[M]. 成都: 西南交通大学出版社, 1994: 12-45.
- [9] 孙丰月, 石淮立, 冯本智. 胶东金矿地质及幔源 C-H-O 流体分异成岩成矿[M]. 长春: 吉林人民出版社, 1995: 12-65.
- [10] 贾大成, 胡瑞忠, 卢焱, 谢桂青. 湘东北蕉溪岭富钠煌斑岩地球化学特征[J]. *岩石学报*, 2002, 18(4): 459-467.
- [11] 刘燊, 胡瑞忠, 冯彩霞, 曹建劲, 等. 胶北晚中生代煌斑岩的岩石地球化学特征及其成因研究[J]. *岩石学报*, 2005, 21(3): 947-958.
- [12] 晏飞翔, 张成立. 南秦岭张家坝岩体和新院岩体地球化学特征及其形成环境[J]. *高校地质学报*, 2005, 11(3): 425-433.
- [13] 李曙光, 孙卫东, 张国伟, 等. 南秦岭勉略构造带黑沟峡变质火山岩的年代学和地球化学-古生代洋盆及其闭合时代的证据[J]. *中国科学: D 辑*, 1996, 26(3): 223-230.
- [14] 吴峰辉, 刘树文, 李秋根, 等. 西秦岭光头山花岗岩锆石 U-Pb 年代学及地质意义[J]. *北京大学学报(自然科学版)网络版(预印本)*, 2009, 1.
- [15] 王晓霞, 王涛, 卢欣祥, 等. 北秦岭老君山和秦岭梁斑岩结构花岗岩及构造结构: 一种可能的造山带型斑岩花岗岩[J]. *岩石学报*, 2003, 19(4): 650-660.
- [16] 张国伟, 张本仁, 袁学城, 等. 秦岭造山带与大陆动力学[M]. 北京: 科学出版社, 2001: 1-855.
- [17] 孙卫东, 李曙光, Chen Y D, 李育敬. 南秦岭花岗岩锆石 U-Pb 定年及其地质意义[J]. *地球化学*, 2000, 29(3): 209-216.
- [18] 陕西省地质矿产局. 陕西省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1989: 1-637.
- [19] 秦江锋, 赖绍聪, 李永飞. 南秦岭勉县-略阳缝合带印支期光头山埃达克质花岗岩的成因及其地质意义[J]. *地质通报*, 2007, 26(4): 466-471.
- [20] 张永清, 凌文黎, 李方林. 峡东地区南华纪-寒武纪地层风化过程元素及 Sr-Nd 同位素演化特征及其地球化学意义[J]. *地球科学*, 2008, 33(3): 301-312.

- [21] Liu Y S, Hu Z C, Gao S, Günther D, Xu J, Gao C G, Chen H H. *In situ* analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard [J]. *Chemical Geology*, 2008, 257: 34-43.
- [22] 吴元保, 郑永飞. 锆石成因矿物学研究及其对 U-Pb 年龄解释的制约[J]. 科学通报, 2004, 49(16): 589-604.
- [23] 程彦博, 毛景文, 陈懋弘, 等. 云南个旧锡矿田碱性岩和煌斑岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年及其地质意义[J]. 中国地质, 2008, 35(6): 1138-1149.
- [24] 李献华, 周汉文, 韦刚健, 等. 滇西新生代超钾质煌斑岩的元素和 Sr-Nd 同位素特征及其对岩石圈地幔组成的制约[J]. 地球化学, 2002, 31(6): 26-34.
- [25] Sun S-s, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes [A]. Saunders A D, Norry M J. *Magmatism in the Ocean Basins* [C]. Geol Soc Spec Publ, 1989, 42: 313-345.
- [26] 冯光英, 刘燊, 钟宏, 贾大成, 齐有强, 等. 吉林晚古生代榆木川基性岩的地球化学特征及其岩石成因[J]. 地球化学, 2010, 39(6): 427-438.
- [27] 刘燊, 胡瑞忠, 赵军红, 等. 鲁西晚中生代基性脉岩的成因和源区性质: 岩石学和地球化学[J]. 地质评论, 2004, 50(6): 577-586.
- [28] Mohr P A. Crustal contamination in mafic sheets: A summary [A]. Halls H C, Fahrig W C. *Mafic Dyke Swarms* [C]. Special Publication-Geological Association of Canada, 1987, 34: 75-80.
- [29] Wood D A, Tarneu J, Varet J, et al. Geochemistry of basalts drills in the North Atlantic by IPOD Leg 49: Implications for mantle heterogeneity [J]. *Earth Planetary Science Letters*, 1979, 42: 77-97.
- [30] Bor-ming J, Fuyuan W, Ching-Hua L, et al. Crust-mantle interaction induced by deep subduction of the continental crust: Geochemical and Sr-Nd isotopic evidence from post-collisional mafic-ultramafic intrusions of the northern Dabie complex, central China [J]. *Chem Geo*, 1999, 157: 119-146.
- [31] Brandon A D, Hoopper P R, Goles G G, et al. Evaluating crustal contamination in continental basalt: The isotopic composition of the Picture Gorge basalt of the Columbia River Basalt group Contrib [J]. *Minera Petrol*, 1993, 114: 452-464.
- [32] Müllner C. Nb/Ta fractionation in a Cambrian arc/back system, New Zealand: source constraints and application of refined ICPMS techniques [J]. *Chem Geo*, 1998, 144: 23-45.
- [33] 刘燊, 胡瑞忠, 赵军红, 等. 胶东北部碱性超基性脉岩地球化学特征及环境和成因探讨[J]. 地质科学, 2005, 40(1): 69-83.
- [34] Weaver B L. The origin of oceanic basalt end-member compositions: Trace element and isotopic constrains [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1991, 104: 381-397.
- [35] 胡国辉, 胡俊良, 陈伟, 赵太平. 华北克拉通南缘中条山-嵩山地区 1.78 Ga 基性岩墙群的地球化学特征及构造环境[J]. 岩石学报, 2010, 26(5): 1563-1576.
- [36] Johnson M C, Plank T. Dehydration and melting experiments constrain the fate of subducted sediments [Z]. *Geochem Geophys Geosys Paper No*, 1999.
- [37] Liu S, Hu R Z, Gao S, et al. Zircon U-Pb age and Sr-Nd-Hf isotope geochemistry of Permian granodiorite and associated gabbro in the Songliao Block, NE China and implications for growth of juvenile crust [J]. *Lithos*, 2010, 114: 423-436.
- [38] Rapp R P, Shimizu N, Norman M D. Growth of early continental crust by partial melting of eclogite [J]. *Nature*, 2003, 425: 605-609.
- [39] Gao S, Luo T C, Zhang B R, Zhang H F, Han Y W, Zhao Z D, Hu Y K. Chemical composition of the continental crust as revealed by studies in East China [J]. *Geochim Cosmochem Acta*, 1998, 62: 1959-1975.
- [40] Gurenko A A, Chaussidon M. Enriched and depleted primitive melts included in olivine from Icelandic tholeiites: Origin by continuous melting of a single mantle column [J]. *Geochim Cosmochem Acta*, 1995, 59: 2905-2917.
- [41] Johnson K T M. Experimental determination of partition coefficients for rare earth and high-field-strength elements between clinopyroxene, garnet, and basaltic melt at high pressure [J]. *Contrib Mineral Petrol*, 1998, 133: 60-68.
- [42] Zhao J H, Zhou M F. Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzhihua district (Sichuan Province, SW China): Implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle [J]. *Precamb Res*, 2007, 152: 27-47.
- [43] Liu S, Su W C, Hu R Z, Feng C X, et al. Geochronological and geochemical constraints on the petrogenesis of alkaline ultramafic dykes from southwest Guizhou Province, SW China [J]. *Lithos*, 2010, 114: 253-264.
- [44] Pearce J A, Peate D W. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas [J]. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 1995, 23: 251-285.
- [45] Müllner C. The isotope and trace element budget of the Cambrian Devil River arc system, New Zealand: Identification of four source components [J]. *J Petrol*, 2000, 41: 759-788.
- [46] 冯光英, 刘燊, 冯彩霞, 等. 吉林红旗岭超基性岩体的锆石 U-Pb 年龄、Sr-Nd-Hf 同位素特征及岩石成因[J]. 岩石学报, 2011, 27(5): 594-606.
- [47] McKenzie D, O'Nions R K. Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations [J]. *J Petrol*, 1991, 32: 1021-1091.
- [48] Kinzler R J. Melting of mantle peridotite at pressures approaching the spinel to garnet transition: Application to mid-ocean ridge basalt petrogenesis [J]. *J Geophys Res*, 1997, 102(B1): 853-874.
- [49] Walter M J. Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere [J]. *J Petrol*, 1998, 39(1): 29-60.
- [50] McKenzie D, O'Nions R K. The source regions of ocean island basalts [J]. *J Petrol*, 1995, 36(1): 133-159.
- [51] Ouma N, Ninomiya S, Nagasawa H. Mineral/groundmass partition coefficients for nepheline, melilite, clinopyroxene and perovskite in melilite-nepheline basalt, Nyiragongo, Zaire [J]. *Geochem Jour*, 1981, 15: 221-228.
- [52] 马昌前, 杨坤光, 唐仲华. 花岗岩类岩浆动力学-理论、方法及鄂东花岗岩类例析[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1994: 38-48.
- [53] Liu S, Hu R Z, Gao S, Feng C X, et al. Zircon U-Pb geochronology and major, trace elemental and Sr-Nd-Pb isotopic geochemistry of mafic dykes in western Shandong Province, east China: Constrains on their petrogenesis and geodynamic significance [J]. *Chemical Geology*, 2008, 255:

- 329-345.
- [54] 张国伟, 孟庆任, 赖绍聪. 秦岭造山带的结构构造[J]. 中国科学: B 辑, 1995, 25(9): 994-1003.
- [55] 夏邦栋, 李培军. 中国东部扬子板块同华北板块在中-晚三叠世拼接的沉积学证据[J]. 沉积学报, 1999, 14(1): 12-21.
- [56] 程日辉, 王璞, 刘万洙, 等. 下扬子区三叠纪最大海侵事件与扬子板块和华北板块碰撞的关系[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2004, 24(2): 542-545.
- [57] 申浩澈, 康维国, 梁万通. 华北板块和扬子板块碰撞时代的探讨[J]. 长春地质学院学报, 1994, 24(1): 22-27.
- [58] 冯庆来, 杜远生, 殷鸿福, 等. 南秦岭勉略蛇绿混杂岩带中放射虫的发现及其意义[J]. 中国科学: D 辑, 1996, 26: 78-82.
- [59] 张成立, 张国伟, 晏云翔, 等. 南秦岭勉略带北光头山花岗岩体群的成因及其构造意义[J]. 岩石学报, 2005, 21(3): 711-720.
- [60] 秦江锋, 赖绍聪, 李永飞. 扬子板块北缘碧口地区阳坝花岗闪长岩岩体成因研究及其地质意义[J]. 岩石学报, 2005, 21(3): 697-710.
- [61] 臧文娟. 南秦岭造山带晚三叠世五龙岩体岩浆混合作用研究[D]. 西安: 西北大学(硕士论文), 2008.
- [62] 王娟, 李鑫, 赖绍聪, 等. 印支期南秦岭西荃河、五龙岩体成因及构造意义[J]. 中国地质, 2008, 35(2): 207-216.

Geochemical Characteristics and Petrogenesis of Mesozoic Lamprophyres from Zhangjiahe, South Qinling, China

YANG Chao-gui^{1,2}, LIU Shen¹, FENG Cai-xai¹, FENG Guang-ying^{1,2}, YANG Yue-hong^{1,2},
QI You-qiang¹, TANG Liang^{1,2}

(1. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of sciences, Guiyang 550002, China;

2. Graduate School of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: Zircon LA-ICP-MS U-Pb analysis yields an age of 225 ± 1.5 Ma for lamprophyres from Zhangjiahe, South Qinling, China, indicating that these rocks were formed during late Indochina stage. The contents of SiO_2 range from 49.31% to 52.87%, with K_2O (0.86% – 1.34%) and Na_2O (1.87% – 2.84%) contents, and $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$, indicating calc-alkaline series. High MgO contents range from 13.11% to 15.88% and with $\text{Mg}^\#$ value (77.74 – 80.44), enrichment in large ion lithophile elements (LILEs, Rb, Ba, Th, U and Sr), LREE and Pb, depletion in the high field strength elements (HFSEs), such as Nb, Ta, Zr and Hf. The isotopic compositions of the rocks are characterized by high initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios (0.714697 – 0.716534) and negative $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ value (-8.55 – -9.09), showing that the mantle source of the search area could be the EM2 type mantle. In addition, the lamprophyres have high contents of Cr (1161×10^{-6} – 1597×10^{-6}), Co (60.3×10^{-6} – 77.2×10^{-6}) and Ni (220×10^{-6} – 366×10^{-6}). Based on above discussions, we proposed that the studied lamprophyres are from an enrichment lithospheric mantle source which is metasomatized by the fluid from the dehydration of the subducted oceanic (Paleo-Mianlue Ocean) sediments. There is fractionation of olivine and clinopyroxene with the primary magma ascent, but without much influence. Tectonic and geodynamic investigation indicates that the studied lamprophyres are formed in a post-orogenic extensional setting after the collision between the Yangtze and South Qinling micro-plate.

Key words: Mianlue zone; lamprophyre; enriched mantle; post-collision