

湖南中生代陆内构造变形的深部过程： 煌斑岩地球化学示踪

梁新权 范蔚茗 王岳军

(中国科学院广州地球化学研究所, 广东 广州, 510640)

P59 A

摘 要 湖南煌斑岩以富集大离子亲石元素和轻稀土元素, 而亏损高强场元素(Nb-Ta-Ti)为特征, 同位素以高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 、低 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 为特征。源区可能为早期俯冲交代的古老岩石圈富集地幔。煌斑岩的侵入是软流圈上涌的结果, 表明湖南地区于晚三叠世已从岩石圈的挤压阶段开始向岩石圈伸展-减薄阶段转换。

关键词 伸展作用 煌斑岩 地球化学特征 湖南

The Deep Process of the Mesozoic Intracontinental Tectonic Deformation in Hunan: Geochemical Tracer from the Lamprophyres

LIANG Xinquan FAN Weiming WANG Yuejun

(Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou, Guangdong, 510640)

Abstract The Anhua-Xupu lamprophyre studied here was formed about 207 Ma or 172 Ma ago. It is characterized by high $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratio (0.84~1.72), high $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ content (>4.33%~6.41%), low TiO_2 content (0.54%~1.21%), high and variable Al_2O_3 content, strong enrichment of LILE and LREE, and distinct depletion of such HFSE as Nb, Ta and Ti. The isotopic components of the rock are of high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and low $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio. The Sr-Nd isotope variation implies that the lamprophyre magma is derived mainly from an EMII metasomatic mantle source with low Nb/Th, La/Yb and Rb/Ba and high Ba/Nb ratios. The source is related to metasomatism of the lithosphere mantle with fluid released from the ancient subducted oceanic crust. The data of chemical elements and isotope geochemistry and an analysis of geological history indicate that the lamprophyre resulted from asthenosphere upwelling and the tectonic deformation in Hunan went into the crust extension-thinning stage in Triassic.

Key words extension lamprophyre geochemical characteristics Hunan province

20 世纪 80 年代以来, 人们愈来愈强调地球内部物质的垂向调整、幔源物质和热流的上升是陆内构造演化的主要因素(Mckenzie 等, 1988; White 等, 1987)。煌斑岩是研究深部地幔重要信息的一种重要岩石类型, 本文通过对湖南煌斑岩地球化学的研究来探讨湖南中生代构造变形的地幔源区性质及深部活动过程。

1 煌斑岩产出的地质与岩石学特征

湖南省煌斑岩主要出露于雪峰山构造带和湘东南块体中, 如洞口、黔阳、溆浦、安化、冷水江、祁东、桂阳、江永等地(湖南省地质矿产局, 1987)。文中所

论述的是安化十八渡斜云煌斑岩、江永回龙圩云煌斑岩及祁东清水塘云斜煌斑岩。其地质产状和岩相学特征及 K-Ar 同位素年龄见表 1。可能属于印支晚期—燕山早期(T_3 — J_2)岩浆活动的产物。

2 煌斑岩地球化学特征

2.1 岩石主元素成分特征

代表性煌斑岩的主元素成分列于表 2。这些样品 SiO_2 变化于 47.84%~57.84%, TiO_2 0.71%~1.02%, K_2O 1.56%~3.68%, $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ 为 1.89%~6.49%, 与国际上研究的 Bundey 山脉煌斑岩范围基本一致(Fraser 等, 1985; Thompson 等,

本文为中国科学院知识创新工程项目(KZCX2-102)、国家自然科学基金(40272092)和湖南省重点项目(2001)的成果。

责任编辑: 宫月萱。

第一作者: 梁新权, 男, 1964 年生, 博士, 副研究员, 主要从事构造地质学和大陆动力学的综合研究。

表 1 煌斑岩的岩相学特征
Table 1 lithofacies characteristics of lamprophyres

样品地点	安化		祁东	江水
岩石名称	斜云煌岩		云斜煌岩	云煌岩
矿物组成	斜长石 40%~65%、钾长石 1%~10%、黑云母 20%~35%、单斜辉石 0%~10%、石英 1%~5%、斑晶:黑云母、斜长石		酸性长石 (An10-17) 55%~65%、绿泥石 15%~25%、黑云母 5%~10%、石英 5%±	钾长石 45%~55%、黑云母 20%~30%、辉石 20%~25%、斜长石(?)
副矿物	磁铁矿、钛铁矿、褐铁矿、铬铁矿、锆石、金红石、磷灰石、独居石等		锆石、铬铁矿、钛铁矿、黄铁矿、磁铁矿、硬锰矿等	铬铁矿、磁铁矿、黄铁矿、锆石、磷灰石等
结构构造	半自形粒状结构和斑状结构、块状构造,含砂质板岩包体		半自形微粒结构,块状构造,风化较强,斜长石半自形板柱状,聚片双晶	半自形粒状结构,文象结构、少数具斑状结构,块状构造,钾长石板柱状,部分纤维状或放射状
产状	分布在岩片内寒武纪灰岩中,灰岩:160°∠35°,岩脉:250°∠77°		分布在寒武-奥陶纪灰岩中,灰岩:25°∠50°,岩脉:15°∠75°	分布在祁东-湘潭深断裂带中的石炭-二叠纪灰岩中,岩脉 130°∠45°,与围岩产状基本一致
蚀变或矿化	新鲜,无蚀变		绿泥石化,黄铁矿化。处理样品时尽量剔除	蚀变,处理样品时尽量剔除,采用新鲜样品
K-Ar 法年龄	207.53±3.33 Ma(全岩,样号 SH-1)		172.16±2.73 Ma(黑云母,样号 JY-2)	

1984)。所有样品(Na₂O/2)小于 K₂O,为钾质类型。江水煌斑岩比安化-祁东煌斑岩 TiO₂ 含量低。

2.2 稀土元素(REE)和微量元素地球化学特征

稀土元素和微量元素分析值列于表 2。分析方法见刘颖等(1996)。

安化区煌斑岩 ΣREE 为(392.85~612.10)×10⁻⁶,LREE/HREE 为 26.97~34.18,(La/Yb)_N 为 34.18~45.21,(La/Lu)_N 为 37.26~48.41,反映轻

稀土强烈富集,重稀土强烈亏损。(La/Sm)_N 为 6.20~7.50,(Gd/Yb)_N 为 1.84~2.16,反映轻稀土、重稀土内部之间的分馏程度中等。在 REE 配分模式图上,4 个样品表现为一致的向右陡倾的斜线,轻重稀土分馏强烈(图 1)。Eu 表现为较强的亏损(δEu 为 0.64~0.86),反映有辉石的堆晶作用和斜长石的分离。

祁东区煌斑岩 ΣREE 为(312.94~401.46)×

表 2 煌斑岩样品的主要元素分析结果及特征值
Table 2 Major element compositions of the lamprophyre in Hunan Province, China

地点	安化				祁东				江水		
样号	SH-1	SH-2	SH-3	YP-4	QS-1	QS-2	QM-1	QM-2	JY-1	JY-2	JY-5
SiO ₂	48.52	48.14	48.3	51.26	57.22	57.84	56.9	56.8	48.68	48.58	47.84
TiO ₂	0.93	0.97	0.88	0.76	1.02	0.99	1.01	1.17	0.71	0.73	0.75
Al ₂ O ₃	13.66	13.52	13.65	14.03	13.08	15.7	12.72	13.23	12.35	12.35	11.92
Fe ₂ O ₃	2.35	1.86	1.83	2.63	1.59	2.13	0.53	0.49	3.1	3.02	2.17
FeO	5.28	5.47	5.5	4.78	2.93	3.34	5.4	5.98	4.16	4.2	6.08
MnO	0.12	0.08	0.06	0.15	0.04	0.21	0.04	0.07	0.12	0.11	0.07
MgO	10.44	9.74	9.83	7.7	6.03	5.94	6.89	7.65	7.98	9.65	8.05
CaO	7.23	8.26	8.26	7.04	5.56	3.93	8.94	8.47	11.25	10.91	13.14
Na ₂ O	3.49	3.12	2.98	2.22	1.862	1.63	0.31	0.3	1.96	1.94	1.36
K ₂ O	2.62	2.7	2.72	2.36	3.68	2.42	1.89	1.56	3.65	3.47	2.34
P ₂ O ₅	0.5	0.51	0.47	0.28	0.67	0.44	0.48	0.54	0.54	0.55	0.59
LOS	4.36	5.42	5.34	6.26	5.58	4.82	4.04	3.72	4.28	4.24	4.9
Total	99.5	99.79	99.82	99.47	99.26	99.39	99.15	99.98	98.78	99.75	99.21
Mg#	71	71	71	67	71	68	69	69	67	71	68

注:主量元素分析由中国科学院长沙大地构造研究所采用湿化学分析方法测试完成,分析精度优于 2%。

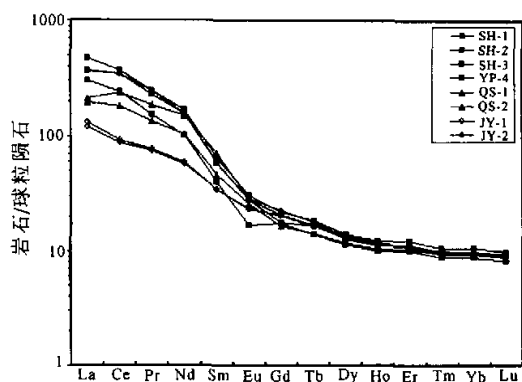


图1 煌斑岩 REE 分布模式图
(球粒陨石值据 Taylor 等, 1985)

Fig.1 Chondrite-normalized REE distribution patterns of the lamprophyres

10^{-6} , LREE/HREE 为 20.95~22.95, $(La/Yb)_N$ 为 20.76~23.06, $(La/Lu)_N$ 为 22.23~24.43, 反映轻稀土较强烈富集, 重稀土较强烈亏损。 $(La/Sm)_N$ 为 2.98~4.20, $(Gd/Yb)_N$ 为 1.75~2.47, 反映轻稀土、重稀土内部之间的分馏程度较大。在 REE 配分模式图上, 表现为向右较陡倾的斜线, 轻重稀土分馏强烈(图 1)。Eu 表现为较强一弱的亏损, δEu 为 0.70~0.93, 表明有斜长石的分离。

江永区煌斑岩 ΣREE 为 $(175.62 \sim 186.62) \times 10^{-6}$, LREE/HREE 为 9.97~10.47, $(La/Yb)_N$ 为 12.61~13.68, $(La/Lu)_N$ 为 13.87~14.82, 反映轻稀土相对富集, 重稀土相对亏损。其 $(La/Sm)_N$ 为 3.81~3.54, $(Gd/Yb)_N$ 为 2.11~2.14, 反映轻稀土、重稀土内部之间的分馏程度不大。在 REE 配分模式图上, 表现为向右陡倾的斜线(图 1)。样品 Eu 表现为中等的负异常, δEu 为 0.87~0.89。表明有辉石的堆晶和斜长石分离。Ce 异常不明显或略呈微弱的负异常, Ce/Ce^* 为 0.91~0.92。

三者相比, 其重稀土基本一致, 只是江永煌斑岩轻稀土含量较低, 显示明显的分馏。

在原始地幔标准化的微量元素蛛网图(图 2)上, 各样品均具有大离子亲石元素富集(特别是 Rb、Ba、Th 富集明显)与 Nb-Ta-Ti 和 Sr 明显亏损、Zr-Hf 弱亏损的特征。煌斑岩不相容元素与 Nb、La、U 的一些代表性比值, 如 La/Nb 、 Ba/Nb 、 Th/U 、 Th/Nb 等(表 2), 明显具有 EM II 特征(Weaver, 1991; Hart 等, 1992)。Ti 的负异常可能与钛铁矿的分离结晶有关。而 Sr 的亏损亦可能是低压条件下的斜长石分异结晶造成, 但由于 Eu 亏损是斜长石分离

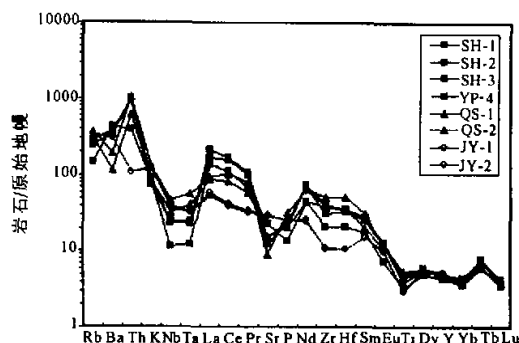


图2 煌斑岩微量元素蛛网图
(原始地幔值据 Sun 等, 1989)

Fig.2 Primitive mantle-normalized trace element spidergrams of the lamprophyres

结晶作用的最主要标志, 而且 δEu 较弱, 所以 Sr 亏损更可能与源区有关。

江永煌斑岩与安化-祁东煌斑岩相比, 出现明显的 Th 负异常和 Zr-Hf 强亏损, Sr 不显示异常。

3 岩石 Sr、Nd 同位素组成

Sr、Nd 同位素测试结果列于表 3, Sr-Nd 同位素协变见图 3。从表 4 和图 3 可以看出, 安化与祁东煌斑岩的同位素组成类似, 而明显区别于江永区煌斑岩。江永区煌斑岩 $^{87}Rb/^{86}Sr$ 为 0.6790~0.7950, $^{87}Sr/^{86}Sr$ 为 0.70787~0.70826, $^{147}Sm/^{144}Nd$ 为 0.1466~0.1480, $^{143}Nd/^{144}Nd$ 为 0.51250~0.51254。当 t 为 172 Ma, $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$ 为 0.70593~0.70617, $\epsilon Nd(t)$ 为 -0.74~-1.61。总体上, 江永区煌斑岩 Sr-Nd 同位素组成具低 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比值, 初始 ϵNd 值为负值, 但不大。在 Sr-Nd 同位素协变图中, 两个样品落入富集象限, 接近整体地球(BE)和洋岛玄武岩(OIB)。

安化-祁东区中生代煌斑岩的 Sr、Nd 同位素组成变化为: $^{87}Rb/^{86}Sr$ 为 1.3980~3.4100, $^{87}Sr/^{86}Sr$ 为 0.7193~0.7228, 较江永区煌斑岩富集放射成因 Sr, $^{147}Sm/^{144}Nd$ 为 0.0753~0.1110, Sm/Nd 为 0.124~0.184, $^{143}Nd/^{144}Nd$ 为 0.51190~0.51197, 当 t 为 200 Ma 时, $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$ 为 0.7128~0.7184, $\epsilon Nd(t)$ 为 -10.13~-12.634; Nd 同位素比值明显低于江永区煌斑岩。总体上, 安化-祁东区煌斑岩 Sr-Nd 同位素组成具高 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 、低 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 的特征, 5 件样品亦落入 Sr-Nd 同位素协变图富集象限, 与上地壳 Sr-Nd 同位素组成(Rollison, 1993)类似。

表 3 中生代煌斑岩微量元素分析结果* 及部分比值
Table 3 Trace element abundances of the lamprophyre in Hunan Province, China $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$

地点	安化				祁东		江永	
样号	SH-1	SH-2	SH-3	YP-4	QS-1	QS-2	JY-1	JY-2
Ti	5188.96	6317.13	5884.62	4343.44	7274.0	6865.5	3870.43	3913.69
Rb	178.53	178.82	152.48	92.63	227.30	191.51	213.55	215.35
Sr	262.98	316.34	316.16	490.54	193.27	344.51	615.25	640.8
Y	21.75	23.49	22.0	20.07	22.86	20.79	24.12	23.01
Zr	350.51	452.6	427.61	234.83	582.35	422.34	119.57	122.34
Nb	16.61	17.94	16.77	8.27	33.76	23.05	26.96	28.1
Cs	4.23	5.47	4.4	5.27	27.80	41.49	49.2	52.69
Ba	2598.71	2537.12	2408.7	8034.35	1364.17	825.99	2046.88	2092.26
La	114.64	147.8	143.84	93.24	66.15	60.61	40.96	37.57
Ce	277.05	301.01	272.96	196.6	189.58	148.2	75.59	70.45
Pr	27.86	29.96	30.03	18.72	22.52	16.37	9.46	9.07
Nd	94.38	101.06	94.56	61.18	90.39	62.53	35.85	34.13
Sm	11.62	12.59	11.41	7.82	13.96	9.09	6.76	6.67
Eu	2.06	2.25	2.06	1.25	2.10	1.89	1.72	1.73
Gd	5.42	5.68	4.65	4.54	5.93	4.27	5.34	5.26
Tb	0.8	0.87	0.78	0.66	0.85	0.68	0.79	0.79
Dy	4.14	4.51	4.16	3.66	4.3	3.81	4.36	4.26
Ho	0.8	0.88	0.82	0.71	0.8	0.74	0.85	0.82
Er	2.4	2.60	2.39	2.09	2.36	2.18	2.29	2.28
Tm	0.31	0.35	0.32	0.28	0.30	0.30	0.32	0.32
Yb	2.02	2.2	2.03	1.84	1.93	1.97	2.02	2.01
Lu	0.29	0.33	0.31	0.27	0.29	0.29	0.3	0.29
Hf	10.31	11.3	10.61	6.6	15.87	11.09	3.33	3.36
Ta	0.94	1.02	0.67	0.51	2.34	1.69	1.33	1.37
Tb	80.11	87.72	81.81	32.5	90.44	52.85	9.17	9.17
U	7.55	8.18	7.60	3.02	14.99	9.6	2.83	2.93
REE	543.78	612.1	543.29	392.85	401.46	312.94	186.62	175.62
LR/HR	32.63	34.13	34.18	26.97	22.95	20.95	10.47	9.97
δEu	0.79	0.81	0.86	0.64	0.7	0.93	0.87	0.89
δCe	1.18	1.09	1.14	1.13	1.18	1.13	0.92	0.92
$(\text{La}/\text{Yb})_N$	38.32	45.21	37.75	34.18	23.06	20.76	13.68	12.61
$(\text{La}/\text{Lu})_N$	41.75	48.41	39.58	37.26	24.43	22.23	14.82	13.87
$(\text{La}/\text{Sm})_N$	6.20	7.38	6.28	7.50	2.98	4.2	3.81	3.54
$(\text{Gd}/\text{Yb})_N$	2.16	2.08	1.84	1.99	2.47	1.75	2.14	2.11
Nb/La	0.14	0.12	0.15	0.09	0.51	0.38	0.66	0.75
Nb/Ta	17.67	17.59	17.30	16.09	14.45	13.67	20.21	20.45
Zr/Hf	34.0	40.06	40.31	35.58	36.7	38.09	35.93	36.47
La/Yb	56.83	67.06	55.99	50.67	34.2	30.8	20.29	18.71
Rb/Ba	0.069	0.070	0.063	0.012	0.167	0.232	0.104	0.103
La/Nb	6.9	8.24	6.79	11.27	1.96	2.63	1.52	1.34

注:微量元素分析由中国科学院广州地球化学研究所电感耦合等离子体-质谱(ICP-MS)实验室测试完成,分析精度优于5%。球粒陨石采用 Taylor and McLennan(1985),原始地幔采用 Sun and McDonough(1989)。

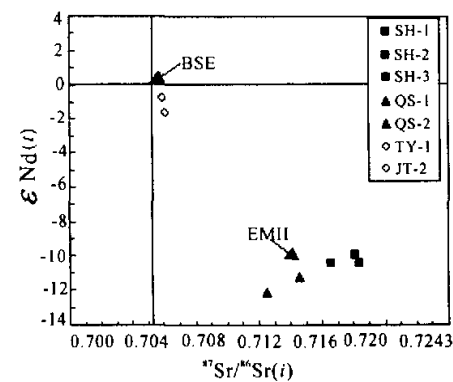


图 3 煌斑岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$ - $\epsilon\text{Nd}(t)$ 相关图
(据 Zindler 等, 1986)
Fig.3 The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$ vs $\epsilon\text{Nd}(t)$ isotope correlation diagram of the lamprophyres(after zindler et al., 1986)

4 湖南中生代构造变形的深部动力学过程讨论

4.1 岩石圈 EM II 型富集地幔的源区特征

所有煌斑岩最明显的特征是相对富集高度不相容元素(如 Ba、Rb、Th、K),亏损高场强元素(HFSE: Ti、Nb、Ta、Zr、Hf)和 Sr。通常镁铁质岩石的这一特征与俯冲作用所改造的岩石圈富集地幔有关(Turner, 1996; Hogers, 1998),然而大陆地壳物质也具有低 Nb、Ti 特征,且不相容元素如 Ba、Rb、La 高度富集。因而陆壳混染也可能是镁铁质-超镁铁质岩石产生 Nb 的负异常(徐义刚, 1999)。但基于以下分析,湖南中生代煌斑岩的高场强元素的亏损特征可能与俯冲交代作用有关。

表 4 湖南雪峰山-湘东南地区中生代煌斑岩 Sr、Nd 同位素组成^①
Table 4 Sm-Nd and Rb-Sr Isotope compositions of the lamprophyre in Hunan Province, China

地点	安化			祁东		江水	
样号	SH-1	SH-2	SH-3	QS-1	QS-2	JY-1	JY-2
<i>t</i> / Ma	207					172	
Rb/ $\times 10^{-6}$	178.5	178.8	152.5	227.3	191.5	180.2	156.8
Sr/ $\times 10^{-6}$	263	316.3	316.2	193.27	344.5	657.3	669.4
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	1.968	1.639	1.398	3.410	1.612	0.7950	0.6790
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.72214	0.72277	0.72241	0.72252	0.71933	0.70787	0.70783
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$	0.71655	0.71811	0.71843	0.71248	0.71459	0.70593	0.70617
Sm/ $\times 10^{-6}$	8.043	7.872	7.289	2.674	2.11	2.762	2.776
Nd/ $\times 10^{-6}$	64.64	57.65	53.01	14.57	13.94	11.25	11.34
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.07525	0.08259	0.08316	0.1110	0.09153	0.1466	0.1480
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.511937	0.511971	0.511948	0.511899	0.51192	0.512544	0.512501
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	0.511838	0.511863	0.511839	0.511754	0.511800	0.512379	0.512334
$\epsilon\text{Nd}(t)^{**}$	-10.61	-8.02	-10.67	-12.34	-11.43	-0.74	-1.61
$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	-0.62	-0.58	-0.58	-0.44	-0.53	-0.25	-0.25
<i>t</i> / Ma	1340	1375	1408	1863	1539	1381	1510
Sm/Nd	0.124	0.137	0.138	0.184	0.151	0.242	0.245
Rb/Sr	0.679	0.565	0.482	1.176	0.556	0.274	0.234

注: Sr、Nd 同位素测试由中国科学院地质地球物理研究所完成; $\epsilon\text{Nd}(t)$ 计算参数: $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}(0) = 0.512638$; $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.1967$ 。

(1) 各区煌斑岩的 Mg O 质量百分数变化于 6.28%~11.09% (表 2), $\text{Mg}^\#$ 值大于 60, 介于 66~71 之间。其组成比较接近原始岩浆 (Langmuir 等, 1978)。该区煌斑岩 Nb/Ta 比值为 13.67~20.45 (平均 17.18), Zr/Hf 比值为 34.00~40.30 (平均 37.14), 分别与原始地幔值的 17.5 ± 2.0 和 36.27

± 2.0 相当, 而远大于大陆壳值 11 和 33 (Taylor 等, 1985; Stolz 等, 1996), 表明各区煌斑岩受地壳污染的可能性很少。表明陆壳混染并不是造成煌斑岩的高场强元素 (Nb、Ta、Ti) 亏损的主要原因, 而反映的是地幔源区的特征。

(2) 除江水永煌斑岩外, 其他煌斑岩均显著富集

① 梁新权. 2001. 雪峰山-湘东南地区中生代活构造变形及其岩石圈动力学模型. 中国科学院长沙大地构造研究所博士论文, 1~70.

Th, 弱亏损 Zr、Hf。这可能与俯冲带流体交代岩石圈地幔有关(李献华等, 1997; Davies 等, 1987)。

(3) 所有煌斑岩 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 小于 0, $f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$ 小于 0 (表 3), 落入 Sr-Nd 同位素协变图(图)富集象限(第 IV 象限), 具有鲜明的 EM II 型富集地幔的印记。同时 Sm/Nd 为 0.124~0.245, 明显低于球粒陨石的 Sm/Nd 比值(0.325; Jacobsen 等, 1980), Rb/Sr 为 0.234~1.176, 高于球粒陨石值 0.0297(Thompson 等, 1984), 说明源区经历了漫长的颇为强烈的 LREE 和不相容元素的富集作用, 即地幔交代作用是很古老的, 发生的时间与煌斑岩开始侵位时间(200 Ma)的差距大于 800~1 000 Ma, 即发生于距今 1 000~1 200 Ma 左右。大约在中元古代末—新元古代初期, 华南两个块体(扬子和华夏)之间存在一个新元古代裂谷带(Wang 等, 2003; Li 等, 2003)。新元古代中期, 华夏地块向西推移, 与扬子地块沿十杭带发生碰撞, 形成华南统一板块。在碰撞拼合过程中, 形成蛇绿岩(徐备等, 1989; 周新民等, 1989; 李献华等, 1994; Li, 1999)、碰撞型花岗岩(莫柱孙等, 1980)和陆相双峰式火山岩(周新民等, 1993; Li, 2003)。因此, 笔者认为, 本文煌斑岩熔融地幔源区的地幔交代作用可能与中元古代晚期—新元古代早期(1 200~800 Ma)扬子与华夏之间的裂谷作用和俯冲消减事件或陆-弧-陆碰撞事件(周新民等, 1993)有关, 即具有这种特征的煌斑岩与古老陆块下古老的交代岩石圈地幔有关。

(4) 在 $\epsilon_{\text{Nd}}\text{-La}/\text{Nb}$ 、 $\epsilon_{\text{Nd}}\text{-Ba}/\text{Nb}$ 、 $\epsilon_{\text{Nd}}\text{-Nb}/\text{Th}$ 和 $\text{Rb}/\text{Ba}\text{-La}/\text{Yb}$ 图^①中, 煌斑岩的 ϵ_{Nd} 和有关微量元素比值落入图内的三端元区内, 其源区为三端元型, 即亏损地幔、俯冲洋壳析出流体和陆源沉积物, 显然煌斑岩与俯冲板块析出流体交代作用的富集地幔有关。但各地区煌斑岩的分布范围明显不一致。其中安化-祁东煌斑岩具有与意大利大陆溢流玄武岩类似的高 La/Nb 、 Ba/Nb 和低 Nb/Th 比值, 富集地幔端元可能为 EM II M(Thompson 等, 1984; 李曙光, 1994)。该地幔端元是由俯冲板块析出流体交代改造楔形地幔形成的, 并可随陆壳增生过程合并到大陆岩石圈地幔中去(李曙光, 1994)。江永区煌斑岩显示与印尼桑达岛弧火山岩一致的高 Ba/Nb 和低 Nb/Th 特征, 但以较低的 La/Yb 值(18.71~20.29, 小于 30)和 Rb/Ba 值(1.34~1.52)与之相区别。同时与具低 La/Nb 、 Ba/Nb 和高 Nb/Th 特征的

EM II SR 地幔端元(与陆源沉积物再循环进入对流上地幔有关)相区别(李曙光, 1994), 显然江永是介于 EM II SR 和 EM II M 之间的另一种过渡型的富集地幔端元, 源区较安化-祁东 EM II M 要深, 较 EM II SR 浅。受同一断裂带控制的道县在 224 Ma 有软流圈地幔部分熔融形成辉长岩岩浆的历史(郭锋等, 1997)。那么, 170 Ma 左右在软流圈的影响和参与下形成煌斑岩浆是可能的。

4.2 软流圈的上涌可能是煌斑岩形成的重要原因

沿广西十万大山盆地、经湖南中部和江西东北部到浙江杭州的“十杭”深断裂带, 广泛分布有中生代早期的富钾质岩石或碱性岩石。如湘东南中生代花岗闪长质小岩体(王岳军等, 2001)、湘南中生代玄武岩类(198~81 Ma; 赵振华等, 1998)、宁远道县玄武岩中基性岩包体(郭锋等, 1997)、粤北基性岩脉(140~90 Ma; 李献华等, 1997)、粤西阳春中生代(164~154 Ma)钾玄质侵入岩(李献华等, 2000, 2001)、桂东南富钾质岩浆杂岩(199 Ma, 郭新生等, 2001)、福建武夷山早三叠世碱性岩(王强等, 2003)、绍兴-恩平侏罗纪碱性岩带(王强等, 2002)。板内钾玄质岩石和碱性岩的产生表明软流圈地幔上涌和岩石圈伸展减薄(Rogers 等, 1998)。毛建仁等(1999)的研究亦表明, 中国东南大陆边缘存在中生代地幔柱活动的岩石学记录和构造地球物理证据。显然, 十杭深断裂带是幔源物质上升的通道, 以此地区为中心的地幔上涌可能提供了中生代华南伸展拉张的原动力。

中生代之前(中元古代晚期—新元古代早期), 大洋岩石圈脱水而形成的富 H_2O 流体的 LILE/HFSE 比值极高(McCulloch 等, 1991)。因此, 洋壳发生部分熔融, 形成高度富集 LREE 和大离子亲石元素(LILE)而强烈亏损高场强元素(HFSE)的流体, 这种流体注入到亏损地幔岩石中形成古岩石圈富集地幔。中生代早期, 下地幔物质的上涌能够向上传递热能和富含挥发分的流体, 造成热边界层上隆或出现底辟, 古岩石圈地幔被置换和破坏, 形成新增生的岩石圈地幔; 同时热边界层或软流圈顶部的部分熔融岩浆在深部地壳的垫托, 垂向上造成地壳的增生和壳内重熔。在下地幔上涌的驱动下, 这种有富集成分和亏损成分组成的地幔物质从核幔边界的不连续面上升, 成为湖南地区及邻区中生代基性侵入岩和火山岩的源区——混合型热地幔柱。软流

① 梁新权, 2001. 雪峰山-湘东南地区中生代活化构造变形及其岩石圈动力学模型. 中国科学院长沙大地构造研究所博士论文, 1~70.

圈上涌导致幔源岩浆底侵于中下地壳,与中下地壳物质混合后发生部分熔融作用形成了煌斑岩。

4.3 煌斑岩的出现可能代表了岩石圈由挤压向伸展的转换及发展

印支期构造事件使整个华南陆壳处于陆内俯冲碰撞岩石圈增厚期(陈海泓等,1993;丘元禧等,1998),相应地形成了华南印支期褶皱造山带(Hsü, 1988)和一系列的过铝质花岗岩^①(233 Ma或220 Ma)。盆地沉积记录显示,印支期构造事件可能结束于早、中三叠世^②。实际上,过铝质花岗岩的形成也意味着岩石圈增厚达到了最大,属于后碰撞阶段的产物(Liegeois, 1998; Liegeois 等, 1998)。野外地质考察表明,在广西与湖南晚二叠世—早三叠世地层中,发育一系列反映伸展作用存在的高角度正断层和褶皱构造。这些伸展构造是晚三叠世及以后形成的。安化-祁东煌斑岩的出现(207 Ma)可能代表了晚三叠世陆内碰撞(或陆内有限俯冲)岩石圈增厚阶段向岩石圈伸展减薄阶段的转化,代表了一个后造山阶段的开始,而江永煌斑岩的侵入(172 Ma)则表明大陆壳的伸展进一步发展,伸展近于达到最大。

致谢 非常感谢陈国达院士对选题的支持,感谢杨心宜研究员对论文的修改意见,也感谢王伏泉和郭定良两位副研究员对野外工作的协助。

参 考 文 献

- 陈海泓,孙枢,李继亮等. 1993. 雪峰山大地构造的基本特征初探. 地质科学, 28(3): 201~210.
- 郭峰,范蔚若,林树等. 1997. 湘南道县县长岩包体的年代学研究及成因探讨. 科学通报, 42(15): 1661~1663.
- 郭新生,陈江峰,张翼等. 2001. 桂东南富钾岩类杂岩的 Nd 同位素组成: 华南中生代地幔物质上涌事件. 岩石学报, 17(1): 19~27.
- 湖南地质矿产局. 1987. 湖南省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1~730.
- 李曙光. 1994. ϵ Nd-La/Nb, Ba/Nb, Nb/Tu 图对地幔不均一性研究的意义——岛弧火山岩分类及 EM II 端元的分解. 地球化学, 23(2): 105~114.
- 李献华,胡瑞忠,饶冰. 1997. 粤北白垩纪基性岩脉的年代学和地球化学. 地球化学, 26(2): 14~30.
- 李献华,周国庆,赵建新. 1994. 赣东北蛇绿岩的离子探针锆石 U-Pb 年龄及其构造意义. 地球化学, 23(2): 125~131.
- 李献华,周汉文,刘颖等. 2000. 粤西阳春中生代钾玄质侵入岩及其构造意义: I. 岩石学 and 同位素地质年代学. 地球化学, 29(6): 513~520.
- 李献华,周汉文,刘颖等. 2001. 粤西阳春中生代钾玄质侵入岩及其构造意义: II. 微量元素和 Sr-Nd 同位素地球化学. 地球化学, 30(1): 57~65.
- 刘颖,刘海臣,李献华. 1996. 用 ICP-MS 准确测定岩石样品中的 40 余种微量元素. 地球化学, 25(6): 552~558.
- 毛建仁,陶奎元,邢光福等. 1999. 中国东南大陆边缘中生代地幔柱活动的岩石学记录. 地球学报, 20(3): 253~258.
- 莫柱孙,叶伯舟,潘维祺. 1980. 南岭花岗岩地质学. 北京: 地质出版社, 1~342.
- 丘元禧,张渝昌,马文璞. 1998. 雪峰山陆内造山带的构造特征与演化. 高校地质学报, 4(4): 432~443.
- 王强,赵振华,熊小林等. 华南绍兴-恩平富碱侵入岩带的厘定及其动力学意义初探. 地球化学, 31(5): 433~442.
- 王岳军,范蔚若,郭峰等. 2001. 湘东南中生代花岗岩类长质小岩体的岩石地球化学特征. 岩石学报, 17(1): 169~175.
- 徐备,乔广生. 1989. 赣东北新元古代蛇绿岩套的 Sm-Nd 同位素年龄及原始构造环境. 南京大学学报(地球科学), (3): 108~114.
- 徐义刚. 1999. 拉张环境中大陆玄武岩作用、性质及动力学过程. 见: 郑永飞主编. 化学地球动力学. 北京: 科学出版社, 119~167.
- 赵振华,包志伟,张伯友. 1998. 湘南中生代玄武岩类地球化学特征. 中国科学(D辑), 28(增刊): 7~14.
- 周新民,朱云鹤. 1993. 中国东南部新元古代碰撞造山带与地块缝合带的岩石学证据. 见: 李继亮主编. 东南大陆岩石圈结构与地质演化. 北京: 冶金工业出版社.
- 周新民,邹海波,杨杰东等. 1989. 安徽黟县伏川蛇绿岩套的 Sm-Nd 等时线年龄及其地质意义. 科学通报, 34(16): 1243~1245.

References

- Bureau of Geology and Mineral Resources of Hunan Province. 1987. Regional geology of Hunan. Beijing: Geological Publishing House, 1~730(in Chinese).
- Chen Hai Hong, Sun Shu, Li Jiliang et al. 1993. Apreliminary study on tectonics of the Xuefeng Mountain, western Hunan. Scientia Geologica Sinica, 28(3): 201~210(in Chinese).
- Davies G R, MacDonald R. 1987. Crustal influences in the petrogenesis of the Naivasha basalt-comendite complex: Combined trace element and Sr-Nd-Pb isotope constraints. J Petrol, 28: 1009~1031.
- Fitton J G. 1987. The Cameroon line, West Africa: a comparison between oceanic and continental alkaline volcanism. Fitton J G, Upton B G. Alkaline Ignerous (Geol Soc Spec Publ 30). London: Blackwell, 273~291.
- Foley S F, Peccerillo A. 1992. Potassic and ultrapotassic magmas and their origin. Lithos, 28: 181~185.
- Fraser K J, Hawkesworth C J, Erlank A et al. 1985. Sr, Nd and Pb isotope and minor element geochemistry of lamproites and kimberlites. Earth Planet Sci Lett, 76: 57~70.
- Guo Feng, Fan Weiming, Lin Ge et al. 1997. Chronology and petrogenesis of gabbro inclusion in Daoxian County, Hunan Province. Chinese Science Bulletin, 42(15): 1661~1663(in Chinese with English abstract).
- Guo Xinsheng, Chen Jiangfeng, Zhang Xi et al. 2001. Nd isotopic ratios of K-enriched magmatic complexes from southeastern Guangxi province: Implications for upwelling of the mantle in southeastern

① 邓希光. 2003. 桂东南 S 型花岗岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄、元素和 Sr-Nd 同位素地球化学特征. 中国科学院广州地球化学研究所博士后论文.

② Liang X q, Li X H. 2004. Late Permian to Middle Triassic sediments of the Shiwandashan foreland basin, suoth China and their implications for the Tectonic Evolution of the Basin and Mountains. Sedimentary Geology(in press).

- China during the Mesozoic. *Acta Petrologica Sinica*, 17(1): 19~27 (in Chinese with English abstract).
- Hsü K J, Sun S, Li J et al. 1988. Mesozoic overthrust tectonics in South China. *Geology*, 16: 418~421.
- Jacobsen S B, Wasserburg G J. 1980. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites. *Earth and Planetary Science Letters*, 50(1): 139~155.
- Kerr A C. 1995. The geochemistry of the mill-morven tertiary lava succession, NW Scotland: an assessment of mantle sources during plume-related volcanism. *Chemical Geology*, 122(1~4): 43~58.
- Langmuir C H, Vocke R D, Hanson G N, Hart S R. 1977. A general mixing equation with applications to Icelandic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 37: 380~392.
- Li Shuguang. 1994. Implications of ϵ Nd-La/Nb, Ba/Nb, Nb/Th diagrams to mantle heterogeneity-Classification of Island arc basalts and decomposition of EMII component. *Geochimica*, 23(2): 105~114 (in Chinese).
- Li Xianhua, Hu Ruizhong, Rao Hing. 1997. Geochronology and geochemistry of cretaceous mafic dikes from northern Guangdong, SE China. *Geochimica*, 26(2): 14~30 (in Chinese with English abstract).
- Li Xianhua, Zhou Guoqing, Zhao Jianxin. 1994. SHRIMP ion microprobe zircon U-Pb age of the NE Jiangxi ophiolite and its tectonic implications. *Geochimica*, 23(2): 125~131 (in Chinese).
- Li Xianhua, Zhou Hanwen, Liu Ying et al. 2001. Mesozoic shoshonitic intrusives in the Yangchun basin, western Guangdong, and their tectonic significance: trace elements and Sr-Nd isotopes. *Geochimica*, 30(1): 57~65 (in Chinese with English abstract).
- Li Xianhua, Zhou Hanwen, Liu Ying et al. 2000. Mesozoic shoshonitic intrusives in the Yangchun basin, western Guangdong, and their tectonic significance: petrology and isotope geochronology. *Geochimica*, 29(6): 513~520 (in Chinese with English abstract).
- Li X H. 1999. U-Pb zircon age of granites from the southern margin of Yangtze Block and the timing of Neoproterozoic Jinning Orogeny in SE China: termination of Rodinia assembly. *Precambrian Res.*, 97, 43~57.
- Li X H, Li Z X, Ge W et al. 2003. Neoproterozoic granitoids in South China: crustal melting above a mantle plume at ca. 825 Ma. *Precambrian Research*, 122: 85~110.
- Li X H, Li Z X, Ge W et al. 2003. Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in the Yangtze Craton, South China and correlations with other continents: evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia. *Precambrian Res.*, 122, 85~109.
- Liegeois J P. 1998. Some words on the post-collisional magmatism. *Lithos*, 45: XV-Xvii.
- Liegeois J P, Navez J, Hertogen J et al. 1998. Contrasting origins of post-collision high-K calc-alkaline-Shoshonitic and alkaline-peralkaline-granitoids. The use of sliding normalization. *Lithos*, 45: 1~28.
- Liu Ying, Liu Haichen, Li Xianhua. 1996. Simultaneous and precise determination of 40 trace elements in rock samples using ICP-MS. *Geochimica*, 25(6): 552~558 (in Chinese with English abstract).
- Mao Jianren, Tao Kuiyuan, Xing Guangfu et al. 1999. Petrological records of the Mesozoic-Cenozoic mantle plume tectonics in epicontinental area of Southeast China. *Acta Geoscientia Sinica*, 20(3): 253~258 (in Chinese with English abstract).
- McCulloch M T, Gamble J A. 1991. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 102(3~4): 358~374.
- McKenzie D P, Bickle M J. 1988. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *J. Petrol.*, 29: 625~679.
- Mo Zhusun, Ye Bozhou, Pan Weizhu et al. 1980. *Granitic geology of Nanling*. Beijing: Geological Publishing House, 1~342 (in Chinese).
- Qiu Yuanxi, Zhang Yichang, Ma Wenpu. 1998. Tectonics and geological evolution of Xuefeng intracontinental orogene, South China. *Geological Journal of China Universities*, 4(4): 432~443 (in Chinese with English abstract).
- Rogers N W, James D, Kelley S P. 1987. The generation of potassic lava from the eastern Virunga province, Rwanda. *J. Petrol.*, 39: 1223~1247.
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D, Norry M J ed., *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society Special Publication, London: Blackwell, 42: 528~548.
- Taylor S R, McLennan S M. 1985. *The continental crust: Its composition and evolution*. Blackwell, Oxford Press, 312.
- Thompson R N, Morrison M A, Hendry G L et al. 1984. An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Philos Trans R Soc London Ser A*, 310: 549~590.
- Wang J, Li Z X. 2003. History of Neoproterozoic rift basins in South China: implications for Rodinia break-up. *Precambrian Research*, 122: 141~158.
- Wang Qiang, Zhao Zhenhua, Xiong Xiaolong. 2002. A scertainment of the Shaoxing-Engping alkali-rich intrusive rock zone and preliminary discussion on its geodynamic implications. *Geochimica*, 31(5): 433~442 (in Chinese with English abstract).
- Wang Yuejun, Fan Weiming, Guo Feng et al. 2001. Petrological and geochemical characteristics of Mesozoic granodioritic intrusion in Southern Hunan province, China. *Acta Petrologica Sinica*, 17(1): 169~175 (in Chinese with English abstract).
- White R S, Spence G D, Fowler S R et al. 1987. Magmatism at rifted continental margins. *Nature*, 229, 328~333.
- Xu Bei, Qiao Guangsheng. 1989. Sm-Nd ages of Neoproterozoic ophiolite in Northeast Jiangxi Province and their tectonic setting. *Journal of the Nanjing University (Geoscience Edition)*, (3): 108~114 (in Chinese).
- Xu Yigang. 1999. Magma process of continental basalt in the extension setting: property and dynamics process. In: Zheng Yongfei. *Chemical Geodynamics*. Beijing: Science Press, 119~167 (in Chinese with English abstract).
- Zhao Zhenhua, Bao Zhiwei, Zhang Boyou. 1998. Geochemistry characteristics of Mesozoic Basalts in South Hunan Province. *Science in China (Series D)*, 28(Sup.): 7~14 (in Chinese with English abstract).
- Zhou Xinming, Zhou Haibo, Yangjiedong et al. 1989. Sm-Nd ages of Fuchuan ophiolite in Anhui province and its geological significance. *Chinese Science Bulletin*, 34(16): 1243~1245 (in Chinese).
- Zhou Xinming, Zhu Yun'e. 1993. Petrological characteristics of Neoproterozoic collisional orogenic belt and Suture belt in Southeastern, China. In: Li Jiliang (editor in chief). *Lithospheric Structure of Southeastern China Continent and Geological Evolution*. Beijing: Metallurgy Industry Press, 60~68 (in Chinese).