

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

峨眉大火成岩省的岩石地球化学特征及时限

宋谢炎¹⁾ 侯增谦²⁾ 曹志敏³⁾ 卢纪仁²⁾ 汪云亮¹⁾

张成江¹⁾ 李佑国¹⁾

1) 成都理工学院材料科学与工程系, 610059; 2) 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京, 100037

3) 青岛海洋大学地质科学学院, 266003

内容提要 本文根据盐源-丽江岩区和攀西岩区峨眉山玄武岩的地球化学组成, 包括各种氧化物之间的关系、微量元素标准化曲线、Th/Yb 与 Ta/Yb、Ce/Nb 与 Th/Nb, 以及 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 与 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值的相互关系, 重点对峨眉山玄武岩地幔源的地球化学特点、上扬子地区岩石圈地幔的地球化学特征及成因、地幔热柱与岩石圈地幔的相互作用, 以及峨眉山玄武岩的喷发时限进行了初步探讨。

关键词 峨眉山玄武岩 岩石圈地幔 微量元素 地球化学 富集型地幔

大火成岩省溢流玄武岩喷发活动与地幔热柱活动有密切因果关系, 这一观点已普遍被接受。其岩浆起源及地幔源区性质复杂, 既可能源于富集型地幔或原始地幔, 也可能源于亏损型地幔。但是, 玄武岩总是继承了其地幔源区的一些地球化学特性, 因此, 大火成岩省玄武岩成为地幔的岩石学“探针”。大洋玄武岩同位素和微量元素地球化学研究发现多数大洋中脊玄武岩源自亏损软流圈地幔, 而洋岛玄武岩可能源自 EM-1 型(如南大西洋 Tristan 热点, Le Roex et al., 1990; Cliff et al., 1991)或 EM-2 型(如南太平洋 Society 群岛热点, Hemond, 1994)富集地幔, 及 HIMU 型非正常地幔(如 Tubual 热点, Chauvel et al., 1992)等。这即反映地幔的不均一性, 也反映壳幔的物质循环(Hofmann, 1997), 同时也反映区域地幔地质演化过程。

汪云亮等(1989, 1993)认为峨眉山-塘坊和二滩的峨眉山玄武岩母岩浆分别起源于富集的尖晶石二辉橄榄岩地幔和石榴石二辉橄榄岩地幔。Chung 等(1998)认为峨眉山玄武岩原始岩浆起源深度西部为 50 km 左右, 东部为 100 km 左右, 即分别为尖晶石二辉橄榄岩地幔和石榴石二辉橄榄岩地幔。他们的研究结果说明峨眉山玄武岩浆多数起源于富集型地

幔。但对这种富集型地幔的起因及玄武岩浆的起源机制尚有待商榷。尽管 Chung 等(1998)认为峨眉山玄武岩喷发于 P/T 界限, 即 250 Ma, 但更多的证据显示峨眉山玄武岩浆活动的时限应为中、上二叠统界限附近^①。本文试图通过对盐源-丽江岩区和攀西岩区峨眉山玄武岩的微量元素地球化学特征、地层层序的研究, 对峨眉山玄武岩的地幔源地球化学特点及其喷发时限进行研究。

1 样品来源及分析方法

本次研究在盐源-丽江岩区云南丽江、宾川、永宁, 攀西岩区四川攀枝花二滩等地共采样品 16 件, 主要元素化学和微量元素 ICP-MS 和 XRF 分析由中国地质科学院国家地质实验测试中心完成(表 1)。经 TAS 分类投影, 主要岩石类型包括苦橄岩、苦橄质玄武岩、玄武岩、粗面玄武岩、玄武粗面安山岩等, 大多属于高 Ti 系列。鉴于 ICP-MS 和 XRF 分析对 Ba、Be、Co、Cu、Nb、Sc、Sr、Th、V、Yb、Zr、La、Pr、Ta、Lu、Nd、Sm、Tb、Y 等元素分析精度较高, 本次研究的数据是较为可靠的。除此之外, 还采用了香港大学地球科学系云南剑川苦橄质玄武岩的部分分析数据(应数据提供者的要求, 其数据不予列出)。

注: 本文为国家自然科学基金项目(编号 40072037)资助的成果。

① 文中采用《中国地层典——二叠系》对二叠系的三分方案。

收稿日期: 2001-03-12; 改回日期: 2001-07-18; 责任编辑: 刘淑春。

作者简介: 宋谢炎, 男, 1962 年生。1982 年毕业于成都地质学院找矿系地质勘探专业, 1989 年毕业于成都理工大学地质系岩石学专业。现就读成都理工大学地球化学专业在职博士研究生, 主要从事岩石学、矿床学和地球化学的教学和科研工作。通讯地址: 610059, 成都理工学院材料科学与工程系。

表 1 峨眉山玄武岩常量元素(%)及微量元素($\times 10^{-6}$)分析结果Table 1 The major elements (%) and trace elements ($\times 10^{-6}$) concentrations of the Emeishan basalts

样号	YY-10	YL6	YL-4	YL-2	YL1	YB-6	YB25	YB24	YB23	YB22	SE29	SE-24	SE-21	SE-20	SE-19	SE-18
SiO ₂	48.69	40.27	45.21	45.69	42.09	45.82	41.39	43.62	45.34	44.14	43.8	47.49	50.2	47.84	48.66	49.98
TiO ₂	2.44	1.04	2.76	2.57	1.19	4.09	1.64	1.78	2.26	2.14	1.88	2.12	2.55	2.44	2.69	2.43
Al ₂ O ₃	12.42	5.94	12.32	13.15	6.21	12.73	4.65	8.2	9.17	8.79	6.23	12.01	12.25	10.58	11.95	10.99
Fe ₂ O ₃	4.13	3.17	5.94	5.2	3.08	5.51	6.11	4.55	6.92	4.98	5.48	5.12	3.77	2.75	3.91	3.93
FeO	5.6	7.73	6.61	7.15	7.65	9.63	5.95	7.07	5.56	6.76	6.37	7.46	7.38	8.46	7.31	7.19
MnO	0.14	0.17	0.22	0.2	0.16	0.2	0.16	0.16	0.15	0.17	0.16	0.22	0.17	0.18	0.17	0.16
MgO	6.6	27.23	8.29	8.1	25.52	5.21	26.21	18.6	13.62	17.37	21.66	8.33	7.4	10.35	8.26	8.72
CaO	9.78	6.22	10.51	9.94	7.28	7.84	5.83	8.8	9.42	8.7	6.42	10.85	9.94	9.93	8.01	7.71
Na ₂ O	1.43	0.32	2.92	2.47	0.51	3.37	0.53	1.15	1.34	1.4	0.72	3.01	2.56	1.06	3	2.05
K ₂ O	4.82	0.18	0.66	1.59	0.14	1.47	0.29	0.58	1.08	0.7	0.76	0.74	1.01	2.47	2	2.41
P ₂ O ₅	0.4	0.12	0.29	0.28	0.11	0.47	0.25	0.24	0.33	0.31	0.2	0.22	0.29	0.25	0.32	0.36
LIO	2.82	6.72	3.04	2.28	4.96	2.82	6.26	3.96	3.82	3.68	4.94	1.78	1.56	2.32	2.3	2.84
TOTAL	99.27	99.11	98.77	98.62	98.9	99.16	99.27	98.71	99.01	99.14	98.62	99.35	99.08	98.63	98.58	98.77
Mg [#]	62.1	84.99	61.94	83.75	60.76	44.17	84.94	79.01	74.74	78.14	82.02	61.19	59.92	65.98	62.58	64.13
La	34.04	9.98	24.69	20.82	10.26	37.88	20.44	23.69	31.3	28.68	28.3	21.69	32.23	38.97	46.12	49.53
Ce	62.89	18.71	49.48	41.07	20.34	73.93	37.89	43.89	56.57	52.33	53.96	40.9	62.6	73.5	87.2	93.92
Pr	7.45	2.35	6.25	5.08	2.6	9.76	4.85	5.39	7.11	6.67	6.74	5.23	8.17	9.24	10.93	12.05
Nd	29.14	10.16	27.67	22.24	11.25	40.14	19.78	20.91	28.22	26.36	27.79	22.18	32.09	36.41	43.02	45.49
Sm	6.52	2.31	6.85	5.37	2.88	10.12	4.83	4.92	6.37	6.11	6.07	5.59	7.81	7.98	9.4	9.92
Eu	1.94	0.82	2.14	1.74	0.91	3.04	1.4	1.46	1.94	1.83	1.75	1.79	2.3	2.28	2.61	2.66
Gd	5.32	2.55	6.52	5.76	2.77	10.16	3.78	4.68	5.28	5.42	4.5	5.72	7.07	6.65	7.3	7.24
Tb	0.8	0.3	0.84	0.7	0.36	1.3	0.49	0.62	0.74	0.69	0.58	0.8	0.84	0.74	0.83	0.97
Dy	4.51	1.86	4.87	4.03	1.88	7.84	2.96	3.44	3.87	3.64	3.13	4.34	4.69	4.35	4.86	5.19
Ho	0.9	0.36	0.9	0.78	0.4	1.6	0.6	0.66	0.72	0.71	0.56	0.86	0.93	0.82	0.86	0.95
Er	2.36	0.94	2.36	1.87	0.72	3.95	1.6	1.79	1.86	1.73	1.51	2.36	2.28	2.12	2.32	2.56
Tm	0.3	0.12	0.27	0.24	0.1	0.56	0.21	0.24	0.23	0.22	0.17	0.28	0.29	0.26	0.28	0.32
Yb	1.77	0.75	1.58	1.48	0.59	2.96	0.97	1.25	1.21	1.22	0.97	1.64	1.64	1.48	1.66	1.8
Lu	0.27	0.1	0.21	0.24	0.1	0.49	0.15	0.19	0.15	0.14	0.14	0.23	0.24	0.22	0.23	0.27
Y	20.78	8.76	21.03	18.49	8.13	36.84	12.39	15.41	16	15.6	12.87	19.94	20.75	18.75	21.05	22.27
Sc	21.71	17.66	26.05	21.96	15.03	25.1	18.42	22.2	21.05	21.58	17.61	32.15	26.15	26.92	22.1	21.18
Ba	643	150	341	1100	207	570	298	580	1200	594	299	295	486	619	546	619
Co	35	42	41	41	45	42	45	69	70	67	41	46	40	51	43	42
Cr	192	2900	297	442	2500	114	1800	1300	1200	1100	2000	452	290	705	383	403
Cs	0.2	0.4	0.2	0.3	0.3	0.5	1.1	1.3	1.2	1.9	1.9	0.6	0.2	0.2	0.2	0.3
Cu	94	72	87	73	102	331	93	110	61	109	94	194	121	89	69	121
Hf	2.8	1.3	3.5	3.3	1.5	4.6	1.8	1.8	2.7	2.4	3.2	2.9	4	4.8	4.9	5.2
Nb	27	10	20	22	9	28	13	15	23	20	21	15	24	27	34	34
Sr	829	54	468	1100	118	706	142	319	5	371	281	552	566	515	502	734
Ta	1.9	1.7	2.2	1.7	0.8	2	1	1.2	1.5	1.4	1.4	1.1	1.7	1.9	2	2.2
Th	3.8	1.1	2.5	3.1	1.4	4.4	2.4	3.5	3.8	3.7	3.8	2.5	2.8	5.5	6.7	7.1
U	1.2	0.3	0.6	0.7	0.4	1.1	0.7	0.8	0.9	0.9	0.9	0.8	0.7	1.2	1.4	1.5
V	259	154	312	288	175	436	160	223	248	232	219	346	275	290	274	269
Zn	62	54	71	75	69	141	101	84	103	100	104	41	74	93	93	88
Zr	189	74	182	170	82	291	145	148	188	180	163	142	204	205	238	263
Ni	88	793	112	164	855	75	1100	634	572	547	750	133	86	160	111	114
Rb	52	9	11	27	4	27	14	19	22	22	31	25	22	60	35	46

注:采样地点:YY—云南永宁;YL及YL—云南丽江;YB—云南宾川;SE—四川攀枝花二滩;分析由中国地质科学院国家地质实验测试中心完成。

2 峨眉山玄武岩的岩浆演化特点

2.1 峨眉山玄武岩的地球化学类型

根据峨眉山玄武岩的喷发特点、岩石和地球化

学特征,侯增谦等(1999)将峨眉山大火成岩省分为盐源-丽江岩区、攀西岩区、贵州高原岩区和松潘-甘孜岩区,本文仅对盐源-丽江岩区和攀西岩区进行研究。尽管按照 Irvine 等(1971)的划分,峨眉山玄武岩

分属碱性系列和拉斑玄武系列,但并没有显示出清晰的两种演化趋势。而较为明显地显示出特殊的热界面玄武岩系列特征(也称为过渡系列),这与前人的结果(张云湘等,1988;汪云亮等,1993)是一致的。众所周知,热界面玄武岩浆相对碱性系列玄武岩浆和拉斑玄武岩浆而言具有更高的起源温度,这符合地幔热柱活动的特征。东岩区的粗面岩和流纹岩与玄武岩构成了双峰式火山岩组合。 $\text{TiO}_2\text{-Mg}^\#$ 相关图(图1)的投影表明,峨眉山玄武岩大多属于高钛玄武岩,这是峨眉山玄武岩的一个突出特点,只有盐源-丽江岩区的部分苦橄岩和苦橄质玄武岩投影在低钛玄武岩区。此外 $\text{TiO}_2\text{-Mg}^\#$ 的负相关关系也较为明显,反映出岩浆分离结晶的趋势。盐源-丽江岩区以高镁低钛为特征,贵州高原岩区显示低镁高钛的特点,而攀西岩区则介于两者之间。

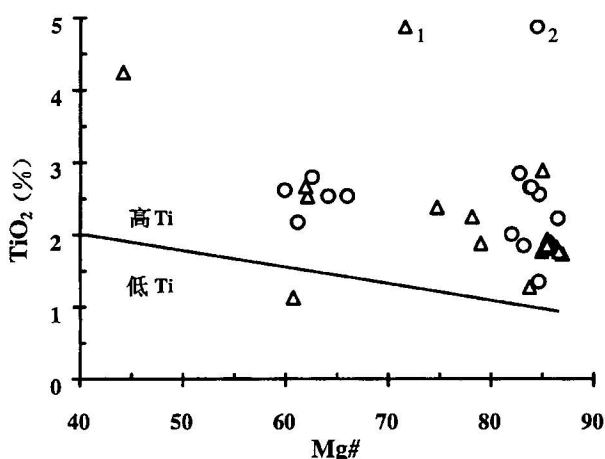


图1 峨眉山玄武岩 $\text{TiO}_2\text{-Mg}^\#$ 相关图

(据 Sharma, 1997)

Fig. 1 The correlation between TiO_2 and $\text{Mg}^\#$ of the Emeishan basalts (after Sharma, 1997)

1—盐源-丽江岩区; 2—攀西岩区

1—Yanyuan-Lijiang region; 2—Panxi region

2.2 峨眉山玄武岩的岩浆演化

2.2.1 峨眉山玄武岩的分离结晶

由于同化混染作用会使得玄武岩地幔源区的分析复杂化,因此,首先对峨眉山玄武岩岩浆演化特点进行系统分析是必要的。岩浆分离结晶作用表现在玄武岩的斑晶成分、常量元素和微量元素成分的变化上。 $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-K}_2\text{O+Na}_2\text{O-CaO}$ 与 MgO 相关图(图2)上的投影显示峨眉山玄武岩的演化趋势完全符合分离结晶趋势,同时显示出盐源-丽江岩区的玄武岩主要经历了橄榄石和辉石的分离结晶,同时,相对东岩区玄武岩经历更为强烈的分离结晶作用。虽

然,峨眉山玄武岩系斜斑玄武岩非常普遍,但斜长石并没有大量地从岩浆中分离出去。

峨眉山玄武岩的分离结晶特征更好地体现在其微量元素丰度的变化上。地幔岩部分熔融过程中单斜辉石和斜方辉石总是较早熔融的主要矿物相,而基性岩浆在地壳岩浆房中分离结晶过程中,橄榄石、斜方辉石、单斜辉石和斜长石总是较早结晶的矿物相。这样我们就可以根据橄榄石、单斜辉石、斜方辉石和斜长石中某些元素的矿物/熔浆分配系数来分析玄武岩浆的演化是受部分熔融控制,还是受分离结晶控制。很明显,如果某两种元素的橄榄石、斜方辉石和单斜辉石的矿物/熔浆分配系数非常相近,则在部分熔融过程中和分离结晶早期阶段这两个元素的含量比将不发生改变,而当斜长石分离结晶时该元素比值将发生明显改变;如果某种元素的斜方辉石和单斜辉石的矿物/熔浆分配系数非常相近,而与橄榄石的分配系数相差明显,则玄武岩中这种元素的丰度变化可以反映玄武岩浆的同源性和分离结晶特点;如果玄武岩中这些元素的丰度不符合上述规律,则可能意味着地壳混染作用。

表2 几种微量元素在玄武岩和安山岩中的矿物/熔浆分配系数

Table 2 The mineral/melt partial coefficients of some trace elements in basalt and andesite

元素	橄榄石	斜方辉石	单斜辉石	角闪石	斜长石
Sm	0.0066	0.05	0.5	1.4	0.067
Eu	0.0068	0.05	0.51	0.4	0.34
Ce	0.0069	0.02	0.15	0.2	0.12
Rb	0.0098	0.022	0.031	0.29	0.071
Sr	0.014	0.04	0.06	0.46	1.83

注:数据源于 Arth, 1976。

从表2的数据可以分析出橄榄石、斜方辉石和单斜辉石的 (Sm/Eu) 矿物/熔浆分配系数比值都近似等于1,而斜长石的 (Sm/Eu) 矿物/熔浆分配系数比值远小于1;Sr 对于橄榄石、斜方辉石和单斜辉石来讲都是强不相容元素,而它在两种辉石中的分配系数相近,与橄榄石的分配系数有较大差异,Sr 对斜长石而言是相容元素。因此,在 $\text{Sm}/\text{Eu-Sr}$ 图(图3a)上如果玄武岩浆没有发生分离结晶,投影点将集中在很小的区域,来自不同地幔源区的玄武岩浆的投影点将集中在不同区域。随着橄榄石和辉石的分离结晶,玄武岩浆中 Sr 将增加,而随着斜长石的分离结晶 Sr 将减少。

图3(a)的投影表明盐源-丽江岩区的玄武岩经历了一定程度的橄榄石和辉石的分离结晶,Sr 丰度较低说明其分离结晶程度较低。攀西岩区玄武岩的

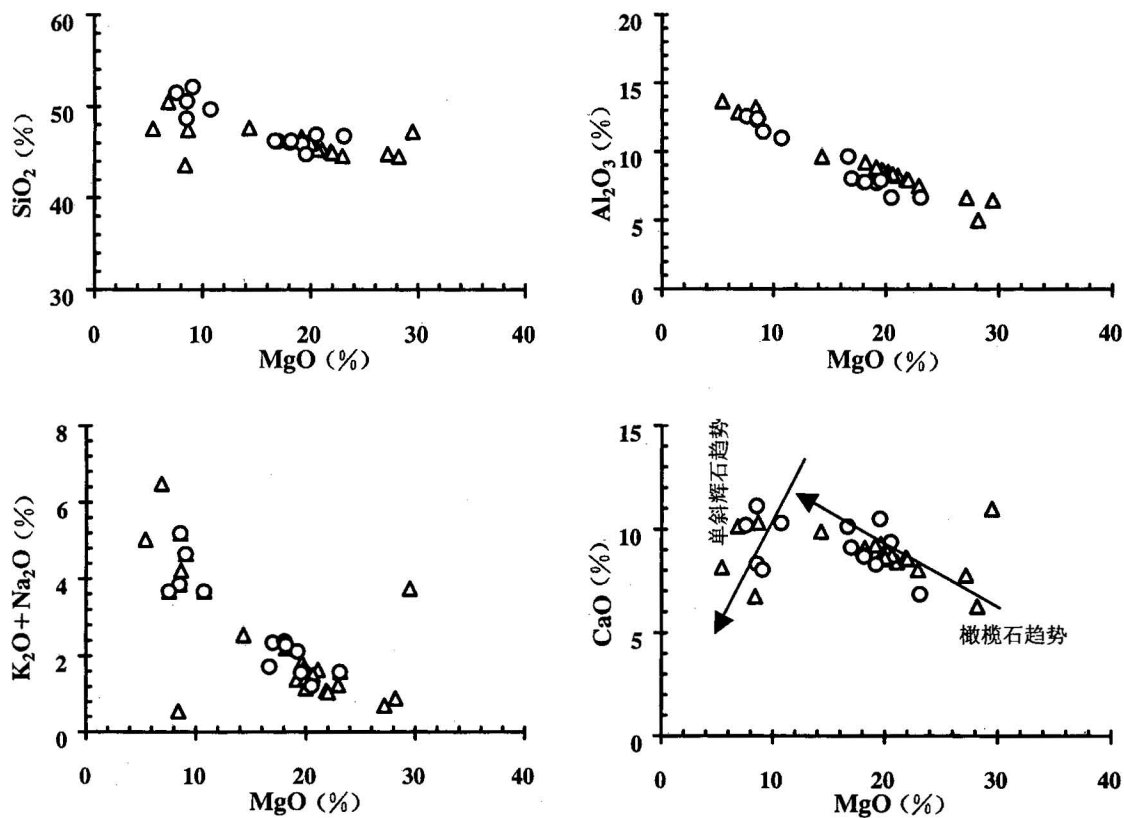


图2 峨眉山玄武岩 MgO 与其他主要氧化物的关系

Fig. 2 The correlation between MgO and the other main oxides of the Emeishan basalts

图例同图1 (Legend same as the figure 1)

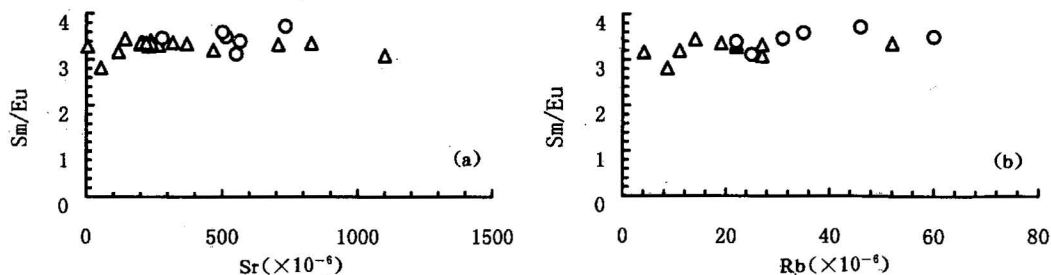


图3 峨眉山玄武岩分离结晶的 Sm/Eu 值与 Sr、Rb 含量变化特征

Fig. 3 The correlation between Sm/Eu and Sr or Rb during fractional crystallization of the Emeishan basalts

图例同图1 (Legend same as the figure 1)

演化趋势与盐源-丽江岩区相似说明它们之间具有同源性,Sm/Eu 值和 Sr 丰度的差异表明峨眉山玄武岩向橄榄石和辉石的分离结晶加剧,这与峨眉山玄武岩的斑晶成分特点是完全吻合的。攀西岩区玄武岩浆经历了一定程度的斜长石的分离结晶,并有可能经历了一定程度的同化混染,这与该区域地壳较厚,同期大型基性层状侵入体的大量分布有关。

Rb 的性质与 Sr 相似,但其斜长石/熔浆分配系数为0.071,是不相容元素。因此在分离结晶过程中

Rb 的丰度应持续地升高,而辉石和橄榄石 Rb 的矿物/熔浆分配系数小于斜长石 Rb 的分配系数2倍以上,所以玄武岩中 Rb 丰度的变化将反映斜长石的分离结晶程度。图3(b)显示出与图3(a)相同的结果,同时也反映出攀西岩区玄武岩尽管有斜长石的分离结晶,但斜长石的结晶量并不多。

鉴于 Rb 和 Sr 橄榄石的矿物/熔浆分配系数均比两种辉石小数百倍和数倍,橄榄石的结晶必将使玄武岩的这两种元素丰度迅速升高。因此,上述两个

图的投影也表明,盐源-丽江岩区玄武岩的分离结晶程度较低,而攀西岩区和贵州高原岩区的玄武岩则经历了较为强烈的橄榄石和辉石的分离结晶;攀西岩区 Sm/Eu 值相对较为剧烈的变化可能反映了一定程度的地壳混染。

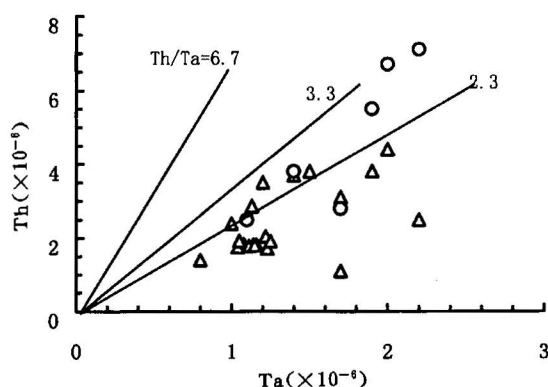


图 4 峨眉山玄武岩 Th-Ta 相关图

(据 Lightfoot 等,1990)

Fig. 4 The correlation between Th and Ta of the Emeishan basalts (after Lightfoot et al., 1990)

2.2.2 峨眉山玄武岩的同化混染

Th 和 Ta 均属于强不相容元素,两者比值可以很好地反映原始岩浆的地球化学特征。原始地幔的 Th/Ta 值约为 2.3 (Wooden et al., 1993), 上地壳的 Th/Ta 值约为 10 (Condie, 1993)。因此这两种元素的相互关系可以反映玄武岩地幔源区的一些特点。

Th-Ta 相关图投影显示峨眉山玄武岩 Th/Ta 值大多数介于 1~3.3 之间 (图 4), 平均值大约为 2.3, 而远低于俄罗斯 Siberian 玄武岩低钛系列的 6.7。根据 Lightfoot 等 (1990) 及 Sharma (1997) 对俄罗斯 Siberian 大火成岩省研究结果, 一方面不同地壳成分的混染作用造成高钛玄武岩和低钛玄武岩的两种区别明显的演化趋势, 而低钛玄武岩遭受的混染作用更为强烈; 另一方面高钛玄武岩是部分熔融程度较低的原始岩浆分离结晶形成的, 而低钛玄武岩部分熔融程度较高。峨眉山玄武岩的高 Ti 和 Th/Ta 值均显示出峨眉山玄武岩原始岩浆主要起源于原始地幔, 部分熔融程度不高, 受地壳混染微弱。

3 峨眉山玄武岩地幔源地球化学特征

尽管目前地幔不均一性的同位素标志似乎更为明确, 然而, 根据放射性同位素衰变原理, 某些微量元素比值与同位素比值之间存在着密切的对应关系, 如: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 与 Rb/Sr 值成正比, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 和

$^{175}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 分别与 Sm/Nd 和 Lu/Hf 值成正比, 这为运用微量元素地球化学方法研究地幔不均一性提供了充足的理论前提。

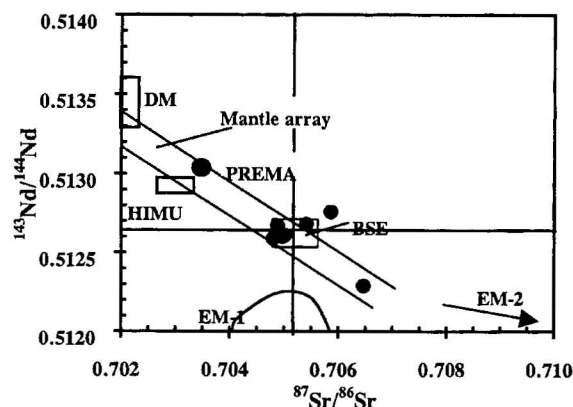


图 5 峨眉山玄武岩的锶、钕同位素特征
(据 Zindler 等,1986)

Fig. 5 The diagram of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ of the Emeishan basalts (after Zindler et al., 1986)

DM—亏损地幔; Mantle array—幔源区; BSE—地球总成分; HIMU、EM-1、EM-2—3种洋岛玄武岩端元的同位素成分范围; PREMA—原始地幔; DM—Depleted mantle; BSE—average composition of the Earth; HIMU、EM-1、EM-2—isotopic composition of the three OIB ends; PREMA—primitive mantle

3.1 同位素地球化学

在 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 相关图中, 多数峨眉山玄武岩数据 (据 Chung 等, 1998) 投影于地幔区, 并主要处于原始地幔、EM-1 和 EM-2 之间, 地球平均成分范围内, 个别点更偏向 EM-1 和 EM-2 (图 5)。这种特点一方面说明峨眉山玄武岩受地壳混染较弱; 另一方面也说明峨眉山玄武岩地幔源具有 EM-1 和 EM-2 型富集地幔的某些特征。Weaver (1991) 指出 EM-1 型洋岛玄武岩主要来源于遭受了因俯冲作用带入的远洋沉积物混染的地幔源, Hemond 等 (1994) 认为 EM-2 型洋岛玄武岩包含有少量但比较明显的大陆的再循环物质。这表明峨眉山玄武岩的地幔源遭受了一定程度的地壳物质混染。

3.2 微量元素地球化学

微量元素原始地幔标准化表明峨眉山玄武岩与 EM-1 及 EM-2 型洋岛玄武岩相似 (图 6), 具有较高的 Nb、Ta、Ti 等高场强元素含量及较高的强不相容元素含量, 为富集型地幔部分熔融的产物, 显示出地幔热柱的成因特点。同时, 强不相容元素含量随玄武岩基性程度的降低而增高。将峨眉山玄武岩的配分曲线与上下地壳、EM-1 型 (南大西洋 Tristan 热点, Le Roex et al., 1990; Cliff et al., 1991) 或 EM-2 型

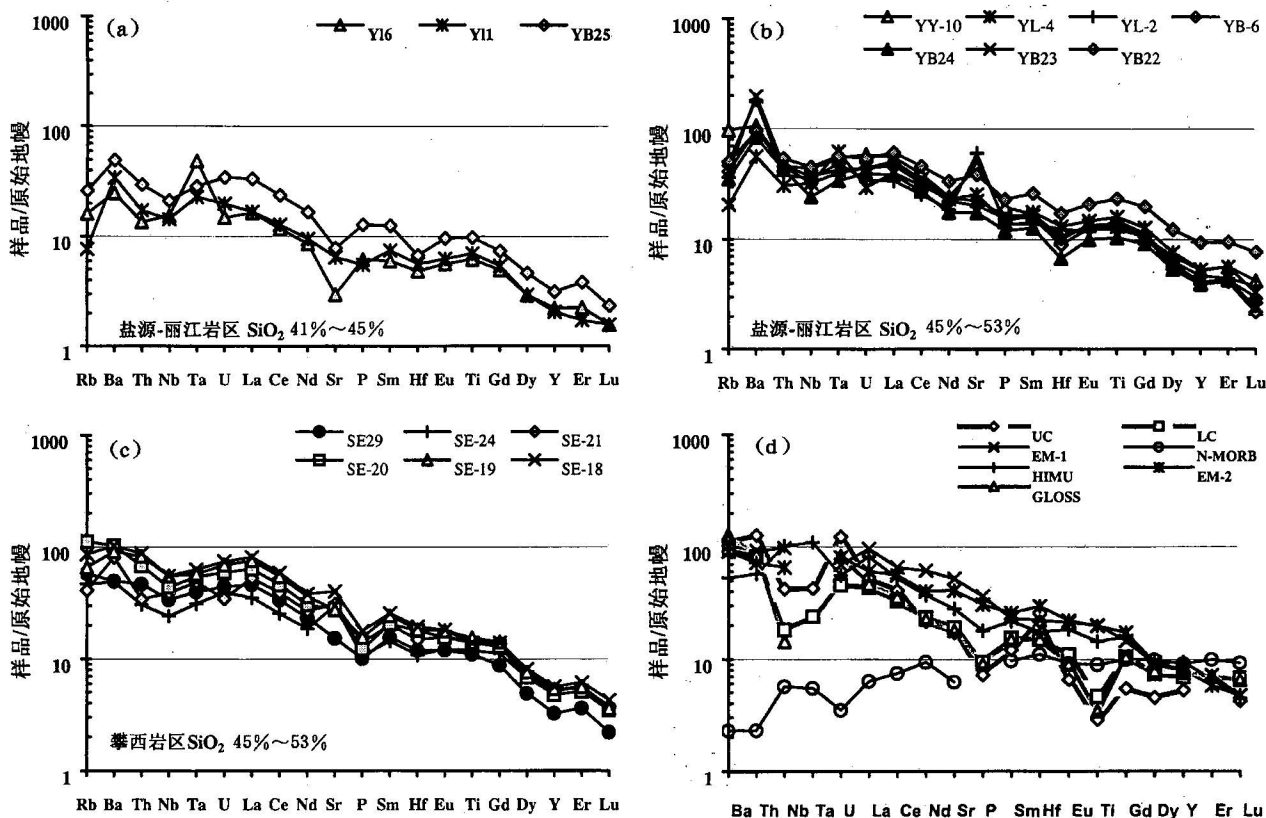


图6 峨眉山玄武岩微量元素原始地幔标准化蛛网图

Fig. 6 The primitive-mantle-normalized patterns of the Emeishan basalts

UC—上地壳; LC—下地壳; EM-1和EM-2—两种富集型洋岛玄武岩; HIMU—受地壳物质污染的亏损型地幔; N-MORB—正常洋中脊玄武岩; GLOSS—远洋沉积物平均成分; 图中样号同表1

UC—Upper crust; LC—lower crust; EM-1, EM-2—enriched OIBs; HIMU—depleted mantle contaminated by crust material; N-MORB—normal middle oceanic ridge basalts; GLOSS—average composition of global pelagic sediments; The sample numbers in the figure same as the table 1

(南太平洋 Society 群岛热点, Hemond et al., 1994) 富集地幔、HIMU 型玄武岩 (Tubual 热点, Chauvel et al., 1992) 以及 N-MORB 原始地幔标准化配分曲线 (图6d) 进行比较, Rb-Nd 总体含量低于 EM-1 及 EM-2 型洋岛玄武岩的, Sr-Lu 值介于洋岛玄武岩与上下地壳之间, 总体而言属于富集型地幔部分熔融的产物。但也有自己明显的特色: 不相容元素富集程度相对偏低; 弱的 Hf 和 Th 的负异常; Rb、Th、Nb 含量低; 盐源-丽江岩区由云南宾川、永宁向丽江富集程度有依次降低趋势。异常低的 Rb 含量, 较高的 P 和 Ti 含量表明峨眉山玄武岩受地壳混染微弱。随 SiO_2 含量的增加, 微量元素总量的逐渐增高, Sr 从负异常变为正异常, 以及 Hf 负异常的出现, 主要与橄榄石和辉石的分离结晶有关。因此, 元素比值能更好地反映峨眉山玄武岩地幔源的特征。显然, 峨眉山玄武岩的上述地球化学特征不可能是岩浆演化过程中

地壳的同化混染的结果。

峨眉山玄武岩源于富集型地幔的特征也很好地反映在 Th/Yb-Ta/Yb 相关图上 (图7), 图7显示出峨眉山玄武岩介于板内玄武岩和活动大陆边缘玄武岩之间, 起源于富集型地幔。Saunders 等 (1988) 注意到大洋中脊玄武岩的地幔源和亏损型地幔 (DMM) 与俯冲带残留物质 (RSC) 的混合有密切关系, 而洋岛玄武岩的地幔源和原始地幔与俯冲物质 (SDC) 或俯冲带残留物质 (RSC) 的混合有关, 这种关系清楚地反映在 Ce/Nb-Th/Nb 图中 (图8)。图8清楚地反映出峨眉山玄武岩的地幔源与正常洋岛玄武岩相似, 但受到俯冲物质更强烈的混染, 投影点的分布还显示出可能也受到了地壳物质的轻微混染。

4 时限和岩浆产率

一般认为在较短的时间内产生大量玄武岩浆是

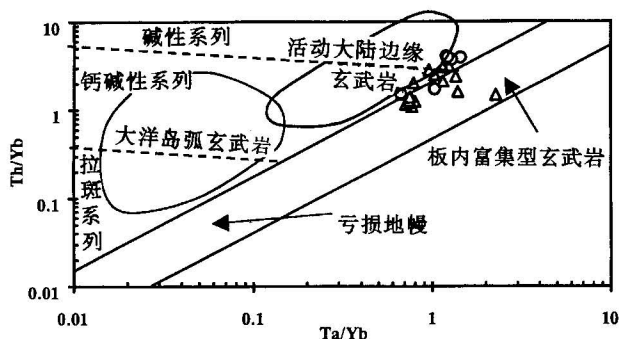


图7 峨眉山玄武岩 Th/Yb-Ta/Yb 相关图

Fig. 7 The diagram of Th/Yb vs Ta/Yb of the Emeishan basalts

图例同图1 (Legend same as the figure 1)

地幔热柱活动的一项主要标志,主活动期为1~2 Ma,短时间内巨量的岩浆喷发会造成全球环境的巨变,有可能导致大规模的生物灭绝事件。因此,峨眉山玄武岩的喷发时限对于深入认识峨眉大火成岩省的规模、地质演化规律,以及它是否与二叠纪全球性生物灭绝事件有关,与那一次灭绝事件有关等问题的研究都有重要的意义。地层学研究证明峨眉山玄武岩下界与茅口组灰岩之间存在一层薄的煤线和风化面,其顶界有一厚的风化壳,与宣威组陆相地层呈

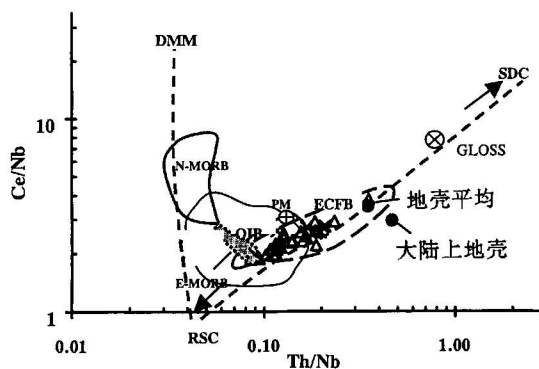


图8 峨眉山玄武岩 Ce/Nb-Th/Nb 相关图

(据 Saunders 等, 1988)

Fig. 8 The diagram of Ce/Nb vs Th/Nb of the Emeishan basalts (after Saunders et al., 1988)

DMM—亏损地幔; PM—原始地幔平均; SDC—俯冲带平均成分; RSC—俯冲带残留体平均成分; GLOSS—远洋沉积物平均成分 (据 Weaver, 1991); N-MORB—正常洋中脊玄武岩; E-MORB—富集型洋中脊玄武岩; OIB—洋岛玄武岩; ECFB—峨眉山玄武岩; 峨眉山玄武岩的图例同图1

DMM—Depleted mantle; PM—primitive mantle; SDC—average composition of subducted slab; RSC—average composition of residual slab; GLOSS—average composition of global pelagic sediments; N-MORB—normal middle oceanic ridge basalts; E-MORB—enriched middle oceanic ridge basalts; OIB—oceanic island basalts; ECFB—Emeishan continental flood basalts; Legend same as the figure 1 of Emeishan basalts

沉积间断。王洪峰(1983)对峨眉山龙门洞沙湾组植物化石的研究表明,峨眉山玄武岩之上的地层属上二叠统。所以,按照我国二叠系新的三分划分方案,峨眉山玄武岩活动应发生在乐平统早期(P_3^1),根据国际二叠系年代地层系统(《中国地层典》编委会, 2000),乐平统下界的年代应为258 Ma,可以与宣威组对应的吴家坪组的上界年代大约为253.40 Ma。香港大学地球科学系周美夫博士最近所作的米易新街岩体单颗粒锆石年龄为258.6 Ma(私人通信),与香港大学地球科学系 Ali 博士和 Thompson 博士合作对峨眉山清音电站及峨边剖面的古地磁测量表明该区域峨眉山玄武岩的喷发时限约为1 Ma。因此,考虑到本次古地磁工作区域尚较小,笔者估计峨眉山玄武岩的喷发时限应为259~257 Ma。按此时限和峨眉山玄武岩的总体积,粗略计算峨眉山玄武岩每百万年喷出量约为1250 km³,即每年6.25×10⁵ m³,这还没有包括同期侵入岩的量。在如此短的时间内形成如此巨量的玄武岩及同源基性—超基性侵入岩,如果没有来源于深部的地幔热柱提供充足热源,仅靠岩石圈减压熔融是不可能的。

P/T 生物大灭绝事件被认为是二叠纪全球性大规模的玄武岩喷发所致,有90%的海洋生物和70%的陆地生物在这次生物大灭绝事件中消失(Erwin, 1994)。Stanley 等(1994)则认为二叠纪有两次生物大灭绝事件,一次在 P/T 界限上,另一次在 P/T 前约5~8 Ma。国际公认的 P/T 界限是251.4±0.4 Ma。所以,峨眉山玄武岩的喷发应与 P/T 界限前的那一次生物大灭绝有关,同时也印证了峨眉山玄武岩的主喷发期应为259~257 Ma。

5 讨论

80年代以来对洋岛玄武岩的研究已肯定了地幔的不均一性,目前比较公认的有 EM-1、EM-2、HIMU 和 DDM 以及原始地幔等几种地幔类型,前两种为富集型地幔,HIMU 和 DDM 为亏损型地幔。对地幔不均一性成因的认识还不很成熟,多数学者认为地幔的不均一性与俯冲、拆沉等地壳物质的再循环作用有关,因此,地幔的不均一性和地壳的演化有密切和相辅相成的关系。由于地幔岩部分熔融只能产生基性岩浆,而地壳是中酸性的,所以必然有2/3的地壳物质重新返回地幔,这个过程也正是大陆地壳克拉通化的重要机制。5%沉积物的加入可以解释岛弧和板内岩浆岩的地球化学特点,这可能意味着陆壳物质无法返回地壳,而参与了地球内部的地球

化学循环(马昌前,1998;吴福元,1998)。大陆地壳低部的拆沉作用和洋壳俯冲作用是地壳物质重返地幔的主要机制,洋壳俯冲甚至可以下达中下地幔(Cox,1983;Arndt et al.,1989;Hofmann,1997)。EM-2型地幔被认为是DDM(亏损型地幔)或HIMU型地幔与平均地壳的混合产物,社会群岛玄武岩的成分表明EM-2型玄武岩包括有少量,但比较明显数量的大陆的再循环物质(Hofmann,1997)。此外,地幔热柱活动过程中,来自下地幔的幔柱物质上升达到岩石圈地幔发生部分熔融时不可避免地会遭受岩石圈地幔的混染,因此,岩石圈地幔的地球化学特点也会反映在玄武岩中。

如前所述,峨眉山玄武岩所反映的源区地幔是一种与EM-1型地幔类似的,同时又具有EM-2型地幔某些特征的富集型地幔,即主要受俯冲物质混染的原始地幔。笔者认为峨眉山地幔热柱首先起源于与地球平均成分相似的下地幔,当它上升到岩石圈地幔时,特别是发生部分熔融时受到岩石圈地幔的强烈混染,而扬子板块西缘的岩石圈地幔可能在晋宁-澄江期就已受到俯冲物质的混染。

晋宁-澄江期是上扬子地区的重要地质时期。罗志立(1986)认为在晋宁-澄江期上扬子地区为康滇川鄂西岛弧,西面的青藏古洋板块向东俯冲;沈渭洲等(1999)认为扬子板块东西缘晋宁期花岗岩的源岩以新生洋壳为主。这说明扬子板块西缘的岩石圈地幔在二叠纪之前确实遭受过俯冲物质混染,经过了强烈的改造,成为一种富集型地幔。这种富集型地幔不但富集不相容元素,又富含 H_2O 和 CO_2 流体以及含挥发分的矿物,如角闪石、黑云母等,有利于部分熔融作用。可以设想,当地幔热柱上升到扬子板块西缘岩石圈地幔的深度时,不但横向上散开,同时沿岩石圈断裂周围的分支弥漫开来,造成岩石圈地幔的广泛升温;地幔热柱的上升还导致岩石圈的拉张和减薄。这些都诱发不同深度岩石圈地幔广泛的部分熔融,并形成高温的热界面系列玄武岩。沿金河-呈海断裂、安顺场断裂、安宁河断裂、小江断裂等岩石圈深大断裂形成一系列峨眉山玄武岩的喷发中心。与地幔热柱中心距离的不同,峨眉山玄武岩的地球化学特征呈现有规律的变化。

6 结论

(1) 峨眉山玄武岩主要经历了以橄榄石和辉石为主的分离结晶作用;地壳同化混染作用不强烈。

(2) 峨眉山玄武岩是富集型地幔部分熔融的产

物,总体特征与EM-1更为相似,但较之EM-1型玄武岩相比不相容元素富集程度相对偏低,并且盐源-丽江岩区由云南宾川、永宁向丽江和四川盐源富集程度有依次降低趋势。

(3) 峨眉山玄武岩的同位素和微量元素地球化学特征显示出峨眉山地幔热柱起源于与地球平均成分相近的地幔源,当上升到岩石圈地幔发生部分熔融时受到了强烈的混染。

(4) 扬子板块西缘的岩石圈地幔很可能受到了澄江-晋宁期俯冲洋壳的混染。

(5) 峨眉山玄武岩的喷发时限大致为259~257 Ma,可能是258 Ma的生物灭绝事件的主要诱因。

参 考 文 献

- 侯增谦,卢纪仁,汪云亮,夏林圻,李红阳,国连杰. 1999. 峨眉火成岩省:结构、成因与特色. 地质论评,45(增刊):885~891.
- 罗志立. 1986. 川中是一个古陆核吗. 成都地质学院学报,13(3):65~73.
- 马昌前. 1998. 莫霍面、下地壳和岩浆作用. 地学前缘,5(4):201~209.
- 沈渭洲,徐士进. 1999. 扬子板块周边晋宁期花岗岩类的同位素地球化学特征. 见:郑永飞主编. 化学地球动力学. 北京:科学出版社.
- 王洪峰. 1983. 四川龙门碛沙湾组的植物化石. 成都地质学院学报, (4):91~99.
- 汪云亮,李巨初,王旺章. 1989. 微量元素丰度模式与峨眉山玄武岩的成因. 矿物岩石, (4):100~105.
- 汪云亮,等. 1993. 岩浆岩微量元素地球化学原理及其应用——兼论峨眉山玄武岩的成因. 成都科技大学出版社.
- 吴福元. 1998. 壳-幔物质交换的岩浆岩岩石学研究. 地学前缘,5(3):95~103.
- 张云湘,骆耀南,等. 1988. 攀西裂谷. 北京:地质出版社.
- 《中国地层典》编委会. 2000. 中国地层典——二叠系. 北京:地质出版社.

References

- Arndt N T, Goldstein S L. 1989. An open boundary between lower continental crust and mantle: its role in crust deformation and crustal recycling. *Tectonophysics*, 161: 201~212.
- Arth J G. 1976. Behaviour of trace elements during magmatic processes—a summary of theoretical models and their applications. *J. Res. U. S. Geol. Surv.*, 4: 41~47.
- Chauvel, et al. 1992. HIMU-EM: The French Polynesian connection. *Earth and Planet. Lett.*, 110: 99~119.
- Chung S L, Jahn B M, Wu G Y, Lo C H, Cong B L. 1998. The E-meishan flood basalt in WS China: a mantle plume initiation model and its connection with continental breakup and mass extinction at the Permian-Triassic boundary. *Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia Geodynamics*, 27: 47~58.
- Cliff R A, Baker P E, Mateer N J. 1991. Geochemistry of inaccessible Island volcanics. *Chem. Geol.*, 92: 251~260.
- Condie K C. 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chem. Geol.*, 104: 1~37.
- Cox K G. 1983. The Karroo Province of Southern Africa: origin of trace element enrichment patterns. In: Hawkesworth C J, Norry M J, ed. *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva,

- Cheshire, 139~157.
- Erwin D H. 1994. The Permo-Trifacial extinction. *Nature*, 367: 231~236.
- Hemond C, Devey C W, Chauvel C. 1994. Source compositions and melting processes in the Society and Austral plumes (South Pacific Ocean): element and isotope (Sr, Nd, Pb, Th) geochemistry. *Chem. Geol.*, 115: 7~45.
- Hofmann A W. 1997. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*, 385(16): 219~229.
- Hou Zengqian, Lu Jiren, Wang Yunliang, Xia Linqi, Li Hongyang, Guo Lianjie. 1999. Emei large igneous province: characteristics and origin, in Chinese. *Geological Review*, 45 (Sup.): 885~891 (in Chinese with English abstract).
- Irvine T N, Baragar W R A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8: 523~548.
- Le Roex A, Cliff R A, Adair B J I. 1990. Trisane de Cunha, South Atlantic: geochemistry and petrogenesis of a basanite-phonolite lava series. *J. Petrol.*, 31: 779~812.
- Lightfoot P C, Naldrett A J, Gorbachev N S, Doherty W, Fedorenko V A. 1990. Geochemistry of the Siberian Trap of the Noril'sk area, USSR, with implications for the relative contributions of crust and mantle to flood basalt magmatism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 114: 171~188.
- Luo Zhili. 1986. Is there a Paleozoic continental nucleus in central Sichuan. *J. of Chengdu College of Geology*, 13(3): 65~73 (in Chinese with English abstract).
- Ma Changqian. 1998. The Moho, lower continental crust and magmatism. *Earth Science Frontiers*, 5(4): 201~209 (in Chinese with English abstract).
- Saunders A D, Norry M J, Tarney J. 1988. Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: trace element constraints. *J. Petrol. (Special Lithosphere Issue)*, 415~445.
- Sharma M. 1997. Siberian Traps, Large Igneous Provinces: continental, oceanic, and planetary flood volcanism. Mahoney J J, Coffin M F, ed. 273~296.
- Shen Weizhou, Xu Shijin. 1999. The isotopic geochemistry of the Granite of the Jinning Period around the Yangtze Block, in Chinese. In: Zheng Yongfei, ed. *Chemical Geodynamics*. Beijing: Scientific Publishing House (in Chinese).
- Stanley S M, Yang X. 1994. A double mafic extinction at the end of the Paleozoic Era. *Science*, 266: 1340~1344.
- Wang Hongfeng. 1983. Fossil plants from the Upper Permian Shawan Formation in Longmending, Emei, Sichuan Province. *J. of Chengdu College of Geology*, (4): 91~99 (in Chinese with English abstract).
- Wang Yunliang, Li Juchu, Wang Wangzhang. 1989. Abundance model of trace elements and origin of Emei basalt. *Minerals and Rocks*, (4): 100~105 (in Chinese with English abstract).
- Weaver B L. 1991. The origin of ocean island basalt end-member composition: trace element and isotopic constraints. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104: 381~397.
- Wooden J L, Czamanske G K, Fedorenko T A, et al. 1993. Isotopic and trace element constraints on mantle and crust contribution to Siberian continental flood basalts, Noril'sk area, Siberian. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57: 3677~3704.
- Wu Fuyuan. 1998. The material exchange at the crust-mantle boundary: evidence from igneous petrology. *Earth Science Frontiers*, 5 (3): 95~103 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Yunxiang, Luo Yaonan. 1988. Panxi Rift. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese with English abstract).
- 《Strata in China》Compile Group. 2000. Permian in China. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Zindler A, Hart S R. 1986. Chemical Geodynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14: 493~571.

Geochemical Characteristics and Period of the Emei Igneous Province

SONG Xieyan¹⁾, HOU Zengqian²⁾, CAO Zhimin³⁾, LU Jiren²⁾,

WANG Yunliang¹⁾, ZHANG Chengjiang¹⁾, LI Youguo¹⁾

1) Chengdu Institute of Technology, Chengdu, 610059; 2) Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037

3) The College of Earth Science, The Qingdao University of Ocean, Qingdao, 266003

Abstract

Features of the correlations between MgO and CaO, SiO₂ and Al₂O₃, trace element concentrations normalized to the primitive mantle and the Sr anomaly indicated that the evolution of the Emeishan Basalts was controlled mainly by the fractional crystallization of Ol + Cpx, and crustal contamination was less. The main geochemical characteristics of source mantle were remained. The primitive-mantle-normalized patterns and the correlation between Th/Yb-Ta/Yb imply that the Emeishan Basalts were originated from enriched mantle. The concentrations of LILE and HFSE are slightly lower than the EM-1 and EM-2 OIB. With the lower ratios of ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr and ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd and the relationship between Ce/Nb-Th/Nb, it is implied that the mantle source of the Emeishan Basalts had been contaminated by subducting sediment. The subduction of the Old Qingzang Oceanic plate toward the Yangtze Block along the western margin during the Jinning—Chenjiang Period (Neo-proterozoic) caused the oceanic sediment contamination of the lithospheric mantle, and the enrichment features of the Emeishan Basalts were closely related to the heavy contamination during the partial melting of the mantle plume in this enriched lithospheric mantle. So, the studies of the Emeishan Basalts are significant for the researches of the crust-mantle reaction and the recycling crustal materials in the western margin before the Late Palaeozoic. Stratigraphic and palaeomagnetic studies and the zircon uranium/lead age indicate that the Emeishan Basalts erupted during the middle/late Permian (259~257 Ma) and were closely related to the extinction of 258 Ma.

Key words: Emeishan basalts; lithospheric mantle; trace element; geochemical; enriched mantle