

文章编号: 1000-6524(2003)01-0020-09

云南保山卧牛寺组玄武岩成因: 地幔柱活动的产物?

肖龙¹, 徐义刚¹, 梅厚钧¹, 于荣萍²

(1. 中国科学院广州地球化学研究所, 广东 广州 510640; 2. 桂林工学院, 广西 桂林 541004)

摘要: 保山卧牛寺组玄武岩为低钛拉斑玄武岩, 具有大陆板内玄武岩的特征, 总体与峨眉山玄武岩中的低钛玄武岩相似。其分异程度较高, 富集大离子亲石元素和高场强元素, 有明显的 Nb、Ta 负异常, Zr 和 Hf 正异常, Eu 无异常或弱负异常。该玄武岩由 3 个大喷发旋回形成 3 个岩石单元, 其中下部早期第 1 单元由致密块状玄武岩、斜斑玄武岩、杏仁玄武岩和凝灰岩组成, 第 2 和第 3 单元中见少量橄榄玄武岩和粒玄武岩以及辉绿岩脉。有较高的 $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ 值 (0.705966~0.706657)、较低的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值 (0.512212~0.512283), $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 多为负值, 源区为介于 EM I 和 EM II 端员之间的富集岩石圈地幔。上述地球化学和同位素特征均可与峨眉山玄武岩下部低钛拉斑玄武岩对比, 表明该期岩浆作用可能同为地幔柱活动的产物, 并暗示峨眉山大火成岩省向西有很大的延伸。

关键词: 卧牛寺组玄武岩; 岩石成因; 地球化学; 地幔柱

中图分类号: P581; P588.14⁺5; P59

文献标识码: A

Petrogenesis of the basalts of Woniusi Formation at Baoshan area, Yunnan: Is it of mantle plume origin?

XIAO Long¹, XU Yi-gang¹, MEI Hou-jun¹ and YU Rong-ping²

(1. Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China; 2. Guilin Institute of Technology, Guilin 541004, China)

Abstract: The basalts of Woniusi Formation at Baoshan area, located in western Yunnan Province, are composed of low-TiO₂ tholeiites generally similar to the low-Ti tholeiites from Emeishan large igneous province. They are highly-differentiated magmatites rich in large ion lithosphere elements and high field strength elements, have significant Zr and Hf positive anomalies as well as high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and low $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios, and show characteristics similar to those of continental-rift basalts. Geochemically it consists of three eruption cycles which can be divided into three rock units. The early-stage unit 1 basalts are characterized by massive plagioclase-phenocryst basalts, amygdaloid basalts and basaltic tuff. The middle-stage unit 2 and the late-stage unit 3 consist of minor olivine basalts and trachybasalt as well as diabase dykes. From the similar geochemical and Sr-Nd isotopic features with Emeishan basalt, they are interpreted as the products that evolved from the same parent magmas and experienced crystal differentiation of plagioclase and clinopyroxene. Their parent magmas were generated from an enriched lithosphere mantle associated with mantle plume. This suggests that the Emeishan large igneous province may have remarkable westward extension.

Key words: basalts of Woniusi Formation; petrogenesis; geochemistry; mantle plume

卧牛寺组玄武岩分布于云南西部保山县金鸡一带(图 1), 其大地构造位置隶属泰马大陆内的保山地块, 形成于晚石炭世(云南省地质矿产局, 1994) 或早二叠世(钟大赉, 1998)。该期岩浆活动被认为具有大陆裂谷拉斑玄武岩性质(钟大赉, 1998; 从柏林等, 1993)。尽管前人认为其形成时代

略早于峨眉山玄武岩, 但由于它是古生代保山地块内发现的惟一一期较大规模基性岩浆活动, 在时间和空间上似乎可以通过昌宁-孟连带的洋岛玄武岩(OIB)(莫宣学等, 1993; 侯增谦等, 1996)等与峨眉山大火山岩省相联系而成为峨眉山地幔柱活动的部分产物, 对它的研究可以重新认识其在古特提

收稿日期: 2002-07-29; 修订日期: 2002-12-26

基金项目: 中国科学院知识创新资助项目(KZCX2-101); 国家 973 资助项目(G1999043205); 中国博士后科学基金资助项目(2002031004); 南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室测试基金资助项目

作者简介: 肖龙(1963-), 男, 博士, 副教授, 现主要从事岩石学及矿床学研究

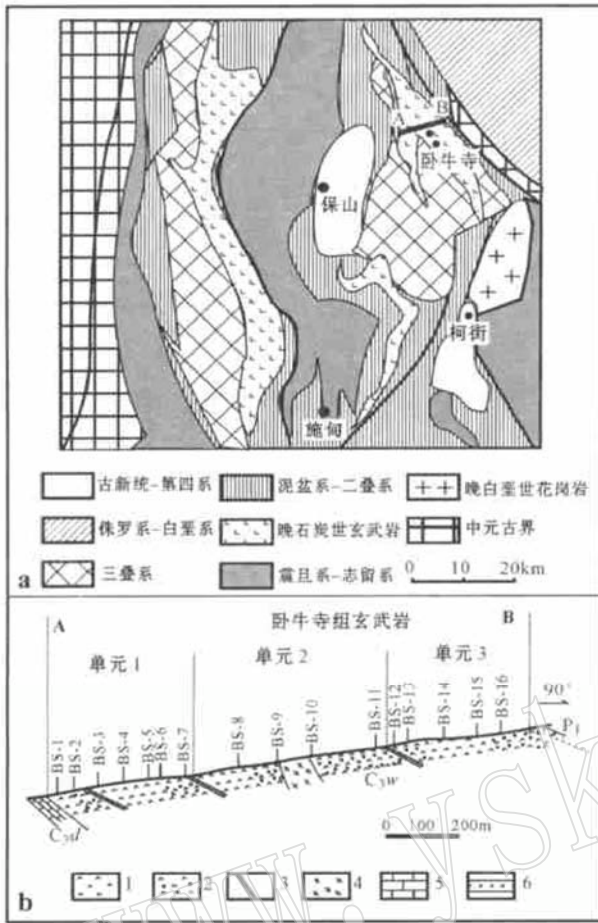


图 1 保山地区地质简图(a)和卧牛寺组玄武岩采样剖面图(b)

- 1—斜斑玄武岩；2—杏仁玄武岩；3—凝灰岩；4—辉绿岩；
- 5—丁家寨组灰岩；6—早二叠世丙麻组粉砂质泥岩

Fig. 1 Sketch geological map of Baoshan area (a) and sampling profile (b) of the Woniusi basalts

- 1—plagiophyric basalts; 2—amygdaloidal basalts; 3—tuff; 4—diabase; 5—limestone of Dingjiazhai Formation; 6—siltstone of Lower Permian Bingma Formation

斯演化中的地位以及深部作用过程。

1 地质背景及采样位置

晚石炭世—早二叠世卧牛寺组火山岩出露于保山地块中部,分布于怒江及柯街两断裂夹持区内,出露面积约 300 km²,在保山金鸡一带最发育。云南省地质矿产局地质调查大队(1990)在金鸡卧牛寺一带测得最大厚度为 768.4 m。该套火山岩主要由一套基性熔岩组成,局部夹熔结凝灰岩和火山碎屑岩,并有枕状熔岩出现。本次工作选择保山金鸡卧牛寺剖面进行了采样,控制厚度约 700 m(图 1)。

2 岩相学及矿物学特征

根据宏观岩相学特征,将卧牛寺组火山岩划分为 3 个岩石单元,代表 3 个火山喷发韵律。其间均有少量沉凝灰岩和火山碎屑岩存在,反映之间有喷发间断。3 个单元的岩石组合相似,均由致密块状玄武岩、斜斑玄武岩、杏仁玄武岩和凝灰岩组成。第 2 和第 3 单元中见少量橄榄玄武岩和粒玄岩以及辉绿岩脉。岩石普遍呈斑状结构。斑晶主要为斜长石聚斑(5%~30%)、少量单斜辉石(<5%)和橄榄石(1%~3%)。基质由斜长石(30%~70%)、单斜辉石(30%~45%)、钛铁氧化物和火山玻璃等组成。杏仁玄武岩中的杏仁体较大(直径 0.2~1.5 cm),主要为方解石,次为绿泥石和玉髓。岩石的次生蚀变明显,斜长石常蚀变为钠黝帘石、粘土及绢云母。

本次工作对该套玄武岩中的斑晶矿物辉石和斜长石进行了电子探针分析,结果见表 1。由矿物成分计算结果可知,构成其斑晶的斜长石主要为培长石—拉长石,单斜辉石成分在 Wo—En—Fs 图中投点显示其由普通辉石和透辉石组成。

3 地球化学特征

本次工作对所采集的 16 件岩石样品进行了主量及微量元素分析,结果见表 2。测试结果中,烧失量很高,反映岩石遭受强烈的蚀变作用。烧失量的升高主要引起 SiO₂ 的升高和 Fe₂O₃ 的降低,其他元素无明显变化规律。

3.1 主量元素

3 个岩石单元的玄武岩在硅碱图中均落入拉斑玄武岩区。主要氧化物中 SiO₂ 含量为 51%~57%,且 3 个单元均表现出由下而上(由早到晚)SiO₂ 含量明显递减的趋势(表 2 和图 2)。TiO₂ 含量较低(<2.5%),MgO 低(3%~7%),且分异指数(Mg[#])显示不尽相同的演化趋势,其中第 1 单元 Mg[#] 逐渐降低,而第 2 和第 3 单元逐渐升高。CaO/Al₂O₃ 值的演化趋势相同。用 Mg[#] 与主要氧化物作图(图 3),发现 TiO₂、Fe₂O₃ 及第 2 和第 3 单元的 SiO₂ 与 Mg[#] 呈弱负相关性,其他元素与 Mg[#] 的相关性不明显。

3.2 微量元素

3 个单元中玄武岩的微量元素与 Mg[#] 变化关系不明显(表 2),但主要不相容元素的比值随时间呈规律性变化,各单元的 Zr/Nb 和 Nb/U 值呈降低趋势,而 Sm/Yb 呈升高趋势。在原始地幔标准化(Hofmann, 1988)微量元素蛛网图(图 4)中,三者表现出相似的总体特征,均富集大离子亲石元素和高场强元素,尤其是三者的 Zr、Hf 正异常和 Sr 负异常十分明显,Nb 和 Ta 负异常(第 1 和第 2 单元较第 3 单元明显),Eu 无异常或弱负异常。这一现象反映岩浆中有高的 Eu³⁺/Eu²⁺ 值(Frey et al., 1993)。稀土元素配分图(图 4)中,三者均为右倾的轻稀土元素富集型,轻重稀土分馏明显,(La/Yb)_n=

表 1 玄武岩中斑晶矿物的电子探针成分分析结果

Table 1 Electron microprobe analyses of phenocrystal mineral composition of basalts

矿物	样品号	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	MgO	CaO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total	Wo	En	Fs
		w/w %													
辉石	BS16- 1	51.649	1.439	0.714	11.617	16.101	18.358	0.251	0.155			100.284	36	46	18
	BS- 10	51.657	3.413	0.683	4.674	16.477	22.582	0.226	0.156		0.044	99.912	46	46	8
	BS6- 1	51.381	2.477	0.851	9.036	16.224	20.309	0.1	0.143		0.038	100.559	41	45	14
	BS6- 2	51.827	2.643	0.994	9.27	15.971	19.748	0.113	0.124		0.008	100.698	49	47	4
													Ab	An	Or
斜长石	BS6- 3	51.823	31.107	0.062	0.481	0.23	14.24		2.313	0.154	0.01	100.42	22	77	1
	BS6- 4	54.053	29.967	0.07	0.629	0.177	11.584	0.053	3.163	0.268		99.964	32	66	2
	BS11- 1	52.078	30.032	0.078	0.366	0.143	13.878		2.745	0.151	0.032	99.503	26	73	1
	BS11- 2	51.005	31.207		0.398	0.136	14.045		2.829	0.168		99.788	26	72	2
	BS16- 2	53.528	30.19	0.036	0.757	0.097	12.585		3.257	0.238	0.004	100.692	31	67	2
	BS16- 3	50.208	31.133	0.05	0.443	0.122	14.02		2.706	0.143		98.825	25	73	1

样品测试在南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室完成; 仪器型号为 JXA- 8800M。

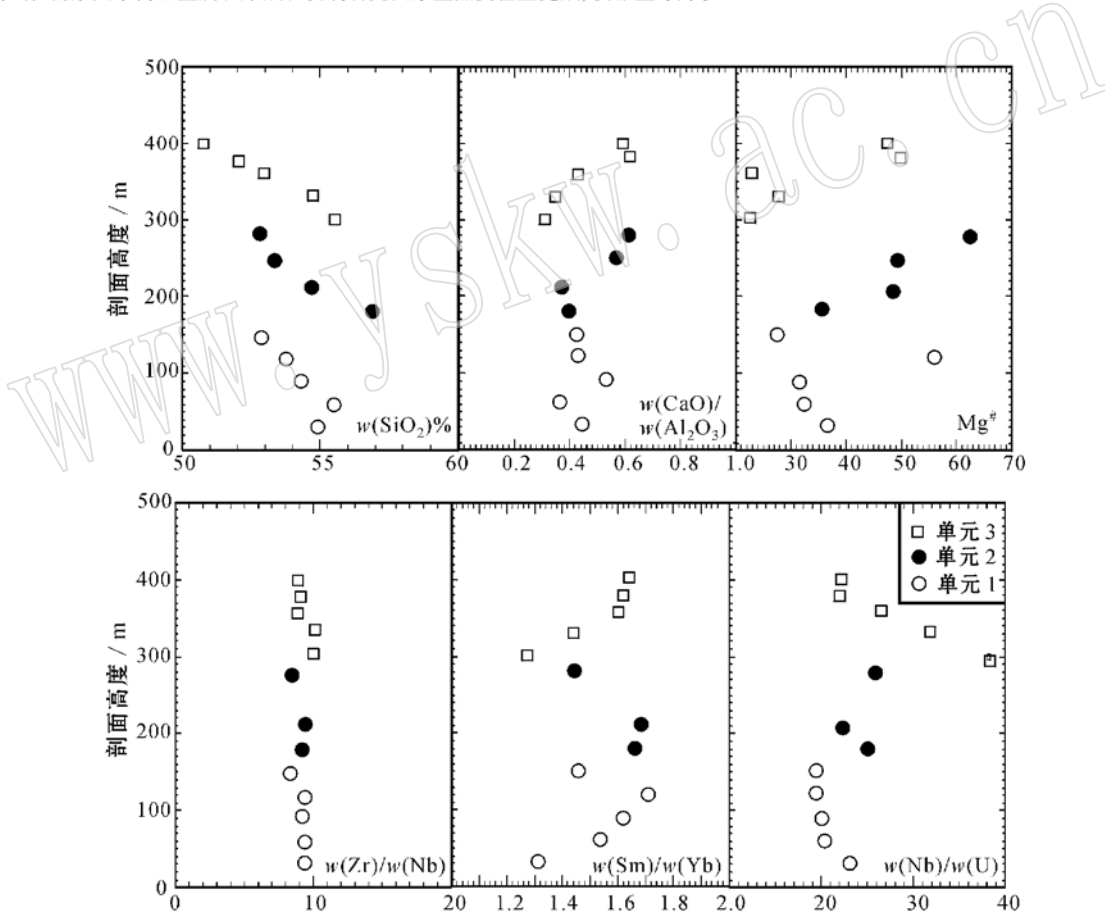


图 2 卧牛寺组玄武岩主要元素和地球化学参数随剖面高度变化图

Fig. 2 Variation of major elements and geochemical parameters with stratigraphic height of the Wonisi basalts

3.2~ 6.2, 而重稀土元素分异弱, $(Sm/Yb)_n = 1.4 \sim 1.8$ 。

4 Sr- Nd 同位素特征

为了探讨卧牛寺组玄武岩的源区性质, 选择 5 件样品进

行了 Sr 和 Nd 同位素分析, 结果见表 3。由结果可见, 它们具有较高的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值 (0.705 966~ 0.706 657) 和较低的 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 值 (0.512 212~ 0.512 283), $\epsilon_{Nd}(t)$ 低, 多为负值, 具有明显的富集地幔源区特征 (图 5)。

表 2 卧牛寺组玄武岩主量元素 ($w_B/\%$) 及微量元素 ($w_B/10^{-6}$) 分析结果

Table 2 Major and trace elements data of the Woniusi basalts

样品号	第 1 单元					第 2 单元					第 3 单元			
	bs- 1	bs- 2	bs- 4	bs- 6	bs- 7	bs- 8	bs- 9	bs- 11	bs- 12	bs- 13	bs- 14	bs- 15	bs- 16	
SiO ₂	55.01	55.56	54.21	53.79	52.86	56.86	54.71	52.81	55.65	54.79	53.01	52.09	50.71	
TiO ₂	1.83	2.16	1.94	1.25	2.19	2.05	2.33	1.17	1.92	1.95	2.15	2.03	2.00	
Al ₂ O ₃	15.84	15.13	17.47	16.99	18.83	15.30	16.45	16.71	16.79	17.43	18.91	15.67	15.25	
Fe ₂ O ₃	1.93	2.13	1.87	1.63	1.84	1.90	1.70	1.41	2.25	1.94	1.72	1.80	1.68	
FeO	9.83	10.86	9.56	8.33	9.37	9.70	8.69	7.17	11.46	9.91	8.78	9.20	8.56	
MnO	0.20	0.11	0.11	0.08	0.11	0.13	0.09	0.08	0.18	0.28	0.13	0.16	0.17	
MgO	4.47	4.22	3.57	6.81	3.07	4.39	5.74	6.98	2.88	3.23	2.28	6.27	5.54	
CaO	7.00	5.48	9.21	7.19	8.05	5.99	6.15	10.18	5.07	5.81	8.12	9.75	9.04	
Na ₂ O	3.99	3.20	2.34	2.90	3.30	2.30	3.31	2.29	3.59	3.37	2.70	2.25	2.24	
K ₂ O	0.33	0.82	0.33	0.99	0.92	1.13	0.50	0.41	0.62	0.95	1.37	0.84	0.86	
P ₂ O ₅	0.21	0.26	0.25	0.12	0.29	0.26	0.28	0.12	0.15	0.23	0.27	0.23	0.22	
LOI	9.15	8.26	7.27	4.87	6.10	9.70	7.08	5.98	8.73	10.08	7.66	3.91	3.74	
total	100.77	100.07	100.93	100.13	100.90	100.12	100.03	99.37	100.67	100.01	99.52	100.31	100.04	
Mg [#]	36.30	31.94	30.91	56.22	27.74	36.20	48.37	63.19	22.06	27.57	22.72	49.44	47.63	
Ba	98.36	150.70	246.00	189.20	460.00	87.03	248.60	156.60	62.20	84.11	160.40	254.40	253.91	
Rb	8.88	21.72	6.52	25.93	38.60	49.33	10.42	4.64	12.60	19.55	41.90	17.12	19.85	
Sr	187.50	111.40	258.60	221.00	194.60	81.56	186.50	181.30	56.32	61.57	170.60	244.60	243.26	
Y	33.59	30.62	29.65	28.06	27.17	26.57	32.48	25.68	28.96	38.95	29.41	30.22	29.55	
Zr	168.10	177.80	164.20	184.00	173.80	168.00	195.30	154.10	179.30	183.60	177.90	163.40	167.40	
Nb	17.39	19.02	17.60	19.72	20.98	17.82	20.94	18.45	17.78	17.96	19.45	17.91	18.37	
Th	4.36	4.24	3.73	4.37	4.55	3.89	4.67	3.90	4.47	4.95	4.13	3.90	3.84	
Ga	20.50	19.53	21.34	23.41	17.59	21.01	21.23	18.22	22.02	23.18	23.19	21.10	20.97	
Zn	111.39	95.88	158.11	106.40	77.91	73.75	173.04	82.65	123.79	96.41	84.70	98.11	92.71	
Cu	183.04	56.79	99.98	137.20	103.15	137.33	141.02	68.67	192.95	248.68	74.24	30.61	58.17	
Ni	54.54	39.64	43.18	56.06	100.10	46.24	43.04	122.50	62.94	48.62	65.34	55.13	53.46	
V	301.30	281.50	258.10	292.00	226.20	273.70	305.70	242.70	318.30	335.00	257.50	297.80	286.90	
Cr	116.10	54.40	44.43	56.91	320.00	60.70	59.30	323.70	139.00	149.30	57.59	66.72	66.73	
Hf	3.89	4.09	3.80	4.27	4.04	3.83	4.56	3.52	4.24	4.33	4.09	3.74	3.86	
Cs	0.79	1.96	0.89	1.80	1.05	3.87	1.68	0.31	0.94	1.26	3.67	0.36	0.43	
Sc	37.25	33.24	30.69	34.62	34.25	32.53	40.16	34.07	37.49	46.72	35.93	38.80	37.06	
Ta	1.05	1.16	1.07	1.22	1.33	1.08	1.29	1.18	1.09	1.10	1.18	1.10	1.11	
Co	44.10	39.41	41.18	44.82	33.05	35.73	44.40	39.44	50.16	38.00	39.39	43.57	39.75	
U	0.75	0.94	0.88	1.02	1.09	0.71	0.96	0.71	0.47	0.56	0.74	0.82	0.83	
La	14.17	16.35	15.64	18.35	14.96	15.14	17.95	13.54	12.61	17.41	16.68	16.58	16.45	
Ce	29.64	33.53	32.31	36.94	27.21	31.41	37.06	26.77	26.10	36.61	33.47	33.72	33.47	
Pr	3.94	4.45	4.34	4.81	3.67	4.15	4.89	3.44	3.43	4.84	4.45	4.46	4.43	
Nd	17.01	18.95	18.41	20.38	14.98	17.80	21.02	14.37	14.66	20.76	18.93	19.20	18.90	
Sm	4.14	4.30	4.25	4.54	3.38	4.06	4.82	3.37	3.59	5.10	4.25	4.35	4.34	
Eu	1.23	1.44	1.56	1.68	1.14	1.29	1.73	1.12	1.11	1.48	1.54	1.66	1.67	
Gd	4.96	4.95	4.82	4.93	3.95	4.40	5.39	3.97	4.27	5.97	4.86	5.08	4.92	
Tb	0.87	0.84	0.82	0.81	0.67	0.75	0.90	0.69	0.76	1.04	0.81	0.85	0.82	
Dy	5.52	5.03	4.93	4.84	4.06	4.51	5.53	4.31	4.74	6.45	4.95	5.16	4.94	
Ho	1.12	1.01	0.98	0.95	0.84	0.88	1.09	0.85	0.96	1.29	0.97	0.99	0.95	
Er	3.25	2.91	2.81	2.76	2.45	2.55	3.16	2.49	2.86	3.75	2.81	2.93	2.78	
Tm	0.48	0.43	0.41	0.40	0.36	0.38	0.45	0.36	0.42	0.55	0.41	0.42	0.41	
Yb	3.15	2.77	2.63	2.65	2.31	2.45	2.87	2.33	2.83	3.55	2.68	2.70	2.64	
Lu	0.50	0.44	0.42	0.41	0.36	0.39	0.44	0.37	0.43	0.55	0.42	0.41	0.41	
Ti/Y	314.52	414.98	395.83	471.16	274.20	443.52	431.98	259.32	385.86	293.33	441.09	420.27	435.28	

主、微量元素均在中国科学院广州地球化学研究所同位素分析中心完成; 主量元素采用 ICP- AES 分析, SiO₂ 用碱溶法分析, 灼减量采用重量法分析, 其它氧化物采用酸熔法测定; 微量元素用 PE Elan 6000 型等离子体质谱测定 (ICP- MS); 分析精度见刘颖等 (1996)。

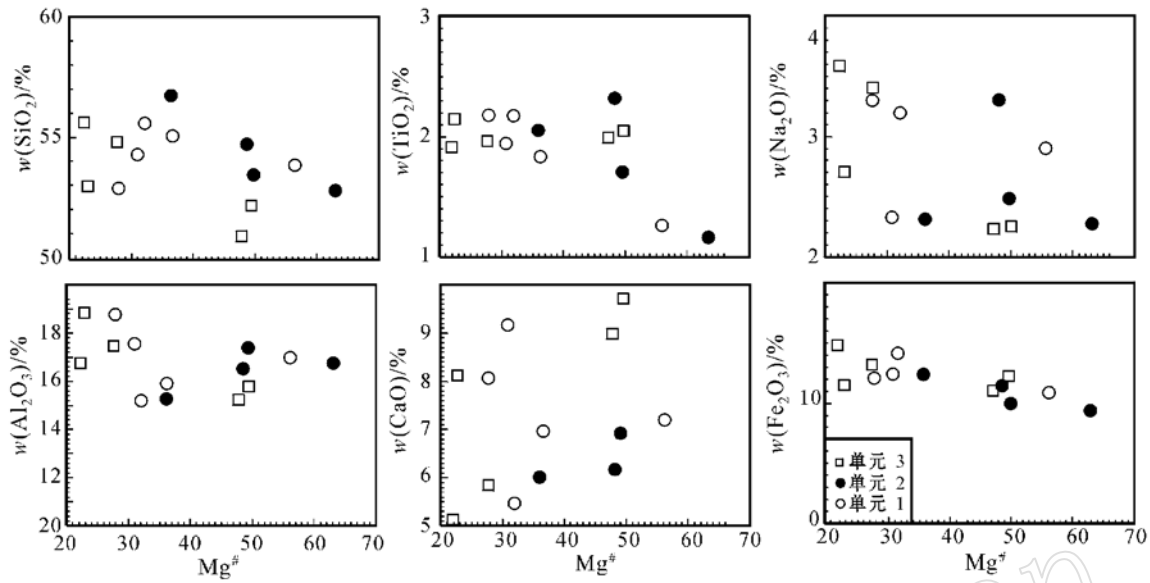


图 3 卧牛寺组玄武岩的 $Mg^{\#}$ 与 SiO_2 、 TiO_2 、 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 CaO 和 Na_2O 的相关性图解

Fig. 3 Variation of SiO_2 , TiO_2 , Fe_2O_3 , CaO , Al_2O_3 and Na_2O relative to $Mg^{\#}$ in the Woniusi basalts

表 3 卧牛寺组玄武岩的 Rb、Sr、Nd 同位素组成

$w_B/10^{-6}$

Table 3 Rb, Sr, Nd contents for the Woniusi basalts

样号	Rb	Sr	Sm	Nd	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_m$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$	$\epsilon_{Sr}(t)$	$(^{143}Nd/^{144}Nd)_m$	$(^{143}Nd/^{144}Nd)_t$	$\epsilon_{Nd}(t)$
BS- 6	25.93	221	4.542	20.38	0.707 418	0.706 017 ± 9	26.3	0.512 497 974	0.512 242 ± 14	- 0.44
BS- 9	10.42	186.5	4.816	21.02	0.707 108	0.706 441 ± 12	32.3	0.512 487 476	0.512 225 ± 14	- 0.78
BS- 11	4.635	181.3	3.367	14.37	0.706 962	0.706 657 ± 12	35.4	0.512 551 555	0.512 283 ± 15	0.35
BS- 15	17.12	244.6	4.353	19.2	0.706 802	0.705 996 ± 11	25.6	0.512 471 737	0.512 212 ± 12	- 1.04
BS- 16	19.85	243.26	4.341	18.9	0.706 940	0.705 966 ± 9	25.6	0.512 496 616	0.512 233 ± 14	- 0.62
EM- I						0.705			< 0.5 112	
EM- II						> 0.722			0.511~ 0.512 1	

样品在中国科学院广州地球化学研究所用 MS- ICPMS 测试完成; 计算用时间为 290 Ma; EM- I 和 EM- II 据 Rollinson, 1993。

5 讨论

卧牛寺组玄武岩 3 个岩石单元表现出的系统岩相学差异和主要地球化学特征的相似性, 可能是岩浆源区成分、熔融程度、结晶分异和同化混染以及后期蚀变作用等多种因素影响和作用的结果。排除蚀变对成分的影响, 揭示岩浆形成过程中的行为对于探讨其成因和动力学过程具有重要意义。

测试结果和岩相学观察均表明整套岩石遭受不同程度的蚀变作用。对主量元素的分析可见, 岩石中 SiO_2 、 CaO 和 MgO 与烧失量均呈规律性变化, 说明这些岩石中的主要氧化物不能直接用来探讨岩石成因, 而微量元素比较稳定, 可以用来进行成因研究。

5.1 岩浆结晶(分异)作用

虽然岩石的主要氧化物含量和岩浆分异指数因蚀变作

用有较大变化, 不能直接用于判断它们是否同一母岩浆演化的产物, 但其比值具有研究意义。用 $Si/P - 2(Fe + Mg)/P$ 图解(图 6)来讨论分离结晶作用的矿物相。在图 6 中, 三者均表现为以单斜辉石为主要分离结晶矿物。与岩相学观察比较, 3 类岩石中最主要的斑晶矿物为斜长石, 次为单斜辉石(透辉石), 说明从熔体中晶出的单斜辉石明显多于斜长石, 即它们很可能经历了以单斜辉石为主的分离结晶过程。

5.2 形成条件和源区分析

5.2.1 主量元素制约

该区玄武岩的母岩浆经历过一定程度的结晶分异作用 ($Mg^{\#} = 22 \sim 63$), 从而引起主量元素的成分变化。为了消除这一影响, 本文应用 Klein 和 Langmuir (1987) 提出的方法, 即将演化岩浆的成分用最小二乘法线性回归, 把 MgO 含量返回到 8% (表示为 MgO_8), 然后将其他氧化物含量据 MgO_8

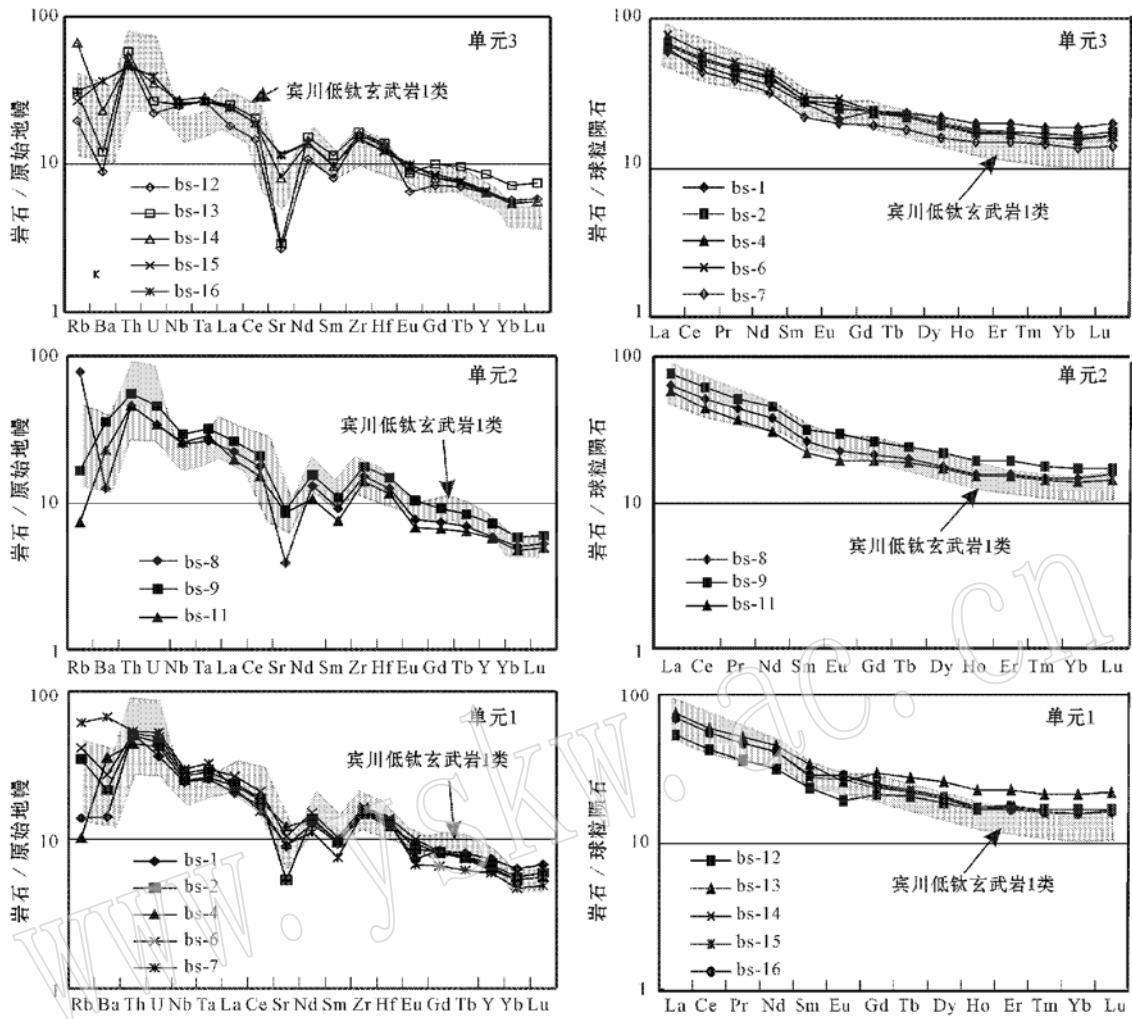


图 4 卧牛寺组玄武岩微量元素蛛网图和稀土元素配分图

Fig. 4 Trace element spider diagrams and REE patterns of the Woniusi basalts

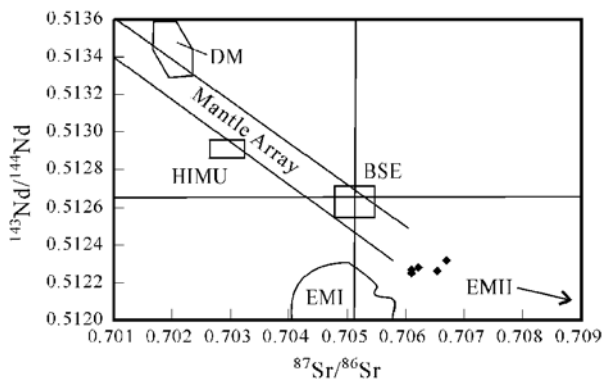


图 5 卧牛寺组玄武岩 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 与 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 相关性图解
Fig. 5 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ correlation diagram of the Woniusi basalts

DM —亏损地幔；BSE —平均地球成分；EM I 和 EM II —富集地幔；HIMU —具有高 U/Pb 比值的地幔(据 Rollinson, 1993)
DM —depleted mantle；BSE —bulk silicate Earth；EM I and EM II —enriched mantle；HIMU —mantle with high U/Pb ratio

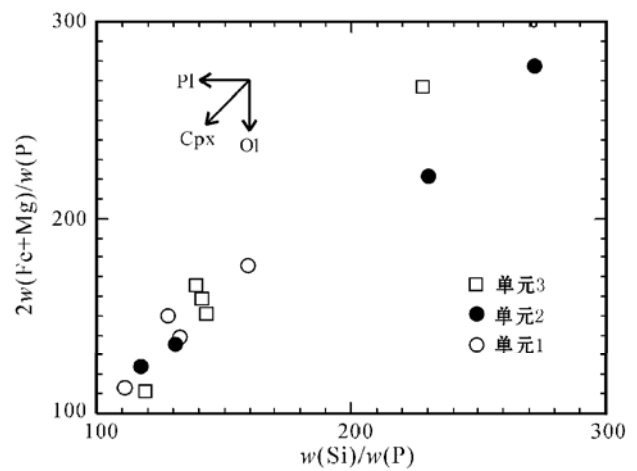


图 6 $2w(\text{Fe} + \text{Mg})/\text{P} - \text{Si}/\text{P}$ 图解(据 Ernst 等, 1988)

Fig. 6 $2w(\text{Fe} + \text{Mg})/\text{P}$ versus Si/P plots (after Ernst *et al.*, 1988)

重新计算。用于回归计算的只限于 MgO 含量大于 5% 的样品。

用回归计算后的 $Fe_8 - Si_8$ 、 $Na_8 - Fe_8$ 、 $Mg_8^\# - Si_8$ 和 $Ti_8 - Si_8$ 作图(图7),可见第1单元有较高的 Si_8 和 Na_8 ,第3单元则低 Si_8 和 Na_8 。它们的 Fe_8 变化不大, $Mg_8^\#$ 无明显变化规律。 Fe_8 随 Si_8 升高而升高的趋势可能暗示辉长质分异过程(Turner *et al.*, 1995)。与典型的 MORB(大洋中脊玄武岩)和 OIT(洋岛拉斑玄武岩)(Wilson, 1989)相比较,卧牛寺组玄武岩的 $Mg_8^\#$ 明显偏低,同时也略低于峨眉山玄武岩(肖龙等, 2003 a)。 Na_8 的降低意味着熔融程度的升高,而 Fe_8 主要反映熔融程度(Klein and Langmuir, 1987)和地壳混染(Peng *et al.*, 1994)。由 $Na_8 - Fe_8$ (图7b)关系可见,该类岩石从早到晚

熔融程度升高,而地壳混染程度变化不大。需要说明的是,Na 是易活动元素,考虑到后期蚀变影响,一般不宜用来探讨岩石成因,但是卧牛寺组玄武岩中 Na 含量与烧失量没有任何相关性,因此可以认为后期蚀变过程中 Na 的变化不大,可以用来探讨岩石成因。由于母岩浆中 Si_8 的丰度与熔体形成时的压力呈负相关(Garland *et al.*, 1996),故第3单元中的低 Si_8 可能反映其形成深度较第1单元和第2单元要大。从早到晚 Ti_8 的升高和 Na_8 的降低趋势,可能是 AFC 过程不断增强的缘故(Tuner *et al.*, 1996),但 CaO/Al_2O_3 并未随 Ti_8 有明显升高, Na_8 还出现降低的趋势(图7 e f),显然 Na_8 的降低主要受熔融程度升高的影响,而不是地壳混染的结果(地壳组分含有更高的 Na)。

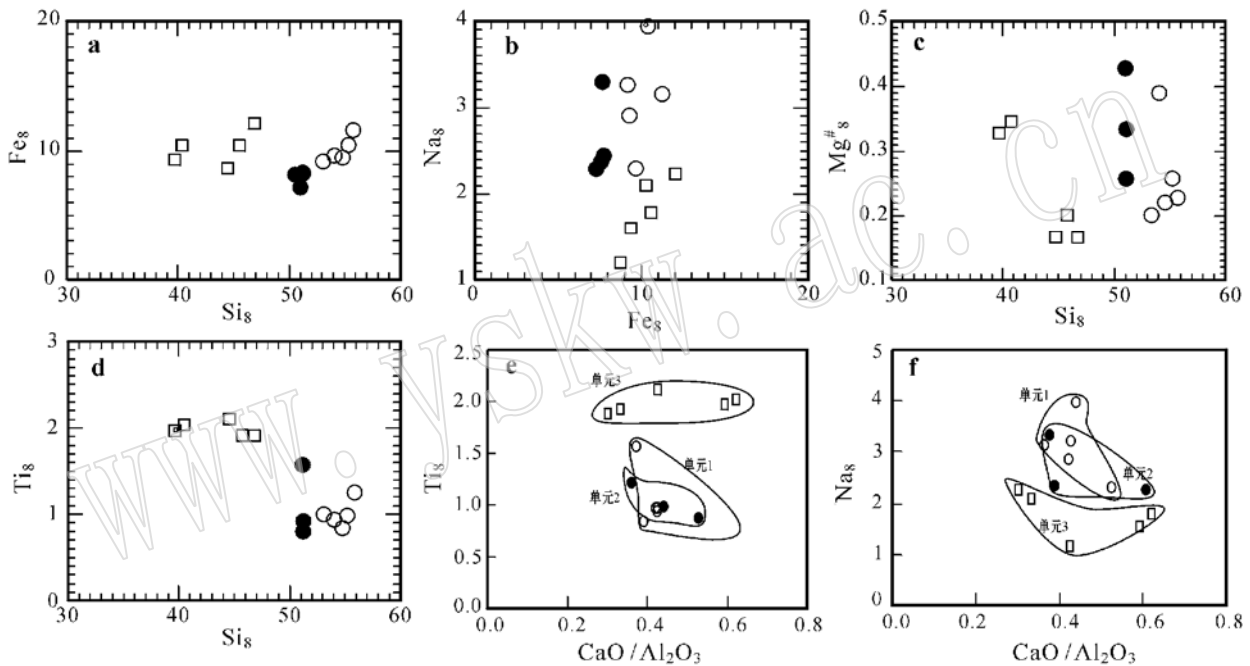


图7 卧牛寺组玄武岩的 $Fe_8 - Si_8$ (a)、 $Na_8 - Fe_8$ (b)、 $Mg_8^\# - Si_8$ (c)、 $Ti_8 - Si_8$ (d)、 $Ti_8 - CaO/Al_2O_3$ (e) 和 $Na_8 - CaO/Al_2O_3$ (f) 图解

Fig. 7 Fe_8 versus Si_8 (a), Na_8 versus Fe_8 (b) and $Mg_8^\#$ versus Si_8 (c), Ti_8 versus Si_8 (d), Ti_8 versus CaO/Al_2O_3 (e) and Na_8 versus CaO/Al_2O_3 (f) plots of the Woniusi basalts

5.2.2 微量元素制约

在 $Th/Yb - Ta/Yb$ 图解(图8)中,保山卧牛寺组玄武岩均落在地幔源区之外的大陆活动边缘区域,说明有大量陆壳物质参与,与峨眉山玄武岩中的第一类低钛玄武岩相同,其变化趋势与板内富集趋势线一致,而不同于地壳混染。卧牛寺组玄武岩有较高的 Th/Ce 值,比 OIB 和峨眉山玄武岩(肖龙等, 2003 a, 2003 b)略高。结合其具有较高的 Th/U 和相对低的 Nb/Ta 丰度值(表现为 Nb/Ta 负异常),应反映岩浆形成时有大量壳源物质的参与和形成深度不大,可能为大陆岩石圈地幔尖晶石稳定区,并有富集地幔的特点。

将卧牛寺组玄武岩、峨眉山两类低钛玄武岩与 OIB 端员及主要化学库不相容元素比值对比(表4)发现,其总体特征

与 EM I OIB 相似,一些元素的比值(如 Th/Nb 和 Th/La) 反映有陆壳端员物质的参与。这与微量元素蛛网图的解释是一致的。与宾川剖面的峨眉山低钛玄武岩相比,多数元素比值接近于第一类低钛玄武岩(肖龙等, 2003 a),也与金平的第一类低钛玄武岩相似(肖龙等, 2003 b)。

5.2.3 Sr- Nd 同位素制约

图5中 Sr- Nd 同位素比值显示了卧牛寺组玄武岩来源于富集地幔源区,数据集中分布于 EM I 和 EM II 地幔端员之间,这与其有较高的 Hf/Th 值是一致的。其较低的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值还说明在玄武岩浆的产生过程中有较多壳源组分的参与,尽管其在后期的岩浆演化过程中没有更多的地壳混染。

5.3 构造环境及其与峨眉山玄武岩的对比

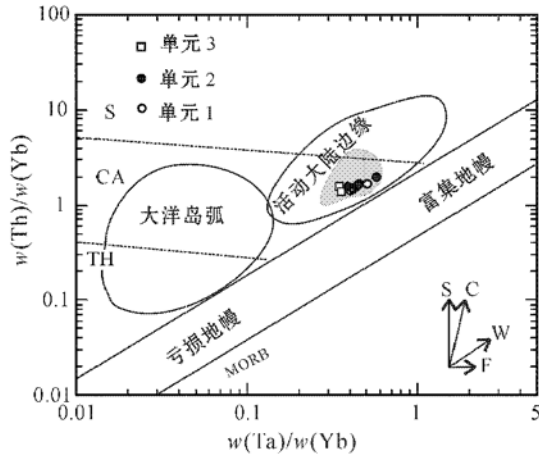


图 8 卧牛寺组玄武岩的 Th/Yb 与 Ta/Yb 相关图解

Fig. 8 Plots of Th/Yb versus Ta/Yb of the basalts of Woniusi Formation

图中矢量分别为俯冲组分的影响(S)、板内富集(W)、地壳混染(C)和分离结晶作用(F);虚线为拉斑质(TH)、钙碱性(CA)和钾玄质(S)的分界线(据 Wilson, 1989);阴影部分为峨眉山第一类低钛玄武岩区域(据肖龙等, 2003a, 2003b)。

Vectors indicate the influence of subduction components (S), intraplate enrichment (W), crustal contamination (C), and fractional crystallization (F); dashed lines separate the boundaries of the tholeiitic (TH), calc_alkaline (CA), and shoshonitic (S) fields (after Wilson, 1989); gray area is Group one low_Ti basalts of Emeishan flood basalts (after Xiao Long *et al.*, 2003a, 2003b)

卧牛寺组玄武岩形成于保山地块内,这套火山岩组合可能暗示保山地块的一次拉张事件。在 Zr/Y - Zr 图解中,它们全部落入板内玄武岩区,其明显的低 MgO 和 Mg[#] 表明其是演化岩浆固结的产物,与大陆裂谷玄武岩相似,但又缺少典型的裂谷玄武岩组合,如碱性玄武岩及双峰式火山岩,故描述为大陆板内玄武岩更为合适。从区域构造演化历史来看,这次事件似乎与晚石炭世-早二叠世古特提斯洋(昌宁-孟连洋)向东消减直接相关(从柏林等, 1993; 钟大赉等, 1998)。然而,如果从更大的区域和时间范围来考虑,即将石炭纪(?)至晚二叠世出露于昌宁-孟连带、金沙江-墨江带及扬子地台西缘的玄武岩相比,它们的地球化学特征有许多相似之处,尤其是与宾川和金平地区的低钛玄武岩十分相似。在图 4、图 8 和表 4 中,卧牛寺组玄武岩与峨眉山早期第一类低钛玄武岩(肖龙等, 2003 a, 2003 b)的微量元素和稀土元素配分型式、微量元素比值均表现出高度的一致性,说明它们应有相同或相似的成因。在峨眉山大火成岩省西缘出露的低钛和上覆高钛玄武岩已被广泛认为与峨眉地幔柱活动有关(Chang *et al.*, 1995; 卢记仁, 1996; 张招崇等, 2001; Xu *et al.*, 2001; Song *et al.*, 2001; 肖龙等 2003 a, 2003 b),暗示卧牛寺组玄武岩亦可能与地幔柱的活动有关。需要说明的是,已有研究者认为位于保山地块东侧的昌宁-孟连洋的打开与地幔柱活动有关(侯增谦等, 1996; 钟大赉等, 1998)。最近笔者等根据川滇西部古特提斯构造域内洋岛玄武岩、溢流玄武岩和古地磁等的综合分析后认为,特提斯洋的打开可能与一个超级地幔柱的活

表 4 卧牛寺组玄武岩和 OIB 端员及主要化学库不相容元素比值

Table 4 Incompatible element ratios of Woniusi basalts, OIB end members and major chemical reservoirs

	Zr/Nb	La/Nb	Ba/Nb	Rb/Nb	Th/Nb	Th/La	Ba/La	来源
原始地幔	14.80	0.94	9.00	0.91	0.12	0.13	9.60	
N_MORB	30.00	1.07	4.30	0.36	0.07	0.07	4.00	
陆壳	16.20	2.20	54.00	4.70	0.44	0.20	25.00	
GLOSS	14.54	3.20	86.80	6.40	0.77	0.24	26.90	Rollinson, 1993
HIMU OIB	3.2~ 5	0.66~ 0.77	4.9~ 5.9	0.35~ 0.38	0.078~ 0.101	0.107~ 0.133	6.8~ 8.7	
EM_I OIB	5~ 13.1	0.78~ 1.32	9.1~ 23.4	0.69~ 1.41	0.094~ 0.130	0.089~ 0.147	11.2~ 19.1	
EM_II OIB	4.4~ 7.8	0.79~ 1.19	6.4~ 11.3	0.58~ 0.87	0.105~ 0.168	0.108~ 0.183	7.3~ 13.5	
宾川低钛玄武岩 1 类	11.71	1.24	11.74	1.20	0.26	0.21	9.53	肖龙等, 2003 a
宾川低钛玄武岩 2 类	8.12	0.70	21.46	2.09	0.12	0.17	31.05	
保山卧牛寺组玄武岩	9.29	0.85	9.91	1.13	0.23	0.27	11.87	本文

动有关,它可能就是现在的峨眉地幔柱(另文发表)。本文的研究成果支持了这一认识。

6 结 论

卧牛寺玄武岩由 3 个岩石单元组成,反映其形成于 3 个连续的演化阶段,它们在地幔浅部(尖晶石稳定区)富集的岩石圈地幔中熔融形成,并经历了单斜辉石和斜长石为主的结晶分异过程。其地球化学特征明显与峨眉山玄武岩中的第一

类低钛玄武岩相似,暗示其源区组成和成因相同。岩浆分异程度高,岩浆中壳源物质的印记主要来自被交代富集的次大陆岩石圈地幔,而后期演化过程中的地壳混染作用不强,说明地幔柱提供的热源使得富集的次大陆岩石圈地幔发生熔融,或这些壳源印记是地幔柱头卷入的富集的次大陆岩石圈地幔物质熔融的产物。该期基性岩浆可能是晚古生代峨眉地幔柱早期活动的产物。因此,峨眉山大火成岩省的范围可以延伸到保山地块,峨眉地幔柱活动的时间和空间可能有更大的跨度,它可能是一个长命(long-lived)地幔柱。

致谢: 矿物电子探针分析在南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室完成, 得到了张文兰老师、王汝成教授和陈小明教授的帮助, 特此致谢。

References

- Cong Bolin, Wu Genyao, Zhang Qi, *et al.* 1993. Petrotectonic evolution of the Tethys zone in western Yunnan, China[J]. Chinese Science Bulletin (B), 23(11): 1201~1207 (in Chinese).
- Chung S L, Jahn B M. 1995. Plume-lithosphere interaction in generation of the Emeishan flood basalts at the Permian-Triassic boundary[J]. *Geology*, 23: 889~892.
- Ernst R E. 1988. Modeling of igneous fraction and other processes using Pearce diagrams[J]. *Contr. Miner. Petro.*, 100: 12~18.
- Frey F A, Garcia M O, Wise W S, *et al.* 1993. The evolution of Mauna Kea volcano, Hawaii: petrogenesis of tholeiite and alkali basalts[J]. *J. Geophys. Res.*, 96: 14347~14375.
- Hofmann A W. 1988. Chemical differentiation of the Earth: The relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust[J]. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 90: 297~314.
- Hou Zengqian, Mo Xuanxue, Zhu Qinwen, *et al.* 1996. Mantle plume in the Sanjiang Paleotethyan lithosphere: evidence from mid-ocean ridge basalts[J]. *Acta Geoscientia Sinica*, 17(4): 362~374 (in Chinese with English abstract).
- Klein E M and Langmuir C H. 1987. Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness[J]. *J. Geophys. Res.*, 92: 8089~8115.
- Liu Ying, Liu Haiqin and Li Xianhua. 1996. Simultaneous and precise determination of 40 trace elements in rock samples using ICP-MS[J]. *Geochemica*, 25(6): 552~558 (in Chinese with English abstract).
- Lu Jiren. 1996. Dynamical characteristics of the Emei mantle plume[J]. *Acta Geoscientia Sinica*, 17(4): 324~438 (in Chinese with English abstract).
- Mo Xuanxue, Shen Shangyue, Zhu Qinwen, *et al.* 1998. Volcanics-ophiolite and Mineralization of Middle southern Part in Sanjiang Area of Southwestern China[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1~128 (in Chinese).
- Peng Z X, Mahoney J, Hooper P, *et al.* 1994. A role Shifts in the source of Parana basalts through time[J]. *Lithos*, 37: 223~243.
- Rollinson H R. 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation[M]. New York, 351.
- Song X Y, Zhou M F, Hou Z Q, *et al.* 2001. Geochemical constraints on the mantle source of the Upper Permian Emeishan continental flood basalts, southwestern China[J]. *International Geology Review*, 43: 213~225.
- Tuner S C, Hawkesworth K, Gallagher K, *et al.* 1996. Mantle plumes, flood basalts, and thermal models for melt generation beneath continents: assessment of conductive heating model and application to the Parana [J]. *J. Geophys. Res.*, 101: 11503~11518.
- Wilson M. 1989. *Igneous Petrogenesis—A Global Tectonic Approach* [M]. London: Unwin Hyman, 1~466.
- Xiao Long, Xu Yigang, Mei Houjun, *et al.* 2003a. Geochemistry of Emeishan flood basalts at Binchuan area, SW China: rock types and temporal evolution[J]. *Chinese Journal of Geology* (in Chinese with English abstract, in press).
- Xiao Long, Xu Yigang, Mei Houjun, *et al.* 2003b. Later Permian flood basalts at Jinping area and its relation to Emei mantle plume: Geochemical evidences[J]. *Acta Petrologica Sinica* (in Chinese with English abstract, in press).
- Xu Y G, Chung S L, Jahn B M, *et al.* 2001. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China[J]. *Lithos*, 58: 145~168.
- Yunnan Bureau of Geology and Mineral Resources. 1990. Regional Geology of Yunnan Province. Geological Memoirs[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1~554 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Zhaochong, Wang Fusheng, Fan Weiming, *et al.* 2001. A discussion on some problems concerning the study of the Emeishan Basalts [J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 20(3): 239~246 (in Chinese with English abstract).
- Zhong Dalai. 1998. The Paleotethys Orogen in Western of Yunnan and Sichuan[M]. Beijing: Science Press, 1~231 (in Chinese).
- Zindler A and Hart S R. 1986. Chemical geodynamics[J]. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14: 493~571.

附中文参考文献

- 从柏林, 吴根耀, 张旗, 等. 1993. 中国滇西特提斯构造带岩石大地构造演化[J]. *中国科学(B辑)*, 23(11): 1201~1207.
- 侯增谦, 莫宣学, 朱勤文, 等. 1996. “三江”古特提斯地幔热柱——洋岛玄武岩证据[J]. *地球学报*, 17(4): 343~361.
- 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[J]. *地球化学*, 25(6): 552~558.
- 卢记仁. 1996. 峨眉山地幔柱的动力学特征[J]. *地球学报*, 17(4): 424~438.
- 莫宣学, 沈上越, 朱勤文, 等. 1998. 三江中南段火山岩——蛇绿岩与成矿[M]. 地质出版社, 1~128.
- 肖龙, 徐义刚, 梅厚钧, 等. 2003a. 云南宾川地区峨眉山玄武岩地球化学特征: 岩石类型及随时间演化规律[J]. *地质科学(出版中)*.
- 肖龙, 徐义刚, 梅厚钧, 等. 2003b. 云南金平晚二叠纪玄武岩特征及其与峨眉山地幔柱关系——地球化学证据[J]. *岩石学报(出版中)*.
- 云南省地质矿产局. 1990. 云南省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1~554.
- 张招崇, 王福生, 范蔚若, 等. 2001. 峨眉玄武岩研究中的一些问题的讨论[J]. *岩石矿物学杂志*, 20(3): 239~246.
- 钟大赉. 1998. 滇川西部古特提斯造山带[M]. 北京: 地质出版社, 1~231.