

四川省沐川地区峨眉山玄武岩元素地球化学特征与成因探讨

程文斌¹, 董树义¹, 金灿海², 赵兵¹, 张珣², 王畅¹

1. 成都理工大学地球科学学院, 四川 成都 610059;

2. 中国地质调查局成都地质调查中心, 四川 成都 610081

【摘要】 本次研究对分布于峨眉山大火成岩省(ELIP)中带,四川省沐川地区的玄武岩进行元素地球化学研究,初步探讨了其成因。研究表明,该玄武岩具有高钛($\text{TiO}_2 = 3.81\% \sim 5.15\%$, $\text{Ti/Y} = 605.95 \sim 939.83$)、高铁(TFe_2O_3 变化于 $13.78\% \sim 17.61\%$)和相对低镁($\text{MgO} = 3.50 \sim 5.16$)的特点,属高钛碱性玄武岩系列。玄武岩 Lu/Yb 比值较低($0.11 \sim 0.15$),在原始地幔标准化的微量元素蛛网图上, Ti 显示正异常, Ta , Nb 显示正常—弱负异常,指示母岩浆仅受到少量下地壳物质的混染。在 Harker 图解中, MgO 与 SiO_2 呈负相关,与 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$, TFe_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 , Cr 呈正相关,暗示岩浆上升过程中很可能发生了橄榄石、单斜辉石、 Ti-Fe 氧化物(磁铁矿、钛铁矿)、磷灰石等矿物的分离结晶作用。玄武岩的元素地球化学组成显示岩浆源自 OIB 型地幔源区,进一步 Sm/Yb , La/Yb 比值分析显示,源区以石榴石二辉橄榄岩为主。由于峨眉山大火成岩省(ELIP)中、外带包括沐川、昭通、贵州和广西等地的高钛玄武岩具有相似的元素地球化学组成,且在 Ti/Yb-Nb/Th 图解上未显示大陆岩石圈地幔物质加入的趋势,推测这些玄武岩很可能是地幔柱头部物质在石榴石稳定区发生低程度部分熔融所形成。

【关键词】 峨眉山玄武岩;元素地球化学特征;岩石成因;沐川

中图分类号: P581; P595 文献标志码: A

文章编号: 1001-6872(2019)04-0049-12

DOI: 10.19719/j.cnki.1001-6872.2019.04.06

0 引言

二叠系峨眉山玄武岩及其伴生的镁铁—超镁铁质侵入岩在我国川滇黔桂等地大面积出露,构成了

峨眉山大火成岩省(ELIP),一直以来都是国内外地质学界研究的热点。基于玄武岩之下的地层沉积序列^[1]、地球物理^[2]、玄武岩及相关岩石的岩石学^[3]与地球化学特征^[4]等方面的证据,目前绝大多数学者认为该大火成岩省的形成与“地幔柱”活动密切相关。

收稿日期: 2019-04-15; 改回日期: 2019-09-11

基金项目: 中国地质调查局地质调查项目(121201010000150002-11、DD20160019-06); 乌蒙山区地质矿产综合调查项目子课题(DD20160019-16)

第一作者: 程文斌,男,36岁,讲师(博士),矿物学、岩石学、矿床学专业,研究方向: 矿床地球化学. E-mail: haitianysisu@126.com

通信作者: 董树义,男,46岁,副教授(博士),矿物学、岩石学、矿床学专业,研究方向: 矿床地球化学. E-mail: dongshuyi@cdut.cn

关^[5]。

峨眉山大火成岩省中的玄武岩主要由苦橄岩、玄武岩、玄武质火山碎屑岩和玄武质安山岩所组成,可分为高钛($\text{TiO}_2 > 2.5\%$, $\text{Ti/Y} > 500$)和低钛($\text{TiO}_2 < 2.5\%$, $\text{Ti/Y} < 500$)两个系列^[6]。根据生物地层学、沉积学和地球化学,峨眉山大火成岩省可细

分为内带、中带和外带(图1)^[7],内带地壳岩性较为复杂,包含了高Ti和低Ti两个系列,剖面上自下而上岩性总体出现由低钛玄武岩向高钛玄武岩转变的趋势,在玄武岩层的顶部,局部发育小面积的中酸性火山岩;中带和外带主要由岩性较为单一的高钛玄武岩组成^[2]。

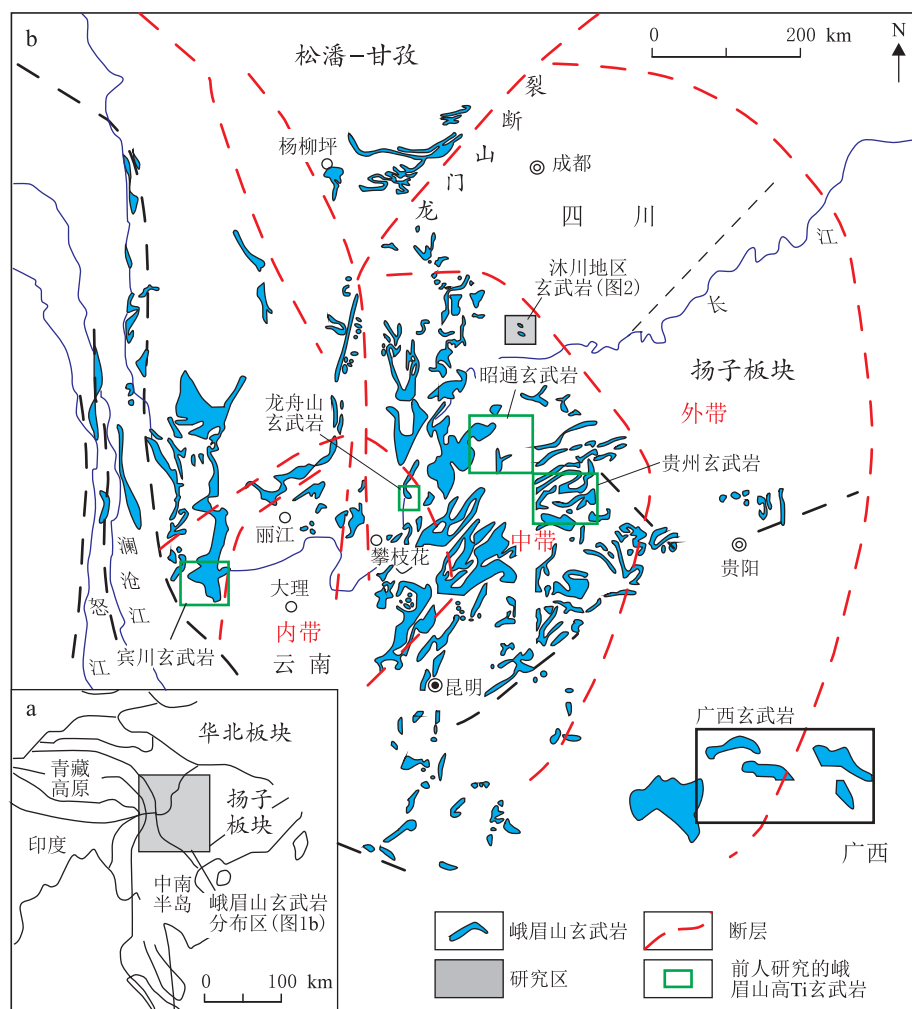


图1 峨眉山玄武岩地质分布图(据 He B *et al.*, 2006^[7]修改)

Fig. 1 Simplified geological map showing distribution of the Emeishan basalts

大量地球化学数据显示,峨眉山大火成岩省中高钛和低钛玄武岩具有不同的地球化学性质,在地幔源区以及部分熔融条件等方面很可能存在较大差异。一般认为,低钛玄武岩浆是地幔柱头部物质高程度部分熔融的产物,且存在着地壳和/或岩石圈地幔的混染(Xu *et al.*, 2001)^[6];但高钛玄武岩的成因目前尚存较大争议:Xu *et al.*^[6]研究指出高钛玄武岩浆是地幔热柱边部或消亡期地幔低程度部分熔融的产物;Xu *et al.*^[8]认为高钛玄武岩浆是峨眉山地幔柱头部物质大规模低程度部分熔融的产物;而 Lai *et al.*^[9]则认为高钛玄武岩浆很可能起源于大陆岩石圈地幔,或者有相当数量大陆岩石圈地幔物质的加入。

此外,相对于内带玄武岩,中带和外带高钛玄武岩的研究仍较为薄弱,尤其是四川地区的中、外带高钛玄武岩。为进一步了中、外带高钛玄武岩的成因,本次研究以峨眉山大火成岩省中带的四川沐川地区玄武岩为研究对象,对两条剖面16件样品进行了主、微量元素测试,分析了其地球化学特征,并进一步将其与广西、昭通、贵州等地峨眉山的高钛玄武岩进行对比,加深对高钛玄武岩成因的认识。

1 地质背景与岩石学特征

峨眉山大火成岩省的主体出露于扬子板块西

部,面积超过 500 000 km² [10]。区域上,扬子板块由前震旦纪结晶/褶皱基底和震旦纪以来的沉积盖层所组成,地质发展可大致分为基底形成(前震旦纪)、盖层发展(震旦纪—中三叠世)、陆相盆地演化(晚三叠世—白垩纪)、喜马拉雅期褶皱造山(古近纪—第四纪)四个演化阶段,峨眉山大火成岩省爆发发生于盖层发展阶段。代表性的峨眉山玄武岩组(P₃e)岩性组合复杂多样,具有陆相喷发、多旋回的特点,与下伏茅口组之间呈喷发不整合接触,与上覆宣威组之间呈平行不整合接触。

本次研究的四川省沐川地区玄武岩位于峨眉山

大火成岩省的东部,属中带(图 1)。野外地质调查结果表明,该区主要出露晚二叠世—白垩纪地层,受喜山期造山作用的影响(早期南北向挤压,晚期东西向挤压),地层褶皱强烈,形成著名的五指山背斜(图 2a)。峨眉山玄武岩组(P₃e)是该区出露最老的地层,呈串珠状出露于五指山背斜核部,出露面积较小,未见底,与上覆宣威组呈平行不整合接触。玄武岩中发育的不甚完全的柱状节理、气孔/杏仁状构造、偶见集块角砾状玄武岩及分布不均的粘土岩夹层,指示其为陆相喷发形成。

斑状玄武岩、微晶玄武岩和气孔/杏仁状玄武岩

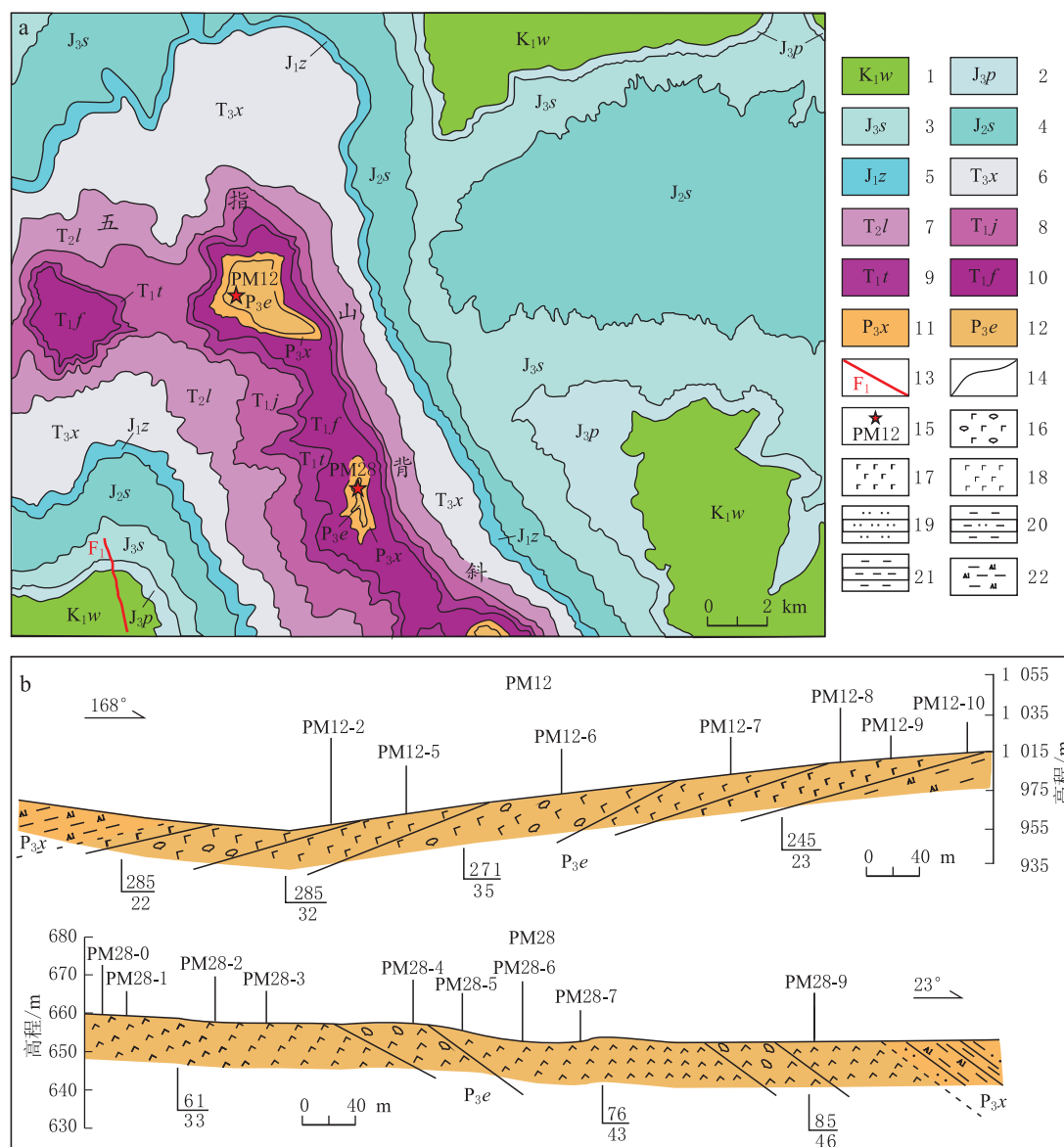


图 2 沐川地区地质图(a)与峨眉山玄武岩剖面图(b)

1. 下白垩统窝头山组; 2. 上侏罗统蓬莱镇组; 3. 上侏罗统遂宁组; 4. 中侏罗统沙溪庙组; 5. 下侏罗统自流井组; 6. 上三叠统须家河组; 7. 中三叠统雷口波组; 8. 下三叠统嘉陵江组; 9. 下三叠统铜街子组; 10. 下三叠统飞仙关组; 11. 上二叠统宣威组; 12. 上二叠统峨眉山玄武岩组; 13. 断层; 14. 地质界线; 15. 剖面位置及编号; 16. 杏仁状玄武岩; 17. 斑状玄武岩; 18. 微晶玄武岩; 19. 粉砂岩; 20. 粉砂质泥岩; 21. 泥岩; 22. 铝土质粘土岩

Fig. 2 Geological map of Muchuan area (a) and stratigraphic section of Emeishan basalt (b)

是本区玄武岩的主要岩石类型。斑状玄武岩具斑状结构,斑晶为自形的斜长石(10%~15%),粒径主要集中在1×4 mm~2×6 mm之间;基质主要由自形板条状微晶斜长石(~50%),微粒状普通辉石(30%~35%),见少量星散状磁铁矿、黄铁矿、磷灰石;斜长石边部可见黝帘石化、碳酸盐化、绢云母化。微晶玄武岩具间粒结构,主要由较自形板条状微晶斜长石(55%~65%),微粒状普通辉石(20%~30%)及

少量星散状磁铁矿、黄铁矿、磷灰石组成。气孔/杏仁状玄武岩主要由微晶斜长石(40%~65%)、普通辉石(15%~25%)及少量星散状磁铁矿、榍石等组成,微晶结构,杏仁状构造;杏仁体多呈浑圆状-椭圆状-次圆状,成分多为方解石、石英、绿泥石等次生矿物。根据上述3种岩石类型在剖面上的变化规律结合粘土岩夹层的发育情况,该区玄武岩至少存在3个喷发旋回(图2b,图3)。

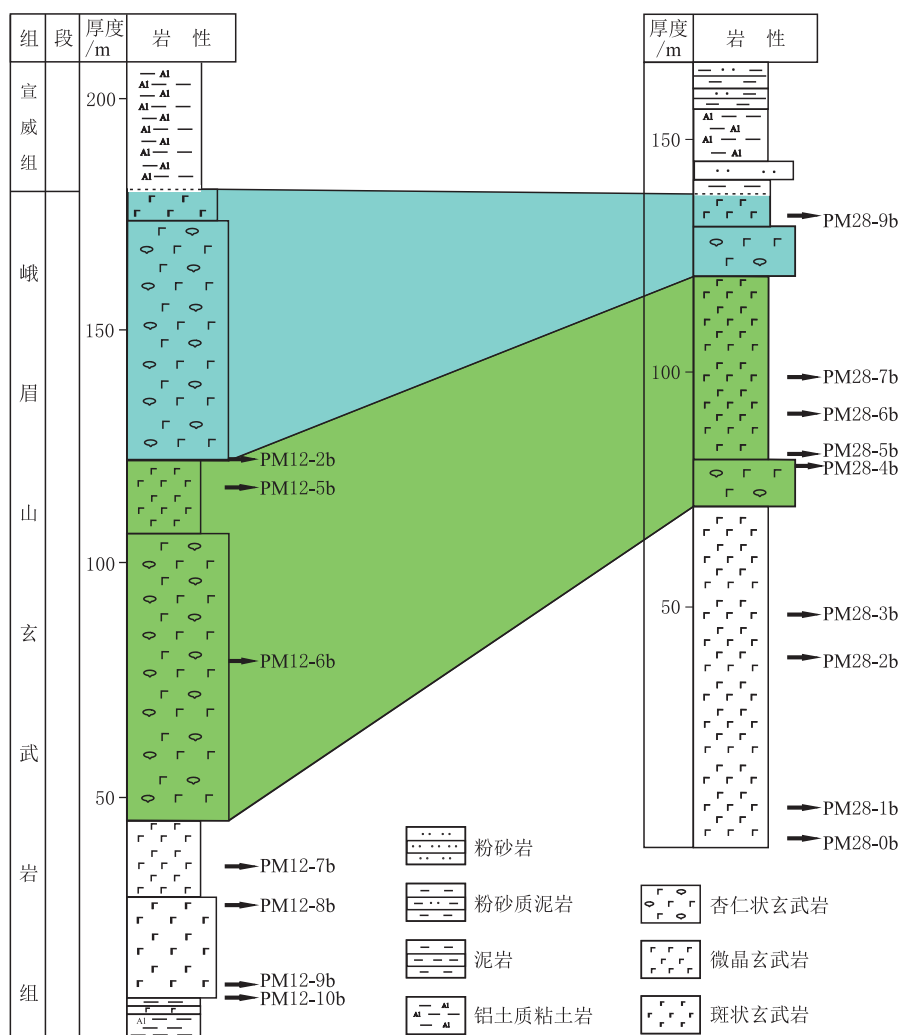


图3 沐川地区峨眉山玄武岩的野外露头特征与岩相学特征

Fig. 3 Outcrops and petrographical observations of the Emeishan basalts in the Muchuan area

2 测试分析方法

本次研究样品共计16件,均采自沐川地区峨眉山玄武岩剖面露头(剖面位置见图2a,样品位置见图2b),岩性包括斑状玄武岩、微晶玄武岩和杏仁状玄武岩。为避免风化作用的影响,采样时尽量采集新鲜样品,分析测试前,先将样品磨制成薄片,通过光学显微镜观察,挑选无风化蚀变的样品进行分析测试。所有样品的测试分析均在西南冶金地质测试

中心完成,其中,主量元素采用X射线荧光光谱仪测定(XRF),测试相对偏差<5%;稀土与微量元素采用电感耦合等离子质谱仪测定(ICP-MS),分析精度优于10%。

3 测试结果

3.1 主量元素

沐川地区峨眉山玄武岩元素地球化学分析结果和相关参数见表1。整体上,玄武岩主量元素具有

高钛、高铁和相对低镁的地球化学特征: TiO_2 介于 $3.81\% \sim 5.15\%$ 之间, 均值为 4.31% , 与昭通 ($\text{TiO}_2 = 2.88\% \sim 5.26\%$, 均值 $3.75^{[11]}$)、贵州 ($\text{TiO}_2 = 1.96\% \sim 4.42\%$, 均值 $3.73^{[12]}$) 等地玄武岩较为接近, 高于广西地区峨眉山玄武岩 ($\text{TiO}_2 = 2.29\% \sim 3.54\%$, 均值 $2.95^{[9,13]}$)。 TFe_2O_3 变化于 $13.78\% \sim 17.61\%$ 之间, 也与昭通、贵州、云南等地峨眉山玄武岩相近, 绝大多数样品 $\text{FeO} > \text{Fe}_2\text{O}_3$, 表明后期蚀变及氧化作用不是造成全铁含量偏高的主要原因, 较高 Fe 含量应代表了源区的特点, 指示其源区具高压特征^[14]; $\text{MgO} = 3.50 \sim 5.16$, 反映岩浆经历了较大程度的分异作用。在 Zr/TiO_2 - Nb/Y 分类图解上(图 4)^[15], 所有样品均落入了碱性玄武岩范围内, 与峨眉山大火成岩省中、外带昭通、贵州、广西等地区的玄武岩基本一致, 结合该地区玄武岩 TiO_2 、高 Ti/Y 比值(介于 $605.95 \sim 939.83$ 之间, 均值为 725.26)的特点, 说明该玄武岩为典型的高钛碱性玄武岩。

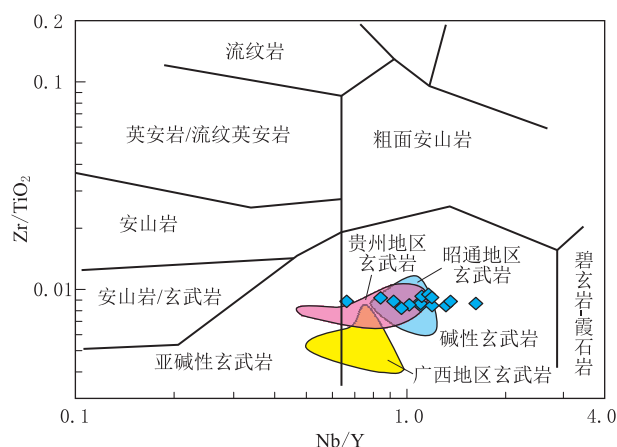


图 4 沐川地区峨眉山玄武岩 Zr/TiO_2 - Nb/Y 分类图解(底图据 *Ninchester et al.*, 1977^[15]; 贵州地区玄武岩据 *Qi et al.*, 2008^[12]; 广西地区玄武岩据 *Lai et al.*, 1977^[9], *Fan et al.*, 2008^[13]; 昭通地区玄武岩据 *Li et al.*, 2017^[11])

Fig. 4 Zr/TiO_2 - Nb/Y diagram of Emeishan basalts in the Muchuan area

3.2 稀土与微量元素

稀土元素测试结果显示(表 1), 沐川地区玄武岩 ΣREE 介于 $214.36 \sim 360.63 \times 10^{-6}$ 之间, 轻稀土富集, 重稀土元素亏损 ($\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$ 和 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 分别为 $7.79 \sim 10.26$ 和 $8.45 \sim 12.57$), 无明显的 Eu 异常 (δEu 为 $0.86 \sim 1.04$, 均值为 0.99), 在球粒陨石标准化的稀土元素配分模式图上(图 5a), 表现为平缓斜率右倾的 LREE 富集型, 与区域上高钛玄武岩相似, 类似于 OIB 型玄武岩。

微量元素中过渡族元素 Cr, Ni 含量分别变化于 $66.04 \sim 115.34 \times 10^{-6}$ 和 $28.05 \sim 67.18 \times 10^{-6}$ 之间(表 1)。在原始地幔标准化微量元素蛛网图中(图 5b), 元素 Ti 显示为正异常, Ba 为负异常—正异常, Ta、Nb 为正常—弱负异常, Zr、Hf 为弱负异常, Sr 为强负异常。除元素 Sr 之外, 岩石样品整体上大致显示出平缓右倾型配分模式, 同样类似于 OIB 型玄武岩。

4 讨论

4.1 形成环境

前已述及, 沐川地区玄武岩地层中未见枕状熔岩, 以块状构造为主, 局部偶见柱状节理构造, 指示玄武岩为陆相喷发, 在此结合岩石地球化学特征对其形成的构造环境进行判别。

由于玄武岩易遭受蚀变, K, Na 等元素可能发生迁移, 因此采用 Al_2O_3 , FeO , Zr, Nb, Y, Hf 等相对稳定的元素来探讨玄武岩的形成环境。在主量元素 FeO - MgO - Al_2O_3 图解(图 6a), 微量元素 $2 * \text{Nb}$ - $\text{Zr}/4-\text{Y}$ 图解(图 6b)与 $\text{Ti}/100-\text{Zr}-3 * \text{Y}$ 图解上(图 6c), 玄武岩数据点均落入了大陆/板内环境; 在 $\text{Ta}/\text{Hf}-\text{Th}/\text{Hf}$ 图解上(图 6d), 大数据点落入地幔热柱玄武岩区, 指示沐川地区玄武岩的形成环境为地幔柱作用下的板内环境。

4.2 地壳混染

大量研究表明, 上地壳岩石往往强烈亏损 Ti, 在原始地幔标准化的微量元素蛛网图上, 常具强烈的 Ti 负异常^[27], 因此, 如果岩浆岩在侵位过程中受到上地壳物质的混染, 势必出现 Ti 的负异常。沐川地区峨眉山玄武岩为高钛玄武岩, 在微量元素蛛网图上显示为 Ti 的正异常(图 5b), 暗示这些岩石没有受到明显的上地壳混染作用。

元素 Lu, Yb 具有相同的地球化学行为, 在部分熔融或岩浆分异结晶过程中, Lu/Yb 比值不会出现明显的改变, 也常用于地壳混染的判别。地幔起源的岩浆岩以低 Lu/Yb 比值为特征, 平均值大致在 $0.14 \sim 0.15$ 之间^[17], 相反大陆地壳具有相对较高 Lu/Yb 比值平均值大致介于 $0.16 \sim 0.18$ 之间^[27]。沐川地区峨眉山玄武岩 Lu/Yb 比值变化于 $0.11 \sim 0.15$ 之间, 明显低于大陆地壳, 表明其源自地幔, 无明显的大陆地壳混染作用。

元素 Th, Nb, Ta 在蚀变及变质过程中比较稳定, 但容易受地壳混染的影响, 是地壳混染的重要指标^[28]。由于大陆地壳通常富集 Th, 强烈亏损 Nb 和

表 1 沐川地区峨眉山玄武岩元素地球化学组成

Table 1 Major and trace element abundances of Emeishan basalts in the Muchuan area

样品编号	PM12-2	PM12-5	PM12-6	PM12-7	PM12-8	PM12-9	PM12-10	PM28-9	PM28-7	PM28-6	PM28-5	PM28-4	PM28-3	PM28-2	PM28-1	PM28-0
岩性	杏仁状 玄武岩	微晶 玄武岩	杏仁状 玄武岩	微晶 玄武岩	微晶 玄武岩	杏仁状 玄武岩	微晶 玄武岩	微晶 玄武岩	微晶 玄武岩	微晶 玄武岩	微晶 玄武岩	气孔状 玄武岩	微晶 玄武岩	微晶 玄武岩	微晶 玄武岩	微晶 玄武岩
SiO ₂	49.71	49.05	42.44	49.19	46.27	48.97	47.19	47.26	48.12	51.19	50.09	44.35	49.25	47.87	48.66	48.89
Al ₂ O ₃	12.83	12.71	14.65	12.87	13.45	12.86	13.78	12.41	12.76	12.33	12.74	13.09	12.39	12.76	12.82	12.90
TFes ₂ O ₃	15.11	15.16	17.61	14.83	15.42	14.66	15.73	15.17	14.22	13.78	14.01	16.55	14.62	14.69	14.31	13.98
Fe ₂ O ₃	4.36	4.20	5.14	5.22	7.89	7.89	8.23	5.14	4.50	5.12	5.24	3.97	5.84	6.82	8.60	7.11
FeO	9.68	9.87	11.22	8.65	6.77	7.64	6.75	9.03	8.75	7.79	7.89	11.32	7.90	7.09	5.14	6.18
MgO	4.11	4.05	4.95	3.90	4.20	3.85	3.87	4.27	3.86	3.59	3.67	5.16	3.61	3.81	3.57	3.50
CaO	8.25	8.91	4.99	8.01	5.83	8.07	5.06	7.09	7.50	7.65	8.75	5.76	8.44	8.08	6.41	6.60
Na ₂ O	2.22	2.01	3.89	2.40	3.80	2.42	5.25	1.88	2.55	2.20	2.21	3.41	2.04	1.66	2.44	2.95
K ₂ O	0.65	0.89	0.43	1.48	1.92	0.94	0.55	1.73	1.28	0.97	1.09	1.12	1.21	0.99	0.92	1.02
TiO ₂	4.39	4.37	5.15	4.17	4.60	4.26	4.40	4.14	3.96	3.81	4.00	4.69	4.30	4.69	4.01	4.04
MnO	0.20	0.20	0.21	0.19	0.24	0.19	0.19	0.29	0.19	0.19	0.18	0.26	0.19	0.17	0.17	0.18
P ₂ O ₅	0.47	0.48	0.67	0.42	0.45	0.43	0.44	0.43	0.37	0.36	0.37	0.37	0.38	0.40	0.37	0.37
LOI	2.35	2.14	5.07	2.05	3.66	2.93	3.55	4.69	4.64	3.26	2.23	4.62	2.97	4.98	6.33	4.92
Total	100.30	99.98	100.05	99.52	99.85	99.59	100.02	99.35	99.44	99.32	99.36	99.38	99.41	100.10	100.03	99.34
Ba	569.00	509.00	55.41	550.20	959.20	367.30	82.95	1 565.60	717.68	408.68	347.68	290.16	422.16	105.09	66.45	66.81
Cr	107.98	100.58	115.34	77.73	79.74	78.99	77.38	90.61	68.14	66.04	66.63	99.16	105.09	107.49	66.45	66.81
Hf	8.86	9.30	10.36	8.70	9.95	8.60	9.00	10.78	9.54	8.96	9.13	9.69	9.52	10.28	9.06	9.09
Nb	47.21	51.77	59.88	44.84	38.60	40.41	43.91	37.49	41.52	41.04	40.43	28.68	24.06	39.08	31.74	25.92
Ni	46.59	47.29	66.42	32.12	28.05	31.72	35.02	56.80	38.93	38.06	38.98	66.66	64.21	67.18	36.73	37.70
Rb	9.96	17.11	6.14	47.03	38.50	22.62	17.69	49.86	45.40	31.14	31.41	33.62	34.12	30.95	31.57	35.67
Sr	446.80	418.57	97.80	487.39	373.06	457.58	157.22	371.45	489.16	429.23	453.29	161.52	426.40	362.69	409.12	533.45
Ta	3.22	3.91	4.18	3.30	2.77	3.01	3.29	2.13	3.77	2.74	3.30	2.08	1.69	2.25	1.89	1.14
Th	5.85	6.58	6.42	5.87	4.28	5.68	5.61	4.65	5.40	5.26	4.88	3.92	5.26	5.73	4.55	4.36
Y	36.14	38.13	37.22	41.28	35.07	36.84	36.55	34.23	35.76	34.88	36.20	29.90	36.57	38.60	34.55	31.20
Zr	359.97	376.82	436.49	350.70	374.56	356.42	362.44	375.12	367.00	356.90	369.86	384.44	378.90	403.01	362.79	369.92
La	52.34	54.40	57.34	51.82	38.40	47.21	40.79	43.56	44.81	43.53	45.55	34.89	44.46	45.44	44.42	40.20
Ce	118.64	125.70	132.69	119.46	103.79	101.77	99.06	101.10	99.37	95.50	98.92	78.37	96.94	97.12	96.65	90.18
Pr	17.92	18.60	20.08	18.76	17.12	15.80	15.62	14.49	14.14	13.27	13.68	11.26	13.54	14.48	13.74	12.93
Nd	83.98	88.04	95.77	88.32	79.89	75.34	77.94	62.59	62.45	57.91	60.60	51.19	60.28	64.08	59.58	56.71
Sm	16.60	17.19	18.24	18.03	15.87	15.39	16.50	12.63	12.93	12.03	12.50	11.31	12.44	13.27	12.50	11.79
Eu	4.56	4.65	4.49	4.95	3.84	4.37	4.61	3.42	3.66	3.28	3.51	3.16	3.44	3.61	3.40	3.22
Gd	12.07	12.65	12.62	12.96	11.80	11.53	12.20	8.69	9.00	8.45	8.73	7.64	8.64	9.32	8.69	8.12
Tb	1.74	1.82	1.81	1.92	1.75	1.67	1.78	1.62	1.71	1.61	1.69	1.47	1.69	1.78	1.64	1.54
Dy	8.10	8.69	8.43	9.22	8.12	7.95	8.44	7.91	8.43	8.02	8.41	7.24	8.48	8.96	8.14	7.39
Ho	1.57	1.67	1.52	1.76	1.53	1.51	1.50	1.42	1.52	1.48	1.52	1.28	1.53	1.64	1.44	1.34
Er	4.05	4.33	3.75	4.57	3.82	3.88	3.59	3.49	3.76	3.61	3.74	3.02	3.80	4.05	3.55	3.19
Tm	0.50	0.51	0.46	0.56	0.45	0.47	0.42	0.56	0.58	0.57	0.60	0.46	0.59	0.63	0.56	0.50
Yb	3.14	3.45	3.08	3.69	3.06	3.07	2.88	3.26	3.42	3.30	3.50	2.68	3.51	3.62	3.27	2.89
Lu	0.37	0.39	0.36	0.42	0.35	0.37	0.30	0.47	0.50	0.49	0.51	0.39	0.51	0.53	0.47	0.42
ΣREE	325.59	342.08	360.63	336.44	289.80	290.32	285.60	265.19	266.27	253.03	263.44	214.36	259.83	268.53	258.04	240.39
ΣLREE/ΣHREE (La/Yb) _n	9.32	9.21	10.26	8.58	8.38	8.54	8.19	8.68	8.21	8.19	8.18	7.86	8.04	7.79	8.30	8.47
δEu	11.22	10.63	12.57	9.46	8.45	10.37	9.56	9.02	8.85	8.89	8.78	8.76	8.54	8.46	9.17	9.39
	0.99	0.96	0.90	0.99	0.86	1.00	0.99	1.00	1.04	1.00	1.03	1.04	1.02	0.99	1.00	1.01
Ti/Y	728.95	687.19	828.95	605.95	786.56	693.49	721.46	724.77	663.66	655.36	662.31	939.83	705.13	728.23	696.20	776.09

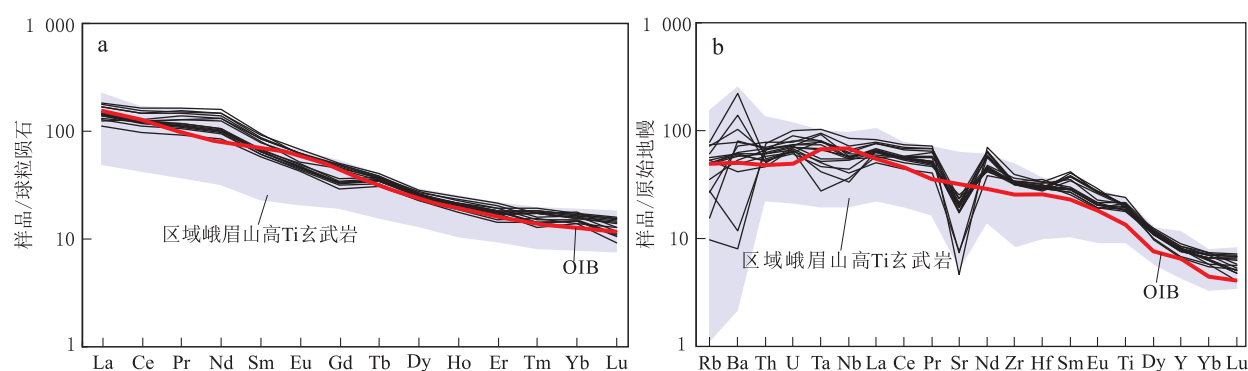


图 5 沐川地区峨眉山玄武岩稀土元素配分图(a)和微量元素蛛网图(b)

球粒陨石标准化值引自 Taylor *et al.*, 1985^[16]; 原始地幔标准化值引自 Sun *et al.*, 1989^[17]; 区域峨眉山高钛玄武岩^[9,11~13,18~22]数据综合
Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized trace element patterns (b) for Emeishan basalts in the Muchuan area

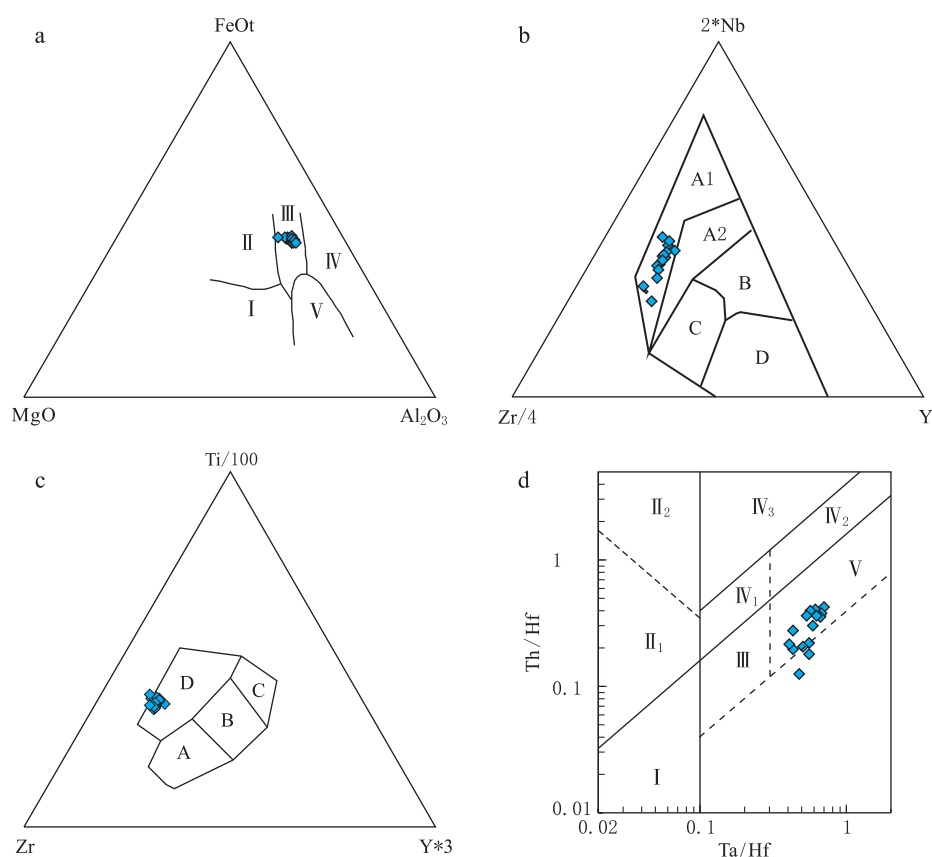


图 6 玄武岩的构造环境判别图

图 a 据 Pearce *et al.*, 1977^[23], 图中 I. 洋中脊; II. 洋岛; III. 大陆; IV. 扩张性中央岛; V. 造山带; 图 b 据 Meschede, 1986^[24]; A1. 板内碱性玄武岩; A2. 板内碱性玄武岩+板内拉斑玄武岩; B. E-MORB; C. 板内拉斑玄武岩+火山弧玄武岩; D. 火山弧玄武岩+N-MORB; 图 c 据 Pearce *et al.*, 1973^[25]; A. 钙碱性玄武岩; B. MORB+岛弧拉斑玄武岩+钙碱性玄武岩; C. 岛弧拉斑玄武岩; D. 板内玄武岩; 图 d 据汪云亮等, 2001^[26], 图中 I. 板块离散边缘 N-MORB 区; II. 板块汇聚边缘玄武岩区 (II₁. 大洋岛弧玄武岩区; II₂. 陆缘岛弧及陆缘火山弧玄武岩区); III. 大洋板内玄武岩区 (洋岛、海山玄武岩区及 T-MORB, E-MORB); IV. 大陆板内玄武岩区 (IV₁. 陆内裂谷及陆缘裂谷拉斑玄武岩区; IV₂. 陆内裂谷碱性玄武岩区; IV. 大陆拉张带 (或初始裂谷) 玄武岩区); V. 地幔热柱玄武岩区

Fig. 6 Discrimination diagrams of tectonic setting for basalts

Ta, 在微量元素蛛网图上具有 Nb, Ta 强烈负异常的配分模式^[29], 因此, 超基性-基性岩石强烈亏损 Nb, Ta, 很可能反映了地壳物质的混染作用。研究

区峨眉山玄武岩 Th 含量变化于 $3.92 \sim 6.58 \times 10^{-6}$ 之间, 大多低于中、上部地壳 (分别为 10.5×10^{-6} 和 6.5×10^{-6} ^[27]), 在微量元素蛛网图上 Nb, Ta 表现

为正常-弱负异常(图 5b), 在 $(\text{Th}/\text{Nb})_{\text{PM}}-(\text{La}/\text{Nb})_{\text{PM}}$ 图解上^[30], 数据点主要集中于玄武岩范围内靠近原始地幔(PM)的区域, 仅 3 个数据点落在了原始地幔(PM)与下地壳(LC)之间(图 7), 同样指示玄武岩源自地幔, 且很可能只受到少量下地壳物质的混染作用。

4.3 结晶分异

沐川地区玄武岩具有较低的 MgO 含量, 反映了岩浆经历了一定程度的分离结晶作用。在 Harker 图解中(图 8), MgO 与 SiO_2 明显呈负相关, 与 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$ 大致呈正相关, 指示岩浆在上升过程中存在着橄榄石和单斜辉石的结晶分异作用, 橄榄石和单斜辉石的分离结晶使岩浆 Mg 大量消耗, 进而导致样品中 MgO 含量较低。MgO 与 TFe_2O_3 , TiO_2 明显呈正相关, 与 P_2O_5 , Cr 大致呈正相关, 指示在橄榄石、辉石结晶分异过程中还很可能伴随着磁铁矿、钛磁铁矿/钛铁矿及磷灰石、铬尖晶石的结晶分异作用。MgO 与 CaO, Sr 大致呈负相关, 暗示斜长石的结晶分异作用不明显, 这也与稀土元素无

明显的 Eu 异常相吻合。

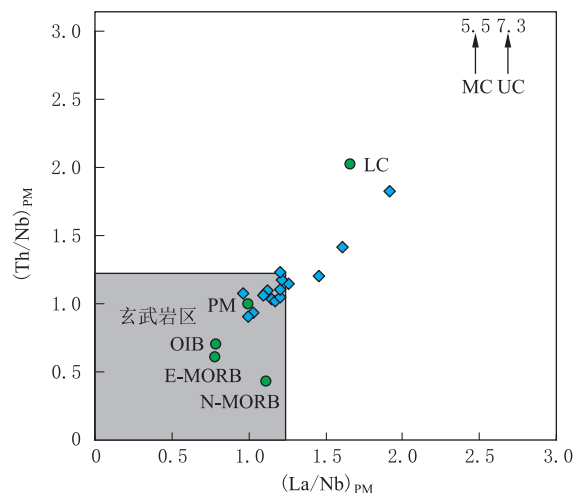


图 7 沐川地区峨眉山玄武岩 $(\text{Th}/\text{Nb})_{\text{PM}}-(\text{La}/\text{Nb})_{\text{PM}}$ 图解

PM. 原始地幔; N-MORB. 正常型洋中脊玄武岩; E-MORB. 富集型洋中脊玄武岩; OIB. 洋岛型玄武岩(数据引自 Sun *et al.*, 1989^[17]); LC. 下地壳; MC. 中部地壳; UC. 上地壳(数据引自 Rudnick *et al.*, 2003^[27]); 大多大洋玄武岩区域引自 Frey *et al.*, 2002^[30]

Fig. 7 $(\text{Th}/\text{Nb})_{\text{PM}}-(\text{La}/\text{Nb})_{\text{PM}}$ diagram for Emeishan basalts in the Muchuan area

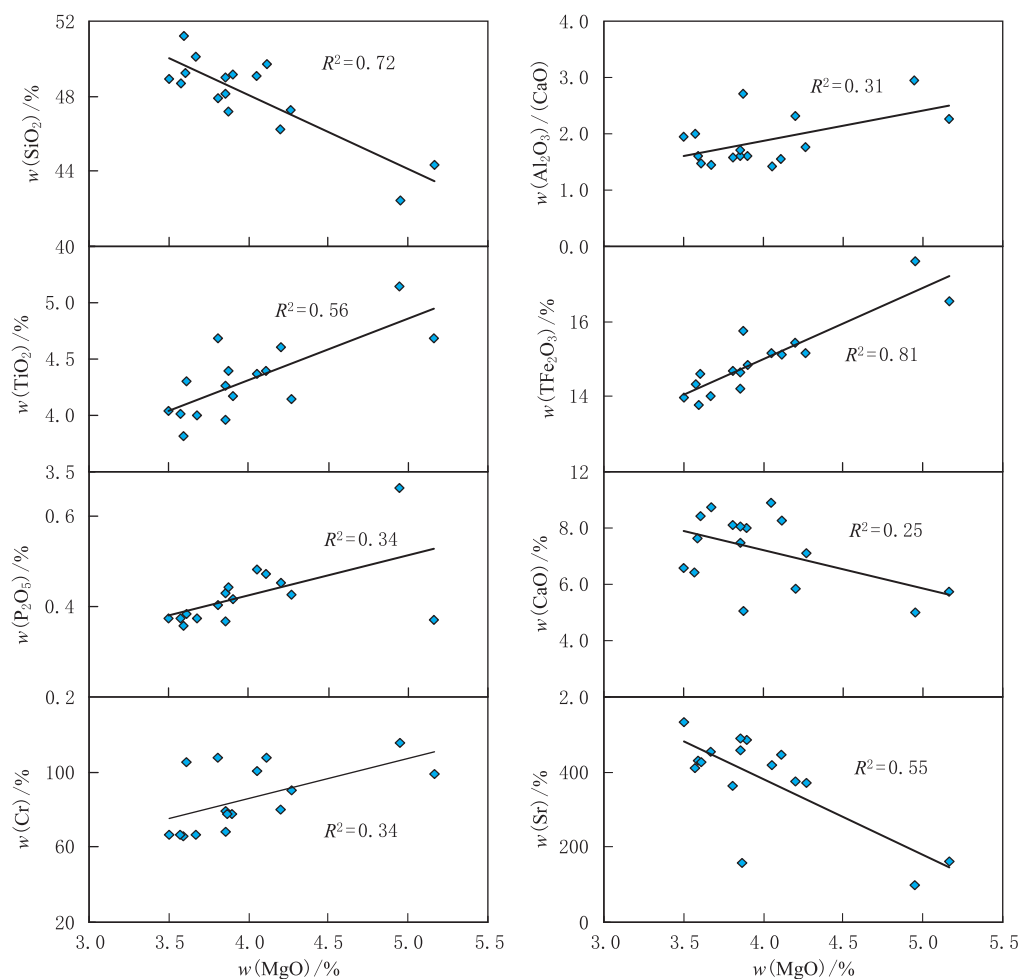


图 8 沐川地区峨眉山玄武岩 Harker 图解

Fig. 8 Harker diagram for Emeishan basalts in the Muchuan area

4.4 源区特征

TiO_2 的含量通常能够指示成岩物质的源区^[31]。通常由地壳岩石部分熔融产生的岩浆的 TiO_2 质量分数很低(平均仅 0.72%),来自软流圈的岩浆 TiO_2 质量分数在 1.27% 左右,与深部地幔物质活动有关的岩浆, TiO_2 含量分数常大于 2.0%。研究区峨眉山玄武岩的 TiO_2 质量分数明显较高,变化于 4.17%~5.15%,反映了其形成很可能与深部地幔活动有关。

由于沐川地区玄武岩 Nb ($24.06 \sim 59.88 \times 10^{-6}$), Zr ($350.70 \sim 436.49 \times 10^{-6}$) 含量接近于 OIB 型玄武岩 ($\text{Nb}=48, \text{Zr}=280 \times 10^{-6}$), 球粒陨石标准化稀土元素配分模式图与和原始地幔标准化微量元素蛛网图也与 OIB 型玄武岩较为类似(图 5), 且在 Nb/Th-Nb, La/Nb-La 和 $\text{TiO}_2/\text{Yb-Nb/Yb}$ 多元判别图解上, 大多数数据点位于 OIB 型玄武岩区(图 9)^[28] 或 OIB 型夏威夷玄武岩范围内(图 10)^[32], 与昭通、贵州和广西等地的峨眉山玄武岩相似, 指示形

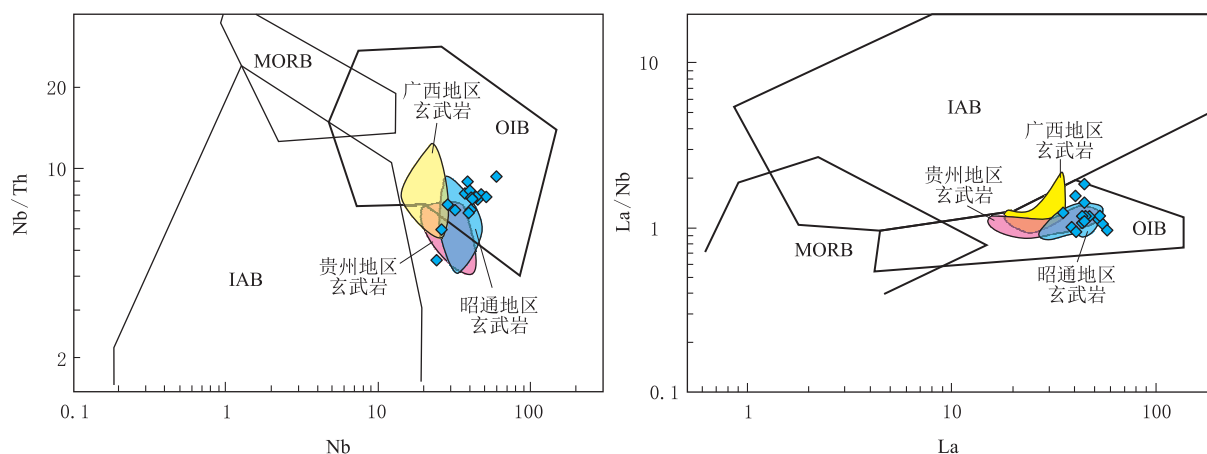


图 9 沐川地区峨眉山玄武岩 OIB 型源区特征微量判别图解

MORB. 洋中脊玄武岩; IAB. 岛弧型玄武岩; OIB. 洋岛型玄武岩(底图据李曙光, 1993^[28]); 广西地区、贵州地区和昭通地区玄武岩范围同图 4
Fig. 9 Trace element discrimination diagrams (showing characteristics of OIB-type source) for the Emeishan basalts in the Muchuan area

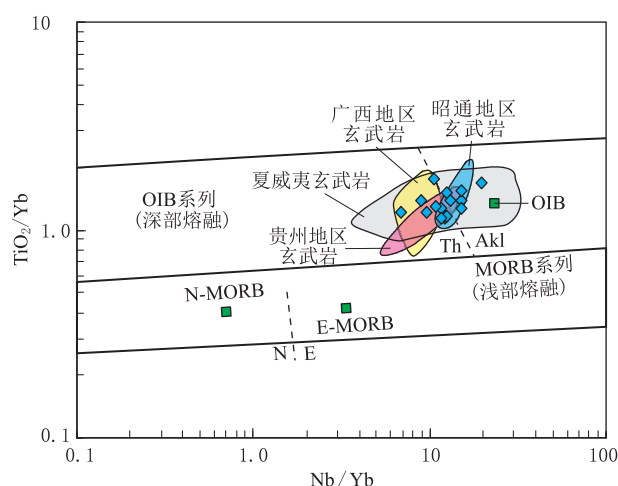


图 10 沐川地区峨眉山玄武岩 $\text{TiO}_2/\text{Yb-Nb/Yb}$ 图解
OIB. 洋岛型玄武岩; MORB. 洋中脊玄武岩; N-MORB. 正常型洋中脊玄武岩; E-MORB. 富集型洋中脊玄武岩; Th. 拉斑玄武岩; Akl. 碱性玄武岩(底图据 Pearce, 2008^[32]); 广西地区、贵州地区和昭通地区玄武岩范围同图 4

Fig. 10 $\text{TiO}_2/\text{Yb-Nb/Yb}$ diagram for Emeishan basalts in the Muchuan area

成玄武岩的岩浆源于 OIB 型地幔源区。

玄武岩的稀土元素组成可进一步判别源区的性质与部分熔融程度。由于 REE 在石榴石和熔体之间的分配系数从 LREE 的高度不相容逐渐增加到

HREE 的中度相容^[33], 因此, Sm-Sm/Yb 图解和 La/Sm-Sm/Yb 图解可区分尖晶石橄榄岩和石榴石橄榄岩的部分熔融。通常尖晶石二辉橄榄岩部分熔融产生的岩浆 Sm/Yb 比值与源岩相似, La/Sm 比值随熔融程度的增加而减小; 而石榴石二辉橄榄岩低程度或中等程度部分熔融产生的熔体, Sm/Yb 比值将显著高于地幔中的 Sm/Yb 比值^[34]。沐川地区玄武岩的 La/Sm 和 Sm/Yb 比值非常高 (La/Sm: 2.41~3.64; Sm/Yb: 3.54~5.93), 在 Sm-Sm/Yb 图解上(图 11a), 数据点落在石榴石+尖晶石二辉橄榄岩熔融曲线与石榴石二辉橄榄岩熔融曲线之间, 与昭通、贵州和广西等地的峨眉山玄武岩相似, 指示玄武岩浆的源区以石榴石二辉橄榄岩为主, 且部分熔融程度很低。在 Sm/Yb-La/Sm 图解上(图 11b), 数据点也落在石榴石二辉橄榄岩熔融范围内或附近, 同样指示本区玄武岩浆的源区以石榴石二辉橄榄岩为主。

4.5 岩石成因

前已述及, 峨眉山大火成岩省中高钛玄武岩的成因目前尚存在较大争议, 其争论的焦点在于大陆岩石圈地幔对玄武岩浆的贡献。上述源区分析表明, 沐川地区玄武岩与广西、贵州、昭通等地的玄武

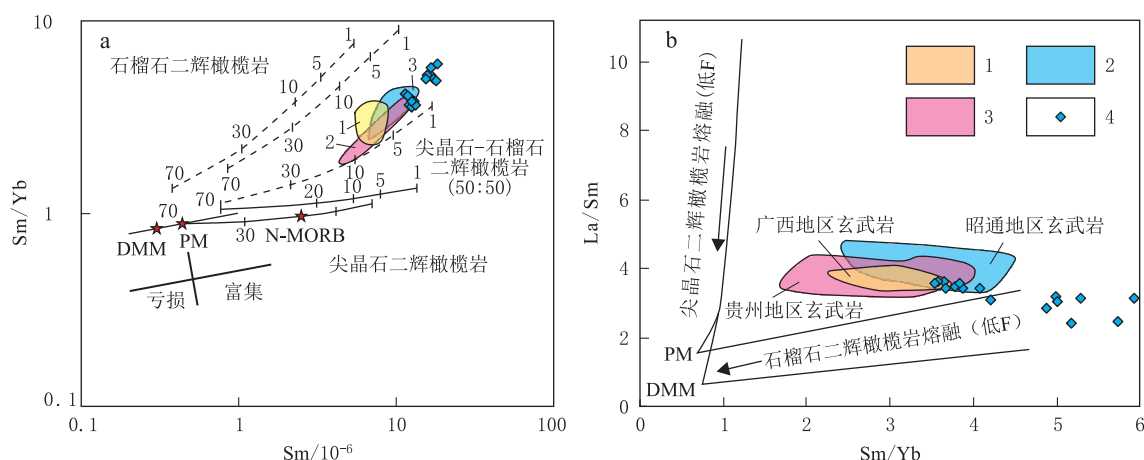


图 11 沐川地区峨眉山玄武岩 Sm-Sm/Yb(a)与 Sm/Yb-La/Sm(b)图解

底图据 Aldanmaz *et al.*, 2000^[34]; 原始地幔(PM)、N-MORB 据 Sun *et al.*, 1989^[17]; 广西地区、贵州地区和昭通地区玄武岩同图 4

1. 广西地区玄武岩; 2. 贵州地区玄武岩; 3. 昭通地区玄武岩; 4. 沐川地区玄武岩

Fig. 11 Sm-Sm/Yb (a) and Sm/Yb-La/Sm (b) diagrams for Emeishan basalts in the Muchuan area

岩非常类似,同样存在地幔柱头部物质在石榴石稳定区低程度部分熔融以及地幔柱作用下大陆岩石圈地幔(石榴石二辉橄榄岩为主)部分熔融参与成岩作用两种解释。

Li *et al.*^[35] 研究表明, Nb/Th 和 Ti/Yb 比值有助于识别幔源岩浆作用中岩石圈地幔的贡献和地壳混染程度。在 Nb/Th-Ti/Yb 图解中(图 12), 沐川地区玄武岩具有相对均匀的 Ti/Yb 和 Nb/Th 比

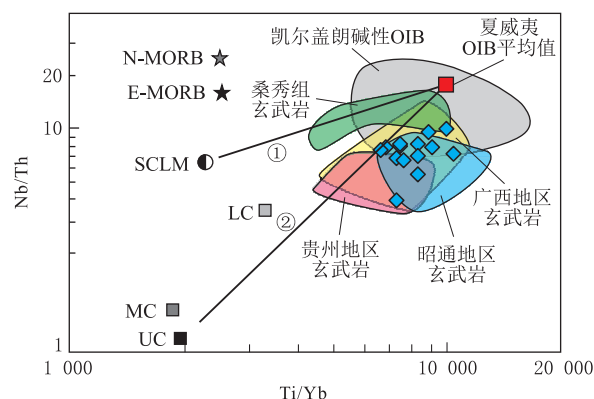


图 12 沐川地区峨眉山玄武岩 Ti/Yb-Nb/Th 图解
次大陆岩石圈地幔据 McDonough, 1990^[37]; UC. 上地壳; MC. 中地壳; LC. 下地壳(据 Rudnick *et al.*, 203^[27]); Hawaiian OIB 平均值据 Feigenson *et al.*, 1996^[38]; Kerguelen alkaline OIB. 桑秀组玄武岩(据 Zhu *et al.*, 2007^[36]); 广西地区、贵州地区和昭通地区玄武岩同图 4。①. 岩石圈地幔物质加入; ②. 地壳物质加入

Fig. 12 Nb/Th-Ti/Yb diagram for Emeishan basalts in the Muchuan County

值,数据点范围与广西、贵州、昭通等地的玄武岩基本一致,靠近夏威夷 OIB 型玄武岩,与 Kerguelen 地幔柱作用下存在大陆岩石圈地幔物质加入的桑秀组玄武岩明显不同^[36],未显示大陆岩石圈地幔物质加入的趋势。考虑到中、外带远离地幔柱轴部,地幔温度相对较低,推测包括沐川、昭通、广西、贵州等地在内的中、外带高钛玄武岩浆很可能是地幔柱头部物质在石榴石稳定区低程度部分熔融的产物,无明显岩石圈地幔物质的加入。

5 结 论

(1)四川沐川地区峨眉山玄武岩为典型的高钛碱性玄武岩,形成于地幔柱作用下的板内环境。

(2)玄武岩浆在上升过程中仅受到少量下地壳物质的混染,并很可能发生了橄榄石、单斜辉石、Ti-Fe 氧化物(磁铁矿、钛铁矿)、磷灰石等矿物的分离结晶作用。

(3)该玄武岩源自 OIB 型地幔源区,为石榴石二辉橄榄岩低程度部分熔融的产物。

(4)峨眉山大火成岩省中、外带(包括沐川、昭通、广西、贵州等地)的高钛玄武岩具有相似的地球化学组成, Ti/Yb 与 Nb/Th 比值未显示存在陆岩石圈地幔物质加入的趋势,很可能是峨眉山地幔柱头部物质在石榴石稳定区低程度部分熔融的产物。

参考文献

- [1] He B, Xu Y G, Chung S L, *et al.* Sedimentary evidence for a rapid crustal doming prior to the eruption of the Emeishan flood basalts [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 2003, 213(3/4): 389-403.
- [2] Xu Y G, He B, Chung S L, *et al.* The geologic, geochemical and geophysical consequences of plume involvement in the Emeishan flood ba-

- salt province [J]. **Geology**, 2004, 30: 917-920.
- [3] 张招崇,王福生,郝艳丽,等. 峨眉山大火成岩省中苦橄岩与其共生岩石的地球化学特征及其对源区的约束[J]. **地质学报**, 2004, 78(02): 171-180.
- [4] Xiao L, Xu Y G, Chung S L, *et al.* Chemostratigraphic correlation of Upper Permian lava succession from Yunnan Province, China; extent of the Emeishan igneous province [J]. **Int Geol Rev**, 2003, 45: 753-766.
- [5] Ali J R, Gary M T, Zhou M F, *et al.* Emeishan large igneous province, SW China [J]. **Lithos**, 2005, 79: 475-489.
- [6] Xu Y G, Chung S L, Jahn B M, *et al.* Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China [J]. **Lithos**, 2001, 58: 145-168.
- [7] He B, Xu Y G, Wang Y M, *et al.* Sedimentation and lithofacies paleogeography in SW China before and after the Emeishan flood volcanism; New insights into surface response to mantle plume activity [J]. **J Geol**, 2006, 114: 117-132.
- [8] Xu J F, Suzuki K, Xu Y G, *et al.* Os, Pb, and Nd isotope geochemistry of the Permian Emeishan continental flood basalts; insights into the source of a large igneous province [J]. **Geochim Cosmochim Acta**, 2007, 71: 2104-2119.
- [9] Lai S C, Qin J F, Li Y F, *et al.* Permian high Ti/Y basalts from the eastern part of the Emeishan Large Igneous Province, southwestern China; petrogenesis and tectonic implications [J]. **J Asian Earth Sci**, 2012, 47: 216-230.
- [10] 宋谢炎,侯增谦,汪云亮,等. 峨眉山玄武岩的地幔热柱成因[J]. **矿物岩石**, 2002, 22(04): 27-32.
- [11] Li J, Zhong H, Zhu W G. Elemental and Sr-Nd isotopic geochemistry of Permian Emeishan flood basalts in Zhaotong, Yunnan Province, SW China [J]. **Int J Earth Sci (Geol Rundsch)**, 2017, 106: 617-630.
- [12] Qi L, and Zhou M F. Platinum-group elemental and Sr-Nd-Os isotopic geochemistry of Permian Emeishan flood basalts in Guizhou Province, SW China [J]. **Chem Geol**, 2008, 248: 83-103.
- [13] Fan W M, Zhang C H, Wang Y J, *et al.* Geochronology and geochemistry of Permian basalts in western Guangxi Province, Southwest China; evidence for plume-lithosphere interaction [J]. **Lithos**, 2008, 102: 218-236.
- [14] Lassiter J C, Depaolo D J. Plume/lithosphere interaction in the generation of continental and oceanic flood basalts; Chemical and isotopic constraints [A]. Mahoney J J, and Coffin M F. Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism [C]. Washington D C: American Geophysical Union Monograph 100, 2000. 335-355.
- [15] Winchester J A, Floyd P A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements [J]. **Chemical Geology**, 1977, 20: 325-342.
- [16] Taylor S R, McLennan S M. **The continental crust, its composition and evolution** [M]. Oxford Press Blackwell, 1985, 1-312.
- [17] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotope systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes [A]. In: Saunders, A. D. Magmatism in Ocean Basins [C]. Geological Society Publication 42, 1989, 313-345.
- [18] Xiao L, Xu Y G, Mei H J, *et al.* Distinct mantle sources of low-Ti and high-Ti basalts from the western Emeishan large igneous province, SW China; implications for plume-lithosphere interaction [J]. **Earth Planet Sci Lett**, 2004, 228: 525-546.
- [19] Qi L, Wang C Y, Zhou M F. Controls on the PGE distribution of Permian Emeishan alkaline and peralkaline volcanic rocks in Longzhoushan, Sichuan Province, SW China [J]. **Lithos**, 2008, 106: 222-236.
- [20] 马健飞,沙小保,刘建清,等. 盐津地区峨眉山玄武岩地球化学特征及成因分析[J]. **矿物岩石**, 2019, 39(02): 25-33.
- [21] 严再飞,黄智龙,许成,等. 峨眉山二滩玄武岩地球化学特征[J]. **矿物岩石**, 2006(03): 77-84.
- [22] 倪平泽,肖龙,何琦,等. 滇西丽江树底桥及宁蒗万马场二叠纪玄武岩地球化学特征及成因[J]. **矿物岩石**, 2007(01): 107-116.
- [23] Pearce T H, Gorman B E, Birkett T C. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks [J]. **Earth and Planetary Science Letters**, 1977, 36: 121-132.
- [24] Meschede M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram [J]. **Chemical Geology**, 1986, 56: 207-218.
- [25] Pearce J A, Cann J R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses [J]. **Earth and Planetary Science Letters**, 1973, 19: 290-300.
- [26] 汪云亮,张成江,修淑芝. 玄武岩类形成的大地构造环境的 Th/Hf-Ta/Hf 图解判别[J]. **岩石学报**, 2001, 17(03): 413-421.
- [27] Rudnick R L, and Cao S. The Composition of the Continental Crust [A]. Rudnick R L. Treatise on Geochemistry (vol. 3): The Crust [C]. Oxford: Elsevier, 2003, 1-64.
- [28] 李曙光. 蛇绿岩生成构造环境的 Ba-Th-Nb-La 判别图[J]. **岩石学报**, 1993, 9(2): 146-157.
- [29] Rollinson H. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. **Longmans, Singapore**, 1993. 1-352.
- [30] Frey F A, Weis D, Borisova A Y U, *et al.* Involvement of continental crust in the formation of the Cretaceous Kerguelen Plateau; new perspectives from ODP Leg 120 sites [J]. **Journal of Petrology**, 2002, 43: 1207-1239.
- [31] 朱弟成,莫宣学,王立全,等. 新特提斯演化的热点与洋脊相互作用西藏南部晚侏罗世-早白至世岩浆作用推论[J]. **岩石学报**, 2008, 24(2): 225-237.
- [32] Pearce J. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust [J]. **Lithos**, 2008, 100: 14-48.

- [33] Hellebrand E, Snow J E, Hoppe P, *et al.* Garnet-field melting and late stage fertilization in "Residual" abyssal peridotites from the central Indian ridge [J]. **J Petrol**, 2002, 43: 2 305-2 338.
- [34] Aldanmaz E, Pearce J A, Thirlwall M F, *et al.* Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey [J]. **J Volcanol Geotherm Res**, 2000, 102: 67-95.
- [35] Li X H, Li Z X, Zhou H W, *et al.* U-Pb zircon geochronology, geochemistry and Nd isotopic study of Neoproterozoic bimodal volcanic rocks in the Kangdian Rift of south China; implications for the initial rifting of Rodinia [J]. **Precambrian Research**, 2002, 113: 135-154.
- [36] Zhu D C, Pan G T, Mo X X, *et al.* Petrogenesis of volcanic rocks in the Sangxiu Formation, central segment of Tethyan Himalaya: A probable example of plume-lithosphere interaction [J]. **Journal of Asian Earth Sciences**, 2007, 29: 320-335.
- [37] McDonough W F. Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle [J]. **Earth and Planetary Science Letters**, 1990, 101: 1-18.
- [38] Feigenson M D, Patino L C, Carr M J. Constraints on partial melting imposed by rare earth element variations in Mauna Kea basalts [J]. **Journal of Geophysical Research**, 1996, 101: 11 815-11 829.

CHARACTERISTICS OF ELEMENTAL GEOCHEMISTRY AND PETROGENESIS DISCUSSION OF THE EMEISHAN BASALTS IN MUCHUAN AREA, SICHUAN PROVINCE

Cheng Wenbin¹, Dong Shuyi¹, Jin Canhai², Zhao Bing¹
Zhang Yu², Wang Chang¹

1. College of Earth Science, Chengdu University of Technology,
Chengdu, Sichuan 610059, China;

2. Chengdu Center of China Geological Survey, Chengdu, Sichuan 610081, China

Abstract: The whole-rock elemental data of the Emeishan basalts in the Muchuan area are studied and their petrogenesis is discussed. It shows that the basalts are characterized by high titanium ($\text{TiO}_2 = 3.81\% - 5.15\%$, $\text{Ti/Y} = 605.95 - 939.83$), high iron ($\text{TFe}_2\text{O}_3 = 13.78\% - 17.61\%$) and relatively low magnesium ($\text{MgO} = 4.53 - 7.13$), belong to high titanium alkaline basalt series. The Lu/Yb ratio of basalts is low (0.11-0.15), Ti shows enrichment and Ta, Nb show slight depletion in the primitive mantle-normalized spidergrams, indicating that the parental magma experienced minor crustal contamination. The negative correlation between MgO and SiO_2 , positive correlation among MgO and $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$, TFe_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 , Cr suggest that crystal fractionation of minerals, such as olivine, clinopyroxene, magnetite, ilmenite and apatite, may be a significant process in the genesis of the basalts. The geochemical compositions show that the basalts in the Muchuan area were derived from an OIB-type mantle source dominated with garnet and lherzolite, evidenced by the high Sm/Yb and La/Yb ratios. The high-Ti basalts in the Muchuan, Zhaotong, Guizhou and Guangxi areas in central and outer zones of ELIP have similar elemental compositions and they do not show the trend of the contamination of continental lithospheric mantle in Ti/Yb-Nb/Th diagrams. It is considered that the basalts are formed by low degree partial melting of mantle plume head material in garnet stable zone.

Keywords: Emeishan basalts; element geochemical characteristics; petrogenesis; Muchuan area

ISSN 1001-6872(2019)04-0049-12; CODEN: KUYAE2

Synopsis of the first author: Cheng Wenbin, male, 36 years old, a lecturer of Mineralogy, Petrology and ore deposit. Now he is engaged in the geochemistry of mineral deposits.