

香格里拉九龙二叠系峨眉山玄武岩的岩石成因研究

王 涛^{1,2}, 邓江红¹, 肖渊甫¹, 吕劲松¹, 王明国³

1. 成都理工大学 地球科学学院, 成都 610059; 2. 中国科学院地球化学研究所 矿床地球化学

国家重点实验室, 贵阳 550002; 3. 河南省有色金属地质勘查总院, 郑州 450052

摘要: 本文从矿物学和主微量元素地球化学方面对香格里拉九龙峨眉山玄武岩进行研究, 以期对其成因作合理的解释。该玄武岩的 SiO₂ 含量为 41.84%~50.14%, 富 MgO(2.59%~16.13%)、Na₂O+K₂O 为 0.76%~9.91%, 且 Na₂O>K₂O, 属于碱性玄武岩系列; 相对富集轻稀土而亏损重稀土(LREE/HREE=4.71~9.58), 轻重稀土发生了一定程度的分异, 没有明显的 Eu 异常($\delta\text{Eu}=0.97\sim 1.12$), 富集高场强元素(Ta、Nb、Zr、Hf、Ti)、LREEs、P、Th 和 U 等元素, 而亏损 K 和 Y 等元素, Ba 和 Sr 元素有明显的波动, Ti/Y 比值反映该玄武岩为高钛型。研究表明, 该玄武岩为下地幔石榴石地幔橄榄岩部分熔融的产物, 形成于大陆板内拉张的构造环境, 其形成与地幔柱活动有关, 系地幔柱上涌发生减压部分熔融引发岩浆喷发形成的玄武岩, 在成岩的过程中不存在明显的地壳混染, 并且发生了橄榄石、单斜辉石、磷灰石、磁铁矿和金红石的分离结晶作用。

关键词: 地球化学特征; 岩石成因; 峨眉山玄武岩; 二叠系; 香格里拉

中图分类号: P588.14⁺5; P581 文献标识码: A 文章编号: 1007-2802(2013)02-0269-10

Petrogenesis of Permian Emeishan Basalts in Jiulong, Shangri-la

WANG Tao^{1,2}, DENG Jiang-hong¹, XIAO Yuan-fu¹, LV Jing-song¹, WANG Ming-guo³

1. College of earth sciences, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China; 2. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China;

3. Henan Nonferrous Metals Geological Exploration Institute, Zhengzhou 410052, China

Abstract: This paper studied petrological and geochemical characteristics of Emeishan basalts from Jiulong of Shangri-la and discussed the petrogenesis of these rocks. These rocks belong to alkaline basalt series, SiO₂, MgO and Na₂O+K₂O contents vary from 41.84 to 50.14%, 2.59%~16.13%, and 0.76%~9.91%, respectively, where Na₂O contents are higher than K₂O contents. The basalts exhibit flat chondrite-normalized patterns with moderate HREE depletion (LREE/HREE=4.71-9.58, (La/Yb)_N=5.47~13.66), no Eu anomalies ($\delta\text{Eu}=0.97\sim 1.12$). The primitive mantle-normalized spidergrams show that the basalts enrich, relatively, HSFES (Ta, Nb, Zr, Hf and Ti), LREEs, P, Th and U, deplete K and Y, and vary in the contents of Ba and Sr. The ratio of Ti/Y (530~726) indicates that the Emeishan basalts are high-Ti basalts. Based on above geochemical features, we propose that these basalts were derived from partial melting of the lower mantle of the garnet mantle peridotites in the continental intra-plate extensional tectonic setting. Meanwhile, the parental magma underwent intense mineral fractional crystallization, including olivine, clinopyroxene, apatite, magnetite and rutile, whereas there had little crustal contamination during magma ascent. It was considered that the Emeishan basalts represent a major magmatic event triggered by the mantle plume, that is, decompressional melting of the upwelling mantle plume produced basaltic melts.

Key words: geochemical characteristic; petrogenesis; emeishan basalts; Permian; Shangri-la

收稿日期: 2012-05-16 收到, 06-10 改回

基金项目: 中国地质调查局项目(1212011120587); 四川省重点学科基金资助项目(SZD0407); 矿床地球化学国家重点实验室开放基金资助项目(201105); 国家自然科学基金资助项目(41103017)

第一作者简介: 王涛(1979—), 男, 博士, 讲师, 研究方向: 岩石地球化学和岩石学。E-mail: wangt1117@163.com.

二叠纪峨眉山玄武岩在我国川滇黔桂等地大面积出露,是扬子地台西缘峨眉山大火成岩省的重要组成部分。峨眉山玄武岩主要有低钛、高钛玄武岩和苦橄岩组成^[1,2]。根据沉积学、古生物地层学和地球化学等特征可将峨眉山大火成岩省分为内、中、外三个带^[3,4];外带和中带主要由岩性较单一的高钛玄武岩,内带岩性较复杂,自上而下总的变化趋势为低钛玄武岩-高钛玄武岩,在岩层顶部有小面积的中酸性火山岩出露。

目前,关于峨眉山玄武岩成因的观点主要有:①峨眉山玄武岩主体来源于富集型岩石圈地幔^[5,6];②峨眉山玄武岩起源于初始型地幔柱^[1];③峨眉山玄武岩是地幔柱、富集型岩石圈地幔和下地壳三种组分不同程度混合的产物^[7];④峨眉山低钛玄武岩是地幔柱和富集型岩石圈地幔不同程度混合的产物,而高钛玄武岩是地幔柱头部熔融的产物^[8];⑤峨眉山高钛玄武岩是 EM I 和 HIMU 两种组成不同程度部分熔融形成的^[9]。可见,关于峨眉山玄武岩的成因争议比较大。本文选择云南省香格里拉县九龙地区的峨眉山玄武岩为研究对象,拟从矿物学和主微量元素地球化学方面对其进行研究,以期对其成因作合理的解释。

1 地质背景和岩石学特征

扬子板块西缘震旦纪-中生代处于非造山环境,只表现与拉张裂隙有关的活动,并伴以形成宽缓的台隆和台坳^[10]。古特提斯洋在二叠纪发生一次

扩张事件,川西及滇西地区一些蛇绿岩和弧后扩张脊的出现为古特提斯洋大规模向大陆岩圈之下俯冲提供了证据,这次扩张事件一直持续到早中三叠纪^[11]。扬子板块西缘构造活动总体处于全球陆块聚集、敛合和联合古陆形成背景之下,又受到大区域伸张-裂解背景的制约,表现为大陆伸展以及大的台隆和台坳伴之形成的构造格局^[12]。中甸岛弧是三江构造-岩浆-成矿带的重要组成部分,位于西南三江义敦岛弧的南部,包括格咱断裂以东和甘孜-理塘洋以西的地区(图 1A)。中甸岛弧经历了洋壳俯冲(235~210 Ma)、陆陆碰撞(88~80 Ma)和陆内汇聚(53~28 Ma)三大造山阶段^[15~17]。区内北北西向的断裂和褶皱构造发育,对区内地层和岩浆活动起着重要的控制作用。研究区位于香格里拉县九龙村附近,出露的地层以三叠系为主,其下、中统为一套碎屑岩夹碳酸岩和硅质岩,火山岩以二叠系峨眉山玄武岩为主,另有一定规模的石英闪长玢岩和石英二长斑岩以岩枝出露。

样品采自香格里拉县九龙村附近的峨眉山玄武岩(图 1B),呈深灰色-灰黑色,具块状、斑状、杏仁状构造,基质多具间粒间隐结构。矿物成分有橄榄石、单斜辉石、斜长石、玄武玻璃、绿泥石、Ti-Fe 氧化物(磁铁矿和金红石)和磷灰石等,斜长石多为偏中性的斜长石,辉石主要为普通辉石。斑晶主要为橄榄石、普通辉石和斜长石,橄榄石斑晶多被熔蚀,普通辉石斑晶呈短柱粒状,斜长石斑晶可见聚片双晶发育;基质由普通辉石、基性斜长石、玄武玻璃、绿泥

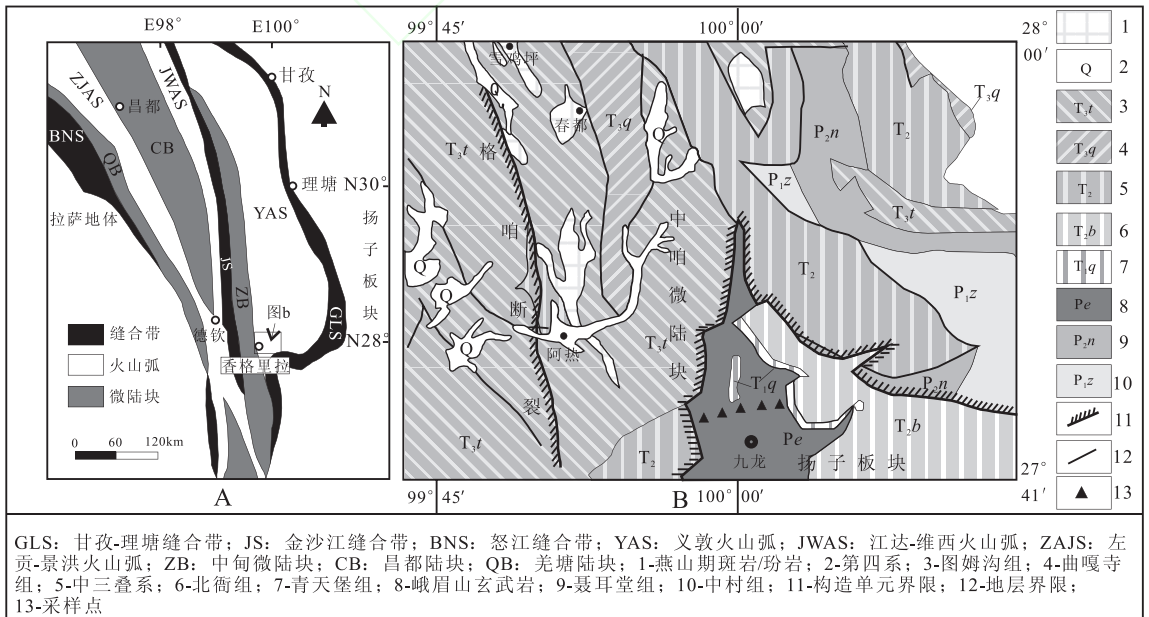


图 1 香格里拉大地构造位置图 A(据文献[13]修改)和地质简图 B(据文献[14]修改)

Fig. 1 Simplified tectonic and geological map of Shangri-la

石、磁铁矿和金红石等组成,间粒间隐结构。气孔多被绿泥石和石英等杏仁体充填,杏仁以绿泥石为主,多呈浑圆状。玄武岩热液蚀变程度不强,主要以绿泥石化和绿帘石化等为主。

2 分析方法

主量元素、稀土和微量元素均在四川冶金地质岩矿测试中心完成。主量元素采用电感耦合等离子体发射光谱仪(ICP-OES)分析完成,分析重现性可达5%;在矿物学和岩相学研究的基础上,首先选取具有代表性的样品,粉碎至200目,然后取样品0.1g,用盐酸、硝酸、氢氟酸和高氯酸处理后,转移至25mL容量瓶中定容,上机测定。稀土和其他微量元素采用电感耦合等离子质谱仪(ICP-MS)分析完成,分析精度优于10%;处理过程如下:称50mg的200目样品置于密封容器中,加入1mLHF,电热板蒸干去SiO₂,再加入1mLHF和0.5mLHNO₃,加盖,放置烘箱中(170℃)分解24h,然后放在电热板上蒸干,加入1mLHNO₃再蒸干,重复两次操作,最后加入2mLHNO₃和5mL去离子水,盖上盖子,130℃下溶解残渣3h,冷却后加入500ngRh内标溶液,转移至50mL离心管中,上机测定。

3 岩石地球化学特征

3.1 主量元素地球化学特征

九龙峨眉山玄武岩的主量元素全岩分析数据见表1。由表1可见,SiO₂含量为41.84%~50.14%,

主要属于基性火山熔岩。除了一件样品的TiO₂含量为2.08%外,其余样品均富Ti,TiO₂含量为2.19%~4.06%,所以九龙峨眉山玄武岩主要属于高钛玄武岩(TiO₂>2.10%^[18])。MgO(2.59%~16.13%)、Na₂O+K₂O(0.76%~6.93%且Na₂O>K₂O)、Fe₂O₃(2.58%~13.33%)、FeO(1.42%~10.71%)、Al₂O₃(6.86%~16.52%)、CaO(4.83%~11.71%)含量变化大,而P₂O₅(0.18%~0.56%)、MnO(0.09%~0.22%)含量变化范围较小。

在TAS分类图解中(图2A),样品主要落在粗面玄武岩和玄武岩区域,且属于碱性系列;由于蚀变过程中K、Na等碱金属元素较活泼,用TAS图解可能会产生偏差^[19],所以采用不活泼元素组成的Nb/Y与SiO₂图解(图2B)做进一步判别,结果与TAS判别一致,样品绝大部分落在碱性玄武岩系列。在Harker图解中(图3),除个别样品外,MgO与Al₂O₃、Fe₂O₃、Na₂O、K₂O、TiO₂、P₂O₅、SiO₂、Sr、Zr和Th呈负相关关系,而与CaO/Al₂O₃、Ni、Cr和Sc/Y呈正相关关系。Mg[#]的范围为0.32~0.77,除三个样品,绝大部分小于原始岩浆的Mg[#](0.67~0.70),表明九龙玄武岩属于适度演化的岩浆,m/f为0.47~3.24,属富铁质基性岩。

3.2 稀土元素地球化学特征

九龙峨眉山玄武岩的稀土元素数据见表2。其∑REE为92.39~303.12μg/g,平均152.50μg/g,相对富集轻稀土而亏损重稀土(LREE/HREE=4.71~9.58)。(La/Yb)_N=5.47~3.66,表明轻重

表1 九龙峨眉山玄武岩的主元素组成

Table 1 Major element compositions of Emeishan basalts from Jiulong

	% %																	
样品号	P ₂ -01	P ₂ -02	P ₂ -03	P ₂ -04	P ₂ -05	P ₂ -06	P ₂ -07	P ₂ -08	P ₂ -09	P ₂ -10	P ₂ -11	P ₂ -12	P ₂ -13	P ₂ -14	P ₂ -15	P ₂ -16	P ₂ -17	P ₂ -18
SiO ₂	45.74	45.14	45.56	46.50	46.90	44.10	47.86	50.14	45.68	45.20	46.08	49.92	46.28	41.84	45.50	48.06	44.46	45.14
TiO ₂	2.96	2.95	2.37	3.08	2.99	2.08	2.82	2.79	2.75	2.74	2.72	3.11	3.35	4.06	2.19	2.96	2.74	2.41
Al ₂ O ₃	13.09	13.26	11.03	13.30	13.84	9.83	12.23	12.7	12.92	12.23	14.72	16.52	10.80	13.14	6.86	9.88	10.41	8.85
Fe ₂ O ₃	6.98	7.95	6.14	7.31	13.04	5.89	13.33	8.20	6.72	8.34	9.51	8.20	4.40	4.22	4.45	4.71	5.27	7.14
FeO	6.45	6.32	6.83	6.58	1.87	6.84	1.42	3.48	7.10	6.32	3.23	2.81	8.14	10.71	8.33	7.61	8.39	5.27
MnO	0.17	0.18	0.17	0.18	0.18	0.19	0.17	0.13	0.20	0.22	0.19	0.12	0.16	0.17	0.22	0.16	0.18	0.15
MgO	6.26	7.23	10.13	5.65	5.35	13.33	5.98	6.94	7.06	7.83	5.38	2.59	9.64	6.44	16.13	10.31	11.23	15.51
CaO	11.37	9.24	10.51	10.59	8.69	11.71	7.79	7.82	10.67	10.23	10.48	6.49	10.02	8.37	9.45	8.10	10.26	6.24
Na ₂ O	3.35	2.79	2.50	3.44	4.89	1.06	3.81	3.55	2.68	2.46	3.97	5.75	0.97	2.41	0.57	3.24	2.31	2.40
K ₂ O	0.52	1.65	0.36	0.71	0.18	0.03	2.17	1.56	1.50	0.84	0.13	1.18	0.24	1.36	0.19	0.43	0.72	0.12
P ₂ O ₅	0.32	0.28	0.22	0.33	0.36	0.20	0.27	0.33	0.27	0.25	0.31	0.51	0.28	0.36	0.20	0.29	0.31	0.24
H ₂ O ⁺	2.12	2.84	3.47	1.86	1.83	3.20	1.48	2.51	1.97	3.46	2.57	2.33	4.98	4.90	4.54	3.36	3.01	5.38
H ₂ O ⁻	0.53	0.69	0.74	0.34	0.66	0.94	0.48	0.47	0.25	0.96	0.60	0.43	1.32	0.97	2.01	1.10	0.56	2.44
Total	99.87	100.52	100.03	99.87	100.78	99.39	99.8	100.62	99.78	101.10	99.88	99.94	100.57	98.96	100.64	100.23	99.84	101.29
Mg [#]	0.43	0.47	0.53	0.40	0.69	0.60	0.77	0.61	0.44	0.49	0.56	0.42	0.48	0.32	0.60	0.51	0.51	0.70
m/f	0.75	0.89	1.15	0.67	2.2	1.52	3.24	1.55	0.77	0.96	1.29	0.71	0.92	0.47	1.50	1.05	1.04	2.29

注: Mg[#] = Mg²⁺ / (Mg²⁺ + Fe²⁺); m/f = (Mg²⁺ + Ni) / (Fe²⁺ + Mn²⁺)

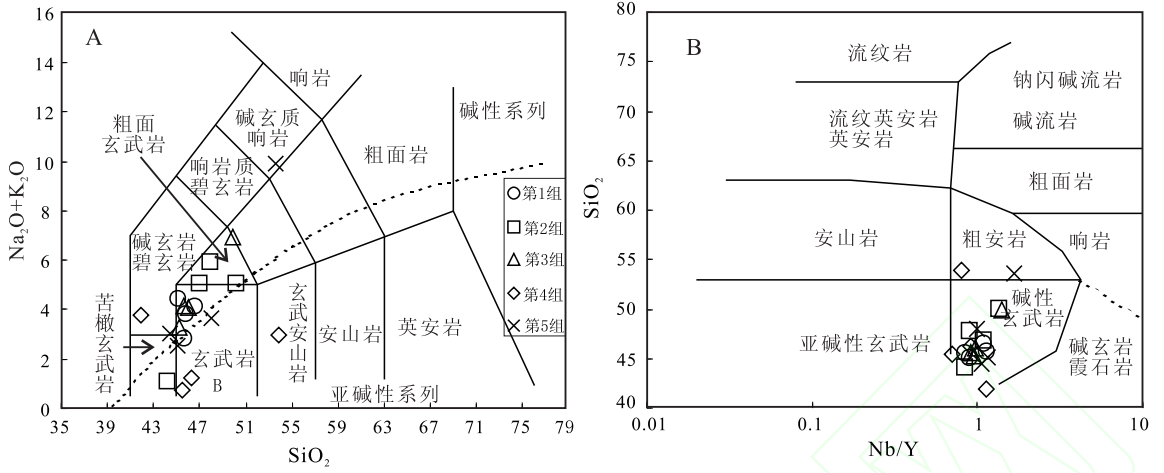


图2 九龙峨眉山玄武岩的 TAS(A)和 SiO₂-Nb/Y(B)图解
 Fig. 2 TAS (A) and SiO₂-Nb/Y (B) diagrams for the Jiulong Emeishan basalts

稀土发生了一定程度的分异。(La/Sm)_N=1.571~3.14, (Gd/Yb)_N=2.47~2.95, 没有明显的 Eu 异常(δEu=0.97~1.12)。在稀土元素球粒陨石标准化图解中(图 4)^[20], 除个别样品外, 九龙玄武岩的轻稀土配分曲线与重稀土配分曲线具有相同的斜率, 稀土配分型式为轻稀土略富集的右倾型, 表明该玄武岩总体属板内玄武岩; 这与板块汇聚边缘玄武岩不同(轻稀土元素配分曲线普遍向右陡倾, 重稀土元素配分曲线相对平坦^[21])。上述地球化学特征表明, 九龙高钛玄武岩产于板内拉张环境, 与该区玄武岩属于碱性玄武岩相一致。在图 3 中, 除个别样品, 大部分样品都具有 Ce 的负异常, 表明九龙玄武岩受到了低温蚀变作用的影响^[22], 与玄武岩遭受绿泥石化、绿帘石化等蚀变的岩石学特征一致。

3.3 微量元素地球化学特征

九龙峨眉山玄武岩的微量元素数据见表 2。在微量元素原始地幔标准化图解(图 5)^[20]中, 玄武岩

微量元素地球化学特征相似, 绝大部分岩石富集高场强元素(Ta、Nb、Zr、Hf 和 Ti)和 LREEs、P、Th、U 等, 而亏损 K 和 Y 等, Ba 和 Sr 元素有明显的波动, 暗示可能受到混染作用或者热液蚀变作用的影响。从表 2 中可看出, 相容元素 Cr、Ni 的含量分别为 19.6~681 μg/g、15~1092 μg/g, 二者含量变化较大。Xu 等^[1]利用 Ti/Y 值将峨眉山玄武岩划分为高钛型和低钛型, 其界限为 500。按照这一标准, 香格里拉九龙玄武岩属高钛型(Ti/Y=530~726)。

4 岩石成因讨论

4.1 源区性质和部分熔融

按照元素不相容性降低的顺序, 在微量元素原始地幔标准化蛛网图中(图 5), 九龙玄武岩的配分曲线总体变化趋势相似, Nb 不存在负异常, Sm-Yb 具明显的负斜率, 明显不同于大洋中脊玄武岩

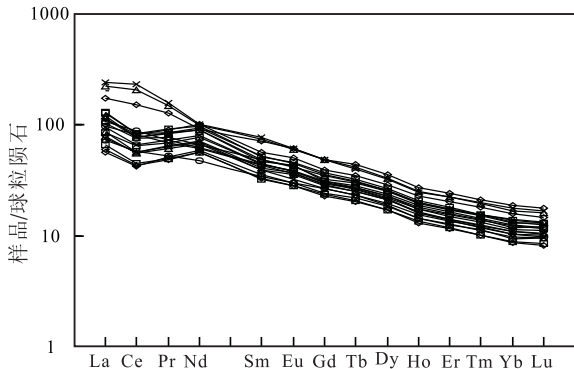


图4 九龙峨眉山玄武岩稀土球粒陨石标准化配分模式图^[20]

Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns for the Jiulong Emeishan basalts

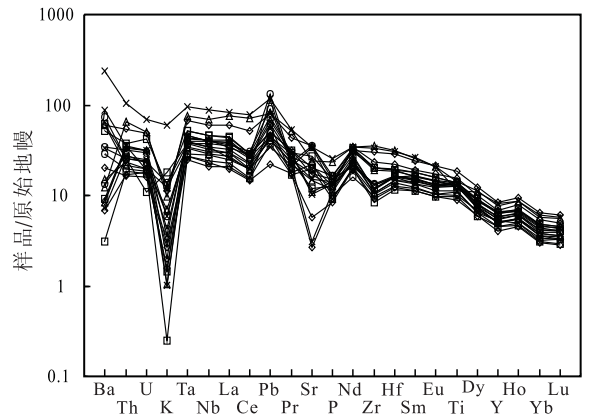


图5 九龙峨眉山玄武岩的微量元素原始地幔标准化蛛网图^[20]

Fig. 5 Primitive mantle-normalized trace elements spidergrams for the Jiulong Emeishan basalts^[20]

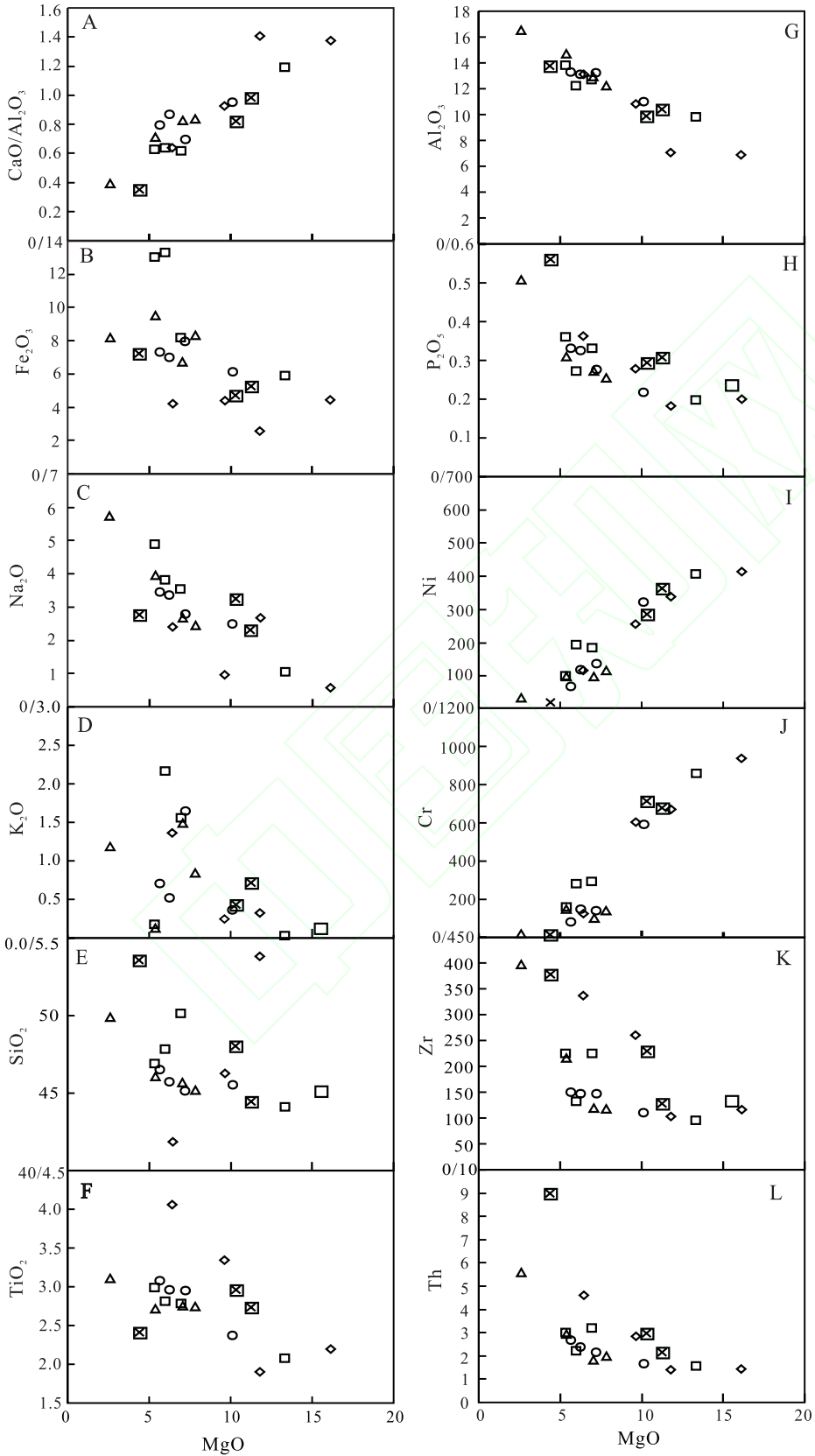


图 3 九龙峨眉山玄武岩 Harker 图解

Fig. 3 Harker diagrams for the Jiulong Emeishan basalts

(MORB), 而与洋岛玄武岩(OIB)相似。九龙玄武岩大部分属于高镁系列玄武岩, 具与洋岛玄武岩相

同或相似的地球化学特征。洋岛玄武岩往往是地幔柱作用的产物, 因此, 九龙玄武岩可能源自下地幔。

表2 九龙峨眉山玄武岩的微量元素组成

Table 2 Trace element composition of Emeishan basalts from Jiulong

μg/g

样品号	P ₂ -01	P ₂ -02	P ₂ -03	P ₂ -04	P ₂ -05	P ₂ -06	P ₂ -07	P ₂ -08	P ₂ -09	P ₂ -10	P ₂ -11	P ₂ -12	P ₂ -13	P ₂ -14	P ₂ -15	P ₂ -16	P ₂ -17	P ₂ -18
La	23.16	24.51	17.08	25.31	30.76	15.52	20.22	30.05	18.43	20.48	28.16	52.58	26.85	41.01	13.32	26.81	22.35	17.92
Ce	50.21	45.91	35.14	54.18	50.44	27.53	39.27	50.60	34.02	34.68	46.92	125.8	50.16	91.77	26.02	47.29	40.12	34.48
Pr	6.54	7.23	4.95	6.89	8.72	4.69	6.50	8.10	5.76	6.10	7.94	14.17	8.54	12.01	4.83	8.00	6.94	5.96
Nd	28.54	30.97	21.95	28.89	45.09	26.30	36.07	41.85	31.46	33.50	42.11	46.38	46.81	42.74	27.54	43.52	37.34	32.78
Sm	6.59	7.40	5.23	6.73	7.88	4.96	6.76	7.06	5.96	6.25	7.33	11.39	8.56	10.85	5.47	7.97	6.85	6.02
Eu	2.10	2.46	1.72	2.21	2.63	1.62	2.24	2.48	2.05	2.14	2.39	3.46	2.92	3.55	1.74	2.61	2.17	1.88
Gd	5.98	6.66	4.97	6.08	7.56	4.83	6.38	6.41	5.78	5.85	7.12	9.96	8.06	10.0	5.44	7.32	6.25	5.49
Tb	1.00	1.11	0.83	1.02	1.21	0.78	1.05	1.02	0.93	0.94	1.14	1.53	1.30	1.63	0.87	1.16	0.98	0.87
Dy	5.57	6.37	4.69	5.81	6.79	4.36	6.02	5.78	5.32	5.39	6.55	8.35	7.33	9.09	4.99	6.53	5.44	4.78
Ho	0.99	1.10	0.82	1.03	1.17	0.77	1.06	0.99	0.91	0.92	1.13	1.41	1.29	1.55	0.88	1.12	0.92	0.82
Er	2.47	2.81	2.06	2.62	2.99	1.95	2.74	2.58	2.34	2.33	2.89	3.69	3.34	4.01	2.26	2.87	2.30	2.11
Tm	0.34	0.39	0.29	0.36	0.40	0.26	0.37	0.35	0.31	0.32	0.40	0.50	0.46	0.54	0.31	0.39	0.30	0.28
Yb	1.92	2.23	1.59	2.03	2.34	1.52	2.14	2.07	1.88	1.85	2.39	2.86	2.67	3.17	1.75	2.27	1.75	1.67
Lu	0.29	0.33	0.24	0.31	0.33	0.22	0.30	0.30	0.27	0.26	0.34	0.41	0.37	0.45	0.26	0.32	0.25	0.24
Cu	74	221	131	140	44	129	81	158	58	62	89	408	143	204	100	139	148	112
Sr	741	458	472	371	421	414	250	570	728	313	233	513	362	741	57	217	321	66
Sn	1.75	1.86	1.39	1.75	2.12	1.32	1.70	2.08	1.79	1.62	1.99	2.89	2.25	2.96	1.47	1.89	1.71	1.61
W	0.28	0.20	0.16	0.43	0.31	0.16	0.22	0.38	0.56	0.33	0.43	0.52	0.27	0.33	0.16	0.27	0.21	0.32
Mo	0.80	0.62	0.51	1.12	0.37	0.40	0.24	0.60	0.55	0.42	0.84	0.86	0.54	0.51	0.14	0.24	0.56	0.45
Au	0.84	0.46	0.60	0.66	0.29	1.20	0.67	0.94	0.70	0.22	0.78	0.94	3.20	1.40	0.44	0.94	0.78	0.73
Pb	9.3	4.3	3.1	6.4	3.5	2.6	2.9	5.2	8.0	3.2	4.8	5.6	3.6	5.6	1.6	3.2	3.2	2.4
Zn	110	119	96	114	151	115	134	119	134	142	148	126	144	154	125	131	134	98
Ni	119	137	322	69.1	101	408	195	185	98.1	116	98.2	33.4	256	117	414	285	364	681
Co	52.3	55.5	64.8	50.1	51.5	76.6	56.3	43.9	55.0	61.0	50.6	30.6	57.1	59.2	58.8	54.9	65.7	68.6
U	0.48	0.48	0.38	0.61	0.40	0.36	0.23	0.88	0.41	0.41	0.67	1.05	0.65	1.02	0.37	0.65	0.50	0.52
Bi	0.06	0.03	0.05	0.04	0.04	0.02	0.02	0.02	0.08	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.05	0.06	0.02
Ba	93	517	204	237	65	22	432	365	414	106	58	86	61	413	48	610	234	50
Cr	150	143	591	84	160	857	284	293	104	140	150	20	605	126	937	715	678	1092
Ta	1.70	1.53	1.19	1.65	2.09	1.12	1.54	2.10	1.35	1.42	1.80	3.12	1.90	2.76	1.11	1.88	1.57	1.61
Mn	1497	1597	1510	1583	1447	1487	1292	1018	1559	1739	1507	851	1231	1315	1620	1171	1285	1120
P	1419	1204	952	1451	1578	869	1192	1445	1188	1112	1353	2217	1219	1587	877	1286	1343	1032
Sc	25.02	29.59	31.75	28.08	25.59	29.54	20.00	22.22	26.44	31.48	32.84	18.58	36.37	29.69	8.83	31.77	27.20	19.28
Y	25.52	29.49	23.88	26.65	29.67	20.45	25.86	24.47	22.71	23.01	29.78	35.08	31.52	38.04	23.42	28.30	22.67	20.90
Hf	4.98	4.97	3.87	5.02	5.86	3.61	5.06	5.81	4.49	4.50	5.74	9.57	6.82	8.79	4.31	6.13	4.91	4.93
Nb	28.9	26.5	20.0	28.7	32.3	17.1	23.2	33.1	20.8	21.8	28.7	49.3	28.6	43.2	16.3	28.2	24.1	24.2
Th	2.4	2.2	1.7	2.7	3.0	1.6	2.2	3.2	1.8	2.0	3.0	5.6	2.8	4.6	1.4	3.0	2.2	2.3
Zr	147	147	110	150	225	95	132	224	119	117	216	397	260	337	116	230	128	133
(La/Yb) _N	8.66	7.89	7.71	8.97	9.45	7.35	6.78	10.41	7.04	7.93	8.47	13.17	7.22	9.29	5.47	8.47	9.15	7.69
(La/Sm) _N	2.27	2.14	2.11	2.43	2.52	2.02	1.93	2.75	2.00	2.11	2.48	2.98	2.02	2.44	1.57	2.17	2.11	1.92
(Gd/Yb) _N	2.58	2.47	2.59	2.48	2.68	2.63	2.47	2.56	2.55	2.61	2.47	2.88	2.50	2.62	2.57	2.67	2.95	2.72
∑REE	135.69	139.50	101.56	143.47	168.31	95.31	131.12	159.63	115.42	121.02	156.80	282.56	168.65	232.39	95.65	158.19	133.98	115.32
LREE	117.13	118.50	86.07	124.22	145.52	80.64	111.07	140.14	97.67	103.15	134.85	253.83	143.85	201.94	78.91	136.20	115.78	99.05
HREE	18.56	21.01	15.49	19.25	22.79	14.68	20.05	19.49	17.75	17.87	21.95	28.73	24.81	30.45	16.74	21.99	18.19	16.27
δEu	1.02	1.07	1.03	1.05	1.04	1.01	1.04	1.13	1.07	1.08	1.01	0.99	1.08	1.04	0.97	1.05	1.01	1.00
δCe	1.00	0.85	0.94	1.01	0.76	0.79	0.84	0.80	0.81	0.76	0.77	1.13	0.81	1.01	0.80	0.79	0.79	0.82

地幔热柱形成的岩石属于碱性玄武岩系, 九龙玄武岩绝大部分属于碱性玄武岩系列(图 2B)。另外, Nb/Zr 比值大部分大于 0.15, Th/Nb 比值小于 0.11, Ta/Hf 比值大部分大于 0.3, 而 Th/Ta 比值变化较大, 在 Th/Hf-Ta/Hf 相关图解(图 6)中, 九龙玄武岩基本落在地幔柱区域, 反映了该玄武岩为地幔热柱成因的玄武岩^[23,24]。Ba/Ca-Sr/Ca 和 La-La/Sm 图解(图 7)表明, 九龙玄武岩为部分熔融的产物。在(La/Sm)_N 与(Yb/Tb)_N 的相关图解(图 8)中, 九龙玄武岩为石榴石橄榄岩稳定区域(>80 km)部分熔融的产物, 且部分熔融的深度范围变化不大^[25]。由于岩石圈厚度变化大, 地幔减压熔融被阻止于较深位置, 局限于石榴石橄榄岩稳定区域, 部分熔融程度较低, 从而导致分异较高的 REE 分布模式。

4.2 地壳混染

岩浆混染会导致大离子亲石元素配分曲线的不规则波动^[26](图 5)。不同元素在不同的矿物中具有

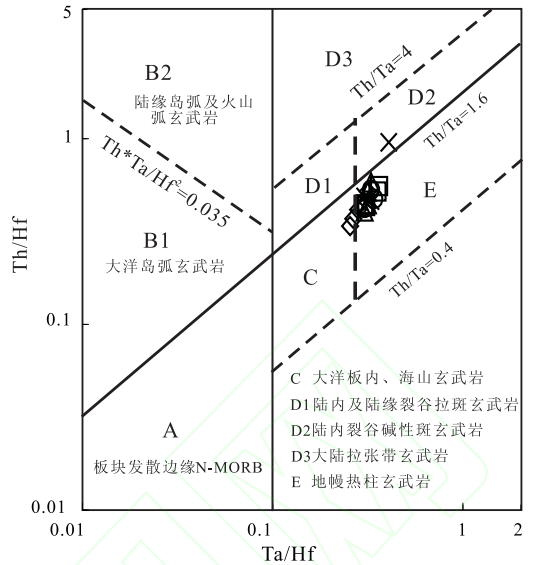


图 6 九龙峨眉山玄武岩的 Th/Hf-Ta/Hf 相关图解
Fig. 6 Th/Hf vs. Ta/Hf diagram of Emeishan basalts from Jiulong

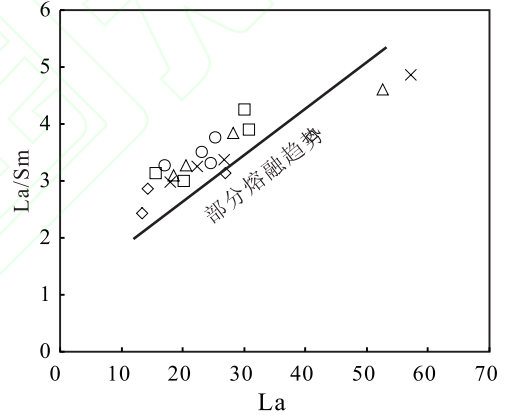
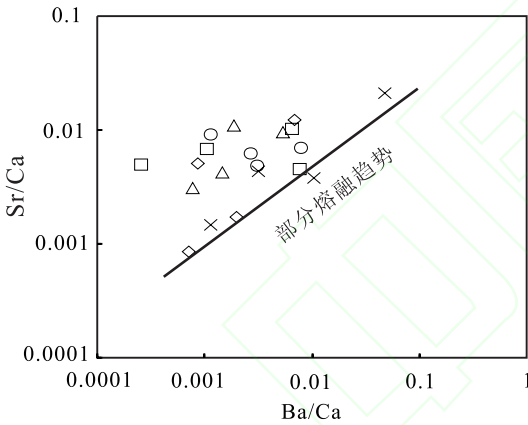


图 7 九龙峨眉山玄武岩部分熔融图解

Fig. 7 Partial melting diagram of the Emeishan basalts from Jiulong

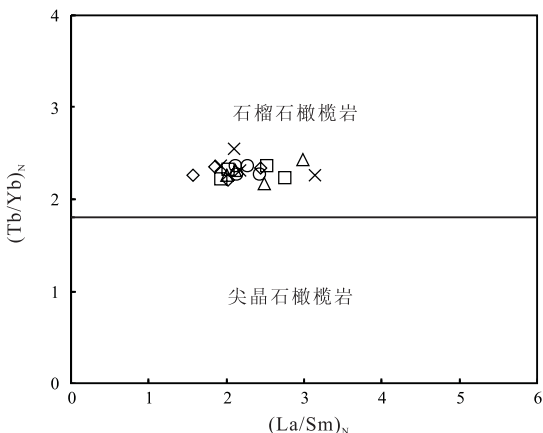


图 8 九龙峨眉山玄武岩的(La/Sm)_N 与(Yb/Tb)_N 相关图解

Fig. 8 (La/Sm)_N and (Yb/Tb)_N diagram of the Emeishan basalts from Jiulong

不同的相容性, 随着结晶作用的进行, 残余岩浆逐渐亏损早期结晶相中的相容元素, 并逐渐富集早期结晶相中的不相容元素。但总分配系数相同或相近的元素比值不会因结晶作用而改变。因此, 根据总分配系数相同或相近、对同化混染作用又敏感的元素比值(如 Th/Yb 和 Ta/Yb 等)间的协变关系, 可以检验是否存在同化混染作用及其混染程度^[27,28]。图 9 中, 九龙玄武岩的 Th/Yb-Ta/Yb 表现出明显的正相关, 暗示该玄武岩有明显混染作用。Nb/U、Ta/U 和 Ce/Pb 比值是判断岩浆是否发生混染的灵敏指标^[29,30], 九龙玄武岩的 Nb/U、Ta/U 和 Ce/Pb 比值分别是 37.70~102.30、2.40~6.79 和 4.25~22.29, 平均值为 51.47、3.28 和 12.12, Nb/U 和 Ta/U 高于全球 MORB 和 OIB 的相对均一值(Nb/U ≈ 47、Ta/U ≈ 2.7), 而 Ce/Pb 远低于全球 MORB

和 OIB 的相对均一值($Ce/Pb \approx 25$), 九龙玄武岩具有明显的 Pb 正异常和 P 的负异常^[31], 九龙玄武岩具有比原始地幔($Ta/La = 0.06$ ^[32])较高的 Ta/La 比值(0.06~0.09), 这些特征都反映九龙玄武岩明显受到地壳混染或源区混染。通常认为, 地壳物质具有低 Nb 高 Th 的特点, 因而地壳物质的混染必然导致 Nb、Th 之间的负相关关系。九龙峨眉山玄武岩 Nb-Th 之间的正相关(图略)关系表明源区混染对微量元素的影响要远远大于地壳混染。任何一种基性岩浆在上升过程中都要遭受地壳物质的混染作用, 只是程度有所差异。在 Nb/Ta-La/Yb 相关图解中(图略), 该区玄武岩不呈现出明显地壳混染的负相关关系^[33]。研究区玄武岩不存在 Nb 负异常, 这也暗示不存在明显的地壳混染^[19]。因此, 该区玄武岩呈现的主微量元素地球化学特征应该是主要由源区混染所引起的, 而不存在明显的地壳混染情况。

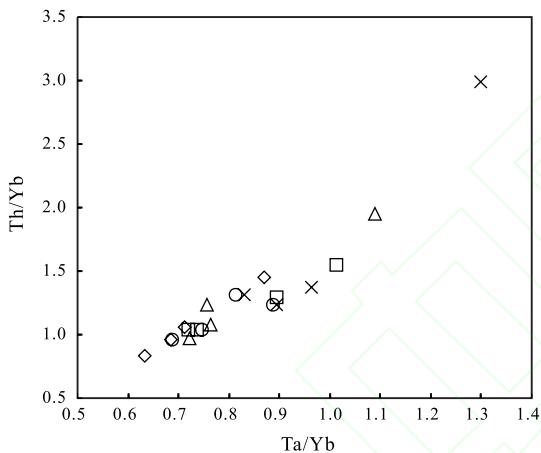


图9 九龙峨眉山玄武岩的 Th/Yb-Ta/Yb 相关图解
Fig. 9 Th/Yb vs. Ta/Yb diagram of the Emeishan basalts from Jiulong

4.3 分离结晶

分离结晶作用通常是岩浆分异演化的重要机制, 特别是在岩浆作用过程的初期阶段和岩浆来源较深的情况下^[34]。分离结晶是否是峨眉山玄武岩浆演化的机制, 就成为一个值得探讨的问题。九龙玄武岩具有较低的 $Mg^\#$ 值(表 1), 反映了岩浆经历了一定程度的分离结晶作用。在 Harker 图解(图 3)中, MgO 分别与 P_2O_5 、 TiO_2 、 Fe_2O_3 存在明显的负相关, 表明成岩的过程中存在着磷灰石和 Ti-Fe 氧化物(如, 金红石和磁铁矿)的分离结晶。Cr 与 MgO 含量呈正相关, 反映在成岩的过程中存在橄榄石和铬尖晶石的分离结晶作用。Ni 与 MgO 含量呈正相关, 也反映在成岩的过程中存在橄榄石的分离结晶作用。 MgO 与 CaO/Al_2O_3 的正相关暗示了在

成岩的过程中存在单斜辉石的分离结晶^[35]。在 $100 \times Si/Ti - 100 \times (Fe+Mg+Mn)/Ti$ 的分离结晶判别图解中^[36](图 10), 同样表明在成岩过程中存在以单斜辉石为主的分离结晶作用。因为单斜辉石的分离结晶将使岩浆的 Mg 大量消耗, 所以导致样品的 MgO 值比较低。大多数样品的 δEu 接近于 1.0, 有少数样品的 $\delta Eu = 0.97 \sim 0.99$ 或 $1.0 \sim 1.13$ (表 2), 证明有部分斜长石的分离结晶/堆晶作用存在。

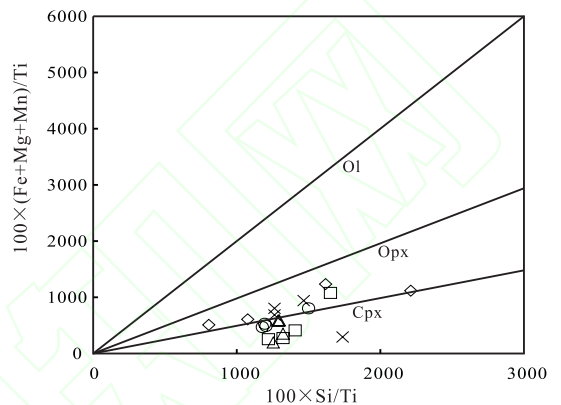


图 10 分离结晶判别图解

Fig. 10 Discriminant diagram of fractional crystallization

4.4 构造环境

古特提斯洋在西南地区为金沙江洋盆, 其向西俯冲发生于石炭纪—早三叠世, 扬子西南缘在古生代具有被动大陆边缘特征。九龙玄武岩的出露反映了深处存在异常热状态的对流地幔, 地球深部的地幔热柱冲击作用制约了该区的构造-岩浆活动。

九龙玄武岩稀土元素配分曲线大部分具有相同的曲线(图 5), 而不像板块汇聚边缘玄武岩。稀土元素元素标准化值从 La 到 Lu 递减, 无明显 Eu 异常, 证明九龙玄武岩具板内拉张环境特征。配分曲线的这种特征也排除了它们是俯冲洋壳中 N-MORB 的可能性, 因为俯冲洋壳中 N-MORB 的 LREE 相对于 HREE 明显亏损^[12]。按照元素不相容性降低的顺序, 在微量元素原始地幔标准化蛛网图中(图 6), 具高场强元素(HFSE)富集型的配分曲线特征, 显示板内玄武岩特有的大隆起型配分曲线特征。在轻微蚀变及低级变质条件下, 大离子亲石元素 LILE(Cs、K、Ba 和 Sr 等)是活动的, 而高场强元素 HFSE(Nb、Zr 和 Y 等)是基本保持稳定的^[37]。在 $Zr-Zr/Y$ 和 $2Nb-Zr/4-Y$ 的相关图解中(图 11), 九龙玄武岩分别落在板内玄武岩和板内碱性、拉斑玄武岩区域, 进一步表明九龙玄武岩形成于板内拉张的构造背景。

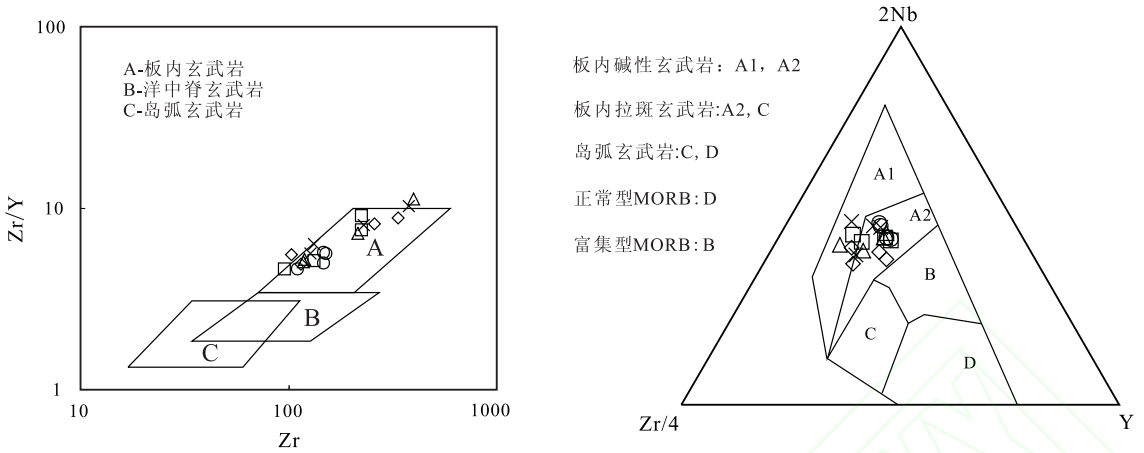


图 11 九龙峨眉山玄武岩的 Zr/Y-Zr 和 2Nb-Zr/4-Y 相关图解

Fig. 11 Zr/Y vs. Zr and 2Nb-Zr/4-Y diagrams of the Emeishan basalts from Jiulong

5 结 论

(1)主微量元素地球化学研究表明,香格里拉九龙二叠系峨眉山玄武岩属高钛型和碱性玄武岩系列;

(2)香格里拉九龙峨眉山玄武岩可能为下地幔深度大的石榴石橄榄岩部分熔融产物,系地幔柱上涌导致发生减压部分熔融引发玄武岩浆喷发形成;

(3)香格里拉九龙峨眉山玄武岩形成于板内拉伸的构造背景,在成岩的过程中不存在明显地壳混染作用,而存在比较明显的源区混染,并且发生了橄榄石、单斜辉石、磷灰石、Ti-Fe 氧化物(金红石和磁铁矿)等矿物的分离结晶作用。

致 谢:刘燊研究员对本文提出了建设性意见,研究生付小文、李春辉在玄武岩剖面测量和采样过程中给予帮助,在此一并致谢!

参考文献 (References):

[1] Xu Y G, Chung S L, Jahn B M, Wu G Y. Petrologic and geochemical constrains on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China [J]. *Lithos*, 2001, 58: 145-168.

[2] 肖龙, 徐义刚, 梅厚钧, 沙绍礼. 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*, 2003, 38(4): 478-494.

[3] He B, Xu Y G, Chung S L, Xiao L, Wang Y M. Sedimentary evidence for a rapid, kilometer-scale crustal doming prior to the eruption of the Emeisha flood basalts [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, 213: 391-405.

[4] He B, Xu Y G, Chung S L, Wang Y M, Luo Z Y. Sedimentation and lithofacies paleogeography of in southwestern China before and after the Emeishan flood volcanism; New insights

into surface response to mantle plume activity [J]. *J. Petrol.*, 2006, 114: 117-132.

[5] 汪云亮, Hughes S S, 童纯茜, 熊舜华, 李巨初, 周蓉生, 李建林. 峨眉山玄武岩地球化学和大陆地幔演化 [J]. *成都地质学院学报*, 1987, 14(3): 59-73.

[6] 宋谢炎, 侯增谦, 曹志敏, 卢记仁, 汪云亮, 张成江, 李佑国. 峨眉山大火成岩省的岩石地球化学特征及时限 [J]. *地质学报*, 2001, 75(4): 498-505.

[7] 张招崇, 王福生. 峨眉山玄武岩 Sr, Nd, Pb 同位素特征及其物源探讨 [J]. *地球科学*, 2003, 28(4): 431-439.

[8] Xiao L, Xu Y G, Mei H J, Zheng Y F, He B, Piraino F. 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.

[9] Fan W M, Zhang C H, Wang Y J, Guo F and Peng T P. Geochronology and geochemistry of Permian basalts in western Guangxi Province, southwest China: Evidence for plume-lithosphere interaction [J]. *Lithos*, 2008, 102: 218-236.

[10] 李兴振, 汪新盛, 孙志明, 沈致富, 杜德勋. 西南三江地区碰撞造山过程 [M]. 北京: 地质出版社, 2000.

[11] 潘桂棠, 陈智梁, 李兴振, 颜仰基, 许效松, 徐强, 江新胜, 吴应林, 罗建宁, 朱同兴, 彭勇民. 东特提斯地质构造形成与演化 [M]. 北京: 地质出版社, 1997.

[12] 朱士飞, 秦勇, 钱壮志, 高艳情. 云南省丽江-宾川地区二叠纪玄武岩地球化学特征及其构造背景研究 [J]. *矿物岩石*, 2008, 28(1): 64-71.

[13] 莫宣学, 路凤香, 沈上越, 朱勤文, 侯增谦, 杨开辉. 三江特提斯火山作用与成矿 [M]. 北京: 地质出版社, 1993.

[14] 李建康, 李文昌, 王登红, 卢映祥, 尹光侯, 薛顺荣. 中甸弧燕山晚期成矿事件的 Re-Oe 定年及成矿规律研究 [J]. *岩石学报*, 2007, 23(10): 2415-2422.

[15] 杨岳清, 侯增谦, 黄典豪, 曲晓明. 中甸弧碰撞造山作用和岩浆成矿系统 [J]. *地球学报*, 2002, 23(1): 17-24.

[16] 侯增谦, 杨岳清, 王海平, 曲晓明, 吕庆田, 黄典豪, 吴宣志, 余金杰, 唐绍华, 赵金花. 三江义敦岛弧碰撞造山过程与成矿系统 [M]. 北京: 地质出版社, 2003.

- [17] 曾普胜, 王海平, 莫宣学, 喻学惠, 李文昌, 李体刚, 李红, 杨朝志. 中甸岛弧带构造格架及斑岩铜矿前景[J]. 地球学报, 2004, 25(5): 535—540.
- [18] 张招崇, 王福生, 范蔚茗, 邓海琳, 徐义刚, 许继峰, 王岳军. 峨眉山玄武岩研究中的一些问题的讨论[J]. 岩石矿物学杂志, 2001, 20(3): 239—246.
- [19] 李献华, 胡瑞忠, 饶冰. 粤北白垩纪基性岩脉的年代学和地球化学[J]. 地球化学, 1997, 26(2): 14—31.
- [20] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes//saunders A D, Norry M J. Magmatism in the Ocean basins[J]. London: Geological Society Special Publication, 1989, 42: 313—347.
- [21] Henderson P. Rare earth element geochemistry[M]. New York: Elsevier Science Publications BV, 1984.
- [22] Zou H B, Zindler A, Xu X S, Zou H B, Zindler A, Xu X S, Qi Q. Major, trace element and Nd, Sr and Pb isotope studies of Cenozoic basalts in SE China: Mantle sources, regional variation, and tectonic significance[J]. Chem. Geol., 2000, 171(1/2): 33—47.
- [23] 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(3): 413—421.
- [24] 孙书勤, 汪云亮, 张成江. 玄武岩类岩石大地构造环境的 Th、Nb、Zr 判别[J]. 地质论评, 2003, 49(1): 40—47.
- [25] 姜寒冰, 姜常义, 钱壮志, 朱士飞, 张蓬勃, 唐冬梅. 云南峨眉山高钛和地钛玄武岩的岩石成因[J]. 岩石学报, 2009, 25(5): 1117—1134.
- [26] 姜常义, 钱壮志, 姜寒冰, 唐冬梅, 张蓬勃, 朱士飞. 云南宾川—永胜—丽江地区低钛玄武岩和苦橄岩的岩石成因与源区性质[J]. 岩石学报, 2007, 23(4): 777—792.
- [27] Barker J A, Menzies M A, Thirlwall M F, Macpherson C G. Petrogenesis of Quaternary intraplate volcanism, Sana, a Yemen: Implication and polybaric melt hybridization[J]. J. Petrol., 1997, 38: 1359—1390.
- [28] Mcdonald R, Rogers N W, Fitton J G. Plume Lithosphere interaction in the generation of the basalts of the Kenya Rift, East Africa[J]. Journal of Petrology, 2001, 42: 877—900.
- [29] Hofmann A W. Mantle geochemistry: The message from oceanic volcanism[J]. Nature, 1997, 385: 219—229.
- [30] Gilder S A, Keller G R, Luo M, Goodell P C. Eastern Asia and the Western Pacific timing and spatial distribution of rifting in China[J]. Tectonophysics, 1991, 197(2-4): 225—243.
- [31] 吴昌志, 顾连兴, 任作伟, 张遵忠, 陈振岩, 赵明. 板缘向板内环境的过渡—辽河盆地古近纪玄武岩地球化学[J]. 中国科学(D辑) 地球科学, 2005, 35(2): 115—126.
- [32] Wood D A, Tarney J, Varet J, Saunders A D, Bougault H, Joron J L, Treuil M, Cann J R. Geochemistry of basalts drilled in the North Atlantic by IPOD Leg 49: Implication for mantle heterogeneity[J]. Earth Planet. Sci. Lett., 1979, 42(1): 77—97.
- [33] Müunker C. Nb/Ta fractionation in a Cambrian arc/back system, New Zealand: Source constraints and application of refined ICPMS techniques[J]. Chem. Geol., 1998, 144: 23—45.
- [34] Hawkesworth C J, Blake S, Evans P et al. Time scales of crystal fraction in magmas chamber integrating physical isotopic and geochemical perspective [J]. J. Petrol., 2000, 41: 991—1006.
- [35] Jung S, Masberg P. Major and trace element systematics and isotope geochemistry of Cenozoic mafic volcanic rocks from the vogelsberg (central Germany) constrains on the origin of continental alkaline and tholeiitic basalts and their mantle sources[J]. J Volcano Geothem Re, 1998, 86: 151—177.
- [36] Stanley C R, Russel J K. Petrologic hypothesis testing with pearce element ration diagrams derivation of diagram axes [J]. Contrib. Mineral. Petrol., 1989, 101: 78—89.
- [37] Rollinson H R. Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation [M]. Longman Singapore Publishers Ltd., 1993.

(上接第 268 页)

- [25] 戴安邦. 酸碱的软硬的势标度及其相亲强度和络合物的稳定度[J]. 化学通报, 1978, (1): 26—33.
- [26] Pearson R G. Hard and soft acids and bases[J]. Journal of the American Chemical Society, 1963, 2: 358—363.
- [27] Ralph G, Pearson. Absolute electronegativity and hardness: Application to inorganic chemistry[J]. Inorg. Chem., 1988, 27(4): 734—740.
- [28] 青长乐, 牟树森. 地球化学原理[M]. 北京: 中国农业出版社, 2001.
- [29] 李克艳, 薛冬峰. 电负性概念的新拓展[J]. 科学通报, 2008, 53(20): 2442—2448.
- [30] Mulliken R S. A new electroaffinity scale: Together with data on valence states and on valence ionization potentials and electron affinities[J]. Chem. Phys., 1934, 2(2): 782—793.
- [31] 张太平, 邵文松. 元素的电离能、电子亲合能、电负性、电极电势四者的联系与区别[J]. 高等函授学报(自然科学版), 2011, 14(6): 15—19.
- [32] 陈光远, 邵伟. 胶东金矿成因矿物学与找矿[M]. 重庆: 重庆出版社, 1989.
- [33] 王濮, 潘兆槽, 翁玲宝. 系统矿物学[M]. 北京: 地质出版社, 1982.
- [34] 戈定夷, 田惠新. 矿物学简明教程[M]. 北京: 地质出版社, 1989.