

滇西北峨眉山玄武岩与冈达概组下段玄武岩 对比研究

吕劲松¹, 肖渊甫¹, 邓江红¹, 王涛¹, 程超杰², 龚婷婷¹, 于海军¹, 邓元兵^{1,3}

(1. 成都理工大学 地球科学学院, 四川 成都 610059; 2. 华东冶金地质勘查局, 安徽 合肥 230000;
3. 四川省地质矿产勘查开发局 108 队, 四川 成都 611230)

摘要: 研究区峨眉山玄武岩分布于扬子地块西缘, 冈达概组分布于其邻区的中咱微陆块。峨眉山玄武岩与冈达概组下段玄武岩均具有富碱、高钛特征, 大部分属于碱性玄武岩系列, 峨眉山玄武岩 $Mg^\#$ 变化范围为 0.31~0.70, 属于适度演化过的岩浆, 冈达概组下段玄武岩 $Mg^\# = 0.34 \sim 0.43$ 。总体上, 冈达概组下段玄武岩比峨眉山玄武岩更高 Ti, 高 FeO^* , 低 MgO, 低 SiO_2 。两组玄武岩均有轻稀土强烈富集的特征, 富集大离子亲石元素和高场强元素, 但部分具有 Sr、Zr 负异常, 均属板内玄武岩, 岩浆来源于富集地幔, 在地幔柱作用下产生。峨眉山玄武岩 Rb、Ba 有明显的波动, 可能是受到源区混染作用影响, 其微量元素比值表现出 EM1-OIB 与 EM2-OIB 的混合特征, 起源于石榴石-二辉橄榄岩, 熔融程度为 4%~7%。冈达概组下段玄武岩元素比值较稳定, 与 EM1-OIB 具有很大的相似性, 也起源于石榴石稳定区, 其形成深度比峨眉山玄武岩深, 熔融程度较低, 为 2%~5%, 可能是产生于地幔柱边缘。中咱微陆块、扬子地台北缘的二叠系玄武岩源区物质均受峨眉山地幔柱影响, 具有很大的亲源性, 峨眉山地幔柱的活动为板块的裂解提供了动力。

关键词: 二叠系玄武岩, 峨眉山地幔柱, 中咱微陆块, 云南

中图分类号: P588.14⁺5; P595

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2013)01-0073-17

A comparative study of Emeishan basalt and Gangdagai Formation basalt in northwest Yunnan Province

LÜ Jing-song¹, XIAO Yuan-fu¹, DENG Jiang-hong¹, WANG Tao¹, CHENG Chao-jie²,
GONG Ting-ting¹, YU Hai-jun¹ and DENG Yuan-bing^{1,3}

(1. Chengdu University of Technology, Sichuan 610059, China; 2. East-China Metallurgical Bureau of Geology & Exploration Hefei 230000, China; 3. No. 108 Geological Brigade of Geology & Mineral Resources Exploration & Development Bureau of Sichuan Province, Chengdu 611230, China)

Abstract: The Jiulong Emeishan basalt is distributed on the western margin of Yangtze block, and the Gangdagai Formation basalt is distributed in Zhongza massif in the neighborhood of Yangtze block. They both have rich alkali, high titanium characteristics, thus mostly belonging to the alkaline basalt series. On the whole, Gangdagai Formation basalt exhibits richer Ti, higher FeO^* , lower MgO, lower SiO_2 and lower $Mg^\#$ (0.34~0.43). Jiulong Emeishan basalt exhibits higher $Mg^\#$ (0.31~0.70), thus belonging to the moderate evolution magma. The two groups of basalt are both characterized by strong enrichment of light rare earth elements, and enrichment of LILE and HFSE (Th, Ta, Nb, Hf), partly with Sr, Zr negative anomalies, hence belonging to the plate basalts derived from the enriched mantle under the influence of mantle plume. Rb, Ba in Jiulong Emeishan basalt show obvious fluctuation, probably influenced by source area contamination; the trace element ratios show

收稿日期: 2012-08-08; 修订日期: 2012-11-08

基金项目: 中国地调局地调项目(1212011120587); 成都理工大学矿物学、岩石学、矿床学国家重点(培育)学科建设项目(SZD0407)

作者简介: 吕劲松(1987-), 男, 硕士研究生, 矿物学、岩石学、矿床学专业, E-mail: lv-jingsong@qq.com; 通讯作者: 肖渊甫(1957-), 男, 教授, E-mail: xyf@cudt.edu.cn.

features of EM1-OIB and EM2-OIB mixture, suggesting the origination from garnet lherzolite, with molten degree being 4% ~ 7%. The element ratios of lower Gangdagai Formation basalt are stable, and EM1-OIB shows great similarities, suggesting that its formation depth was deeper than that of Jiulong Emeishan basalt, that its origination was from an garnet stable region with low molten degree (2% ~ 5%), and that it was produced at the mantle plume edge. The source area materials of basalt distributed in Zhongza massif and the western margin of Yangzi landmass were influenced by Emeishan mantle plume, with obvious familiarity, and the activities of Emeishan mantle plume provided power for plate splitting.

Key words: Permian basalts; Emeishan mantle-plume; Zhongza massif; Yunnan Province

在我国西南云、贵、川三省分布有大量的二叠纪玄武岩,出露面积大于 $3.7 \times 10^5 \text{ km}^2$ (林建英, 1985)。峨眉山玄武岩是我国唯一被国际学术界认可的大火山岩省,已有悠久的历史,绝大部分学者认为峨眉山玄武岩是地幔柱作用成因(徐义刚等, 2001; 肖龙等, 2003a; 张招崇等, 2001, 2004; 姜常义等, 2007; 朱士飞等, 2008a, 2008b)。徐义刚等(2001)对峨眉山玄武岩做过系统的研究,将 $\text{TiO}_2 > 2.8\%$ 或 $\text{Ti/Y} > 500$ 的定为高钛玄武岩。而 $\text{TiO}_2 < 2.8\%$ 或 $\text{Ti/Y} < 500$ 的定为低钛玄武岩。西区(如宾川上仓)的岩性以低钛玄武岩为主,主要位于中下部,可能是地幔热柱轴部熔融的产物(肖龙等, 2003b),熔融始于 140 km,并一直延续到较浅的深度(60 km 尖晶石稳定区);东区(如贵州境内)为单一高钛玄武岩,代表了地幔柱边部或消亡期的产物,形成基本局限在 $> 70 \text{ km}$ 的石榴子石稳定区(徐义刚等, 2001)。肖龙等(2003b)认为宾川峨眉山玄武岩中,早期低钛玄武岩可能产生于较浅的尖晶石-石榴石稳定区($< 70 \text{ km}$),含大量壳源组分,而晚期高钛玄武岩形成的深度较大,可能为石榴石稳定区($> 80 \text{ km}$),记录了更多的地幔柱印记。张招崇等(2004, 2005)认为丽江发现的苦橄质熔岩产生于 $t = 1600^\circ\text{C}$, $p = 4.5 \text{ GPa}$ 约 135 km,其源区为石榴二辉橄榄岩经大约 7% 的部分熔融的产物,研究得到的最高温度 $t = 1630 \sim 1690^\circ\text{C}$,是地幔柱轴部的产物(Zhang *et al.*, 2006)。姜常义(2007)认为宾川、丽江地区峨眉山玄武岩的地幔柱源区由两种岩石组成:一种是由 50% 榴辉石岩和 50% 橄榄岩反应形成的石榴石辉石岩,另一种是石榴石二辉橄榄岩。宋谢炎等(2001)、肖龙等(2003b)均认为西区峨眉山玄武岩总体特征与 EM-1 相似。张招崇等(2003)认为峨眉山玄武岩是 EM I、EM II 和 DMM 三端员不同

程度的混合,即其源区可以由地幔柱、富集的岩石圈地幔和地壳不同程度的混合来解释。

而分布于中咱微陆块的二叠系玄武岩的研究相对较少。莫宣学等(1993)提出了利用板块内火山岩反演上地幔岩浆源区特征来鉴别三江特提斯域各微陆块的亲源归属关系(即亲冈瓦纳或亲扬子)的思路。中咱微陆块玄武岩以晚二叠系玄武岩为主,以高 TiO_2 偏碱性大陆板内张裂性为主,在地球化学特征上与扬子地块西缘的峨眉山玄武岩有很大的相似性(莫宣学等, 1993, 2001; 侯增谦等, 1993)。

本文拟从地球化学特征和地幔源区对中咱微陆块和扬子地块西缘的二叠系玄武岩做对比研究,进一步探讨其形成环境和岩浆亲源归属关系。

1 区域构造背景

研究区构造活动强烈,处于中咱微陆块、甘孜-理塘缝合带、中甸岛弧(义敦岛弧南端)以及扬子地块西缘的结合带(图 1)(侯增谦等, 1993; 杨岳清等, 2002; 曾普胜等, 2004; 李文昌等, 2010; 任江波等, 2011)。研究区峨眉山玄武岩位于扬子地台西缘,冈达概组下段玄武岩分布于中咱微陆块。一般认为,扬子地块西缘自震旦纪到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(朱士飞等, 2008a, 2008b)。由于地幔柱构造岩浆作用,扬子地块西缘在二叠纪发生了大规模的岩浆活动。古特提斯洋在二叠纪开始发生了一次扩张事件,这次扩张事件一直持续到早中三叠纪。中咱微陆块分布于金沙江构造带与义敦岛弧之间,北部晚二叠世火山活动以爆发为主,南部以溢流作用为主(莫宣学等, 1993),该微陆块晚二叠世火山岩呈 NNW-SSE 向展布^①。一般认为甘孜-理

① 云南省区域地质矿产调查大队, 2003. 中甸县幅、贡山县幅 1:25 万区调报告。

塘洋于晚二叠世-早三叠世打开,甘孜-理塘洋盆形成,子地块西缘断离部分构成中咱微陆块(曲晓明等 2002)。晚三叠世甘孜-理塘洋向西俯冲与中咱微陆块聚合,随着洋盆的闭合形成了义敦岛弧。甘孜-理塘缝合带为洋脊型火山岩蛇绿岩带,带内可见代表挤压造山期的蛇绿混杂岩和拉张期的滑塌堆积

岩。西界格咱区域性断裂(纳帕海-桥头断裂)南延至云南土官村一带与甘孜-理塘结合带相接(图 1b),从而在南部封闭形成了中甸岛弧(曾普胜等 2004),中甸岛弧的演化经历了洋壳俯冲(210~235 Ma)、陆陆碰撞(80~88 Ma)和陆内汇聚(28 Ma)三大造山作用(杨岳清等 2002)。

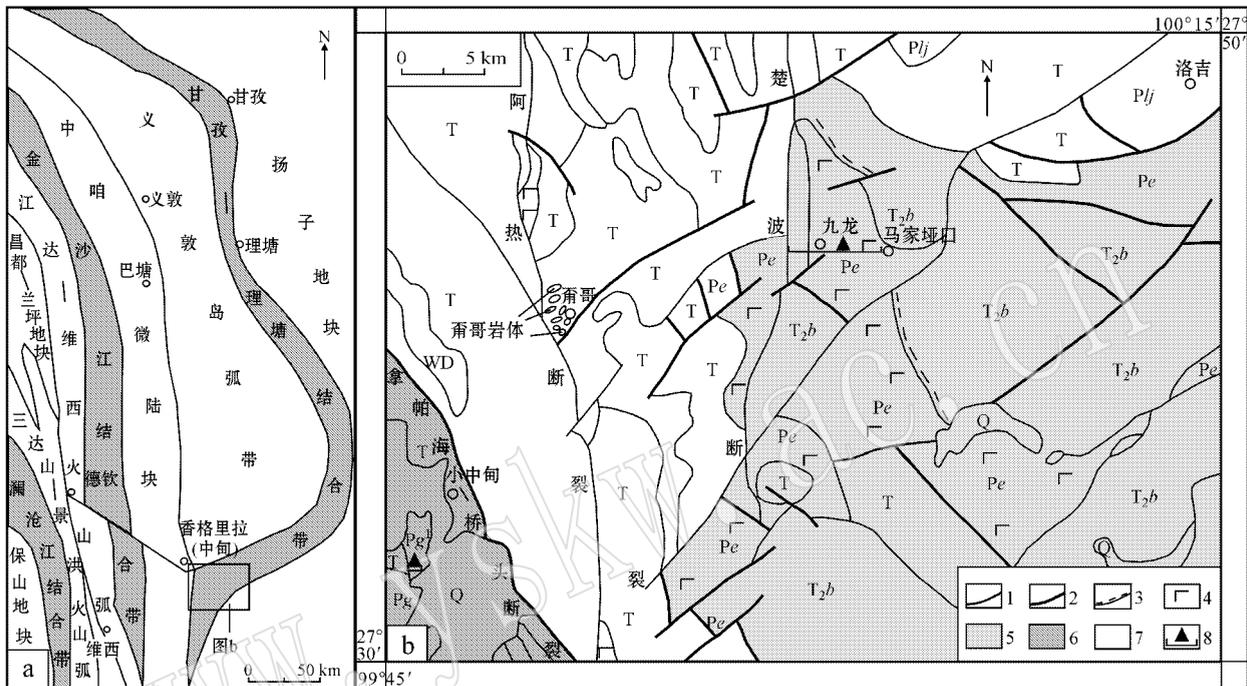


图 1 香格里拉小中甸-九龙地区地质图(据李文昌等, 2010; 云南省区域地质矿产调查大队, 2003^①)

Fig. 1 Geological sketch map of Shangri-la region(modified after Li Wenchang *et al.*, 2010; 1:250 000 Regional Geological Survey Report of Zhongdian Sheet and Gongshan Sheet, 2003^①)

Q—第四系;T—三叠系;T_{2b}—北衙组;P—二叠系;P_e—峨眉山玄武岩;P_g¹—冈达概组下段;P_l^j—洛吉组;WD—外来泥盆系;1—地层界线/岩相界线;2—断层;3—平行不整合界线;4—玄武岩;5—扬子地块;6—中咱微陆块;7—义敦岛弧和甘孜-理塘结合带;8—剖面及采样位置

Q—Quaternary;T—Triassic;T_{2b}—Beiya Formation;P—Permian;P_e—Emeishan basalts;P_g¹—Lower Gangdagai Formation;P_l^j—Luoji Formation;WD—foreign Devonian;1—stratigraphic boundary/lithofacies boundaries;2—fault;3—parallel unconformity;4—basalt;5—Yangtze landmass;6—Zhongza massif;7—Yidun island arc zone and Ganzi—Litang conjunction zone;8—section and sampling position

2 火山岩特征

本文峨眉山玄武岩(P_e)样品采自研究区九龙村附近(图 1)峨眉山玄武岩主要由无斑(微晶)玄武岩、含斑玄武岩、杏仁状玄武岩韵律产出,底部有大量的火山角砾(含集块)岩和凝灰岩(图 2)。玄武岩基质多具间粒间隐结构,主要由斜长石微晶、玄武玻璃组成,辉石微晶少量,不透明矿物(磁铁矿)含量多大于

5%,可能是造成高 Ti 的原因。斑晶为单斜辉石和斜长石。辉石斑晶呈粒状、短柱状(图 3a),多在 0.5~5 mm,呈单颗粒无序分布,大部分含量<5%,少量含量达 20%,大部分斑晶有较强的绿泥石化。斜长石斑晶(图 3b)最大达 3 cm,宽板状,无序分布,斑晶蚀变强烈,有较强的钠化,含量<5%。局部产出斜斑玄武岩,斜长石斑晶可达 25%。杏仁体呈很好的圆状、椭圆状,充填物主要为绿帘石、绿泥石以及少量的石英。

① 云南省区域地质矿产调查大队, 2003. 中甸县幅、贡山县幅 1:25 万区调报告。

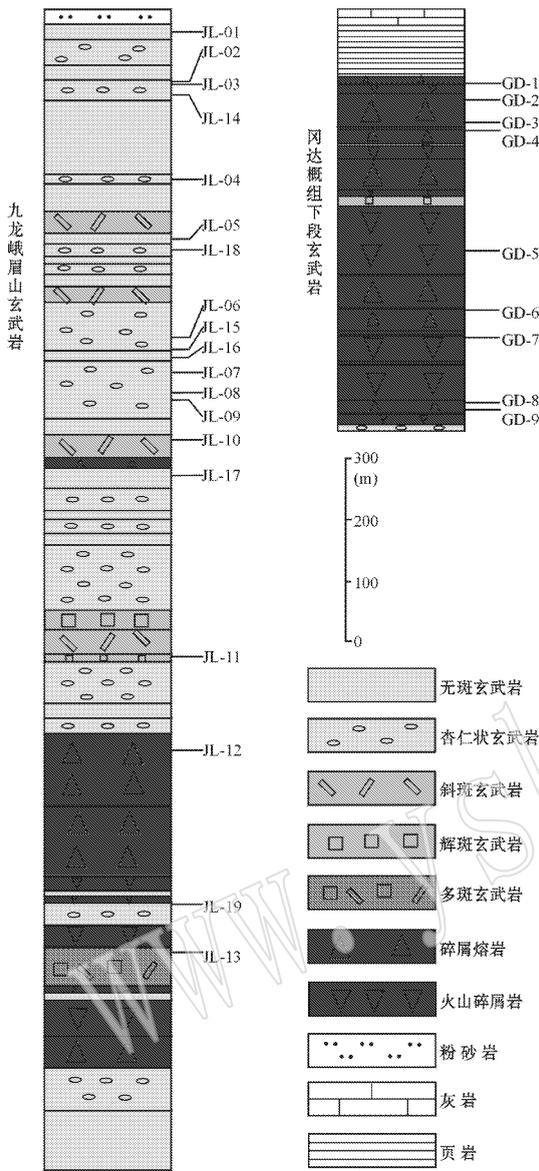


图 2 峨眉山玄武岩与冈达概组下段地层柱状图

Fig. 2 Simplified stratigraphic columns of Emeishan basalt and lower Gangdagai Formation

冈达概组下段 (Pg^1) 分布于小中甸附近, 与峨眉山玄武岩地层间并未直接接触, 且分属两个地层分区, 因此, 只靠野外的分布产出形态并不能直接判断两套地层的上下关系。冈达概组下段主要由玄武质角砾凝灰熔岩、微晶玄武岩和玄武质角砾凝灰岩互层组成 (图 2)。与峨眉山玄武岩有较大差别, 冈达概组下段岩石中普遍含有火山碎屑, 以玄武质角砾凝灰熔岩为主要岩性, 岩石表面较破碎, 角砾砾径 0.5~5 cm, 大小不等, 呈次棱角-次圆状, 个别圆度较好, 为玄武质, 含量约 30%。局部可见玄武质集块, 集

块呈长条状, 部分呈圆状, 砾径 6~15 cm, 含量可达 20%。角砾具间隐结构 (图 3c), 含少量斜长石微晶, 部分可见流状构造, 基质多为隐晶-玻璃质, 有较强的蚀变 (绿泥石化、绿帘石化), 部分角砾有自碎结构。玄武质熔浆具塑形流状构造, 含斜长石微晶, 辉石少见。微晶玄武岩 (图 3d) 部分具杏仁状构造。玄武质角砾凝灰岩, 岩石新鲜面呈青灰色。角砾多在 0.5~4 cm, 次棱角-次圆状, 部分圆度较好, 呈椭球状, 角砾含量可达 40%, 岩石中凝灰质物质多有绿泥石化。

3 岩石地球化学

3.1 主量元素岩石化学特征

根据 TAS 图解 (图 4), 九龙峨眉山玄武岩中的 19 个样品中有 14 个投在碱性玄武岩序列或界线附近, 少量属于亚碱性系列, 所以该套峨眉山玄武岩主要属于碱性序列。冈达概组下段玄武岩所有点都投在系列分界线左上侧, 属于碱性序列。

峨眉山玄武岩 (Pe) 样品中, SiO_2 含量为 42.72%~50.14% (表 1), 属于基性火山熔岩。样品总体富 Ti (最低 2.08%, 最高 4.15%, 主要集中在 2.72%~3.49%), $Ti/Y > 501$, 所以峨眉山玄武岩属于高钛玄武岩。除一个样品的 MgO 含量为 2.59% (JL-11) 外, 其余均 $> 5%$, 部分含量大于 10%, 最高达 16.13% (JL-19), 这可能是岩石富含辉石微晶造成的 (辉石微晶 $> 25%$)。 $Na_2O + K_2O$ 的含量变化较大 (0.8%~7%), 大多样品 $> 3.3%$ 。 FeO^* ($FeO^* = FeO + 0.9 \times Fe_2O_3$) 的含量集中在 10%~15%。 $Mg^{\#}$ [$Mg^{\#} = Mg / (Mg + Fe)$] 变化范围为 0.31~0.70, 属于适度演化过的岩浆 (图 5), 其中 JL-18、JL-19 $Mg^{\#}$ 值分别为 0.66、0.70, 接近原始岩浆的 $Mg^{\#}$ 值, 经薄片仔细观察后, 其含有较多的辉石斑晶, 基质中辉石微晶也较高 ($> 25%$), MgO 高的原因应是辉石含量高造成的。但两件样品中未发现橄榄石斑晶, 说明两件样品也是经过结晶分异演化的岩浆, 而峨眉山玄武岩原始岩浆 MgO 含量应大于 16.13%。

冈达概组下段 (Pg^1) 玄武岩主量元素总体上成分相当稳定。 SiO_2 含量 43.86%~46.79%, Ti 含量总体较九龙峨眉山玄武岩高, 集中在 3.06%~3.49%, $Ti/Y > 539$, 也属于高钛玄武岩。 MgO 含量在 3.91%~5.54%, $Na_2O + K_2O$ 的含量为 3.7%~5%, 为富碱岩浆, FeO^* 的含量集中在 13%~15.5%,

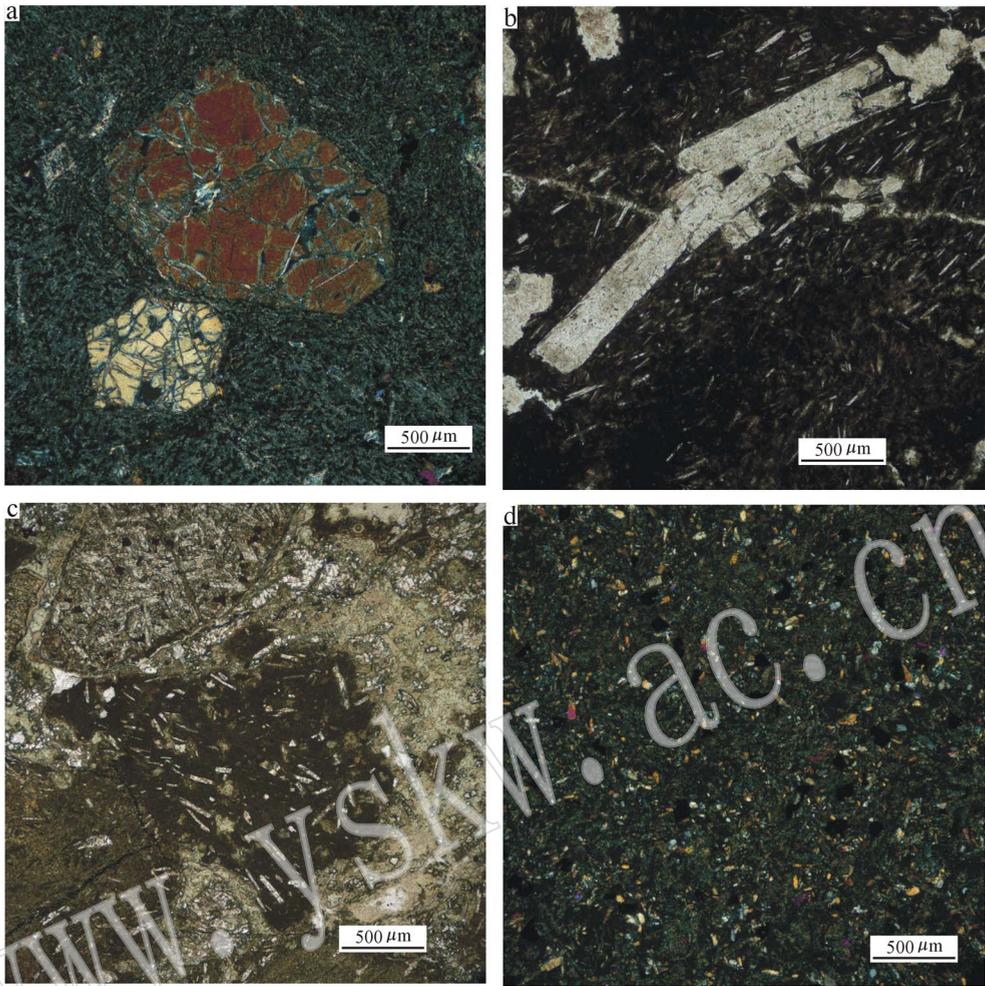


图 3 研究区玄武岩镜下特征

Fig. 3 Microscopic features of basalts

a—峨眉山玄武岩(P_e), 辉斑玄武岩(正交偏光); b—峨眉山玄武岩(P_e), 斜斑玄武岩(单偏光); c—冈达概组下段(P_g^1), 玄武质角砾凝灰岩(单偏光); d—冈达概组下段(P_g^1), 微晶玄武岩(正交偏光)

a—Emeishan basalt (P_e), pyroxene porphyritic basalt (crossed nicols); b—Emeishan basalt (P_e), plagioclase porphyritic basalt (plainlight); c—Gangdagai Foramtion (P_g^1), basaltic brecciated tuff lava (crossed nicols); d—Gangdagai Formation (P_g^1), microcrystalline basalt (crossed nicols)

变化较小,略高于九龙峨眉山玄武岩。 $Mg^\#$ 变化范围为 0.34~0.43。总体上,冈达概组下段玄武岩比峨眉山玄武岩更富 Ti,高 FeO^* ,低 MgO 、低 SiO_2 (图 5)。

3.2 稀土和微量元素地球化学特征

九龙峨眉山玄武岩总稀土含量 ΣREE 为 $95.31 \times 10^{-6} \sim 282.6 \times 10^{-6}$ (表 2),平均为 155.24×10^{-6} ,轻重稀土比值 4.72~8.83,总体上 $Mg^\#$ 高的稀土总量较低,分异较弱。 $(La/Yb)_N$ 值在 5.47~13.17,表现为明显的分馏, $(La/Sm)_N = 1.57 \sim 2.98$, $(Gd/Yb)_N = 2.47 \sim 2.95$, $\delta Eu = 0.96 \sim 1.1$,说明没有强烈的斜长石结晶分异,总体上九龙峨眉山

玄武岩表现为轻稀土富集。

冈达概组下段玄武岩总稀土含量 ΣREE 为 $194.7 \times 10^{-6} \sim 216.3 \times 10^{-6}$,平均为 204.98×10^{-6} ,轻重稀土比值 7.01~7.83, $(La/Yb)_N$ 值在 9.67~10.73, $(La/Sm)_N = 2.61 \sim 2.93$, $(Gd/Yb)_N = 2.38 \sim 2.58$, $\delta Eu = 1.07 \sim 1.18$,在稀土的配分图中,分配曲线向右陡倾,且具有相近的斜率,表现为轻稀土的强烈富集。冈达概组下段玄武岩比九龙峨眉山玄武岩更富集稀土元素,且表现出更高的分异作用,这跟冈达概组下段玄武岩 $Mg^\#$ 较低的岩石化学特征相符,这可能是冈达概组下段玄武岩熔融程度较低造成的。九龙峨眉山玄武岩和冈达概组下段

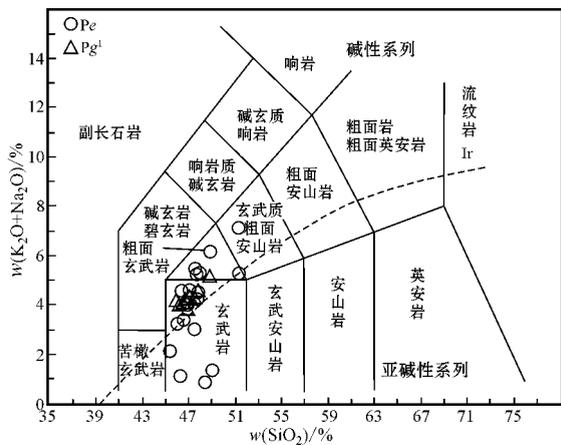


图 4 冈达概组下段玄武岩与九龙玄武岩 TAS 图解
(据 Le Bas *et al.*, 1986)

Fig. 4 TAS diagram of basalts in lower Gangdagai Formation and Jiulong basalts (after Le Bas *et al.*, 1986)

玄武岩部分样品都具有 Ce 的负异常,表明受到了低温蚀变作用的影响(王涛等 2013),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。

九龙峨眉山玄武岩富集 U 和 Ta 、 Nb 、 Hf 、 Th 等高场强元素, Y 有微弱的亏损,说明岩浆起源于富集地幔。 Rb 、 Ba 有明显的波动,暗示可能受到混染作用。部分样品有 Sr 的负异常,但稀土的配分图中并无 Eu 的负异常($\delta Eu = 0.96 \sim 1.1$),且部分高镁玄武岩也出现 Sr 的强烈亏损,说明 Sr 的负异常不是由斜长石分异造成的,而可能是受到蚀变或混染作用的影响(张招崇等 2004)。部分样品有轻微的 P 、 Zr 亏损, P 的亏损反映了源区缺少磷灰石或者熔融程度很低。

冈达概组下段玄武岩微量元素含量基本稳定,富集 U 和 Ta 、 Nb 、 Hf 、 Th 、 P 高等场强元素,部分样

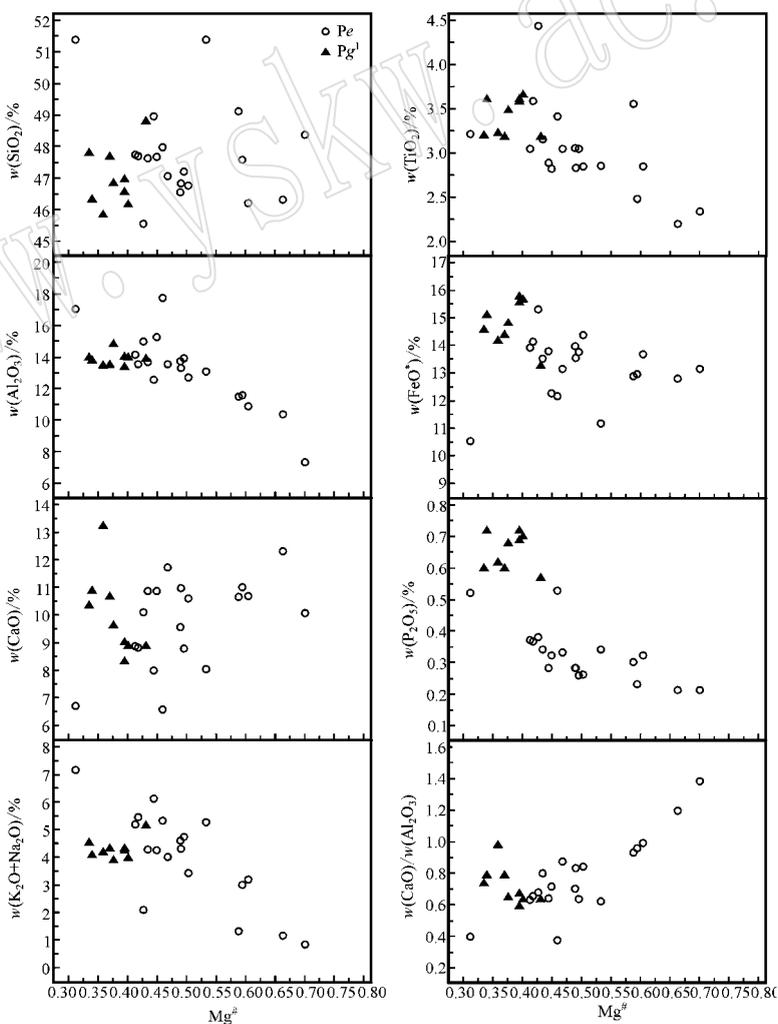


图 5 $Mg^{\#}$ 与主要元素氧化物含量的变化图解

Fig. 5 Mg -number versus major element oxides variation diagrams

表 1 研究区玄武岩岩石化学组成

$w_B/\%$

Table 1 Chemical compositions of basalts in the study area

样品号	JL-01	JL-02	JL-03	JL-04	JL-05	JL-06	JL-07	JL-08	JL-09	JL-10	JL-11	JL-12	JL-13	JL-14
SiO ₂	45.74	45.14	45.56	46.50	46.90	47.86	50.14	45.68	45.20	46.08	49.92	46.28	44.46	45.20
TiO ₂	2.96	2.95	2.37	3.08	2.99	2.82	2.79	2.75	2.74	2.72	3.11	3.35	2.74	2.912
Al ₂ O ₃	13.09	13.26	11.03	13.30	13.84	12.23	12.70	12.92	12.23	14.72	16.52	10.80	10.41	13.30
Fe ₂ O ₃	6.98	7.95	6.14	7.31	13.04	13.33	8.20	6.72	8.34	9.51	8.20	4.40	5.27	7.12
FeO	6.45	6.32	6.83	6.58	1.87	1.42	3.48	7.10	6.32	3.23	2.81	8.14	8.39	6.73
MnO	0.17	0.18	0.17	0.18	0.18	0.17	0.13	0.20	0.22	0.19	0.12	0.16	0.18	0.230
MgO	6.26	7.23	10.13	5.65	5.35	5.98	6.94	7.06	7.83	5.38	2.59	9.64	11.23	7.193
CaO	11.37	9.24	10.51	10.59	8.69	7.79	7.82	10.67	10.23	10.48	6.49	10.02	10.26	8.382
Na ₂ O	3.35	2.79	2.50	3.44	4.89	3.81	3.55	2.68	2.46	3.97	5.75	0.97	2.31	3.034
K ₂ O	0.52	1.65	0.36	0.71	0.18	2.17	1.56	1.50	0.84	0.13	1.18	0.24	0.72	1.467
P ₂ O ₅	0.32	0.28	0.22	0.33	0.36	0.27	0.33	0.27	0.25	0.31	0.51	0.28	0.31	0.246
烧失量	2.65	3.53	4.21	2.20	2.49	1.96	2.98	2.22	4.42	3.17	2.76	6.30	3.57	2.54
Total	99.87	100.52	100.03	99.87	100.78	99.80	100.62	99.78	101.10	99.88	99.94	100.57	99.84	98.35
Mg [#]	0.47	0.49	0.60	0.44	0.41	0.45	0.53	0.49	0.50	0.45	0.31	0.59	0.61	0.50
m/f	0.87	0.95	1.46	0.76	0.70	0.79	1.14	0.95	1.00	0.81	0.45	1.42	1.52	0.97
样品号	JL-15	JL-16	JL-17	JL-18	JL-19	GD-1	GD-2	GD-3	GD-4	GD-5	GD-6	GD-7	GD-8	GD-9
SiO ₂	42.72	46.48	45.46	44.10	45.50	43.86	44.80	44.86	44.02	46.79	44.60	44.34	45.76	45.70
TiO ₂	4.155	3.490	3.227	2.08	2.19	3.48	3.49	3.34	3.41	3.06	3.41	3.12	3.06	3.06
Al ₂ O ₃	14.00	13.15	16.75	9.83	6.86	13.30	13.37	14.23	12.65	13.34	13.37	13.05	13.39	12.98
Fe ₂ O ₃	7.67	7.38	4.90	5.89	4.45	8.45	8.45	5.45	6.36	3.79	5.65	5.63	5.98	6.00
FeO	7.40	7.07	7.07	6.84	8.33	7.24	6.97	9.28	9.16	9.29	9.67	8.64	8.56	8.39
MnO	0.226	0.221	0.216	0.19	0.22	0.21	0.20	0.22	0.24	0.22	0.23	0.20	0.21	0.22
MgO	5.942	5.516	5.439	13.33	16.13	5.54	4.19	4.76	5.42	5.38	5.38	4.27	3.91	4.51
CaO	9.437	8.565	6.215	11.71	9.45	8.44	10.54	9.22	8.55	8.52	7.92	12.81	9.91	10.24
Na ₂ O	1.794	3.177	3.765	1.06	0.57	2.16	3.66	3.26	2.88	3.95	2.95	1.58	2.69	3.02
K ₂ O	0.144	2.109	1.242	0.03	0.19	1.63	0.30	0.48	1.15	0.99	1.16	2.49	1.67	1.14
P ₂ O ₅	0.356	0.356	0.499	0.20	0.20	0.67	0.70	0.65	0.68	0.55	0.65	0.60	0.58	0.58
烧失量	3.23	1.80	3.48	4.14	6.55	6.71	4.23	4.27	5.77	3.65	5.30	2.68	4.40	3.81
Total	97.07	99.31	98.26	99.39	100.64	101.69	100.90	100.03	100.28	99.52	100.28	99.40	100.12	99.64
Mg [#]	0.43	0.42	0.46	0.66	0.70	0.40	0.34	0.38	0.40	0.43	0.40	0.36	0.34	0.37
m/f	0.74	0.71	0.84	1.95	2.32	0.66	0.51	0.60	0.64	0.75	0.65	0.55	0.50	0.58

注：样品由四川冶金地质矿产测试中心测试，下同。JL 为九龙峨眉山玄武岩，JL-01~JL-13、JL-18、JL-19 引自王涛等(2013)；GD 为冈达概组下段玄武岩，GD-1~GD-9 引自吕劲松等(2012)。

品 Sr 有明显的负异常， $\delta Eu = 1.07 \sim 1.18$ ，不存在 Eu 的负异常，也可能是受到蚀变或混染作用的影响。

在图 6 中可以看出，九龙峨眉山玄武岩比冈达概组下段玄武岩更富 Ni、Cr、Zr，九龙峨眉山玄武岩 Mg[#] 与 Ni、Cr 呈很好的正相关，与 Nb 呈负相关，与 V、Zr、Sr 相关性不明显；冈达概组下段玄武岩元素含量相对稳定。

从以上特征可以看出，九龙峨眉山玄武岩和冈达概组下段玄武岩均是轻稀土富集，富集大离子亲石元素和高等场强元素(图 7)，而不同于板块会聚边缘玄武岩(轻稀土元素配分曲线向右陡倾，而重稀土元素配分曲线相对平坦，明显的亏损 Ta、Nb)，也明显不同于大洋玄武岩(亏损轻稀土和大离子亲石元

素)，总体与来源于富集地幔的洋岛玄武岩特征很相似，与邻区的丽江-宾川一带的二叠纪玄武岩也有很大相似性(宋谢炎等，2001；姜常义等，2007；朱士飞等，2008b)。

4 讨论

4.1 分离结晶作用与原生岩浆

九龙峨眉山玄武岩如 Al₂O₃、TiO₂ 和 Na₂O + K₂O 伴随 Mg[#] 的降低而稳定增加，这与橄榄石分异作用的影响一致，而冈达概组下段玄武岩则少量增加或保持稳定。

在 Mg[#] 哈克图解中(图 6)九龙峨眉山玄武岩

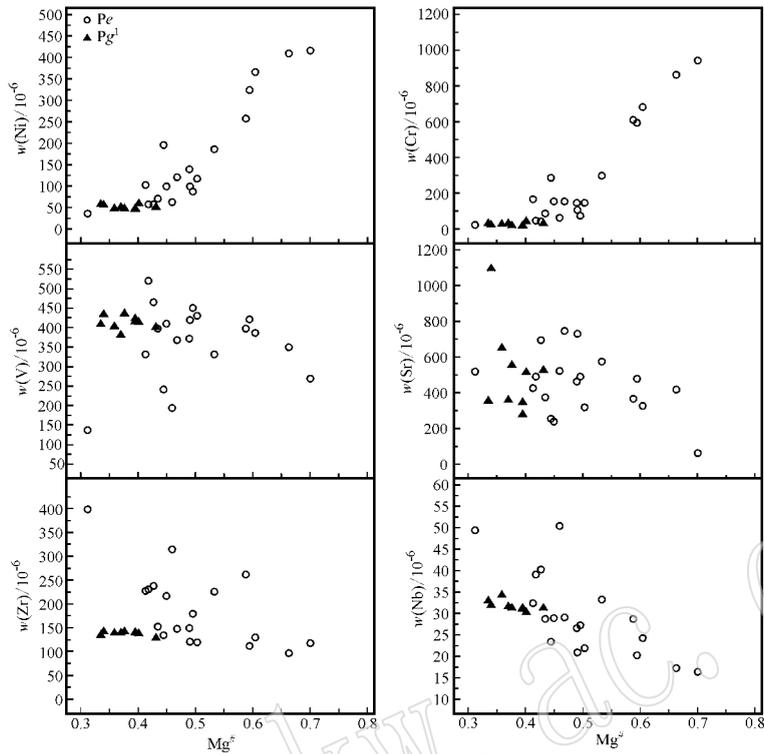
图 6 Mg^{2+} 与微量元素变化图解Fig. 6 Mg -number versus trace element variations for basalts

表 2 研究区玄武岩微量元素组成

 $w_B/10^{-6}$

Table 2 Trace element compositions of volcanic rocks in the study area

样品号	JL-01	JL-02	JL-03	JL-04	JL-05	JL-06	JL-07	JL-08	JL-09	JL-10	JL-11	JL-12	JL-13	JL-14
La	23.16	24.51	17.08	25.31	30.76	20.22	30.05	18.43	20.48	28.16	52.58	26.85	22.35	23.43
Ce	50.21	45.91	35.14	54.18	50.44	39.27	50.60	34.02	34.68	46.92	125.8	50.16	40.12	52.55
Pr	6.54	7.23	4.95	6.89	8.72	6.50	8.10	5.76	6.10	7.94	14.17	8.54	6.94	7.10
Nd	28.54	30.97	21.95	28.89	45.09	36.07	41.85	31.46	33.50	42.11	46.38	46.81	37.34	30.29
Sm	6.59	7.40	5.23	6.73	7.88	6.76	7.06	5.96	6.25	7.33	11.39	8.56	6.85	7.31
Eu	2.10	2.46	1.72	2.21	2.63	2.24	2.48	2.05	2.14	2.39	3.46	2.92	2.17	2.48
Gd	5.98	6.66	4.97	6.08	7.56	6.38	6.41	5.78	5.85	7.12	9.96	8.06	6.25	6.61
Tb	1.00	1.11	0.83	1.02	1.21	1.05	1.02	0.93	0.94	1.14	1.53	1.30	0.98	1.09
Dy	5.57	6.37	4.69	5.81	6.79	6.02	5.78	5.32	5.39	6.55	8.35	7.33	5.44	6.04
Ho	0.99	1.10	0.82	1.03	1.17	1.06	0.99	0.91	0.92	1.13	1.41	1.29	0.92	1.07
Er	2.47	2.81	2.06	2.62	2.99	2.74	2.58	2.34	2.33	2.89	3.69	3.34	2.30	2.77
Tm	0.34	0.39	0.29	0.36	0.40	0.37	0.35	0.31	0.32	0.40	0.50	0.46	0.30	0.38
Yb	1.92	2.23	1.59	2.03	2.34	2.14	2.07	1.88	1.85	2.39	2.86	2.67	1.75	2.16
Lu	0.29	0.33	0.24	0.31	0.33	0.30	0.30	0.27	0.26	0.34	0.41	0.37	0.25	0.33
ΣREE	135.7	139.5	101.6	143.5	168.3	131.1	159.6	115.4	121.0	156.8	282.6	168.7	134.0	143.6
LREE/HREE	6.31	5.64	5.56	6.45	6.39	5.54	7.19	5.50	5.77	6.14	8.83	5.80	6.36	6.03
$(La/Yb)_N$	8.66	7.89	7.71	8.97	9.45	6.78	10.41	7.04	7.93	8.47	13.17	7.22	9.15	7.80
Sc	25.02	29.59	31.75	28.08	25.59	20.00	22.22	26.44	31.48	32.84	18.58	36.37	27.20	29.53
Y	25.52	29.49	23.88	26.65	29.67	25.86	24.47	22.71	23.01	29.78	35.08	31.52	22.67	27.99
Rb	4.20	32.00	4.10	13.00	2.70	39.00	21.00	24.00	11.00	2.70	24.00	3.00	3.60	37.48
Ba	93.20	517.1	203.7	236.6	64.87	431.8	365.4	414.4	105.9	57.97	86.42	61.23	233.5	480.0
Th	2.37	2.15	1.65	2.67	3.02	2.22	3.21	1.82	2.01	2.96	5.59	2.83	2.17	2.43
U	0.48	0.48	0.38	0.61	0.40	0.23	0.88	0.41	0.41	0.67	1.05	0.65	0.50	0.57
Ta	1.70	1.53	1.19	1.65	2.09	1.54	2.10	1.35	1.42	1.80	3.12	1.90	1.57	1.74
Nb	28.93	26.46	20.03	28.66	32.32	23.23	33.09	20.77	21.81	28.74	49.28	28.55	24.12	27.08

续表 2
Continued Table 2

样品号	JL-01	JL-02	JL-03	JL-04	JL-05	JL-06	JL-07	JL-08	JL-09	JL-10	JL-11	JL-12	JL-13	JL-14
Sr	740.9	458.4	472.2	371.4	421.2	250.1	569.8	727.8	313.3	232.9	512.8	361.9	320.6	485.9
Nd	28.54	30.97	21.95	28.89	45.09	36.07	41.85	31.46	33.50	42.11	46.38	46.81	37.34	30.29
Zr	146.8	147.0	110.3	150.5	225.0	132.5	224.5	119.0	117.1	215.9	397.1	260.1	127.9	178.0
Hf	4.98	4.97	3.87	5.02	5.86	5.06	5.81	4.49	4.50	5.74	9.57	6.82	4.91	5.62
Cu	74	221	131	140	44	81	158	58	62	89	408	143	148	39.1
Sn	1.75	1.86	1.39	1.75	2.12	1.70	2.08	1.79	1.62	1.99	2.89	2.25	1.71	1.97
W	0.28	0.20	0.16	0.43	0.31	0.22	0.38	0.56	0.33	0.43	0.52	0.27	0.21	0.27
Mo	0.80	0.62	0.51	1.12	0.37	0.24	0.60	0.55	0.42	0.84	0.86	0.54	0.56	0.76
V	366	370	419	395	330	239	330	417	429	409	134	396	384	449
Pb	9.3	4.3	3.1	6.4	3.5	2.9	5.2	8.0	3.2	4.8	5.6	3.6	3.2	3.0
Zn	110	119	96	114	151	134	119	134	142	148	126	144	134	137
Ni	119	137	322	69.1	101	195	185	98.1	116	98.2	33.4	256	364	85.2
Co	52.3	55.5	64.8	50.1	51.5	56.3	43.9	55.0	61.0	50.6	30.6	57.1	65.7	52.1
As	2.2	3.7	1.3	1.8	4.3	2.1	3.6	2.2	2.4	5.6	3.2	2.9	1.6	20.1
Sb	0.08	0.10	0.03	0.08	0.14	0.09	0.10	0.11	0.04	0.15	0.08	0.06	0.04	0.73
Cr	150	143	591	84	160	284	293	104	140	150	20	605	678	70.4
样品号	JL-15	JL-16	JL-17	JL-18	JL-19	GD-1	GD-2	GD-3	GD-4	GD-5	GD-6	GD-7	GD-8	GD-9
La	34.27	34.54	46.70	15.52	13.32	38.90	38.62	39.67	38.02	36.21	36.00	38.46	41.16	37.50
Ce	75.88	78.51	97.46	27.53	26.02	76.55	77.04	75.27	81.86	62.87	63.70	66.78	62.40	77.63
Pr	10.00	10.29	13.35	4.69	4.83	11.20	11.30	11.34	10.86	10.15	10.49	10.76	11.32	10.24
Nd	41.61	41.89	55.12	26.30	27.54	40.05	41.61	39.79	48.68	52.46	55.10	56.53	61.10	34.97
Sm	9.02	9.20	11.61	4.96	5.47	9.31	9.56	9.40	9.10	8.21	8.66	9.25	9.40	8.27
Eu	2.87	2.97	3.72	1.62	1.74	3.43	3.49	3.49	3.33	2.82	3.08	3.30	3.24	2.87
Gd	8.05	7.81	10.26	4.83	5.44	8.36	8.69	8.29	8.30	7.41	7.68	7.92	8.80	7.66
Tb	1.30	1.23	1.60	0.78	0.87	1.25	1.31	1.23	1.26	1.13	1.17	1.20	1.29	1.16
Dy	7.27	6.74	8.76	4.36	4.99	6.97	7.37	6.92	6.91	6.40	6.57	6.83	7.31	6.59
Ho	1.26	1.17	1.53	0.77	0.88	1.22	1.30	1.21	1.24	1.12	1.16	1.21	1.31	1.18
Er	3.36	3.12	4.02	1.95	2.26	3.28	3.47	3.23	3.28	3.01	3.14	3.22	3.47	3.15
Tm	0.44	0.42	0.53	0.26	0.31	0.45	0.48	0.45	0.44	0.43	0.43	0.46	0.48	0.45
Yb	2.57	2.43	3.08	1.52	1.75	2.70	2.87	2.65	2.66	2.57	2.59	2.72	2.82	2.64
Lu	0.38	0.37	0.47	0.22	0.26	0.41	0.43	0.40	0.40	0.39	0.39	0.41	0.41	0.41
ΣREE	198.3	200.7	258.2	95.31	95.65	204.1	207.5	203.3	216.3	195.2	200.1	209.1	214.5	194.7
LREE/HREE	7.05	7.62	7.53	5.49	4.72	7.28	7.01	7.34	7.83	7.70	7.66	7.72	7.28	7.38
(La/Yb) _N	9.57	10.20	10.88	7.35	5.47	10.34	9.67	10.73	10.26	10.11	9.98	10.13	10.47	10.20
Sc	23.43	28.14	17.60	29.54	8.83	17.77	19.14	21.07	13.42	15.98	16.26	14.32	13.56	15.31
Y	31.92	29.65	40.69	20.45	23.42	31.03	33.03	30.76	31.32	27.11	27.83	28.72	35.58	27.03
Rb	2.28	43.17	19.65	2.60	2.30	20.00	4.20	3.60	11.00	13.00	10.00	28.00	13.00	4.20
Ba	56.89	792.3	497.3	21.50	48.00	763.1	157.8	949.6	574.1	496.9	509.2	1483	540.3	338.4
Th	3.62	3.37	5.04	1.58	1.45	3.57	3.70	3.84	3.16	3.18	3.37	3.36	3.07	3.33
U	0.63	0.72	1.11	0.36	0.37	0.85	0.92	0.88	0.88	0.74	0.87	0.88	0.83	0.85
Ta	2.63	2.58	3.33	1.12	1.11	2.01	2.09	2.04	2.03	2.03	2.04	2.23	2.15	2.09
Nb	0.15	38.96	50.20	17.08	16.30	30.38	32.03	31.40	31.45	31.39	31.20	34.46	33.06	31.68
Sr	688.5	486.9	518.9	413.7	57.19	518.3	1099	556.8	348.1	529.0	283.9	655.1	357.9	363.7
Nd	41.61	41.89	55.12	26.30	27.54	37.04	41.61	39.79	48.68	52.46	55.10	56.53	61.10	34.97
Zr	236.0	229.0	313.0	94.97	115.5	138.9	143.4	143.6	140.9	130.2	141.5	140.4	135.8	140.6
Hf	7.27	7.21	9.32	3.61	4.31	5.17	5.35	5.26	5.20	4.78	5.16	5.14	5.03	4.92
Cu	55.4	100.2	19.7	129	100	84	87	85	85	101	86	106	104	98
Sn	2.38	2.32	2.54	1.32	1.47	1.58	1.62	1.66	1.52	1.50	1.53	1.69	1.50	1.52
W	0.25	0.39	0.44	0.16	0.16	0.29	0.25	0.38	0.33	0.31	0.33	1.15	0.48	0.45
Mo	0.80	0.39	0.94	0.40	0.14	0.39	0.30	0.87	0.52	0.27	0.28	0.28	0.31	0.68
V	463	519	192	349	268	416	437	437	426	403	418	405	410	382
Pb	4.4	3.7	4.6	2.6	1.6	4.1	6.7	4.6	4.7	4.5	3.3	7.4	4.5	4.2
Zn	154	132	134	115	125	157	157	156	158	133	156	138	146	138
Ni	56.2	56.2	60.4	408	414	61.3	57.3	49.2	48.4	52.1	46.9	49.0	58.6	51.8
Co	53.2	47.9	32.4	76.6	58.8	48.2	49.3	48.9	42.2	46.3	44.0	47.0	44.6	46.5
As	2.7	14.1	5.9	2.2	1.4	1.6	2.2	1.5	1.3	1.2	1.6	1.4	1.3	1.3
Sb	0.15	0.43	0.22	0.05	0.10	0.06	0.07	0.06	0.08	0.05	0.05	0.06	0.07	0.07
Cr	36.1	44.0	59.5	857	937	45	27	23	22	35	21	30	34	33

注: JL-01 ~ JL-13、JL-18、JL-19 引自王涛等(2013); GD-1 ~ GD-9 中 La ~ Lu、Cu、Sr、Mo、V、Pb、Zn、Ni、Co、U、Ba、Cr、Ta 引自吕劲松等(2012)

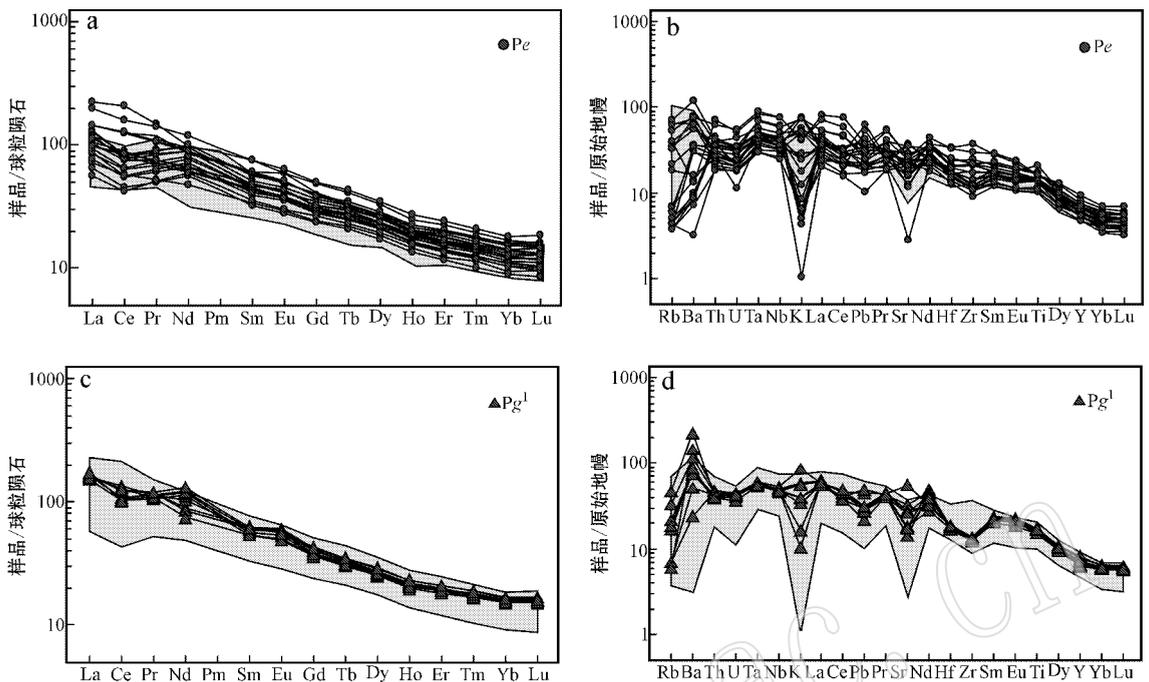


图 7 玄武岩稀土配分和微量元素蛛网图

Fig. 7 Chondrite-normalized REE patterns and trace elements spidergrams of basalts

a, b 灰色区域代表丽江地区玄武岩变化范围(据张招崇等, 2004); c, d 灰色区域代表本区九龙峨眉山玄武岩变化范围(球粒陨石据 Sun and McDonough, 1989; 原始地幔值据 McDonough and Sun, 1995)

gray shading in (a) and (b) indicates the range of variation among basalt lavas in Lijiang area, gray shading data after Zhang Zhao chong *et al.* (2004); gray shading in (c) and (d) indicates the range of variation among Jiulong-basalt lavas in the study area.

Chondrite normalized values after Sun and McDonough (1989), primitive-mantle normalized values after McDonough and Sun (1995)

Ni 和 Cr 随着 $Mg^\#$ 的降低而急剧减少, 说明发生了橄榄石和铬尖晶石结晶分异。高镁玄武岩(JL-18、JL-19) $Mg^\#$ 值分别为 0.66、0.70, 接近原始岩浆的 $Mg^\#$ 值, MgO 含量分别为 13.33%、16.13%, Ni 和 Cr 含量也最高, Ni 含量分别为 408×10^{-6} 、 414×10^{-6} , Cr 含量为 857×10^{-6} 、 937×10^{-6} , 若按 $Mg^\# = 0.65 \sim 0.73$, $Ni = 300 \times 10^{-6} \sim 400 \times 10^{-6}$ 为判断原始岩浆的标准(Hess, 1992) JL-18、JL-19 则接近于原始岩浆成分, JL-19 的 $MgO = 16.13\%$, 接近于徐义刚等(2001)提出代表原始岩浆组成的 EM55 中 MgO 的含量($MgO = 16.56\%$), 但远小于张招崇等(Zhang *et al.*, 2006)在丽江发现的苦橄岩 MgO 的含量($MgO = 22.4\%$)。但在样品 JL-19 中并未发现橄榄石斑晶, 因此, 九龙峨眉山玄武岩原始岩浆应该是比 JL-19 更富 Mg。而冈达概组下段玄武岩 Ni 和 Cr 含量很低, 基本不随 $Mg^\#$ 的降低而变化, 基本保持稳定, 从图 5 可以看出冈达概组下段玄武岩是处在九龙峨眉山玄武岩演化的末端。

在有斜长石存在的条件下, 如果有相当数量单斜辉石的分离结晶作用, 则 CaO/Al_2O_3 会随 $Mg^\#$ 值的增加而增加。九龙峨眉山玄武岩 CaO/Al_2O_3 值与 $Mg^\#$ 呈现出明显的正相关(图 5), 证明单斜辉石是主要的分离相, 这与单斜辉石是玄武岩最常见的斑晶相吻合。冈达概组下段玄武岩由于 $Mg^\#$ 较低, 未表现出相关趋势。

九龙峨眉山玄武岩中 Eu 无明显变化, 结合岩相观察, 岩石仅含少量的斜长石斑晶或聚斑, 说明只有少量的斜长石结晶, δEu 的正异常可能是堆晶斜长石的加入造成的。冈达概组下段玄武岩与九龙峨眉山玄武岩亦有类似的特征。

九龙峨眉山玄武岩 $Mg^\#$ 分别与 P_2O_5 、 TiO_2 、 FeO^* 存在明显的负相关, 表明成岩的过程中存在着磷灰石和磁铁矿的分离结晶。

综上, 九龙峨眉山玄武岩是经过结晶分异演化的产物, 冈达概组下段玄武岩是高度演化的岩浆, 相当于九龙峨眉山玄武岩岩浆演化的最后阶段。

4.2 同化混染

由于不同元素在不同的矿物中具有不同的相容性，随着结晶分异作用的进行，残余岩浆会逐渐亏损早期结晶相的相容元素，逐渐富集不相容元素。随着结晶作用的进行，岩浆中的元素丰度会随之变化。由于地幔和地壳成分上的巨大差异，根据总分配系数相同或很相近、对同化混染作用又敏感的元素比值间的协变关系，可以检验是否存在同化混染作用，并判断混染程度(姜常义等 2007)。

在 $Ce/Nb - Th/Nb$, $La/Yb - Th/Zr$, $TiO_2/Yb - La/Yb$ 图中(图 8)峨眉山玄武岩和冈达概组下段玄武岩均没有表现出明显的相关性，但在 $Th/Yb - Ta/Yb$ 图中表现为明显的正相关，表明有一定的同化混染作用。由于 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(宋谢炎等, 2001)，但峨眉山玄武岩 $Th/Ta = 1.30 \sim 1.64$ ，冈达概组下段玄武岩 $Th/Ta = 1.42 \sim 1.88$ 。

来自地幔柱的岩浆具有低的 La/Ta 比值，一般在 8~15，而受大陆岩石圈地幔混染后的 La/Ta 比值迅速增加，一般在 25 以上，峨眉山玄武岩 La/Ta 值大部分样品在 12~15，仅 4 个样品 $La/Ta = 15 \sim 17$ ，冈达概组下段玄武岩 $La/Ta = 17 \sim 20$ 。地幔柱岩浆 La/Sm 比值变化不大，然而如果混染了地壳物质，则 La/Sm 比值迅速增高到 5 以上(Lassiter and Depaolo, 1997)。峨眉山玄武岩 $La/Sm = 2.4 \sim 4.6$ ，冈达概组下段玄武岩 $La/Sm = 4.1 \sim 4.9$ 。

以上说明峨眉山玄武岩仅受到一定程度的源区混染，未有地壳混染；冈达概组下段玄武岩较高的 La/Ta 值可能是地幔源区的不同或部分熔融程度较低形成的。

4.3 岩浆源区与地幔柱

三江地区二叠纪火山活动最为强烈，可主要分为 3 种构造岩浆类型：洋脊/准洋脊型、弧火山岩型、大陆板内张裂型。峨眉山玄武岩位于扬子地块西缘，冈达概组下段玄武岩位于中咱微地块。一般认为分布于扬子地块西缘的二叠系玄武岩是受地幔柱构造作用在大陆板内拉张环境产生的，在 $Zr - Zr/Y$ 判别图(图 9)、 $Ti/100 - Zr - 3Y$ 判别图(图 10)中峨眉山玄

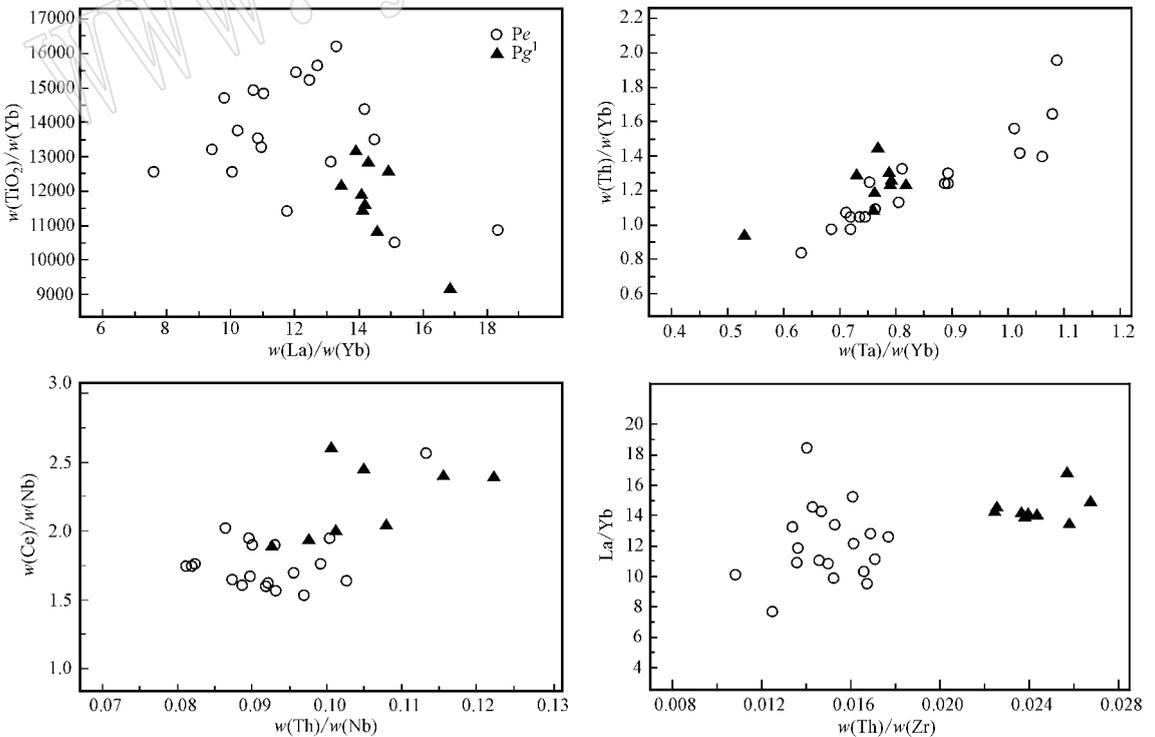


图 8 同化混染判别图

Fig. 8 Geochemical discriminant diagram of assimilation contamination

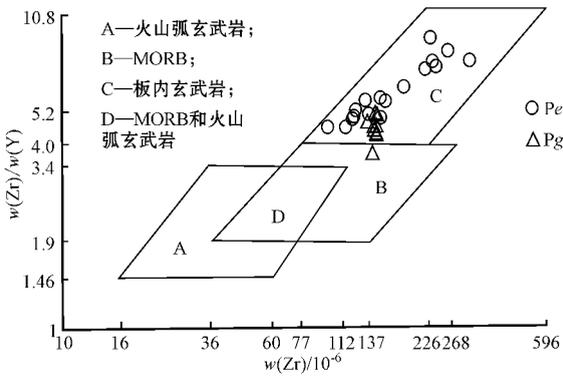


图 9 Zr/Y - Zr 判别图(据 Pearce and Norry, 1979)
Fig. 9 Zr/Y - Zr diagram for basalts in the study area
(after Pearce and Norry, 1979)

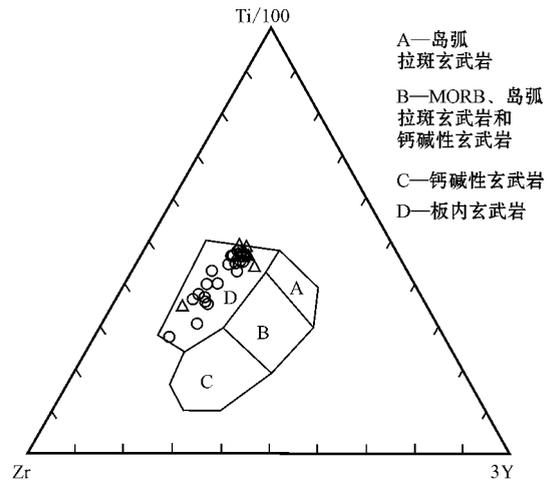


图 10 研究区火山岩 Ti/100 - Zr - 3Y 判别三角图解
(after Pearce and Cann, 1973)
Fig. 10 Ti/100 - Zr - 3Y diagram for basalts in the study area
(after Pearce and Cann, 1973)

玄武岩和冈达概组下段玄武岩几乎都投影在大陆板内玄武岩区域,板内玄武岩常常出现 Zr、Hf 负异常(朱士飞等, 2008a),由此可知峨眉山玄武岩和冈达概组下段玄武岩 Zr 的负异常可能是源区性质造成的。

由微量元素原始地幔标准化后的蛛网图可见,峨眉山玄武岩和冈达概组下段玄武岩均具有洋岛玄武岩的特征(图 7)。从与主要壳幔端员的对比(表 3)中可以看出,它们总体上与 OIB 类似,而显著不同于 MORB 和地壳端员。峨眉山玄武岩部分元素比值波动较大,表现出 EM1-OIB 与 EM2-OIB 的混合,这与前面讲到的受到一定程度的源区混染一致。冈达概组下段玄武岩元素比值比较稳定,与 EM1-OIB 具有很大的相似性。而洋岛玄武岩往往是地幔柱作用的产物。

起源于地幔柱的玄武岩 Nb、Ta 相对 Zr、Hf 富集,其标志是: Ta/Hf > 0.3, Nb/Zr > 0.15(张招崇等, 2004)。九龙峨眉山玄武岩绝大部分与此吻合,平均值分别为 0.32 和 0.163,冈达概组下段玄武岩具有较高的比值,平均值分别高达 0.41 和 0.22。在 Th/Hf - Ta/Hf 图解中(图 11)两组样品全部落入地幔柱玄武岩区,表明峨眉山玄武岩和冈达概组下段玄武岩均系地幔柱活动产物,岩浆起源于富集地幔。

由于母岩浆中 FeO* 的丰度与熔体形成时的压力呈正相关(Hirose and Kushiro, 1993),与受到地壳

表 3 研究区玄武岩和 OIB 端员及各主要化学储库不相容元素比值

Table 3 Incompatible trace element ratios in the study area, OIB end members and major chemical reservoirs

	Zr/Nb	La/Nb	Ba/Nb	Ba/Th	Rb/Nb	Th/Nb	Th/La	Ba/La
原始地幔	14.8	0.94	9	77	0.91	0.117	0.125	9.6
N-MORB	30	1.07	4.3	60	0.36	0.071	0.067	4
大陆地壳	16.2	2.2	54	124	4.7	0.44	0.204	25
GLOSS	14.54	3.2	86.8	112	6.4	0.77	0.24	26.9
HIMU OIB	3.2~5	0.66~0.77	4.9~5.9	63~77	0.35~0.38	0.078~0.101	0.107~0.133	6.8~8.7
EM1-OIB	5~13.1	0.78~1.32	9.1~23.4	80~204	0.69~1.41	0.094~0.130	0.089~0.147	11.2~19.1
EM2-OIB	4.4~7.8	0.79~1.19	6.4~11.3	57~105	0.58~0.87	0.105~0.168	0.108~0.183	7.3~13.5
九龙峨眉山玄武岩	(5.07~9.11)	(0.85~1.07)	(1.41~20.33)	(15.47~240.51)	(0.05~1.68)	(0.087~0.102)	(0.088~0.110)	(1.38~22.93)
冈达概组下段玄武岩	(4.07~4.57)	(1.11~2.10)	(4.92~43.03)	(42.60~440.82)	(0.11~0.81)	(0.093~0.122)	(0.056~0.096)	(9.02~38.56)

注:原始地幔、N-MORB、大陆地壳、HIMUOIB、EM1-OIB、EM2-OIB 元素比值来自 Weaver(1991), GLOSS(全球俯冲沉积物)元素比值据 Plank 和 Langmuir(1998)。

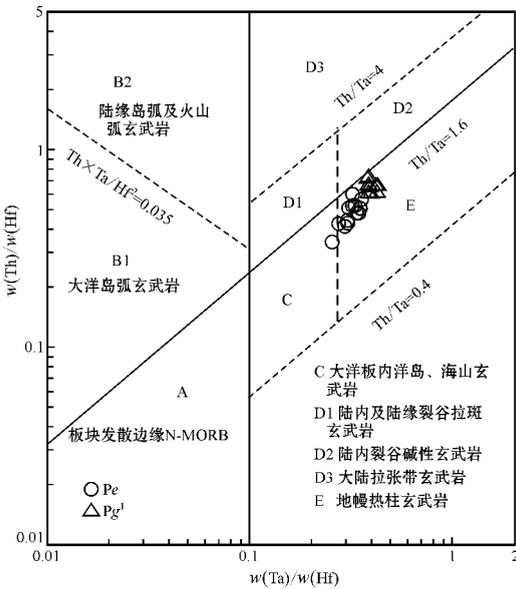


图 11 Th/Hf - Ta/Hf 相关图解 (汪云亮等 2001)
Fig. 11 Th/Hf versus Ta/Hf diagram (after Wang Yunliang *et al.*, 2001)

混染的程度呈负相关 (Peng *et al.*, 1994)。在部分熔融过程中,玄武岩中 SiO₂ 主要受到熔融深度(压力)的控制,且随着压力的增加而减少,MgO 与熔融温度成正相关关系 (Kirose and Kushiro, 1993; Baker and Stolper, 1994)。

冈达概组下段玄武岩比峨眉山玄武岩更富 FeO*、低 SiO₂、低 MgO (表 1),显然,两者的岩浆起源深度是不同的,前者岩浆源区深度较大,部分熔融程度较低;后者高铁高硅高镁,岩浆源区深度较浅,部分熔融程度高。峨眉山玄武岩中 JL-19 的 MgO 含量最高 (16.13%),在绝热熔融温压曲线图解上 (图 12) 投影点为 $t = 1520^{\circ}\text{C}$, $p = 3.3 \text{ GPa}$ 形成深度大于 110 km,远高于正常软流圈的潜能温度。显然峨眉山玄武岩起始熔融的原始岩浆有比这更高的温度和压力,进一步证明了其地幔柱成因。

稀土元素常被用来研究地幔源区的矿物组成特征和熔融程度。轻稀土相对于中稀土在尖晶石和石榴石都是不相容的,但中稀土相对重稀土的富集程度则取决于有无石榴石残留相的存在,因为重稀土倾向于富集于石榴石中 (Mckenzie and O'Nions, 1991),从 $(\text{Tb}/\text{Yb})_N - (\text{La}/\text{Sm})_N$ 判别图上可看出,两组玄武岩均是在石榴石稳定域内生成的 (图略)。

分离结晶作用对稀土元素 La/Sm 以及 Sm/Yb 值的影响却不大,因此通过这个比值可以了解源区性质以及部分熔融的程度。在图 13 中,峨眉山玄武

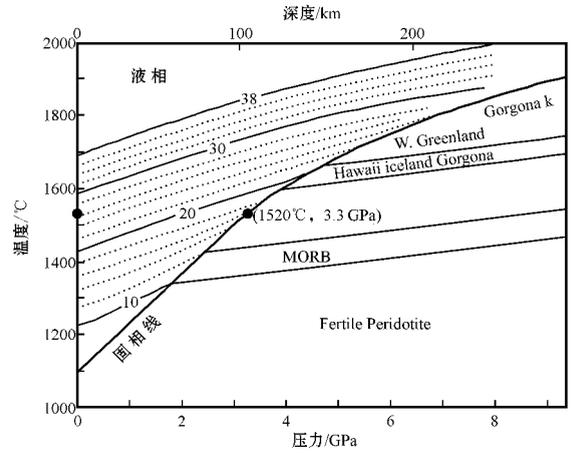


图 12 无水地幔橄榄岩熔融温压图解
(据 Herzberg and O'Hara, 2002)

Fig. 12 Adiabatic temperature-pressure paths for primary magmas produced by melting of fertile peridotite (after Herzberg and O'Hara, 2002)

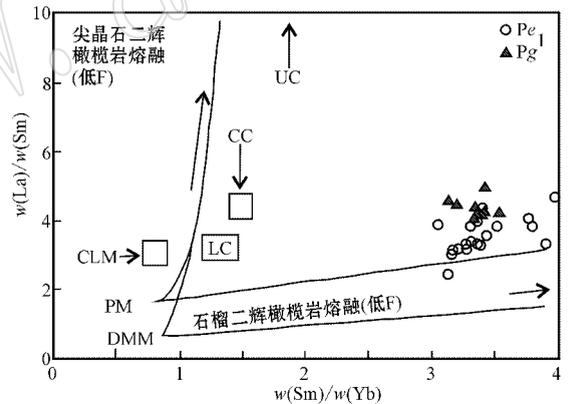


图 13 La/Sm - Sm/Yb 图解 (据张招崇等, 2004)

Fig. 13 Diagram of La/Sm versus Sm/Yb (after Zhang Zhaochong *et al.*, 2004)

PM—原始地幔; DMM—亏损性地幔; CLM—大陆岩石圈地幔; LC—下地壳; CC—整个地壳; UC—上地壳
PM—primary mantle; DMM—depleted mantle; CLM—continental lithospheric mantle; LC—lower crust; CC—bulk crust; UC—upper crust

岩基本落在石榴二辉橄榄岩原始地幔熔融曲线附近,远离大陆岩石圈地幔、地壳以及尖晶石二辉橄榄岩区,说明其源区为石榴石二辉橄榄岩;冈达概组下段玄武岩投影点落在曲线上部,稍远离石榴二辉橄榄岩原始地幔熔融曲线,La/Sm 值稍高于峨眉山玄武岩平均值,但 Sm/Yb 值基本一致,这可能是源区熔融程度较小造成的。冈达概组下段玄武岩微量元素和稀土元素总体变化小,说明其地幔源组分比较

单一,其源区也应该是石榴二辉橄榄岩。

Yb/Sm 和 Tb/Yb 对熔融程度有很好的指示意义(图 14) 根据图解可以看出峨眉山玄武岩熔融程度为 4%~7%, 冈达概组下段玄武岩熔融程度较低, 为 2%~5%, 这与主量元素和稀土含量判断相符, 可能是地幔柱边部熔融的产物。

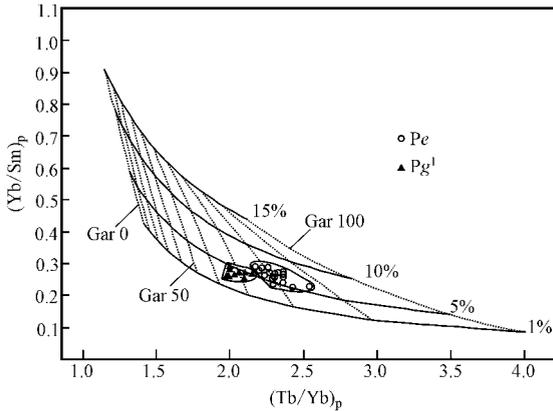


图 14 $(Tb/Yb)_p - (Yb/Sm)_p$ 图解(据 Zhang *et al.*, 2006)

Fig. 14 Plots of $(Tb/Yb)_p$ versus $(Yb/Sm)_p$ for basalts (after Zhang *et al.*, 2006)

4.4 中咱微陆块与扬子地台的关系

根据区域火山岩的配置关系, 大多研究者(莫宣学等, 1993; 侯增谦等, 1996a, 1996b; 潘桂棠等, 1997)倾向于认为金沙江缝合带向西俯冲, 甘孜-理塘洋的形成是俯冲盘从扬子陆块西缘拉离裂解的产物, 断离部分形成了现在夹持于两缝合带之间的中咱微陆块(曲晓明等, 2002)。甘孜-理塘洋盆内玄武岩显示 E-MORB 和 T-MORB 地化特征, 研究区的洛吉组(Pl_j)玄武岩部分样品具有明显的轻稀土富集和富含大离子元素、高场强元素, 具有明显的 T-MORB 向 E-MORB 过渡的特点(数据未发表), 揭示其源岩亦可能与地幔柱发生了物质交换。曲晓明等(2002)认为晚三叠世早期潘拥枕状玄武岩形成于中咱微陆块局限性洋盆, 形成于比 N-MORB 稍为富集的地幔源区, 可能是中咱微陆块内部地幔柱活动与局部伸展减压联合作用的结果。

峨眉山地幔柱头部直径达 800 km(卢记仁, 1996), 可以看出地幔柱的影响范围是很大的, 因此, 可以认为从晚二叠世到三叠纪产生于中咱微陆块、甘孜-理塘结合带、扬子地台西缘的玄武岩源区物质均受峨眉山地幔柱影响, 具有一定的亲源性。峨眉山地幔柱的活动为板块的裂解提供了动力。

5 结论

峨眉山玄武岩与冈达概组下段玄武岩均具有富碱、高钽、轻稀土强烈富集的特征, 富集大离子亲石元素和高场强元素, 岩浆来源于富集地幔, 但部分具有 Sr、Zr 负异常。两组岩石之间的微量元素比值(Ba/Nb 、 Ba/Th 、 Zr/Nb 、 Th/La 、 Th/Nb 等)出现明显分异, 峨眉山玄武岩部分元素比值波动较大, 表现出 EM1-OIB 与 EM2-OIB 的混合特征, 受到了一定程度的源区混染。冈达概组下段玄武岩元素比值较稳定, 与 EM1-OIB 具有很大的相似性。

两组玄武岩均起源于石榴石稳定区。峨眉山玄武岩起源深度大于 3.3 GPa, 是石榴石二辉橄榄岩部分熔融的产物, 熔融程度 4%~7%; 冈达概组下段玄武岩熔融深度大于峨眉山玄武岩, 熔融程度较低, 为 2%~5%。

峨眉山玄武岩与冈达概组下段玄武岩都在地幔柱作用下产生, 后者可能是地幔柱边部熔融的产物。中咱微陆块、甘孜-理塘结合带、扬子地台西缘的玄武岩源区物质均受峨眉山地幔柱影响, 具有一定的亲源性, 峨眉山地幔柱的活动为板块的裂解提供了动力。

致谢 感谢钱凌宇同学和李春辉同学对剖面测量和采样过程中给予的帮助及对本文写作提出的建设性意见。

References

- Baker M B and Stolper E M. 1994. Determining the composition of high pressure mantle melts using diamond aggregates[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58: 2 812~2 815.
- Condie K C. 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales [J]. *Chem. Geol.*, 104: 1~37.
- Herzberg C and O'Hara M J. 2002. Plume-associated ultramafic magmas of Phanerozoic age[J]. *Journal of Petrology*, 43: 1 857~1 883.
- Hess P C. 1992. Phase equilibria constraints on the origin of ocean floor basalts[A]. Morgan J P, Blackman D K & Sinton J K. *Mantle flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges*[C]. *Geophysical Monograph*, American Geophysical Union, 71: 67~102.
- Hirose K and Kushiro I. 1993. Partial melting of dry peridotites at high

- pressure : determination of compositions of melts segregated from peridotite using aggregates of diamond [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.* , 114 : 477~489.
- Hou Zengqian , Lu Jiren , Li Hongyang , *et al.* 1996a. Tectonic evolution of the tethys in Southwestern China : Is Controlled by Plume Tectonics [J]. *Acta Geoscientia Sinica* , (4) : 439~453 (in Chinese with English abstract).
- Hou Zengqian , Mo Xuanxue , Tan Jin , *et al.* 1993. The eruption sequences of basalts in the Yidun island-arc , Sanjiang region and evolution of rift to island-arc [J]. *Acta Geoscientia Sinica* , (1) : 49~67 (in Chinese with English abstract).
- Hou Zengqian , Mo Xuanxue , Zhu Qinwen , *et al.* 1996b. Mantle Plume in the Sanjiang Paleo-Tethyan lithosphere evidence from Mid-Ocean Ridge Basalts [J]. *Acta Geoscientia Sinica* , (4) : 362~375 (in Chinese with English abstract).
- Jiang Changyi , Qian Zhuangzhi , Jiang Hanbing , *et al.* 2007. Petrogenesis and source characteristics of low-Ti basalts and picrites at Binchuan-Yongsheng-Lijiang region , Yunnan , China [J]. *Acta Petrologica Sinica* , 23 (04) : 777~792 (in Chinese with English abstract).
- Kirose K and Kushiro I. 1993. Partial melting of dry peridotites at high pressure : determination of compositions of melts segregates from peridotite using aggregates of diamond [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.* , 114 : 477~489.
- Lassiter J C and Depaolo D J. 1997. plume/lithosphere interaction in the generation of continental and oceanic flood basalts : Chemical and isotope constraints [A]. Mahoney J. *Large Igneous Provinces : Continental , Oceanic , and Planetary Flood Volcanism* [C]. *Geophysical Monography 100* , American Geophysical Union , 335~355.
- Le Bas M J , Le Maitre R W , Srekeisen A , *et al.* 1986. A Chemical classification of volcanic rocks based on total alkali-silica diagram [J]. *Journal of Petrology* , 27 : 745~750.
- Li Wenchang , Yin Guanghou , Lu Yingxiang , *et al.* 2010. Delineation of Hongshan-Shude opiolite melange in Geza volcanic-magmatic arc and its significance , southwest Jinsha-Lancang-Nu rivers [J]. *Acta Petrologica Sinica* , 26 (6) : 1 661~1 671 (in Chinese with English abstract).
- Lin Jianying. 1985. Spatial distribution of permian basalt and its geological features in the three provinces in Southwest China [J]. *Chinese Science Bulletin* , (12) : 929~932 (in Chinese with English abstract).
- Lu Jiren. 1996. Dynamical characteristics of the Emei Mantle Plume [J]. *Acta Geoscientia Sinica* , 17 (4) (in Chinese with English abstract).
- Lü Jingsong , Xiao Yuanfu , Deng Jianghong , *et al.* 2012. Petrochemical characteristics and tectonic setting of the lower Gangdagi Group in Xiaozhongdian Area , Shangri-la [J]. *Geology and Exploration* , 48 (6) : 1 214~1 220 (in Chinese with English abstract).
- McDonough W F and Sun S S. 1995. The composition of the earth [J]. *Chemical Geology* , 120 : 223~253.
- McKenzie D and O 'Nions K. 1991. Partial melt distributions inversion of rare earth element concentrations [J]. *Petrol* , 32 : 1 021~1 091.
- Mo Xuanxue , Lu Fengxiang , Shen Shangyue , *et al.* 1993. Volcanic Activities and Ore-forming in Sanjiang Tethys Region [M]. Beijing : Geological Publishing House : 7~64 (in Chinese with English abstract).
- Mo Xuanxue , Deng Jinfu , Dong Fangliu , *et al.* 2001. Volcanic Petro-tectonic assemblages in Sanjiang Orogenic Belt , SW China and implication for tectonics [J]. *Geological Journal of China Universities* , 7 (02) : 121~137 (in Chinese with English abstract).
- Pan Guitang , Cheng Zhiliang , Li Xinzhen , *et al.* 1997. The formation and revelation of Eas-Tethys [J]. Beijing : Geological Press , 26~65 (in Chinese with English abstract).
- Pearce J A and Norry M J. 1979. Petrogenetic implications of Ti , Zr , Y and Nb variations in volcanic rocks [J]. *Contrib. Mineral. Petrol.* , 69 : 33~47.
- Pearce J A and Cann J R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rock determined using trace element analysis [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.* , 19 : 290~300.
- Peng Z X , Mahoney J J , Hooper P , *et al.* 1994. A role for lower continental crust in flood basalt genesis ? Isotopic and incompatible element study of the lower six formations of the Western Decan Traps [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta* , 58 : 267~288.
- Plank T and Langmuir C H. 1998. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle [J]. *Chem. Geol.* , 145 : 325~394.
- Qu Xiaoming and Hou Zengqian. 2002. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of the Panyong pillow basalt : implication for the evolution relationship between the Jinshajiang and Garze-Litang Suture Zones [J]. *Geological Review* , 48 (S1) : 115~121 (in Chinese with English abstract).
- Ren Jiangbo , Xu Jifeng , Chen Jianlin , *et al.* 2011. Geochemistry and petrogenesis of Pulang porphyries in Sanjiang region [J]. *Acta Petrologica et Mineralogica* , 30 (4) : 31~42 (in Chinese with English abstract).
- Song Xieyan , Hou Zengqian , Cao Zhimin , *et al.* 2001. Geochemical Characteristics and Period of the Emei Igneous Province [J]. *Acta Geologica Sinica* , 75 (04) : 498~506 (in Chinese with English abstract).
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts : Implications for mantle composition and processes [A]. Saunders A D and Norry M J. *Magmatism in Ocean Basins* [M]. London : Geological Society Special Publications , 42 : 313~345.
- Wang Tao , Deng Jianghong , Xiao Yuanfu , *et al.* 2013. Petrogenesis of

- Permian Emeishan basalts in Jiulong, Shangri-la[J]. Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry(in press, in Chinese with English abstract).
- Wang Yunliang, Zhang Chengjiang and Xiu Shuzhi. 2001. Th/Hf-Ta/Hf identification of tectonic srting of basalts[J]. Acta Petrologica Sinica, 17(3): 413~421(in Chinese with English abstract).
- Weaver B L. 1991. The origin of ocean island basalt end-member composition: Trace element and isotopic constraints[J]. Earth Planet. Sci. Lett., 104: 381~397.
- Wooden J L, Czamanske G K, Fedorenko T A, et al. 1993. Isotopic and trace element constrains on mantle and crust contribution to Siberian continental flood basalts, Noril'sk area, Siberian[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 57: 3 677~3 704.
- Xiao Long, Xu Yigang and He Bin. 2003a. Emei Mantle Plume-subcontinental lithosphere interaction: Sr-Nd and O isotopic evidences from low-Ti and high-Ti basalts[J]. Geological Journal of China Universities, 9(02): 207~217(in Chinese with English abstract).
- Xiao Long, Xu Yigang, Mei Houjun, et al. 2003b. Geochemistry of Emeishan flood basalts at Binchuan area, SW China: rock types and temporal evolution[J]. Chinese Journal of Geology, 38(04): 478~494(in Chinese with English abstract).
- Xu Yigang and Chuang Sunlin. 2001. The Emeishan Large Igneous Province: evidence for mantle plume activity and melting conditions [J]. Geochimica, 30(1): 1~9(in Chinese with English abstract).
- Yang Yueqing, Hou Zengqian, Huang Dianhao, et al. 2002. Collision orogenic process and magmatic metallogenic system in Zhongdian Arc[J]. Acta Geoscientia Sinica, 23(01): 17~24(in Chinese with English abstract).
- Zeng Pusheng, Wang Haiping, Mo Xuanxue, et al. 2004. Tectonic setting and prospects of porphyry copper deposits in Zhongdian Island Arc Belt[J]. Acta Geoscientia Sinica, 25(5): 535~540(in Chinese with English abstract).
- Zhang Zhaochong and Wang Fusheng. 2003. Sr, Nd and Pb Isotopic Characteristics of Emeishan Basalt Province and Discussion on Their Source Region[J]. Earth Science-Journal of China University of Geosciences, 28(04): 431~439.
- Zhang Zhaochong, Wang Fusheng, Fan Weiming, et al. 2001. A discussion on some problems concerning the study of the Emeishan basalt[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 20(03): 239~246(in Chinese with English abstract).
- Zhang Zhaochong, Wang Fusheng and Hao Yan. 2005. Picrites from the Emeishan large igneous Province: Evidence for the mantle plume activity[J]. Bulletin of Mineralogy Petrology and Geochemistry, 24(01): 17~22(in Chinese with English abstract).
- Zhang Zhaochong, Wang Fusheng, Hao Yanli, et al. 2004. Geochemistry of the Picrites and Associated Basalts from the Emeishan Large Igneous Basalt Province and Constraints on Their Source Region[J]. Acta Geologica Sinica, 78(02): 171~180(in Chinese with English abstract).
- Zhang Z C, Mahoney J J, Mao J W, et al. 2006. Geo-chemistry of picritic and associated basalts flows of the western Emeishan flood basalts province, China[J]. Journal of Petrology, 47: 1 997~2 019.
- Zhu Shifei, Qin Yong, Qian Zhuangzhi, et al. 2008a. The geochemical characteristics and tectonic setting of the Permian basalts in the Binchuan-Lijiang area in Yunnan Province[J]. Journal of Mineralogy and Petrology, 28(1): 64~71(in Chinese with English abstract).
- Zhu Shifei, Qin Yong, Qian Zhuangzhi, et al. 2008b. Geochemical characteristics and origin of Permian Basalts in Binchuan-Lijiang area, Yunnan Province[J]. Journal of Earth Sciences and Environment, 30(2): 130~138(in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 侯增谦, 卢记仁, 李红阳, 等. 1996a. 中国西南特提斯构造演化—幔柱构造控制[J]. 地球学报, (4): 439~453.
- 侯增谦, 莫宣学, 谭 劲, 等. 1993. “三江”义敦岛弧带玄武岩喷发序列与裂谷—岛弧转化[J]. 地球学报, (1): 49~67.
- 侯增谦, 莫宣学, 朱勤文, 等. 1996b. “三江”古特提斯地幔热柱——洋中脊玄武岩证据[J]. 地球学报—中国地质科学院院报, (4): 362~375.
- 姜芳义, 钱壮志, 姜寒冰, 等. 2007. 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, 23(04): 777~792.
- 李文昌, 尹光候, 卢映祥, 等. 2010. 西南“三江”格咱火山—岩浆弧中红山—属都蛇绿混杂岩带的厘定及其意义[J]. 岩石学报, 26(6): 1 661~1 671.
- 林建英. 1985. 中国西南三省二叠纪玄武岩系的时空分布及其地质特征[J]. 科学通报, (12): 929~932.
- 卢记仁. 1996. 峨眉幔柱的动力学特征[J]. 地球学报, 17(4).
- 吕劲松, 肖渊甫, 邓江红, 等. 2012. 香格里拉小中甸冈底斯组下段岩石化学特征及构造背景分析[J]. 地质与勘探, 48(6): 1 214~1 220.
- 莫宣学, 路凤香, 沈上越, 等. 1993. 三江特提斯火山作用与成矿[M]. 北京: 地质出版社, 7~64.
- 莫宣学, 邓晋福, 董方浏, 等. 2001. 西南三江造山带火山岩—构造组合及其意义[J]. 高校地质学报, 7(02): 121~137.
- 潘桂棠, 陈智梁, 李兴振, 等. 1997. 东特提斯地质构造形成演化[M]. 北京: 地质出版社, 26~65.
- 曲晓明, 侯增谦. 2002. 从潘拥枕状玄武岩的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄论金沙江缝合带和甘孜—理塘缝合带的演化关系[J]. 地质论评, 48(S1): 115~121.

- 任江波,许继峰,陈建林,等. 2011. “三江”地区中甸弧普朗成矿斑岩地球化学特征及其成因[J]. 岩石矿物学杂志, 30(4): 31~42.
- 宋谢炎,侯增谦,曹志敏,等. 2001. 峨眉大火成岩省的岩石地球化学特征及时限[J]. 地质学报, 75(04): 498~506.
- 王涛,邓江红,肖渊甫,等. 2013. 香格里拉九龙二叠系峨眉山玄武岩的岩石成因研究[J]. 矿物岩石地球化学通报(待刊).
- 汪云亮,张成江,修淑芝. 2001. 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, 17(3): 413~421.
- 肖龙,徐义刚,何斌. 2003a. 峨眉地幔柱-岩石圈的相互作用: 来自低钛和高钛玄武岩的 Sr-Nd 和 O 同位素证据[J]. 高校地质学报, 9(02): 207~217.
- 肖龙,徐义刚,梅厚钧,等. 2003b. 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, 38(04): 478~494.
- 徐义刚,钟孙霖. 2001. 峨眉山大火成岩省: 地幔柱活动的证据及其熔融条件[J]. 地球化学, 30(1): 1~9.
- 杨岳清,侯增谦,黄典豪,等. 2002. 中甸弧碰撞造山作用和岩浆成矿系统[J]. 地球学报, 23(01): 17~24.
- 曾普胜,王海平,莫宣学,等. 2004. 中甸岛弧带构造格架及斑岩铜矿前景[J]. 地球学报, 25(5): 535~540.
- 张招崇,王福生,范蔚茗,等. 2001. 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, 20(03): 239~246.
- 张招崇,王福生. 2003. 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-中国地质大学学报, 28(04): 431~439.
- 张招崇,王福生,郝艳丽. 2005. 峨眉山大火成岩省中的苦橄岩: 地幔柱活动证据[J]. 矿物岩石地球化学通报, 24(01): 17~22.
- 张招崇,王福生,郝艳丽,等. 2004. 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, 78(02): 171~180.
- 朱士飞,秦勇,钱壮志,等. 2008a. 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, 28(1): 64~71.
- 朱士飞,秦勇,钱壮志,等. 2008b. 宾川-丽江地区二叠纪玄武岩地球化学特征及其成因[J]. 地球科学与环境学报, 30(2): 130~138.

