

桂西巴马地区极高 Ti/Y 值基性岩地球化学特征 ——来自峨眉山幔柱高 Ti 母岩浆?

黄文龙¹, 刘希军¹, 时毓¹, 许继峰^{1,2}, 廖帅¹, 郭琳¹,
吴伟男¹, 李政林¹, 梁琼丹¹

HUANG Wenlong¹, LIU Xijun¹, SHI Yu¹, XU Jifeng^{1,2}, LIAO Shuai¹, GUO Lin¹,
WU Weinan¹, LI Zhenglin¹, LIANG Qiongdan¹

1. 广西隐伏金属矿产勘查重点实验室/桂林理工大学地球科学学院, 广西 桂林 541004;
2. 同位素地球化学国家重点实验室/中国科学院广州地球化学研究所, 广东 广州 510640

1. *Guangxi Key Laboratory of Hidden Metallic Ore Deposits Exploration/Guilin University of Technology, Guilin 541004, Guangxi, China;*
2. *State Key Laboratory of Isotope Geochemistry/Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China*

摘要:桂西地区位于扬子地块西南缘,越北地块以北。桂西巴马等地出露层状—似层状基性岩(辉绿岩和玄武岩),该地区的基性岩成因对于理解该区构造—岩浆作用具有十分重要的意义。对桂西巴马基性岩进行了岩石学和地球化学研究,对其岩石成因和岩浆源区特征进行了讨论。研究表明,桂西巴马基性岩属于碱性玄武质岩,相对富集轻稀土元素和 Nb、Ti 等微量元素,与峨眉山大火成岩省高 Ti 玄武岩相似,说明其与峨眉山幔柱具有相关性。然而,对比峨眉山高 Ti 玄武岩,巴马基性岩表现出更高的 Ti/Y 值。不相容元素比值特征表明,桂西巴马基性岩岩浆演化呈现更高的 Nb/Y 值等演化趋势。结合 Dy/Dy* 与 Dy/Yb、Ti/Y 的协变关系,对桂西基性岩与峨眉山玄武岩岩浆源区中稀土元素的分异特征进行判别,揭示出桂西巴马基性岩和峨眉山高 Ti 玄武岩具有同源性。然而,巴马基性岩地幔熔融程度更低,可能是峨眉山大火成岩省外带的地幔柱岩浆作用延伸的结果,代表了峨眉山幔柱高 Ti 玄武岩母岩浆的特征。

关键词:桂西巴马;高 Ti/Y 值基性岩;峨眉山幔柱;地球化学

中图分类号:P588.12⁺4 **文献标志码:**A **文章编号:**1671-2552(2015)02/03-0474-13

Huang W L, Liu X J, Shi Y, Xu J F, Liao S, Guo L, Wu W N, Li Z L, Liang Q D. Geochemistry of extreme high Ti/Y mafic rocks from western Guangxi: Implications for the primitive magma of high Ti basalt of Emeishan mantle plume? *Geological Bulletin of China*, 2015, 34(2/3):474-486

Abstract: Bama area in western Guangxi is located on the southwestern margin of the South China Block and the northern side of North Vietnam Block. Late Permian mafic rocks are well cropped out around Bama County. Deciphering the petrogenesis of Bama mafic rocks is crucial to the understanding of the tectonic-magmatic evolution of western Guangxi. This paper presents geochemical data (major and trace elements data) of Bama mafic rocks and discusses the petrogenesis and mantle sources of Bama mafic rocks. Studies indicate that the Bama mafic rocks mainly belong to alkaline basalt. These rocks are relatively enriched in LREE and Nb, Ti,

收稿日期:2014-12-04;修订日期:2014-12-31

资助项目:国家自然科学基金项目(批准号:41463002,41302041)、广西自然科学基金项目(编号:2014GXNSFBA118218,2012GXNSFCA053007)、广西八桂学者项目(2013)、广西隐伏金属矿产勘查重点实验室系统性研究课题(编号:13-A-01-01)和桂林理工大学博士启动基金

作者简介:黄文龙(1988-),男,在读硕士生,从事岩石地球化学研究。E-mail: 176400714@qq.com

通讯作者:刘希军(1980-),男,博士,副教授,从事岩石地球化学研究。E-mail: xijunliu@gmail.com

and have similar trace element characteristics to the high Ti basalts from the Emeishan mantle plume, suggesting that they shared a common mantle source. However, the Bama mafic rocks show relatively higher Ti/Y ratios than the Emeishan high Ti basalts. The incompatible trace elements ratios covariance diagram that can trace the mantle source reveals that the Bama mafic rocks have an extremely high Nb/Y evolution trend. According to Dy/Dy* versus Dy/Yb and Ti/Y covariance diagrams, the authors hold that the Bama high Ti/Y mafic rocks experienced a lower degree mantle partial melting than the Emeishan high Ti basalts, although they likely shared the same mantle plume source. Thus, the Bama mafic rocks are magmatic products in the outer zone of the Emeishan Large Igneous Province and probably represent the primitive magmas of Emeishan high Ti basalts.

Key words: western Guangxi; extremely high Ti/Y mafic rocks; Emeishan mantle plume; geochemistry

峨眉山大火成岩省 (Emeishan Large Igneous Province, ELIP) 的分布范围、岩石类型、原始岩浆等关键科学问题一直是地幔柱研究的热点^[1-2]。传统意义上的峨眉山玄武岩主要分布于扬子克拉通西缘, 云南、四川、贵州三省境内。前人^[1,3-5]根据峨眉山玄武岩的岩石组合、岩石地球化学、岩浆活动时限、源区等方面的特征将 ELIP 划分为内带、中带和外带。近年来, 众多研究表明, 位于扬子地块西南缘, 介于华南、印支和思茅地块三者交界的桂西地区分布的基性岩与峨眉山地幔柱有关, 这些基性岩呈层状或似层状小岩体产出, 地球化学和同位素年代学研究揭示, 桂西地区基性侵入岩与峨眉山玄武岩有高度的时空重叠性^[6-12]。同时, 在大地构造位置上, 桂西地区位于特提斯洋构造域的东端与太平洋构造域交会的部位, 是全球 2 个地幔对流环 (太平洋^[13]与非洲^[14]地幔对流环) 汇聚中心^[15-16], 区内基性岩浆活动频繁、成矿条件有利, 发育与基性岩岩体有关的金矿床 (点), 如世加、龙川、八渡、菜家湾、者隘等 10 处。该类矿床产于基性岩岩体内及岩体与地层的内外接触带中^[17], 因此, 研究桂西地区基性岩对于理解峨眉山 ELIP 时空分布范围、岩石类型及金矿成矿背景具有十分重要的意义。

前人对桂西地区基性岩进行了大量研究。早期广西壮族自治区地质矿产局和云南地质矿产局认为^[17-18], 这些侵入于晚中生代地层的层状基性岩 (包括辉长岩、辉绿岩及橄榄辉绿岩) 是海西运动的产物, 与晚古生代岩浆作用有关。近年来, 许多学者从地层学、岩相古地理学、古生物学、岩石学、地球化学、构造地质学、古地磁学等方面做进一步研究, 对该区的大地构造背景及基性岩成因提出如下几种观点。①桂西基性岩的形成与特提斯洋演化有关, 是特提斯东延的产物, 如该区基性岩是赋存于深水硅质岩、碳酸盐岩、凝灰岩等沉积岩中的顺层玄武岩质熔岩, 形成于大洋板内环境, 是特提

斯东延的产物^[19-20]; 桂西地区在晚古生代存在古特提斯分支, 是古特提斯多岛洋系统的一部分^[6,10,19,21-26]; 桂西地区在晚古生代属于大陆边缘裂谷, 处于洋盆或弧后、弧间洋盆等大地构造环境^[27]; ②热点或地幔柱促使古特提斯演化, 故基性岩的地球化学特征类似于洋岛玄武岩 (OIB)^[28-30], 推测其成因可能与地幔柱岩浆活动有关; ③桂西基性岩与峨眉山地幔柱有关, 因为桂西地区在地理位置上正好位于峨眉山大火成岩省的东南端 (图 1-a), 在桂西邻区 (越南北部 Song Da 地区) 发现了与峨眉山玄武岩同时代且地球化学性质相似的苦橄岩、玄武岩和基性—超基性岩^[5,31-32]; 而在滇东富宁地区, 桂西巴马、隆林—西林、阳圩、玉凤等地区报道的基性岩年龄 (257~259Ma) 与峨眉山玄武岩一致^[8-9,11-12]。关于桂西地区基性岩地球化学方面的研究, Fan 等^[9]对玉凤、阳圩、民安等地分布的玄武岩研究发现, 该区基性岩和峨眉山高 Ti 玄武岩具有相似的地球化学特征, 可能是含石榴子石地幔源区低度部分熔融的产物。结合地球化学特征及玄武岩的时空关系, 认为桂西玄武岩为峨眉山大火成岩省的外带组成部分^[7,9]。

如上所述, 目前对桂西地区基性岩的成因及大陆动力学背景仍然存在争议, 主要集中在基性岩是与峨眉山地幔柱有关, 还是与特提斯有关。Lai 等^[11]通过对比分布于广西和贵州的玄武岩地球化学特征, 发现它们之间存在区别, 前者是地幔柱岩浆上升导致大陆岩石圈地幔高度部分熔融形成的产物, 受地壳混染程度低; 后者则代表地幔柱岩浆上升引起的大陆岩石圈熔融, 受地壳混染程度高。这一研究涉及一个问题, 桂西地区基性岩如果与峨眉山大火成岩省玄武岩在地球化学特征方面存在差别, 是什么原因造成的? 针对此问题, 为了更好地理解该区基性岩的成因和大地构造背景, 本文对桂西巴马基性岩进行了详细的岩石学和地球化学研究, 通过与峨眉山玄武岩地球化学特征的对比, 初步讨论了桂

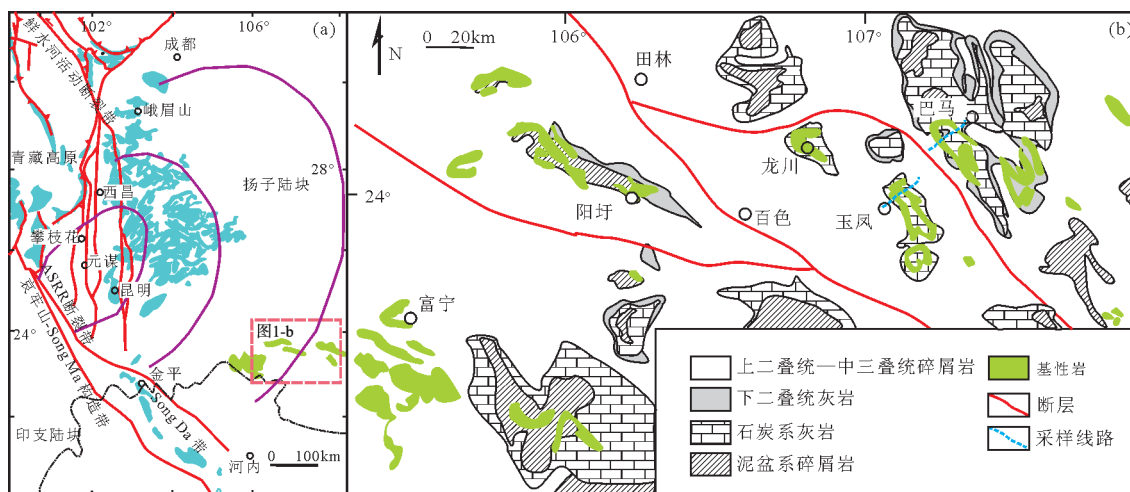


图1 峨眉山大火成岩省内中外带简略分布图(a)^[1,30-31]和巴马基性岩分布图(b,底图据参考文献[4])

Fig. 1 Schematic map showing the inner, intermediate and outer zones of the Emeishan LIP(a) and geological map of western Guangxi showing the location of the Permian basalts described in this paper(b)

西巴马基性岩的成因及其与峨眉山大火成岩省的关系。

1 地质背景

巴马地区位于广西百色田林海盆,是南盘江盆地的一部分,南盘江盆地位于古特提斯洋和古太平洋的交汇处,涉及扬子地块、华夏地块、云开地块、越北地块等构造单元^[6]。桂西北田林、西林一带为大面积下一中三叠统深水浊积岩覆盖,田林县城西约40km的八渡地区,出露一个上古生界构成的轴向近东西的背斜。背斜轴部为下泥盆统郁江组粉砂质和泥质沉积,富含腕足类和珊瑚化石,上部夹有三层基性岩(主要为玄武岩和辉绿岩)。在第三层玄武岩之上,转为深水相的下一中泥盆统平恩组,往上直到中三叠统,为连续深海沉积。其中,石炭系和二叠系中下部以玄武岩为主,夹少量泥岩和硅质岩^[33]。以此为代表的一个长期稳定的深海盆地,吴浩若^[6]称之为田林海盆。

从桂西地区基性岩的时空分布看,晚泥盆世玄武岩分布于广西百色、田林、龙州、靖西和那坡地区;早石炭世玄武岩分布在靖西、崇左、那坡和百色一带;早二叠世玄武岩分布于广西隆林、百色、那坡、宁明和田东^[17,20,34-36]。因此,该区基性岩浆的分布规律为:从晚泥盆世到晚二叠世,基性岩浆活动规

模和强度逐渐增加,基性岩分布中心从广西南宁—百色之间逐渐向北西方向迁移^[30]。值得注意的是,晚二叠世峨眉山大火成岩省的喷发规模和范围也有明显增加^[37]。

桂西巴马分布的基性岩主要是辉绿岩与玄武岩,同时巴马金矿产于基性岩内外接触带上。近年来,部分学者对桂西巴马一带分布的基性岩进行了同位年代学研究,范蔚茗等^[38]对阳圩、玉凤和民安玄武岩给出了 $253.6\pm 0.4\text{Ma}$ 、 $255\pm 0.4\text{Ma}$ 和 $256\pm 0.8\text{Ma}$ 的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 坪年龄,玄武岩的锆石U-Pb年龄为 $253.7\pm 6.1\text{Ma}$;Fan等^[9]给出阳圩和民安玄武岩的锆石U-Pb年龄为 $259.6\pm 5.9\text{Ma}$ 和 $259.1\pm 4.0\text{Ma}$;张晓静等^[12]对巴马和玉凤辉绿岩的锆石U-Pb定年结果分别为 $255.3\pm 3.9\text{Ma}$ 和 $257.6\pm 2.9\text{Ma}$ 。因此,桂西基性岩形成时代介于253~259Ma之间。考虑到桂西地区恰好位于峨眉山玄武岩省的东南端,且桂西巴马一带的基性岩形成时代与峨眉山玄武岩具有高度的时空重合性,桂西地区可能为峨眉山大火成岩省的外带^[39-40]。

2 岩相学特征

桂西地区巴马一带零星分布的基性小岩体多呈北西向展布于北西向断裂两侧,在地质图上呈环状分布,产出地层从上寒武统到三叠系均有,一般沿断层或顺层出露于含放射虫硅质岩或碳酸盐岩

中,与围岩界线较清晰。因为这些基性小岩体的产出形态和岩性表现出很多的共性,广西地质矿产局^[17]认为,其同属于一套华力西期的层状、似层状侵入围岩的辉绿—辉长辉绿岩体(脉),区域地质资料未报道有明显的堆晶现象。王忠诚等^[19]和吴浩若等^[41]认为,桂西广泛分布的辉绿岩与晚古生代深水沉积建造的玄武岩共生,都属于大洋板内玄武岩,而不是以往认为的大陆裂谷型玄武岩。笔者所在课题组对巴马县城附近的基性岩进行了详细的野外调查,并在那腾、玉凤等地进行了系统采样(图1-b)。这套基性岩主要由球状玄武岩和层状、似层状的辉绿岩组成。球状玄武岩为中厚层状,单个球体大小不一,5~50cm不等,球体表面发育硅质包壳,抗风化能力较强,内部较新鲜,大部分为隐晶质(图版I-a,c)。层状、似层状的辉绿岩节理较发育,由于植被茂盛,雨水充沛潮湿,故普遍存在不同程度风化,岩石呈块状构造(图版I-b,d)。

利用光学显微镜对巴马基性岩进行镜下观察,主要岩石类型有辉绿岩(图版I-e)、辉长辉绿岩(图版I-f,g)、玄武岩(图版I-h)等,以辉绿岩、辉长辉绿岩为主体,呈灰黑色或黑绿色,致密块状构造,以辉绿结构(图版I-e)和辉绿辉长结构为主,主要由单斜辉石和基性斜长石组成,基本不含橄榄石。单斜辉石呈他形粒状或短柱状,含量少于斜长石,具嵌晶含长结构(图版I-f)。基性斜长石一般呈针状或长柱状。少部分结晶较好的岩体可见到辉长结构,辉石颗粒更大,自形程度更高。

3 分析方法

本次选取了8件具代表性的新鲜岩石样品,经人工碎成小粒(粒径约5mm)后,用Milli-Q水在超声波仪中清洗,再用1.0mol/L的盐酸浸泡2h,最后再次用Milli-Q水清洗并烘干后,无污染粉碎至200目以上的粉末用于化学分析。

主量元素分析在桂林理工大学广西隐伏金属矿产勘查重点实验室进行,采用碱熔法制成玻璃饼,用日本株式会社理学ZSX Primus II X射线荧光光谱(XRF)测定。主量元素分析首先测定烧失量,准确称取1~1.5g样品于酒精清洗干净的干燥陶瓷坩埚中,分别记录坩埚重、样品重和坩埚+样品重量。将盛有样品的坩埚置于马弗炉中800℃灼烧90min。在坩埚未完全冷却前将其放入干燥器中冷

却至常温2h,称坩埚+样品重。在假设坩埚质量不变的前提下计算烧失量(LOI),然后利用经焙烧后的待测样品,用万分位天秤准确称取0.5g左右样品和8倍样重(约4g)的 $\text{Li}_2\text{B}_2\text{O}_7$,混匀后在铂坩埚中以1200℃加热熔为玻璃,然后上机测定。样品的含量由36种涵盖硅酸盐样品范围的参考标准物质双变量拟合的工作曲线确定,参考标准物质选择为国家一级岩石成分分析标准物质GBW07103-07107五个、GBW07110-07114五个、GBW07120-GBW07125五个,土壤成分分析标准物质GBW07405一个,美标GSP-2、AGV-2、BHVO-2、BCR-2、W-2A五个。主量元素数据的分析精度优于2%~5%。

微量元素在南京大学生内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室完成,采用酸溶法在高分辨率电感耦合等离子体质谱仪(Finnigan Element II HR-ICP-MS)上测定,详细步骤见参考文献[42],分析精度一般优于5%。

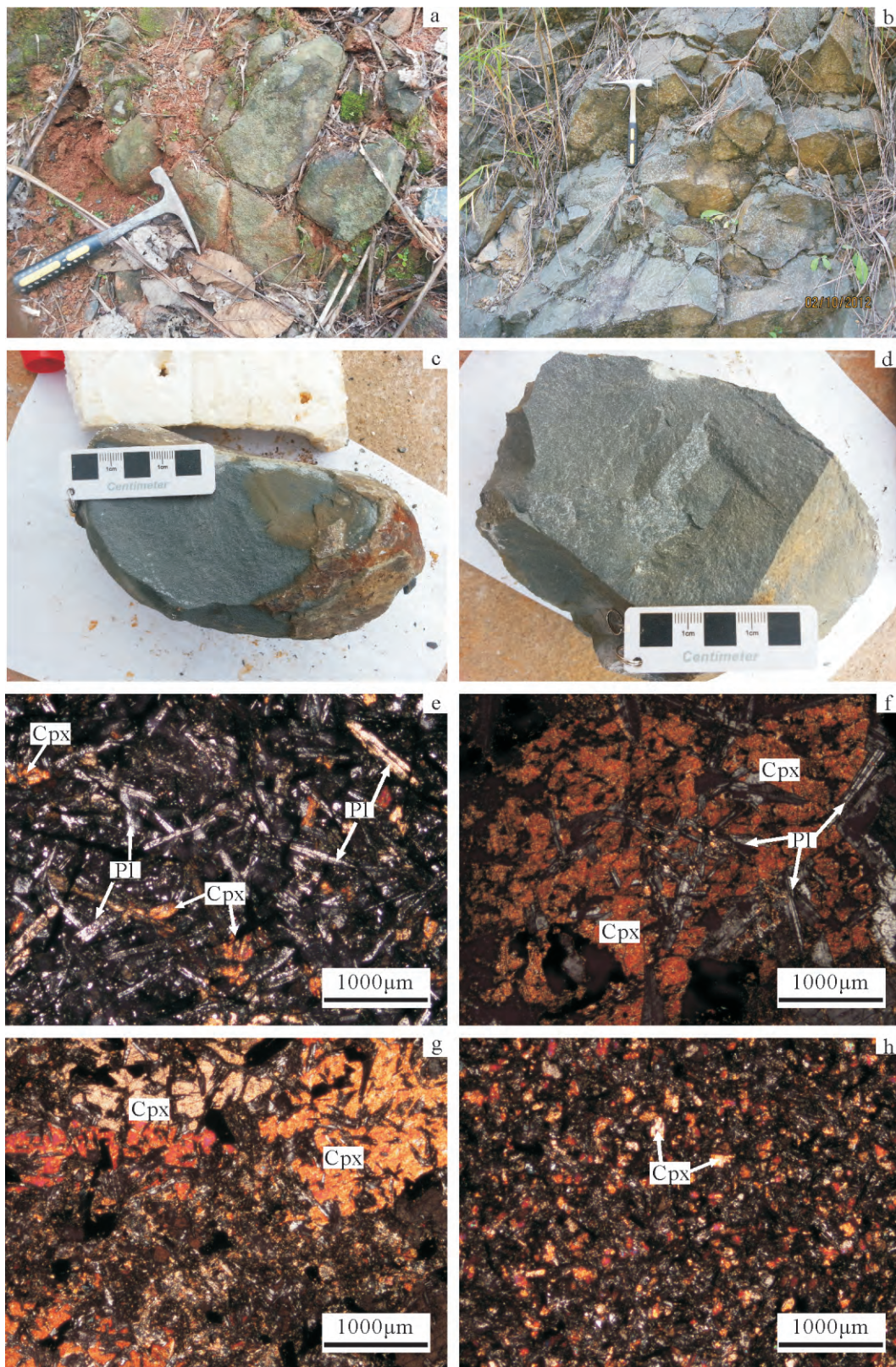
4 地球化学特征

4.1 主量元素

本文选取桂西巴马8个新鲜的玄武岩和辉绿岩样品进行主量、微量元素测试分析,数据见表1。桂西巴马基性岩具有较为一致的全岩成分,总体上, SiO_2 低(46.76%~49.86%,平均含量为47.63%),较接近洋中脊玄武岩的 SiO_2 平均值(47.6%~50.45%)^[43]; TiO_2 高(2.77%~3.37%,平均含量3.06%),高于大洋中脊玄武岩(MORB)的 TiO_2 含量(1.43%~1.62%)^[43],与典型的OIB含量相近(2.63%~3.29%)^[44], MgO 高(5.34%~6.87%,平均含量为6.11%),接近于MORB的 MgO 平均值(7.58%)^[43], $\text{Mg}^\#$ 指数为42.48~46.96; TFe_2O_3 低(14.35%~15.21%,平均含量为14.73%)。

另外,对比峨眉山玄武岩,根据Xu等^[1]的峨眉山玄武岩高Ti($\text{TiO}_2 > 2.8\%$, $\text{Ti}/\text{Y} > 500$)和低Ti($\text{TiO}_2 < 2.8\%$, $\text{Ti}/\text{Y} < 500$)系列分类,桂西巴马基性岩 $\text{TiO}_2 \geq 2.8\%$, Ti/Y 值为987~1250,属于峨眉山高Ti玄武岩系列,相比峨眉山高Ti玄武岩具有更高的 Ti/Y 值。在 $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (TAS)^[45]岩石分类图解(图2-a)和抗蚀变元素 $\text{Nb}/\text{Y}-\text{Zr}/\text{TiO}_2$ ^[46]岩石分类图解(图2-b)上,桂西巴马样品属于碱性玄武岩。在 $\text{Mg}^\#$ 与其他主量、微量元素的协变关系图中(图3)呈现出很好的相关性,随着 $\text{Mg}^\#$ 指数的减少, SiO_2 、 TFe_2O_3 、 TiO_2 、质量分数增加,而 Al_2O_3 、Cr、Ni

图版 I Plate I



a.球状玄武岩;b.似层状辉绿岩;c.球状玄武岩手标本;d.辉绿岩手标本;e.辉绿岩镜下照片 8×10(+);f.g.辉长辉绿岩镜下照片 8×10(+);h.玄武岩镜下照片 8×10(+)

表 1 桂西巴马基性岩的主量、微量和稀土元素数据

Table 1 Major, trace, and rare earth element compositions of Bama mafic rocks

样品编号	BM-12-02	BM-12-03	BM-12-05	BM-12-07	BM-12-09	BM-12-10	BM-12-12	BM-12-15
岩性	辉绿岩	辉绿岩	辉绿岩	辉绿岩	辉长辉绿岩	辉长辉绿岩	辉长辉绿岩	辉长辉绿岩
SiO ₂	46.34	46.71	46.68	45.59	46.45	47.27	46.12	46.63
TiO ₂	3.09	3.12	2.97	2.83	2.77	3.35	3.18	3.14
Al ₂ O ₃	14.16	14.32	14.41	14.59	15.22	14.27	14.3	14.49
TFe ₂ O ₃	14.9	14.82	14.4	14.72	14.25	14.59	14.77	15.08
MnO	0.23	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21	0.22	0.22
MgO	5.63	5.82	5.89	6.3	6.37	5.47	5.51	5.84
CaO	9.35	9.08	9.64	9.12	9.08	9.36	8.86	9.55
Na ₂ O	2.47	3.11	2.78	2.81	2.56	3.18	2.75	2.29
K ₂ O	1.31	0.76	1.14	1.18	1.07	1.43	1.23	1.49
P ₂ O ₅	0.08	0.18	0.11	0.15	0.19	0.1	0.18	0.17
LOI	1.99	2.34	1.98	2.45	2.64	1.61	2.04	1.86
Total	99.55	100.47	100.21	99.95	100.81	100.84	99.16	100.76
Mg [#]	42	43	44	45	46	42	42	43
Li	17.89	23.1	17.03	17.49	20.89	20.85	23.21	11.56
Be	1.01	0.99	0.91	0.8	0.97	0.94	0.89	0.86
Sc	28.55	28.06	27.11	24.32	24.45	30.86	27.82	28.8
V	383	372	358	305	342	433	375	376
Cr	86.18	85.66	89.39	107	80.73	95.84	90.41	90.88
Co	45	45.3	43	43.5	48.17	42.15	43.27	43.93
Ni	74.83	75.36	78.9	113	96.11	96.81	67.88	70.72
Cu	87.0	65.5	74.6	95.0	96.8	83.4	100.0	94.4
Ga	21.18	20.59	20.01	18.92	19.91	20.29	20.47	20.6
Rb	21	11	21	23	22	33	17	18
Sr	504	508	534	501	498	556	503	534
Y	15.32	17.13	15.16	14.43	15.47	15.86	17.98	18.44
Zr	154	148	145	128	134	152	149	151
Nb	25.67	25.15	23.29	21.1	22.02	25.36	26.07	24.96
Cs	3.98	2.42	8.77	8.25	11	15.7	14.37	1.66
Ba	833	500	583	586	548	626	757	881
La	13.7	17.5	15.9	16.0	17.5	15.1	21.7	20.0
Ce	27.6	33.6	33.2	31.9	31.4	32.9	41.2	41.1
Pr	3.64	4.75	4.1	4	4.52	4.07	5.43	5.19
Nd	16.6	21.3	18.2	17.7	19.4	18.6	23.4	22.9
Sm	3.69	4.51	3.86	3.7	3.94	4	4.84	4.8
Eu	2.62	2.47	2.46	2.34	2.24	2.6	2.65	2.66
Gd	3.07	3.7	3.18	2.98	3.37	3.18	3.99	4
Tb	0.54	0.64	0.54	0.51	0.55	0.56	0.66	0.67
Dy	3.37	3.81	3.37	3.15	3.23	3.53	3.94	4.05
Ho	0.65	0.73	0.64	0.6	0.61	0.68	0.75	0.77
Er	1.56	1.75	1.5	1.42	1.5	1.58	1.78	1.8
Tm	0.32	0.35	0.31	0.29	0.29	0.33	0.35	0.36
Yb	1.86	1.96	1.72	1.62	1.64	1.79	1.93	1.98
Lu	0.28	0.29	0.26	0.24	0.24	0.27	0.29	0.3
Hf	4.21	4.12	3.97	3.51	3.53	4.15	4.15	4.2
Ta	1.53	1.53	1.45	1.26	1.28	1.56	1.56	1.49
Pb	3.8	1.3	2.6	2.6	2.3	2.4	3.7	1.2
Th	2.54	2.58	2.54	2.43	2.34	2.61	2.83	2.7
U	0.7	0.71	0.71	0.66	0.66	0.73	0.75	0.74
Ti/Y	1249.9	1095	1153.6	1043.1	1077	1252.4	1047.5	987.4

注:主量元素含量单位为%,微量和稀土元素含量单位为10⁻⁶

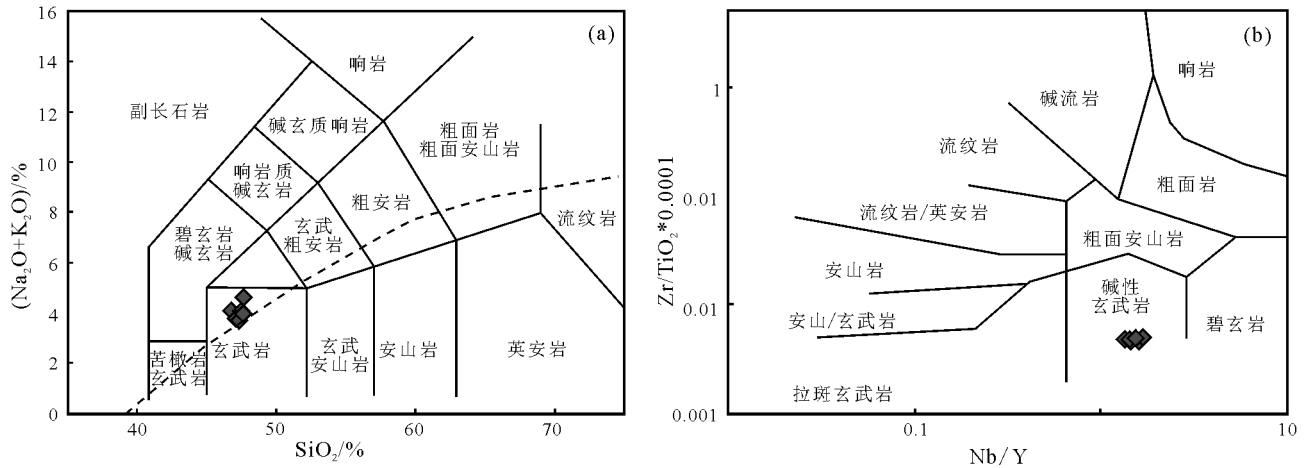


图2 巴马基性岩 SiO_2 - $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (a, 据参考文献[43]) 和 Nb/Y - $\text{Zr}/\text{TiO}_2*0.0001$ (b, 据参考文献[45])图解

Fig. 2 SiO_2 - $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (a) and Nb/Y - $\text{Zr}/\text{TiO}_2*0.0001$ (b) diagrams of Bama mafic rocks

减少,其演化趋势与峨眉山玄武岩^[1]相似。

总之,桂西巴马基性岩主要为碱性玄武岩,具有低 SiO_2 、高 MgO 和 TiO_2 的特征,具有现代板内岩浆作用形成的 OIB 特征^[47],类似于峨眉山高 Ti 玄武岩,具有极高的 Ti/Y 值等地球化学特征。

4.2 微量元素

巴马基性岩的微量元素变化范围小,其特征比较一致。在稀土元素(REE)球粒陨石标准化分布图(图 4-a)上,表现为富集轻稀土元素(LREE),而亏损重稀土元素(HREE),具明显的 Eu 正异常 ($\delta \text{Eu}=1.85\sim 1.97$),可能与斜长石堆晶作用有关。在不相容元素原始地幔标准化图(图 4-b)上表现为较高的 Ba、Sr 异常,可能为受到地壳混染所致,且富集大离子亲石元素(如 Rb、Th、U)和高场强元素(如 Nb、Ta、Zr、Hf、Ti),总体表现出介于 OIB 和 E-MORB 之间的特征。

5 讨论

5.1 岩石成因和岩浆源区特征

岩浆作用过程中,具有相同相容性的元素在岩浆部分熔融和结晶分异过程中,比值保持不变,这些微量元素比值具有类似同位素的示踪作用,可以有效辨别其岩浆源区的特征^[48]。本文应用 Nb/Yb - TiO_2/Yb ^[49-51] 和 Zr/Y - Nb/Y ^[51] 元素比值相关图对桂西巴马基性岩与峨眉山玄武岩的岩浆源区特征进行详细的对比(图 5)。

Nb/Yb 和 TiO_2/Yb 能够很好地示踪地幔源区的特征,因为这些元素比值不受地幔部分熔融或者结晶分异作用影响。在 Nb/Yb - TiO_2/Yb 相关图(图 5-a)上,巴马地区基性岩样品落入 OIB 地幔源区,对比峨眉山玄武岩,后者表现出由 E-MORB 向 OIB 地幔端元演化的趋势。结合前人发表的桂西基性岩数据^[9,11-12]发现,桂西基性岩岩浆演化趋势与峨眉山玄武岩部分重叠,揭示了桂西基性岩可能具有和峨眉山玄武岩相似的地幔源区特征和岩浆演化趋势。

Zr/Y - Nb/Y 相关图(图 5-b)最初用来解释冰岛玄武岩成因^[51],该相关图可以很好地限定与地幔柱有关的岩浆源区,因为 Zr 和 Nb 为强不相容元素,在地幔部分熔融过程中具有相似的性质,Y 相对于 Zr 和 Nb 为中等不相容元素,因此在同一橄榄岩源区发生不同程度部分熔融形成的熔体具有平行于冰岛玄武岩的演化趋势^[51],而不同的地幔源区成分变化或者地幔熔融程度不同,将表现为不同的 Nb/Zr 值演化趋势。在 Zr/Y - Nb/Y 相关图(图 5-b)上,巴马基性岩、桂西其他地区的基性岩和峨眉山玄武岩演化趋势呈现如下特点。

(1)均投入冰岛玄武岩演化序列,说明它们均来自地幔柱源区。

(2)峨眉山高 Ti 玄武岩与前人发表的桂西地区基性岩具有相同的 Nb/Zr 值演化趋势,说明桂西地区高 Ti 基性岩与峨眉山高 Ti 玄武岩可能是同一源区发生不同程度部分熔融的产物,属于峨眉山大火

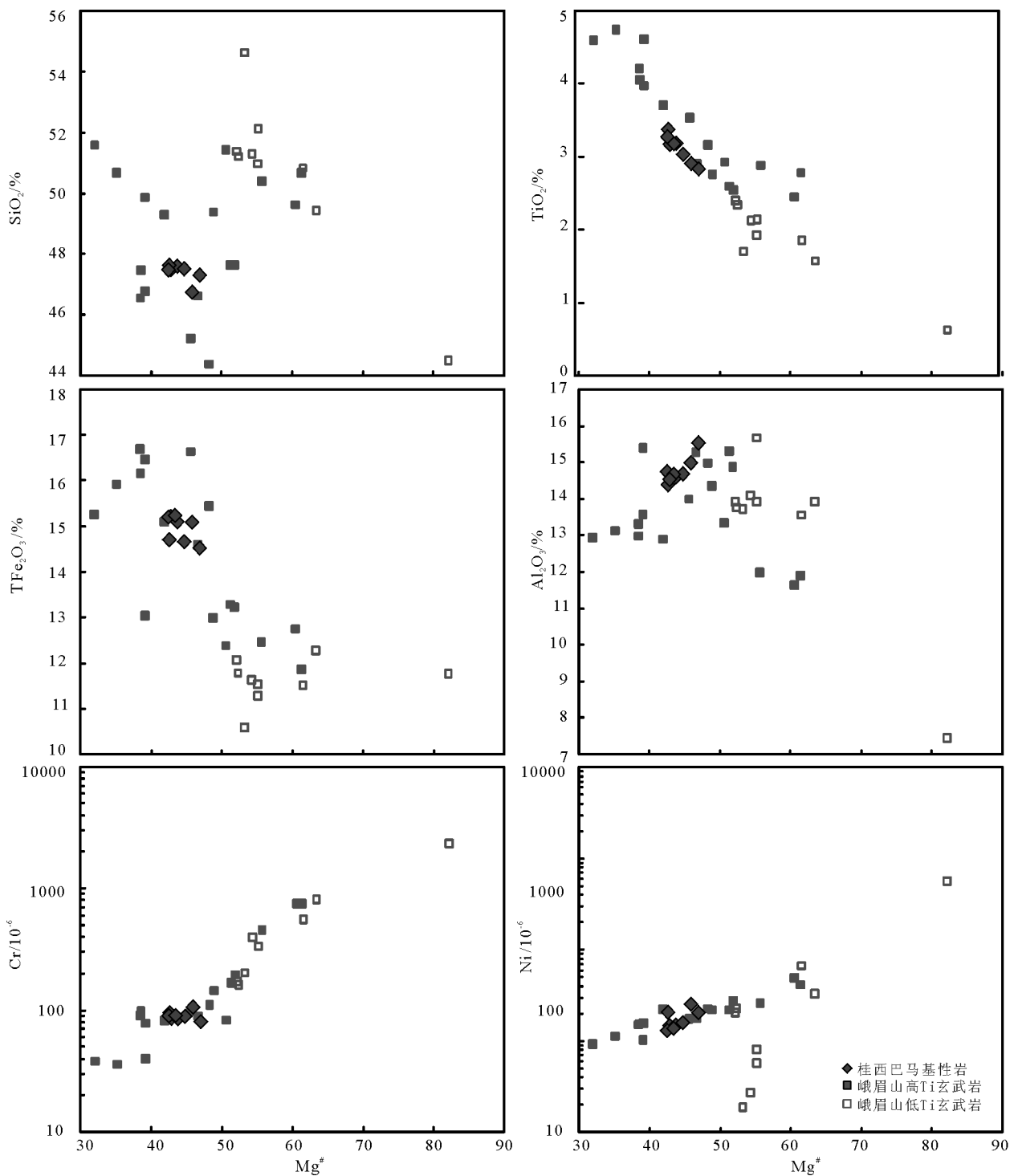


图3 巴马基性岩Mg[#]指数与其他元素协变相关图(峨眉山玄武岩数据据参考文献[1])

Fig. 3 Variations of Mg[#] versus other elements for the Bama mafic rocks

成岩省的一部分^[9, 11]。

(3)峨眉山高Ti玄武岩与低Ti玄武岩具有完全不同的Nb/Zr演化趋势,说明峨眉山低Ti玄武岩是

位于地幔柱头在尖晶石稳定区高度部分熔融的产物,而高Ti玄武岩则位于地幔柱边缘在石榴子石稳定区低度部分熔融的产物^[1-2, 52-53]。

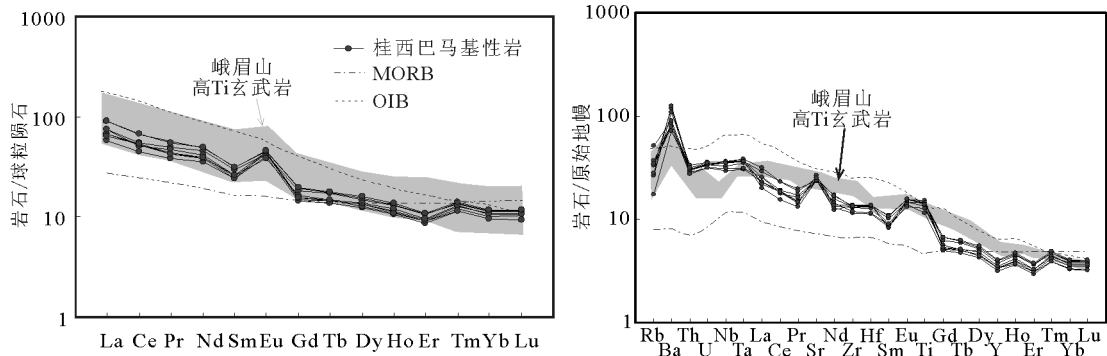


图4 巴马基性岩REE球类陨石标准化和不相容元素原始地幔标准化图
(球粒陨石、原始地幔、E-MORB和OIB值据参考文献[47];
峨眉山高Ti玄武岩数据据参考文献[1-2])

Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns of Bama mafic rocks and primitive mantle-normalized trace element patterns of Bama mafic rocks

(4)与峨眉山高Ti玄武岩和前人发表的桂西基性岩数据对比,巴马基性岩也具有高Ti特征但是呈现出不同于峨眉山高Ti玄武岩的Nb/Zr演化趋势,前者Nb/Y>1.3,而后者Nb/Y<1.3,这一特点与巴马基性岩极高的Ti/Y值一致,揭示了巴马基性岩可能源于与峨眉山玄武岩相似的源区,但部分熔融程度更低。

综合这些特征可知,巴马基性岩具有与峨眉山高Ti玄武岩相似的地幔柱源区,然而其岩浆演化呈现更高的Nb/Y、Ti/Y等极端演化趋势。

5.2 巴马基性岩极高Ti/Y值的成因和意义

对比峨眉山高Ti玄武岩和桂西地区其他高Ti基性岩(图6),巴马基性岩具有更高的Ti/Y值,然而TiO₂含量(2.77%~3.37%)和峨眉山高Ti玄武岩及

桂西地区其他高Ti基性岩相近,说明巴马基性岩高Ti/Y值主要是由于基性岩Y含量相对较低造成的。Xu等^[1]通过对峨眉山玄武岩的元素和同位素地球化学研究表明,峨眉山玄武岩Mg[#](岩浆分异指数)、Sm/Yb重稀土元素分异指数(即岩浆起源深度)和ε_{Nd}(岩浆源区特征或岩石圈混染程度)均与TiO₂含量呈良好的相关关系,因而峨眉山高Ti和低Ti玄武岩不可能是同一原始岩浆结晶分异作用的产物,而是来自不同的源区,且具有不同的熔融机制^[1,39]。由于钛—铁氧化物的分离结晶均发生在岩浆演化的晚期,一般当MgO为4%左右时才发生铁—钛氧化物的分离结晶,本次研究的桂西地区巴马基性岩MgO>5.47%,因此可以排除巴马基性岩高Ti/

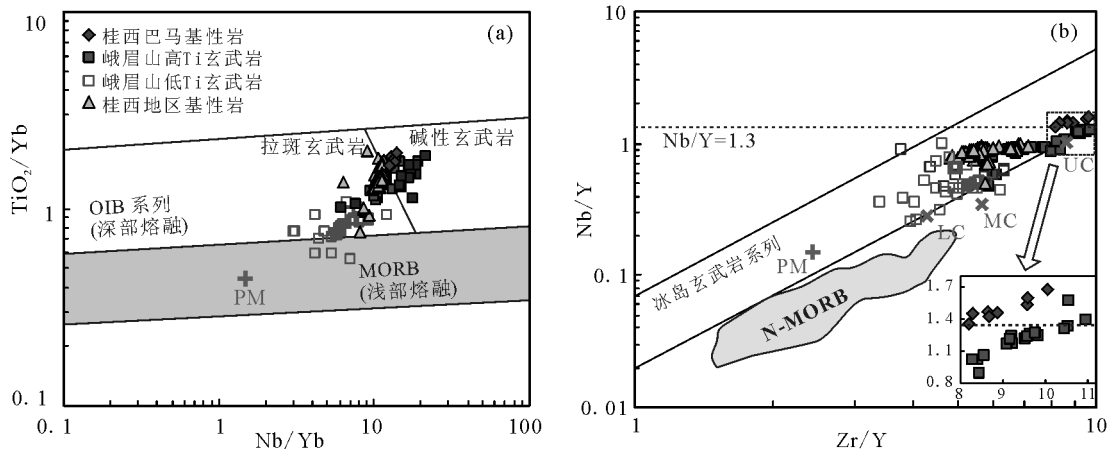
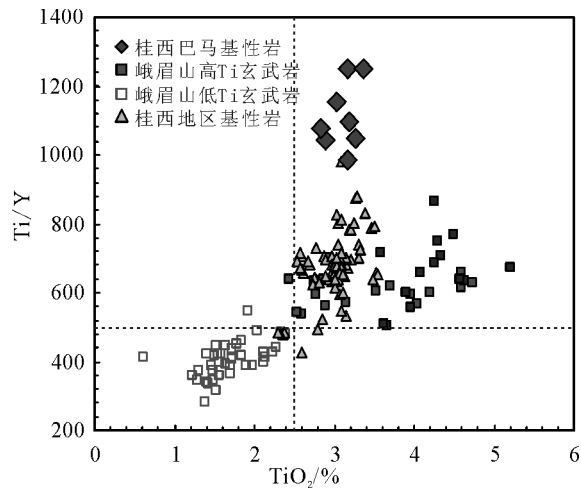


图5 巴马基性岩 Nb/Yb-TiO₂/Yb图解(a)^[48]和 Zr/Y-Nb/Y图解(b)^[50]

(峨眉山玄武岩数据据参考文献[1-2],桂西地区玄武岩数据据参考文献[6,8-9])

Fig. 5 Nb/Yb versus TiO₂/Yb plot (a) and Zr/Y versus Nb/Y plot of Bama mafic rocks

图 6 巴马基性岩 TiO_2 -Ti/Y 图解Fig. 6 TiO_2 versus Ti/Y diagram of Bama mafic rocks

Y 值受钦铁矿物分离结晶作用的影响,其 Ti/Y 值能反映岩浆源区的特征^[39]。

众多研究表明,峨眉山低 Ti 玄武岩可能形成于岩石圈最薄的地幔柱轴部,其熔融过程发生于尖晶石稳定区,而高 Ti 玄武岩母岩浆是地幔热柱在较大深度的石榴子石稳定区经过低度部分熔融形成的,因此其熔体受石榴子石影响大^[1-2,52-53]。实验岩石学研究也表明,Ti 在石榴子石中为高度不相容元素($D_{\text{Ti}}^{\text{熔体/石榴子石}}=0.29$ ^[54]),而 Y 在石榴子石中为强相容元素($D_{\text{Y}}^{\text{熔体/石榴子石}}=4.2\sim 7.1$ ^[55]),石榴子石对熔体中 Ti 的影响小而对 Y 的影响很大,因此桂西巴马基性岩的高 Ti/Y 值对比峨眉山高 Ti 玄武岩 Ti/Y 值相对低,可能反映了其地幔源区在石榴子石稳定区熔融深度不同,巴马基性岩可能代表了峨眉山高 Ti 玄武岩地幔熔融程度最低的初始母岩浆。

如上所述,如果巴马基性岩与峨眉山高 Ti 玄武岩的源区熔融深度不同,将导致熔体受石榴子石的影响程度也不同,最终将影响熔体中 Y 的含量,而 Ti 的含量不变。这一特征同样可以反映在稀土元素(REE)的分异特征和地幔熔融程度上,为此笔者通过分析岩浆的稀土元素(REE)分异特征来判别石榴子石对其源区的影响程度大小。用传统方法对比轻/重稀土元素(LREE/HREE)分异程度,主要依据 La/Yb 值大小,这一参数主要反映 LREE 和 HREE 的相对富集程度,然而利用 La/Yb 值进行大

量数据对比往往无法有效鉴别其地幔熔融程度和矿物残余相对微量元素的影响,故本文采用 Davison 等^[56]提出的运用 REE 配分曲线的曲率 Dy/Dy^* 判别地幔源区受矿物(如石榴子石、角闪石等)残余相的影响。 Dy/Dy^* 计算参考 Davison 等^[56]的计算方法。其中 $\text{Dy}/\text{Dy}^*>1$ 说明中稀土元素(MREE)Dy 位于 LREE 和 HREE 的 La-Yb 连线的上方,MREE 相对于 HREE 富集,整个 REE 配分曲线开口向下并向上凸起; $\text{Dy}/\text{Dy}^*<1$ 则说明 Dy 位于 La-Yb 连线的下方,MREE 相对于 HREE 亏损,REE 配分曲线开口向上并向凹(图 7-a)。相比 La/Yb 值,Dy/Yb 值也能更好地地区分地幔熔融过程中 REE 受矿物相的控制,例如地幔熔融过程中石榴子石和角闪石作为矿物相残余均会导致 La/Yb 值增大,但是石榴子石残余会增加 Dy/Yb 值而角闪石残余则会减小 Dy/Yb 值。因此,结合 Dy/Dy^* 与 Dy/Yb、Ti/Y 的协变关系对桂西基性岩与峨眉山玄武岩进行判别。在 $\text{Dy}/\text{Dy}^*-\text{Dy}/\text{Yb}$ 相关图(图 8-a)上,整个桂西基性岩与峨眉山高 Ti 玄武岩具有相似的岩浆演化趋势,均是石榴子石稳定区地幔柱源区熔融的产物,这一特征完全区别于峨眉山低 Ti 玄武岩,后者代表了浅部地幔高度熔融的产物,可能还同时受到了角闪石的影响。另外,特别值得注意的是,巴马基性岩虽然呈现出与峨眉山高 Ti 玄武岩同成因演化趋势,但是其地幔熔融程度更低。这一特征同时反映在 $\text{Dy}/\text{Dy}^*-\text{Ti}/\text{Y}$ 相关图(图 7-b)上,从巴马高 Ti/Y 值基性岩到峨眉山高 Ti 玄武岩和低 Ti 玄武岩,其地幔熔融程度逐渐变低。这些地球化学特征均暗示了桂西巴马基性岩和峨眉山高 Ti 玄武岩同成因,但是其地幔熔融程度最低,且具极高的 Ti/Y 值,因此笔者认为巴马极高 Ti/Y 值基性岩可能代表了峨眉山地幔柱高 Ti 岩浆最初的低度熔融的母岩浆。

Xu 等^[1]认为,峨眉山低 Ti 玄武岩主要分布于峨眉山大火成岩省的内带,而高 Ti 玄武岩则主要位于外带,根据低 Ti 和高 Ti 玄武岩的不同熔融条件,推测低 Ti 玄武岩是地幔柱核部地幔柱头的产物,其地幔柱头开始熔融的深度大,地幔柱轴部上覆岩石圈厚度小,热柱减压熔融作用可以一直持续到很浅部的尖晶石稳定区,因此部分熔融程度高;而高 Ti 玄武岩则是地幔柱边缘外带的熔融产物,由于远离地幔柱轴部,其上覆岩石圈厚度大,地幔减压熔融局

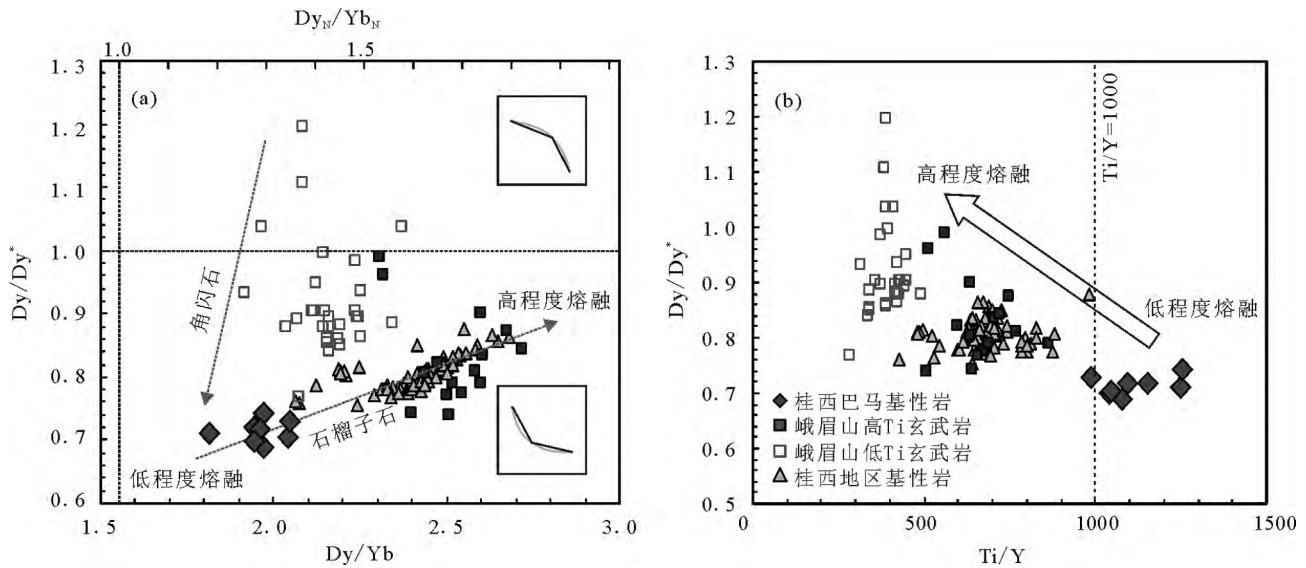


图7 巴马基性岩 $Dy/Yb-Dy/Dy^*$ 图解^[55] 和 $Ti/Y-Dy/Dy^*$ 图解(b)

Fig. 7 Dy/Yb versus Dy/Dy^* (a) and Ti/Y versus Dy/Dy^* (b)

限于较深部的石榴子石稳定区,部分熔融程度低,从而形成了分异程度较高的REE分配模式。前人对桂西地区基性岩同位素年代学研究表明,其形成时代介于253~259Ma之间^[9,11-12,38],其地球化学特征可对比于峨眉山高Ti玄武岩。桂西地区在地理位置上恰好位于峨眉山玄武岩省的东南端,因此桂西巴马一带基性岩可能为峨眉山大火成岩省外带地幔柱岩浆作用的延伸。结合前人对桂西地区基性岩的地球化学研究,桂西基性岩总体具有类似于峨眉山玄武高Ti的特征,然而巴马基性岩表现出的极高Ti/Y值特征,可能代表了峨眉山大火成岩省外带高Ti玄武岩中岩浆地幔熔融程度最低的一期岩浆活动,其基性岩极高的Ti/Y值特征反映了峨眉山高Ti玄武岩的母岩浆特征。

6 结论

桂西巴马基性岩属于碱性玄武质岩系列,岩石地球化学特征与峨眉山高Ti玄武岩相似,同时巴马基性岩呈现出相对于峨眉山高Ti玄武岩更高的Ti/Y值。不相容元素比值特征表明,桂西巴马基性岩具有与峨眉山高Ti玄武岩相似的地幔源区,然而其岩浆演化呈现出更高的Nb/Y值等演化趋势,结合 Dy/Dy^* 与 Dy/Yb 、 Ti/Y 的协变关系,对桂西基性岩与峨眉山玄武岩岩浆源区中REE的分异特征进

行判别,揭示了桂西巴马基性岩和峨眉山高Ti玄武岩具有同源性,然而巴马基性岩地幔熔融程度相对更低,可能为峨眉山大火成岩省的外带地幔柱岩浆作用延伸的结果,代表了峨眉山地幔柱高Ti玄武岩母岩浆的特征。

致谢:感谢中国地质大学(北京)朱弟成教授和中国地质调查局成都地质调查中心王保弟研究员对本文提出宝贵的修改意见。

参考文献

- [1] Xu Y, Chung S L, Jahn B, et al. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China[J]. *Lithos*, 2001, 58(3): 145-168.
- [2] 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 and Planetary Science Letters*, 2004, 228(3/4): 525-546.
- [3] He B, Xu Y, Chung S, et al. Sedimentary evidence for a rapid, kilometer-scale crustal doming prior to the eruption of the Emeishan flood basalts[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, 213(3): 391-405.
- [4] Xu Y G, He B, Huang X L, et al. Testing plume hypothesis in the Emeishan large igneous province[J]. *Episodes*, 2007, 30: 32-42.
- [5] Wang C Y, Zhou M, Qi L. Permian flood basalts and mafic intrusions in the Jinping (SW China)-Song Da (northern Vietnam) district: Mantle sources, crustal contamination and sulfide segregation [J]. *Chemical Geology*, 2007, 243(3/4): 317-343.

- [6]吴浩若. 晚古生代—三叠纪南盘江海的构造古地理问题[J]. 古地理学报, 2003, 5(1): 63-76.
- [7]范蔚茗,王岳军,彭头平,等. 桂西晚古生代玄武岩 Ar-Ar 和 U-Pb 年代学及其对峨眉山玄武岩省喷发时代的约束[J]. 科学通报, 2004, 49(18): 1892-1900.
- [8]Zhou M, Zhao J, Qi L, et al. Zircon U-Pb geochronology and elemental and Sr-Nd isotope geochemistry of Permian mafic rocks in the Funing area, SW China[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 2006, 151(1): 1-19.
- [9]Fan W, Zhang C, Wang Y, et al. Geochronology and geochemistry of Permian basalts in western Guangxi Province, Southwest China: Evidence for plume-lithosphere interaction[J]. Lithos, 2008, 102 (2008): 218-236.
- [10]Cai J, Zhang K. A new model for the Indochina and South China collision during the Late Permian to the Middle Triassic[J]. Tectonophysics, 2009, 467(1/4): 35-43.
- [11]Lai S, Qin J, Li Y, et al. Permian high Ti/Y basalts from the eastern part of the Emeishan Large Igneous Province, southwestern China: Petrogenesis and tectonic implications[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2012, 47: 216-230.
- [12]张晓静,肖加飞. 桂西北玉凤、巴马晚二叠世辉绿岩年代学、地球化学特征及成因研究[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2014, 33(2): 163-176.
- [13]McNutt M K. Superswells[J]. Reviews of Geophysics, 1998, 36(2): 211-244.
- [14]Zhao D. Seismic structure and origin of hotspots and mantle plumes [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2001, 192(3): 251-265.
- [15]Garnero E J, Lay T, Mcnamara A. Implications of lower-mantle structural heterogeneity for the existence and nature of whole-mantle plumes[J]. Geological Society of America Special Papers, 2007, 430: 79-101.
- [16]Irvine T N. A global convection framework; concepts of symmetry, stratification, and system in the Earth's dynamic structure[J]. Economic Geology, 1989, 84(8): 2059-2114.
- [17]广西壮族自治区地质矿产局. 广西壮族自治区区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1985: 1-853.
- [18]云南省地质矿产局. 云南省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1990: 1-728.
- [19]王忠诚,吴浩若,邝国敦. 桂西晚古生代海相玄武岩的特征及其形成环境[J]. 岩石学报, 1997, 13(2): 260-265.
- [20]吴浩若,邝国敦,王忠诚. 桂西晚古生代基性岩的再认识及其大地构造意义[J]. 地质科学, 1993, 28(3): 288-289.
- [21]陈海泓,孙枢,李继亮,等. 华南早三叠世的古地磁学与大地构造 [J]. 地质科学, 1994, 29(1): 1-9.
- [22]王忠诚,吴浩若,邝国敦. 广西晚古生代硅岩的地球化学及其形成的大地构造环境[J]. 岩石学报, 1995, 11(4): 449-455.
- [23]董云鹏,朱炳泉. 滇东南建水岛弧型枕状熔岩及其对华南古特提斯的制约[J]. 科学通报, 1999, 44(21): 2323-2328.
- [24]吴浩若. 广西加里东运动构造古地理问题[J]. 古地理学报, 2000, 2(1): 70-76.
- [25]Guo F, Fan W, Wang Y, et al. Origin of early Cretaceous calc-alkaline lamprophyres from the Sulu orogen in eastern China: implications for enrichment processes beneath continental collisional belt [J]. Lithos, 2004, 78(3): 291-305.
- [26]马文璞. 华南陆域内古特提斯形迹、二叠纪造山作用和互换构造域的东延[J]. 地质科学, 1996, 31(2): 105-113.
- [27]Qin X, Wang Z, Zhang Y, et al. Geochemistry of Permian Mafic Igneous Rocks from the Napo-Qinzhou Tectonic Belt in Southwest Guangxi, Southwest China: Implications for Arc-Back Arc Basin Magmatic Evolution[J]. Acta Geologica Sinica (English Edition), 2012, 86(5): 1182-1199.
- [28]吴根耀,吴浩若,钟大赉,等. 滇桂交界处古特提斯的洋岛和岛弧火山岩[J]. 现代地质, 2000, 14(4): 393-400.
- [29]廖帅,刘希军. 桂西地区基性岩成因初步研究[C]//第四届华南青年地学学术研讨会论文集, 2012: 38-46.
- [30]张旗,钱青,王焰,等. 扬子地块西南缘晚古生代基性岩浆岩的性质与古特提斯洋的演化[J]. 岩石学报, 1999, 15(4): 576-583.
- [31]Hanski E, Walker R, Huhma H, et al. Origin of the Permian-Triassic komatiites, northwestern Vietnam[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 2004, 147(4): 453-469.
- [32]Anh T V, Pang K, Chung S, et al. The Song Da magmatic suite revisited: A petrologic, geochemical and Sr-Nd isotopic study on picrites, flood basalts and silicic volcanic rocks[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2011, 42(6): 1341-1355.
- [33]邝国敦,吴浩若. 桂西晚古生代深水相地层[J]. 地质科学, 2002, 37(2): 152-164.
- [34]吴诒. 广西泥盆系火山岩及其分布特征[J]. 广西地质, 1991, 4(4): 17-25.
- [35]吴浩若. 放射虫硅质岩对华南古地理的启示[J]. 古地理学报, 1999, 1(2): 28-35.
- [36]郑荣才,张锦泉. 滇东—黔西南泥盆纪构造格局及岩相古地理演化[J]. 成都地质学院学报, 1989, 16(4): 51-61.
- [37]Chung S, Jahn B. Plume-lithosphere interaction in generation of the Emeishan flood basalts at the Permian-Triassic boundary[J]. Geology, 1995, 23(10): 889-892.
- [38]范蔚茗,王岳军,彭头平,等. 桂西晚古生代玄武岩 Ar-Ar 和 U-Pb 年代学及其对峨眉山玄武岩省喷发时代的约束[J]. 科学通报, 2004, 49(18): 1892-1900.
- [39]徐义刚,何斌,罗震宇,等. 我国大火成岩省和地幔柱研究进展与展望[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2013, (1): 25-39.
- [40]何斌,徐义刚,肖龙,等. 峨眉山幔柱上升的沉积响应及其地质意义[J]. 地质论评, 2006, 52(01): 30-37.
- [41]吴浩若,邝国敦,王忠诚. 广西晚古生代构造沉积背景的初步研究 [J]. 地质科学, 1997, 32(1): 11-18.
- [42]高剑峰,陆建军,赖鸣远,等. 岩石样品中微量元素的高分辨率等离子质谱分析[J]. 南京大学学报(自然科学版), 2003, 39(6): 844-850.
- [43]Hofmann A W. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1988, 90(3): 297-314.

- [44]Wilson M. Igneous petrogenesis[M]. London: Vnwin Hyman, 1989: 1-446.
- [45]Le Bas M J, Le Maitre R W, Streckeisen A, et al. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram[J]. *Journal of Petrology*, 1986, 27(3): 745-750.
- [46]Winchester J A, Floyd P A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements[J]. *Chemical Geology*, 1977, 20: 325-343.
- [47]Castillo P R, Clague D A, Davis A S, et al. Petrogenesis of Davidson Seamount lavas and its implications for fossil spreading center and intraplate magmatism in the eastern Pacific[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2010, 11(2): 1-18.
- [48]Condie K C. Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: tracking deep mantle sources and continental growth rates with time[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2003, 4(1): 1-28.
- [49]Pearce J A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust[J]. *Lithos*, 2008, 100(1): 14-48.
- [50]Pearce J A, Peate D W. Tectonic Implications of the Composition of Volcanic ARC Magmas[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 1995, 23(1): 251-285.
- [51]Fitton J G, Saunders A D, Norry M J, et al. Thermal and chemical structure of the Iceland plume[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1997, 153(3/4): 197-208.
- [52]Shellnutt J G, Jahn B. Origin of Late Permian Emeishan basaltic rocks from the Panxi region (SW China): Implications for the Ti-classification and spatial-compositional distribution of the Emeishan flood basalts[J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2011, 199(1): 85-95.
- [53]Shellnutt J G. The Emeishan large igneous province: a synthesis[J]. *Geoscience Frontiers*, 2014, 5(3): 369-394.
- [54]Johnson K T. Experimental determination of partition coefficients for rare earth and high-field-strength elements between clinopyroxene, garnet, and basaltic melt at high pressures[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1998, 133(1/2): 60-68.
- [55]Jenner G A, Foley S F, Jackson S E, et al. Determination of partition coefficients for trace elements in high pressure-temperature experimental run products by laser ablation microprobe-inductively coupled plasma-mass spectrometry (LAM-ICP-MS)[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1993, 57(23): 5099-5103.
- [56]Davidson J, Turner S, Plank T. Dy/D^{*}: variations arising from mantle sources and petrogenetic processes[J]. *Journal of Petrology*, 2013, 54(3): 525-537.