

# 桂西那坡基性岩地球化学：峨眉山地幔柱与古特提斯俯冲相互作用的证据

陈雪峰<sup>1</sup>, 刘希军<sup>1\*</sup>, 许继峰<sup>1,2</sup>, 时毓<sup>1</sup>, 李政林<sup>1</sup>, 梁琼丹<sup>1</sup>,  
黄文龙<sup>1</sup>, 廖帅<sup>1</sup>, 吴伟男<sup>1</sup>

(1. 桂林理工大学 广西有色金属隐伏矿床勘查及材料开发协同创新中心 & 广西隐伏金属矿产勘查重点实验室, 广西 桂林 541004; 2. 中国科学院 广州地球化学研究所, 同位素地球化学国家重点实验室, 广东 广州 510640)

**摘要:** 华南板块西南缘、越北地块以北桂西那坡县城以西及西南一带发育一套晚二叠世基性岩, 由层状、似层状次火山岩相辉绿岩、辉绿玢岩及球状岩组成。根据岩石地球化学特征, 那坡基性岩可划分为高 Ti( $TiO_2 > 2.8\%$  和  $Ti/Y > 500$ ) 和低 Ti 两部分。高 Ti 基性岩为碱性玄武岩, 而低 Ti 基性岩为拉斑玄武岩。与低 Ti 基性岩相比, 高 Ti 基性岩整体具有相对较低的  $SiO_2$ 、MgO 和较高的  $FeO$ 、 $P_2O_5$ , 轻、重稀土分馏明显, 富集大离子亲石元素(LILE)和高场强元素(HFSE), 显示出似 OIB 地球化学特征, 与峨眉山高 Ti 玄武岩具高度亲缘性; 低 Ti 基性岩具有相对较高的  $SiO_2$ 、MgO 和较低的  $FeO$ 、 $P_2O_5$ , 稀土配分曲线较平坦, 富集 LILE, 严重亏损 HFSE(Nb、Ta), 与岛弧玄武岩地球化学特征类似。从微量元素比值及相关图解对岩浆源区和构造环境判别, 那坡高 Ti 基性岩来自富集 OIB 地幔源区, 而低 Ti 基性岩兼具 OIB 和岛弧岩浆源区的过渡特征。结合岩石地球化学特征及区域地质背景, 认为那坡高 Ti 基性岩可能为峨眉山地幔柱岩浆作用的产物, 低 Ti 基性岩为古特提斯俯冲与峨眉山地幔柱共同作用的产物, 揭示了那坡地区晚二叠世同时受到峨眉山地幔柱和古特提斯俯冲相互作用的影响。

**关键词:** 基性岩; 晚二叠世; 峨眉山地幔柱; 古特提斯俯冲; 相互作用; 那坡; 桂西

中图分类号: P595 文献标志码: A 文章编号: 1001-1552(2016)03-0531-018

## 0 引言

洋中脊热液活动是在洋中脊岩浆活动、构造作用等控制的热液系统内物质与能量交换的过程, 伴随极端的生物地球化学作用、成矿作用。显生宙以来全球尺度上的超大陆裂解、离散和聚集造成了大

规模古洋盆的形成、扩张和俯冲消亡(Scotese, 2001)。自晚古生代以来古特提斯洋以向东开口的准三角形存在于冈瓦纳大陆与劳亚大陆之间(Sengör, 1979), 它的形成与冈瓦纳大陆裂解, 微陆块先后向北漂移有关, 随着这些微陆块在欧亚大陆南缘的拼贴, 导致欧亚大陆持续向南增生。早期研究认为古

收稿日期: 2014-07-17; 改回日期: 2015-01-06

项目资助: 国家自然科学基金(41463002、41302041)、广西自然科学基金(2014GXNSFB A118218)、广西科学研究与技术开发计划项目(桂科能1598025-14)、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)开放基金资助(SKLIIG-KF-14-04)、广西八桂学者项目(2013, 有色金属成矿理论与勘查技术)和桂林理工大学博士启动基金联合资助。

第一作者简介: 陈雪峰(1989-), 男, 硕士研究生, 地质工程专业。Email: cxfeng1989@vip.qq.com

通信作者: 刘希军(1980-), 男, 副教授, 主要从事岩石地球化学研究。Email: xijunliu@glut.edu.cn

特提斯洋是一个单一的大洋盆,其演化过程随着南侧“基梅里大陆”与北侧劳亚大陆的碰撞而最终闭合(Sengör, 1979; Sengör and Yilmaz, 1981)。近年来随着大量研究资料的积累,古特提斯的“多岛洋”演化模式得到了许多学者的认同,特别强调古特提斯洋东端具有多洋盆,多陆块相间的复杂构造格局(刘本培等, 1993; 钟大赉和丁林, 1993; Hsü et al., 1995; 张国伟等, 1995; 潘桂棠等, 1996; 殷鸿福和张克信, 1998; 钟大赉, 1998); 在地质历史时期,古特提斯地体的拼贴和古特提斯分支的消亡可能是相当无序的(张开均和唐显春, 2009),如以中羌塘榴辉岩形成为标志的双湖古特提斯分支闭合(243 Ma)远早于其北侧的松潘-甘孜古特提斯洋盆的封闭(晚三叠世末期-早侏罗世, 张开均和唐显春, 2009)。现今古特提斯遗迹在东亚地区保存最为完整(潘桂棠, 1994; 钟大赉, 1998),三江古特提斯的研究程度较高(黄汲清和陈炳蔚, 1987; 李继亮, 1988; 从柏林等, 1993; 刘本培等, 1993; 莫宣学等, 1993; 陈智梁, 1994; 从柏林, 1994; 潘桂棠, 1994; 侯增谦等, 1996; 张旗等, 1996; 莫宣学等, 1998; 钟大赉, 1998; 张世红和王鸿祯, 2002),然而对古特提斯是否继续向东延伸等问题的研究则相对较薄弱。

桂西地区位于华南板块西南缘,介于华南、印支和思茅地块三者交界南盘江地区(吴浩若, 2003; Cai and Zhang, 2009; Zhang and Cai, 2009)。该地区广泛发育晚古生代深水沉积条带(硅质岩)以及右江地区大面积三叠纪浊流沉积早期被解释为“再生地槽”(广西壮族自治区地质矿产局, 1985),“拗拉槽型陆内地槽”(任纪舜, 1990)或“陆内裂谷”(柳淮之等, 1988; 钟白云等, 1989; 刘宝珺等, 1993),这些观点都可以归入地台背景下的“台地-台沟交互说”(吴浩若等, 1997)。许靖华等(1987)和许靖华(1987)基于板块构造理论提出华南是一碰撞造山带而非加里东运动后地台。随后,许多学者从地层学、岩相古地理、古生物、岩浆岩、蛇绿岩、构造和古地磁等方面进一步论证了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(许靖华等, 1987; 吴浩若等, 1993; 陈海泓等, 1994; 吴浩若和杜越, 1994; 王忠诚等, 1995; 张伯友等, 1995; 冯庆来等, 1996; 马文璞, 1996; 王忠诚等, 1997; 钟大赉和吴根耀, 1998; 董云鹏和朱炳泉, 1999; 吴浩若, 1999; 吴浩若, 2000; Guo et al., 2004; Cai and Zhang, 2009),因此,桂西地区可能是三江古特提斯向东延伸的一个重要位置。然而,古特提斯东延的最终缝合带是否位于桂西或者更东部的地方,这取决于晚古生代

桂西地区的大地构造属性。部分学者认为桂西在晚古生代属于大陆边缘裂谷局限洋盆或弧后、弧间洋盆(夏文臣等, 1994; 冯庆来等, 1996; 张伯友等, 1997; 覃建雄等, 2000; 丘元禧和张伯友, 2000; 张伯友等, 2003; Qin et al., 2012),这表明桂西地区很可能是古特提斯东延最终的缝合带,因为大洋盆的关闭会伴随着洋壳俯冲消减作用,在大陆边缘产生与俯冲有关的洋盆及岩浆作用,如弧后或弧间盆地以及与岛弧有关的岩浆作用;另一种观点是桂西地区在晚古生代为一广海洋盆(Hsü et al., 1990; 吴浩若等, 1993; 吴浩若等, 1994; 王忠诚等, 1995; 马文璞, 1996; 吴浩若等, 1997; 殷鸿福等, 1999; 邝国敦和吴浩若, 2002; 黄志强等, 2013),说明古特提斯可能还未进入末期闭合阶段,其最终的缝合带可能继续向东延伸。

桂西地区位于峨眉山大火成岩省的东南端(图 1a),近年来,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和地球化学性质相似的苦橄岩、玄武岩和基性-超基性岩(Hanski et al., 2004; Wang et al., 2007; Anh et al., 2011);而在滇东富宁地区,桂西巴马、隆林-西林、阳圩和玉凤等地区报道了年龄与峨眉山玄武岩一致,地球化学特征相似的基性岩,认为属于峨眉山玄武岩的一部分(Zhou et al., 2006; Fan et al., 2008; Lai et al., 2012; 张晓静和肖加飞, 2014),这超出了传统意义上的峨眉山大火成岩省分布范围(扬子克拉通西缘,其西界以哀牢山-红河断裂,西北侧以龙门山-小菁河断裂为界, Chung and Jahn, 1995; Xu et al., 2001; He et al., 2003),因此,桂西地区也可能同时受到了峨眉山大火成岩省的影响(范蔚茗等, 2004; Fan et al., 2008; Lai et al., 2012; 徐义刚等, 2013)。另外,峨眉山玄武岩于 260 Ma 左右开始喷发,主喷发期集中于 257~259 Ma(宋谢炎等, 2001; Zhou et al., 2002, 2006; He et al., 2007; Fan et al., 2008; 徐义刚等, 2013)。古特提斯东延(包括桂西地区)的俯冲消减时间可能在晚二叠世-早三叠世(丁林和钟大赉, 1995; 吴根耀等, 2000; 孙勇等, 2002; 吴浩若, 2003; Cai and Zhang, 2009; Zhang and Cai, 2009),然而, Qin et al. (2012)报道桂西南靖西湖润弧后盆地玄武岩锆石 U-Pb 年龄为  $250.5 \pm 2.8$  Ma,表明桂西古特提斯洋演化与峨眉山大火成岩省存在高度时空重叠,两者在演化过程中是否存在相互影响是非常值得关注的,对理解桂西地区晚古生代期间大地构造演化具有重要的科学意义。因此,本文以桂西南那坡基性岩为切入点,通过详细的岩石学、地球化学(主量、微量元素)研究,

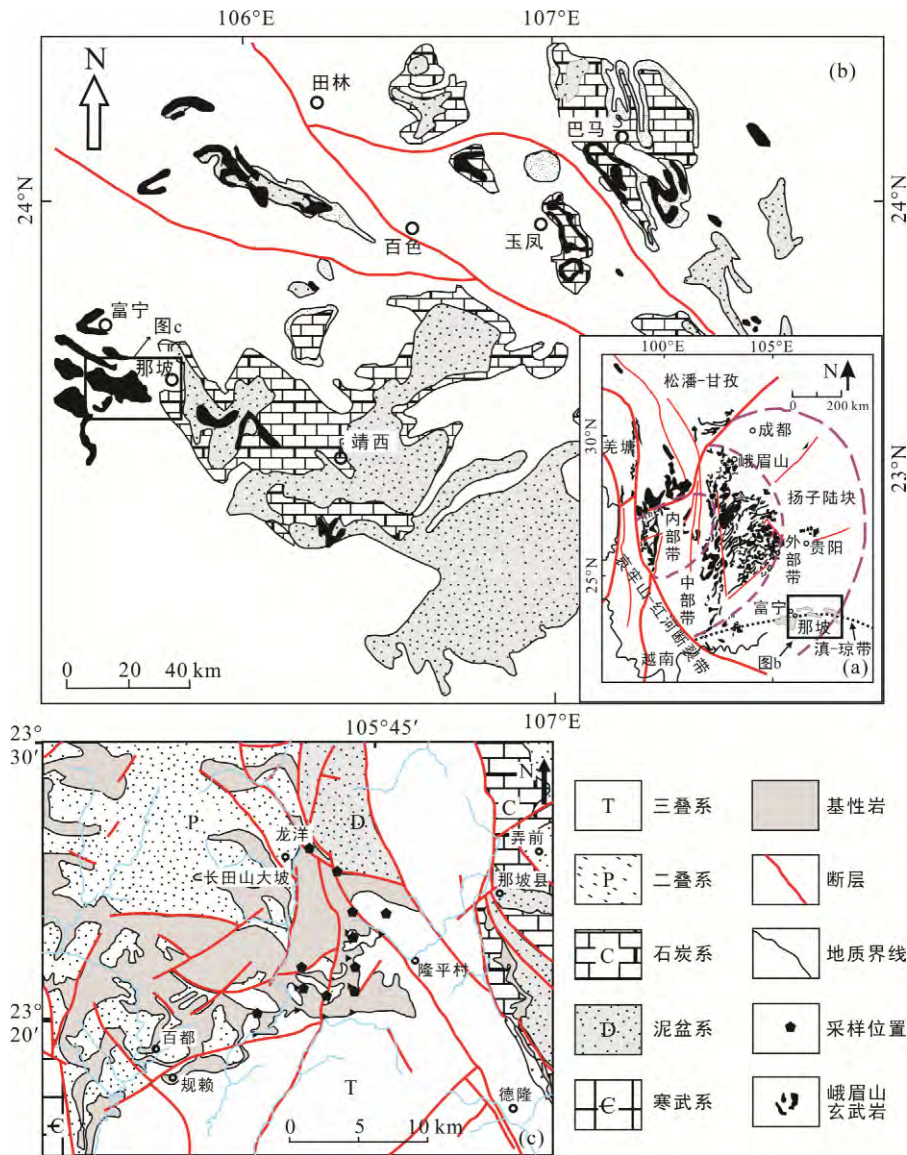


图 1 峨眉山玄武岩分布图(a, 据 He et al., 2003; Fan et al., 2008; Cai and Zhang, 2009; Zhang and Cai, 2009 修改); 桂西晚古生代基性岩分布地质简图(b, 据 Fan et al., 2008 修改); 那坡城西晚古生代基性岩分布地质简图(c, 据 1:20 万富宁幅矿产图、德隆幅地质矿产图修改)

Fig.1 Schematic map of the Emeishan basalts (a), geological map of western Guangxi province showing the locations of the Late Permian basalts in the western Guangxi (b), and the Napo county (c)

初步讨论了桂西南那坡基性岩是否与古特提斯洋演化有关, 同时通过与峨眉山玄武岩地球化学特征对比, 探讨桂西地区晚古生代构造-岩浆演化过程与古特提斯和峨眉山大火成岩省的相互关系。

### 1 地质背景与采样位置

那坡地区位于桂西南与云南及越南接壤地带, 构造性质上属于华南板块西南缘南盆江, 同时位于峨眉山玄武岩外部带内(图 1a), 南为越北地块(广西

壮族自治区地质矿产局, 1985; 吴浩若, 2003; Cai and Zhang, 2009)。桂西地区广泛发育晚古生代(晚泥盆世-晚二叠世)层状、似层状基性岩(广西壮族自治区地质矿产局, 1985)(图 1b), 其中云南富宁-桂西那坡一带出露的浅成侵入岩(辉长辉绿岩、辉绿岩、辉绿玢岩等)被划分在晚古生代到早中生代之间, 产出早二叠世生物碎屑灰岩、含硅质结核灰岩和早三叠世硅质泥岩、泥灰岩、灰岩之间(广西壮族自治区地质矿产局, 1985)。Zhou et al. (2006)发表的那坡邻区云南富宁地区次火山岩相辉绿岩锆石 U-Pb 年龄

为 258~260 Ma, 为晚二叠世。说明同属一套岩体的那坡次火山岩相基性岩(辉绿岩、辉绿玢岩等)年龄应为晚二叠世。在早期的地质资料中, 这些基性岩被认为主要是辉绿岩和辉长辉绿岩(广西壮族自治区地质矿产局, 1985); 而吴浩若等(1993, 1997)野外观察到这些基性岩中夹有硅质岩层或与硅质岩互层, 有的地方枕状构造非常发育, 硅质岩具明显的 Ce 负异常(王忠诚等, 1995), 结合地球化学特征, 认为这些基性岩为大洋板内玄武岩(王忠诚等, 1997; 吴浩若等, 1997)。

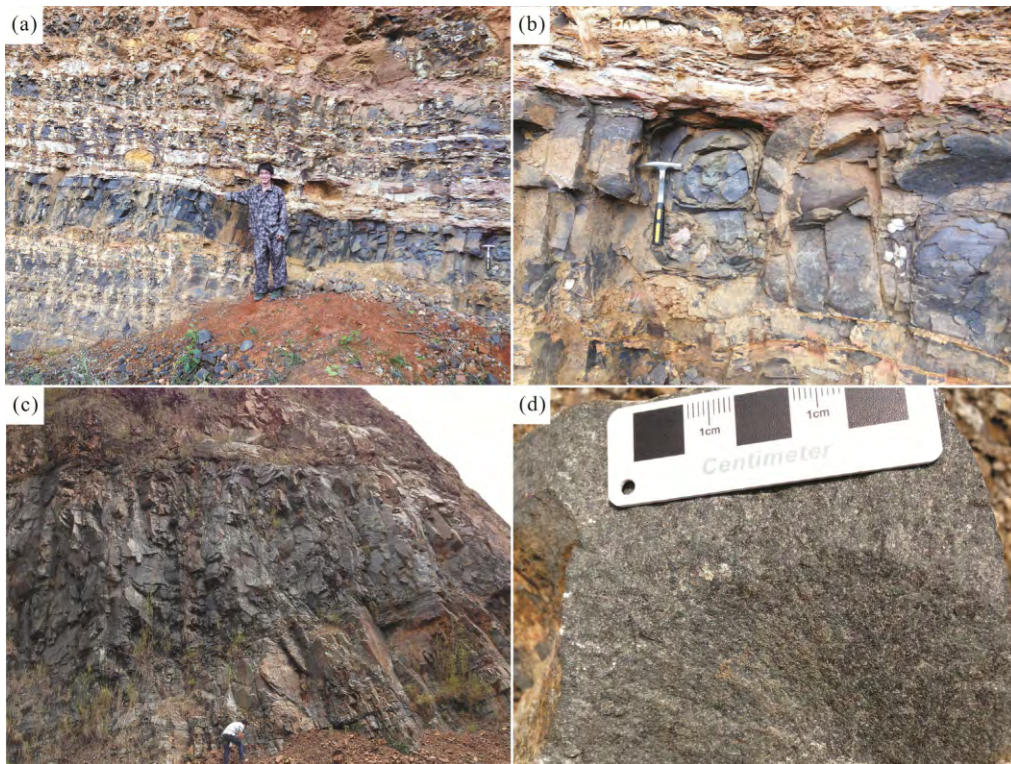
笔者对那坡县城西边的基性岩进行了详细的野外调查, 并在隆平村北西岩祥、念烟村, 南西往百都乡方向县道 818 公路旁等地进行了系统采样(图 1c)。这套基性岩主要由层状、似层状次火山岩相的辉绿岩、辉绿玢岩和球状岩组成。次火山岩相的基性球状岩外观似沉积岩的球状风化, 壳层结构发育, 在规赖村发现一处球状岩的良好剖面(图 2a), 球状体十分发育(图 2b), 单个球状体大小不一, 10~50 cm 不等, 主要集中在 15~25 cm, 枕状体表面发育硅质包壳, 抗风化能力较强, 内部一般较新鲜。球状岩少部分为隐晶质结构, 多见斑状结构, 斑晶为绿黑色短

柱状辉石, 粒径 0.5~2 mm, 斜长石斑晶较少。辉绿岩呈似层状(图 2c), 在念烟村观察到疑似辉绿岩与灰岩的侵入接触关系(露头较差)。辉绿岩节理较发育, 由于植被茂盛, 雨水充沛, 故普遍存在不同程度风化, 岩石块状构造, 斑状结构、似斑状结构发育, 斑晶为辉石和斜长石, 辉石粒径 1~3 mm, 斜长石一般比辉石小(图 2d)。

## 2 岩相学特征

利用光学显微镜对那坡辉绿岩、辉绿玢岩和岩石薄片进行镜下观察, 岩相学特征如下:

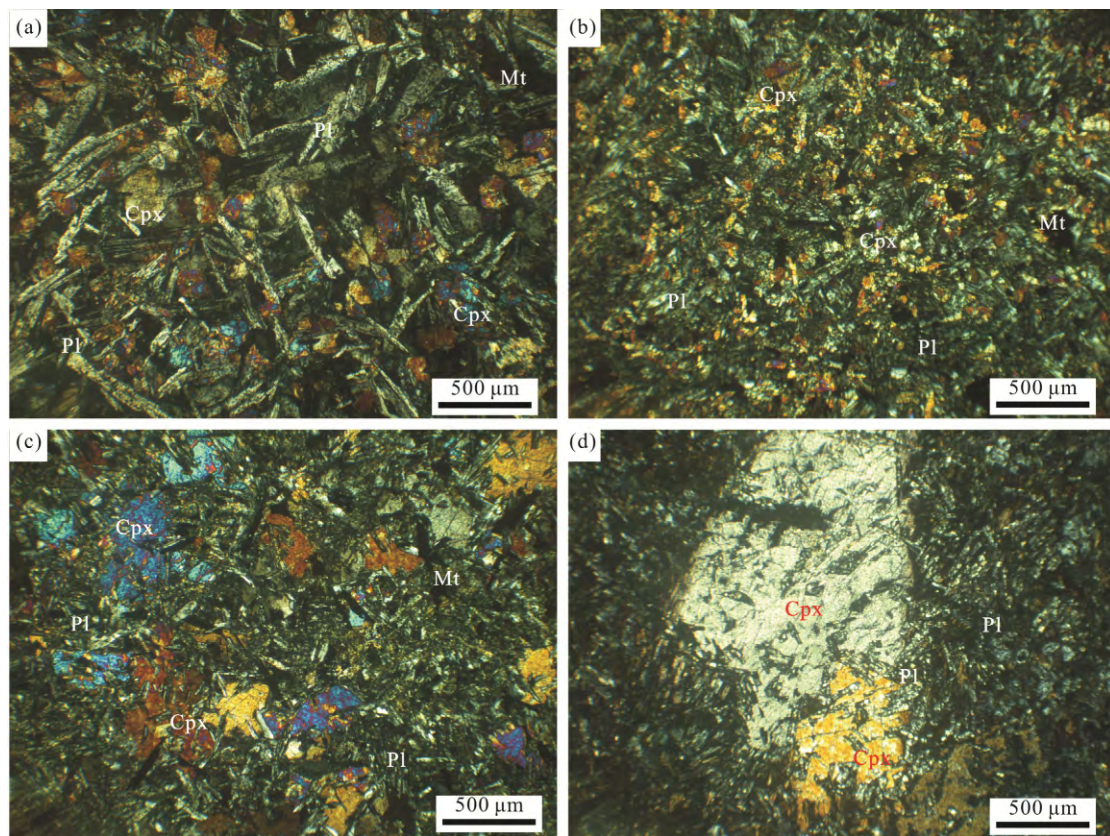
辉绿岩(图 3a、b)主要由基性斜长石、单斜辉石组成, 还包括少量磁铁矿(和钛铁矿?)、绿帘石等副矿物。基性斜长石含量约为 55%, 呈长板状、长条状, 自形程度较好, 长宽比较大, 干涉色 I 级灰-灰白, 斜消光, 多见波状消光, 卡式双晶发育, 可见沿长轴方向的一组节理。斜长石普遍遭受绿泥石化、绢云母化和钠黝帘石化蚀变, 表面较脏。单斜辉石含量约 40%, 呈半自形短柱状-它形粒状, 中-高突起, 最高干涉色 级绿, 纵切面斜消光, 发育少量



(a) 球状岩; (b) 球状体; (c) 似层状辉绿岩; (d) 辉绿岩手标本。

图 2 那坡基性岩野外照片

Fig.2 Field photos of the Napo mafic rocks



(a)、(b) 辉绿岩镜下照片; (c)、(d) 辉绿玢岩镜下照片。

图3 那坡基性岩显微镜下照片

Fig.3 Microphotographs of the Napo mafic rocks

晶面裂纹, 蚀变较斜长石弱。较自形的斜长石板状晶体搭成的近三角形空隙中充填它形单斜辉石颗粒, 构成辉绿结构。磁铁矿(和钛铁矿?)等铁质矿物呈它形粒状散乱分布在斜长石格架中, 与帘石类副矿物总含量约5%。

辉绿玢岩(图3c、d)具斑状结构, 单斜辉石斑晶以半自形短柱状为主, 中-高突起, 最高干涉色级黄-绿, 晶体中杂乱的包含着一些自形程度较高的长板状斜长石, 构成嵌晶含长结构。斑晶含量约为30%。基质由细小自形长板状斜长石和它形粒状单斜辉石组成, 发育辉绿结构。其中斜长石蚀变较严重, 蚀变类型主要为绿泥石化、绢云母化和钠黝帘石化。基质含量约65%, 后期析出的不规则状铁质矿物(磁铁矿、钛铁矿?)杂乱分布, 含量约5%。

### 3 地球化学特征

#### 3.1 分析方法

室内选取了14件具代表性新鲜岩石样品, 人工碎成小粒(粒径约5 mm)后, 用Milli-Q水在超声波仪

中清洗, 再用1.0 mol/L的盐酸浸泡2 h, 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。

主量元素含量分析在桂林理工大学广西隐伏金属矿产勘查重点实验室, 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, 数据的分析精度优于2%~5%。微量元素含量分析在南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室完成, 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)测定, 详细步骤见高剑峰等(2003), 分析精度一般优于5%。分析结果见表1。

#### 3.2 主量和微量元素

Xu et al. (2001)、徐义刚和钟孙霖(2001)在研究峨眉山玄武岩时, 将 $TiO_2 > 2.8\%$ ,  $Ti/Y > 500$ 的玄武岩定义为高Ti玄武岩;  $TiO_2 < 2.8\%$ ,  $Ti/Y < 500$ 为低Ti玄武岩。根据此划分标准, 那坡基性岩中10个样品(NP-12-23、24、25、26、28、31、32、33、34、35)属于高Ti基性岩系列( $TiO_2$ 含量2.48%~3.72%, 平均值3.01%;  $Ti/Y$ 比值471~1140, 平均值772); 4个样

表 1 那坡基性岩主量元素(%)和微量元素( $\mu\text{g/g}$ )分析结果  
 Table 1 Major (%) and trace element ( $\mu\text{g/g}$ ) concentrations of the Napo mafic rocks

样品	NP-12 -23	NP-12 -25	NP-12 -26	NP-12 -28	NP-12 -31	NP-12 -32	NP-12 -33	NP-12 -34	NP-12 -35	NP-12 -24	NP-12 -27	NP-12 -29	NP-12 -30	NP-12 -47
岩性	辉绿玢岩			辉绿岩			球状岩			辉绿岩	球状岩	辉绿岩		
类别	高Ti						低Ti							
SiO <sub>2</sub>	49.90	50.63	50.10	50.41	49.26	47.79	48.42	50.02	49.21	57.33	54.78	53.82	52.36	51.99
TiO <sub>2</sub>	3.59	2.97	3.08	3.72	3.13	2.70	2.48	2.55	2.77	3.08	1.18	1.25	1.20	1.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.56	14.32	13.94	15.02	13.98	15.27	14.12	14.77	15.21	12.29	14.27	14.15	14.20	13.63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.35	14.16	13.71	14.23	13.87	13.30	12.23	11.55	12.43	13.52	12.10	12.79	12.05	11.85
MnO	0.21	0.21	0.20	0.22	0.19	0.15	0.16	0.15	0.15	0.16	0.18	0.19	0.19	0.19
MgO	5.85	5.73	5.26	5.59	5.19	6.75	5.64	6.07	5.68	2.85	6.42	6.48	6.05	7.39
CaO	7.55	8.77	7.94	2.97	8.78	7.76	10.85	10.20	8.64	5.16	8.39	9.67	8.92	10.21
Na <sub>2</sub> O	3.12	3.12	3.02	3.35	3.21	2.87	2.33	2.45	3.26	3.25	3.17	2.16	2.88	2.58
K <sub>2</sub> O	1.58	1.09	1.30	1.79	0.71	0.64	0.75	0.94	0.70	2.15	0.80	0.57	0.67	0.60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	0.20	0.19	0.18	0.24	0.25	0.22	0.17	0.20	0.12	0.08	0.04	0.05	0.04
LOI	2.33	1.65	2.00	4.09	2.25	3.90	2.20	2.15	2.79	1.99	2.35	2.04	2.50	2.10
Total	103.25	102.83	100.73	101.55	100.79	101.37	99.38	101.01	101.05	101.91	103.70	103.16	101.06	101.62
FeO <sub>t</sub>	13.81	12.74	12.34	12.80	12.48	11.97	11.01	10.39	11.19	12.17	10.89	11.50	10.84	10.66
Mg <sup>#</sup>	43	44	43	44	43	50	48	51	47	29	51	50	50	55
Li	8.82	10.26	9.63	24.33	8.71	13.60	13.72	7.08	8.80	11.57	20.92	18.28	19.64	13.45
Be	1.20	1.24	1.22	1.17	1.07	0.90	1.22	1.05	1.27	1.67	0.66	0.68	0.64	0.55
Sc	30.61	30.95	32.14	29.26	32.66	32.91	30.35	30.25	33.78	37.28	47.86	45.52	45.47	50.71
Ti	21131	17543	18217	19890	18631	15849	16848	14262	16609	17631	7081	7110	7075	6306
V	386	335	348	391	348	363	344	327	373	322	351	334	347	352
Cr	133	113	111	69.73	97.68	152	85.24	146	162	26.16	77.77	91.84	56.58	109
Mn	2787	2832	2778	3049	2603	2051	2480	1937	2034	2169	2449	2518	2631	2389
Co	43.4	40.5	39.5	35.7	34.0	42.7	32.5	37.5	40.1	29.0	40.6	43.7	39.8	44.5
Ni	84.8	76.4	68.3	59.2	69.0	113	44.7	87.4	93.5	8.38	38.5	108	32.9	49.9
Cu	80.3	91.4	93.1	91.3	98.9	126	80.7	132	133	20.6	57.0	288	58.0	63.6
Ga	22.7	21.9	21.8	20.1	22.3	22.4	21.3	19.7	22.4	20.3	17.2	16.8	17.5	16.0
Rb	26.3	25.3	29.0	33.3	15.0	10.4	15.7	17.8	11.6	65.2	18.9	17.2	19.9	22.3
Sr	453	405	392	162	297	230	334	448	375	116	377	228	219	131
Y	21.4	21.8	23.5	17.4	26.7	24.9	22.8	19.2	23.1	37.4	27.3	24.0	25.5	21.4
Zr	215	186	195	165	195	176	180	162	182	233	100	96.03	95.53	67.92
Nb	28.9	27.3	28.3	27.2	28.5	24.1	22.9	18.3	25.1	14.3	3.24	4.18	3.12	2.37
Mo	0.81	1.12	1.11	0.64	1.05	0.74	1.05	0.80	0.97	0.97	0.23	0.29	0.27	0.23
Sn	1.80	1.55	1.65	1.37	1.71	1.60	1.41	1.49	1.61	2.60	1.19	1.37	0.73	0.71
Cs	1.72	1.92	1.19	1.61	1.05	2.42	2.34	0.76	1.18	3.68	3.52	1.06	1.26	3.06
Ba	549	353	353	949	552	255	315	325	333	386	638	195	125	92
La	18.63	17.38	19.09	14.23	22.49	21.06	19.47	14.78	20.14	24.42	7.77	6.06	6.20	4.49
Ce	35.92	35.88	36.97	33.98	43.17	42.21	44.26	35.32	40.48	41.49	17.68	14	14.79	10.56
Pr	4.95	4.60	4.75	4.35	6.10	5.80	5.22	4.27	5.42	5.39	2.24	1.77	1.86	1.39
Nd	21.69	20.33	21.07	19.80	26.78	25.63	22.42	19.10	23.53	22.30	10.34	8.37	8.87	6.79
Sm	4.85	4.50	4.70	4.34	5.89	5.63	4.90	4.30	5.24	5.14	2.97	2.45	2.67	2.10
Eu	2.37	2.16	2.19	2.28	2.24	1.93	2.08	1.73	2.04	1.70	1.25	1.04	1.09	0.84
Gd	3.99	3.76	3.81	3.50	4.77	4.34	4.37	3.68	4.21	4.58	2.48	1.93	2.08	1.72
Tb	0.72	0.69	0.72	0.62	0.88	0.82	0.77	0.66	0.78	0.92	0.60	0.51	0.55	0.46

续表 1:

样品	NP-12-23	NP-12-25	NP-12-26	NP-12-28	NP-12-31	NP-12-32	NP-12-33	NP-12-34	NP-12-35	NP-12-24	NP-12-27	NP-12-29	NP-12-30	NP-12-47
岩性	辉绿玢岩			辉绿岩			球状岩		辉绿岩	球状岩	辉绿岩			
类别	高Ti						低Ti							
Dy	4.57	4.57	4.82	3.93	5.58	5.25	4.88	4.15	4.90	6.82	5	4.30	4.64	3.85
Ho	0.88	0.89	0.94	0.75	1.09	1.01	0.95	0.79	0.94	1.44	1.07	0.93	1	0.84
Er	2.05	2.08	2.21	1.75	2.50	2.28	2.26	1.87	2.18	3.50	2.45	2.15	2.31	2.01
Tm	0.42	0.44	0.47	0.36	0.51	0.46	0.48	0.38	0.44	0.81	0.58	0.52	0.55	0.46
Yb	2.37	2.48	2.62	1.99	2.80	2.45	2.62	2.08	2.37	4.54	3.15	2.84	3	2.59
Lu	0.35	0.37	0.40	0.30	0.42	0.36	0.39	0.31	0.35	0.70	0.49	0.44	0.46	0.40
Hf	5.96	5.20	5.46	4.62	5.48	4.94	5.07	4.27	5.04	6.89	2.63	2.55	2.49	1.87
Ta	1.77	1.65	1.70	1.67	1.73	1.42	1.58	1.24	1.49	1.07	0.26	0.31	0.24	0.18
W	0.43	0.48	0.34	0.57	0.34	0.39	0.26	0.21	1.46	0.97	0.45	0.33	0.26	0.62
Pb	2.52	2.62	1.32	3.64	0.25	(0.31)	3.45	0.82	2.19	8.50	3.05	5.67	2.84	1.20
Bi	0.05	0.06	0.07	0.04	0.06	0.04	0.07	0.06	0.05	0.10	0.34	0.95	0.08	0.12
Th	3.28	3.16	3.65	2.79	3.45	2.92	3.31	2.32	2.86	10.03	2.69	2.45	2.20	1.62
U	0.90	0.92	1.01	0.77	1	0.82	0.90	0.73	0.84	2.28	0.64	0.59	0.55	0.44
Ti/Y	990	804	775	1140	699	637	738	744	720	471	260	296	277	295

品(NP-12-27、29、30、47)为低 Ti 基性岩系列(TiO<sub>2</sub> 含量 1.04%~1.25%, 平均值 1.17%; Ti/Y 比值 260~296, 平均值 282)。其中样品 NP-12-24 的 TiO<sub>2</sub> 含量为 3.08%, 而 Ti/Y 为 471, 略低于 500, 但远高于低 Ti 基性岩系列, 故仍将其划归高 Ti 基性岩系列。

绝大部分高 Ti 基性岩(样品 NP-12-24 除外)的 SiO<sub>2</sub> 含量介于 47.79%~50.63%、MgO 含量介于 5.19%~6.75%、Mg<sup>#</sup>为 43~51, 样品 NP-12-24 相比其他高 Ti 基性岩呈现出相对偏高的 SiO<sub>2</sub> (57.33%), 偏低的 MgO(2.85%)和 Mg<sup>#</sup>(29), 显示偏中性的特征, 可能遭受了后期蚀变的影响, 也可能是经历了不同的演化过程或演化程度更高。高 Ti 基性岩 K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O 为 3.08%~5.40%, K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O 为 0.22~0.66, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量中等(12.29%~15.27%), FeO<sub>t</sub> 含量较高(10.39%~13.81%), CaO 含量变化较大(2.97%~10.85%), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 含量 0.12%~0.25%。

低 Ti 基性岩 SiO<sub>2</sub> 含量偏高(51.99%~54.78%), MgO 含量(6.05%~7.39%)和 Mg<sup>#</sup>(50~55)较高 Ti 基性岩稍高, K<sub>2</sub>O 较高 Ti 基性岩稍低(0.57%~0.80%), K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O 为 0.23~0.27, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量与高 Ti 基性岩相近(13.63%~14.27%), FeO<sub>t</sub> 含量低于高 Ti 基性岩(10.66%~11.50%), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 含量极低, 为 0.04%~0.08%。

鉴于那坡基性岩存在一定程度的蚀变, 而 Nb 和 Y 受蚀变的影响很小, 故采用 Nb/Y-Zr/TiO<sub>2</sub> 图解(图 4)进行岩石分类。那坡高 Ti 基性岩除样品 NP-12-24 落入亚碱性玄武岩区域外, 其余样品均落

入碱性玄武岩区域, 而低 Ti 基性岩则全部落入亚碱性玄武岩区域。在 FeO<sub>t</sub>/MgO-FeO<sub>t</sub> 图解中(图略)低 Ti 基性岩基本落入拉班玄武岩系列区域内。

在微量元素特征方面, 那坡高 Ti 基性岩稀土元素总量(ΣREE)为 92.18~125.22 μg/g, 在球粒陨石标准化稀土元素配分模式图中(图 5a), 除样品 NP-12-24 外, 其余样品配分模式基本一致且变化范围小, 轻稀土(LREE)相对富集, 重稀土(HREE)略微亏损至平坦, (La/Yb)<sub>N</sub> 为 5.0~6.3, 远高于 E-MORB, 与 OIB 近一致, 配分曲线总体介于 OIB 和 E-MORB 之间, 更加靠近 OIB, 落在峨眉山高 Ti 玄武岩的区域内, 具轻微的 Eu 正异常(δEu=1.15~1.73)。样品 NP-12-24 的 HREE

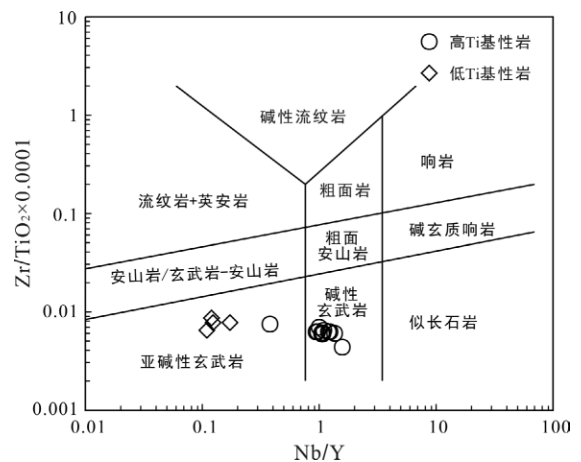
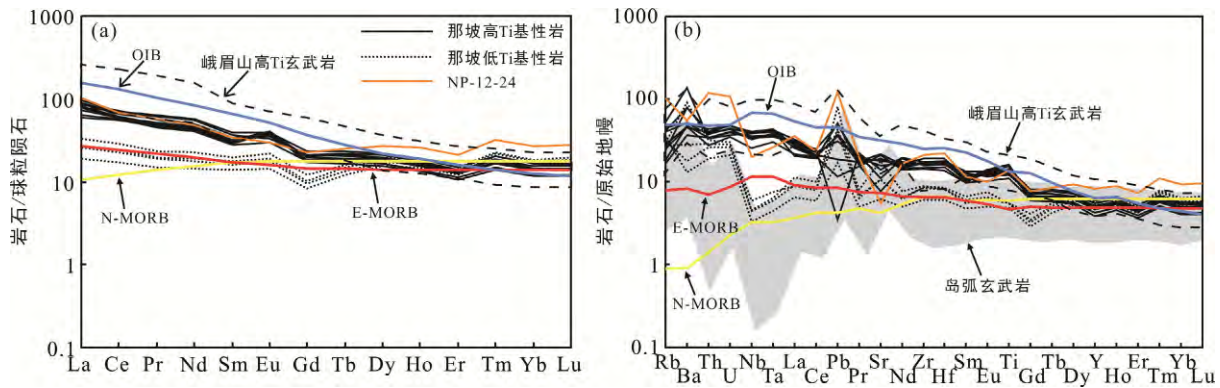


图 4 那坡基性岩 Nb/Y-Zr/TiO<sub>2</sub> 分类图解(据 Winchester and Floyd, 1977)  
Fig.4 Nb/Y vs. Zr/TiO<sub>2</sub> diagram for the Napo mafic rocks



球粒陨石、原始地幔、OIB、E-MORB、N-MORB 数据引自 Sun and McDonough, 1989; 峨眉山高 Ti 玄武岩数据引自 Xu et al., 2001; Song et al., 2004; Xiao et al., 2004; Zhou et al., 2006; 岛弧玄武岩数据引自 Tsvetkov, 1991; Gamble et al., 1993; Hochstaedter et al., 2000; Hochstaedter et al., 2001; Wade et al., 2005; Stern et al., 2006; Walker et al., 2007; Cooper et al., 2010; Kimura et al., 2010; Timm et al., 2011; Todd et al., 2011; Woodhead et al., 2011; Todd et al., 2012.

图 5 那坡基性岩球粒陨石标准化稀土元素配分模式图(a)和原始地幔标准化微量元素蛛网图(b)

Fig.5 Chondrite-normalized REE patterns (a), and primitive mantle-normalized trace element spider diagram (b) for the Napo mafic rocks

含量更高, LREE 与其他高 Ti 玄武岩基本一致, 轻重稀土分馏较弱( $(La/Yb)_N=3.7$ ), HREE 上翘, 尾部超出峨眉山高 Ti 玄武岩范围。在原始地幔标准化微量元素蛛网图中(图 5b), 高 Ti 基性岩富集大离子亲石元素(LILE, 如 Rb、Ba、Th、U)和高场强元素(HFSE, 如 Nb、Ta、Zr、Hf、Ti), 表现出与 OIB 一致的右倾型式, Pb 和 Sr 正异常到负异常。分布曲线介于 OIB 与 E-MORB 之间, 更接近 OIB, 落在峨眉山高 Ti 玄武岩的区域内。样品 NP-12-24 表现出不同的微量元素特征, 非常富集 LILE(Rb、Th、U), 相对亏损 Ba, 明显亏损 HFSE(Nb、Ta), 揭示了与俯冲相关的地球化学特征。

那坡低 Ti 基性岩  $\Sigma REE=38.50\sim 58.07 \mu g/g$ , 明显低于高 Ti 基性岩, REE 配分曲线较平缓, 与 E-MORB 相似, 轻重稀土分馏程度低,  $(La/Yb)_N$  为 1.2~1.7, 具明显的 Eu 正异常( $\delta Eu=1.31\sim 1.41$ )。低 Ti 基性岩与高 Ti 基性岩之间轻重稀土分馏程度不同, 反映不同的岩浆演化特征。在原始地幔标准化微量元素蛛网图中(图 5b), 低 Ti 基性岩富集 LILE(如 Rb、Th、U、Sr), 强烈亏损 HFSE(Nb、Ta), Zr、Hf 则轻微富集, Pb 具有显著正异常, 显示了与俯冲相关的微量元素特征, 类似于岛弧玄武岩, 整体落入了岛弧玄武岩分布范围内。

对比峨眉山玄武岩, 那坡高 Ti 基性岩落在峨眉山高 Ti 玄武岩区域的下部边缘, 低 Ti 基性岩落在岛弧玄武岩区域的上部边缘, 整体显示了过渡特征; 另外, 高 Ti 基性岩中的样品 NP-12-24 的稀土配分曲线和微量元素分布曲线型式与低 Ti 基性岩近平行而含量较高, 暗示两者具有相同或相似的岩浆演化过程, NP-12-24 可能经历了后期的富集作用。

## 4 讨论

### 4.1 蚀变作用影响

蚀变作用会影响全岩的成分, 将会误导岩石特征的判别。本文选取的样品手标本较新鲜, 样品的烧失量(LOI)为 1.65%~4.09%, 平均为 2.45%, 小于 3%, 说明蚀变并不严重; 利用不活泼元素 Th 和 Zr 与其他元素(La、Ba、U、LILE 和 LREE)进行相关性分析(图 6), 他们之间显示出很好的相关性, 说明岩石基本上没有受到后期蚀变的影响, 其地球化学特征可以反映其真实的特征。

### 4.2 结晶分异作用

结晶分异作用在岩浆的演化过程中起着非常重要的作用, 特别是岩浆作用过程的初始阶段(Hawkesworth et al., 2000)。那坡基性岩表现出随 MgO 含量增加, Ni、Cr 含量随之升高的趋势(图 7), 表明岩浆演化过程中受橄榄石和辉石分离结晶作用影响; 岩浆的 Sc/Y 比值不受橄榄石和斜长石分离结晶作用的影响(Naumann and Geist, 1999), 然而单斜辉石的结晶分异作用将导致 Sc/Y 比值变化, 那坡基性岩的 MgO 与 Sc/Y 和 CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 比值的正相关性证明了单斜辉石分离结晶作用的影响。那坡高 Ti 基性岩 MgO 与 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 呈正相关, 但与 Sr/La 无明显线性关系, 说明无明显斜长石分离结晶。而低 Ti 基性岩中 MgO 与 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、Sr/La 呈负相关性, 说明可能存在斜长石的堆晶作用, 这与显微镜下特征相一致。

### 4.3 岩石成因与构造意义

那坡低 Ti 基性岩具岛弧玄武岩地球化学特征, 这可能与古特提斯洋俯冲有关, 也可能是地壳混染



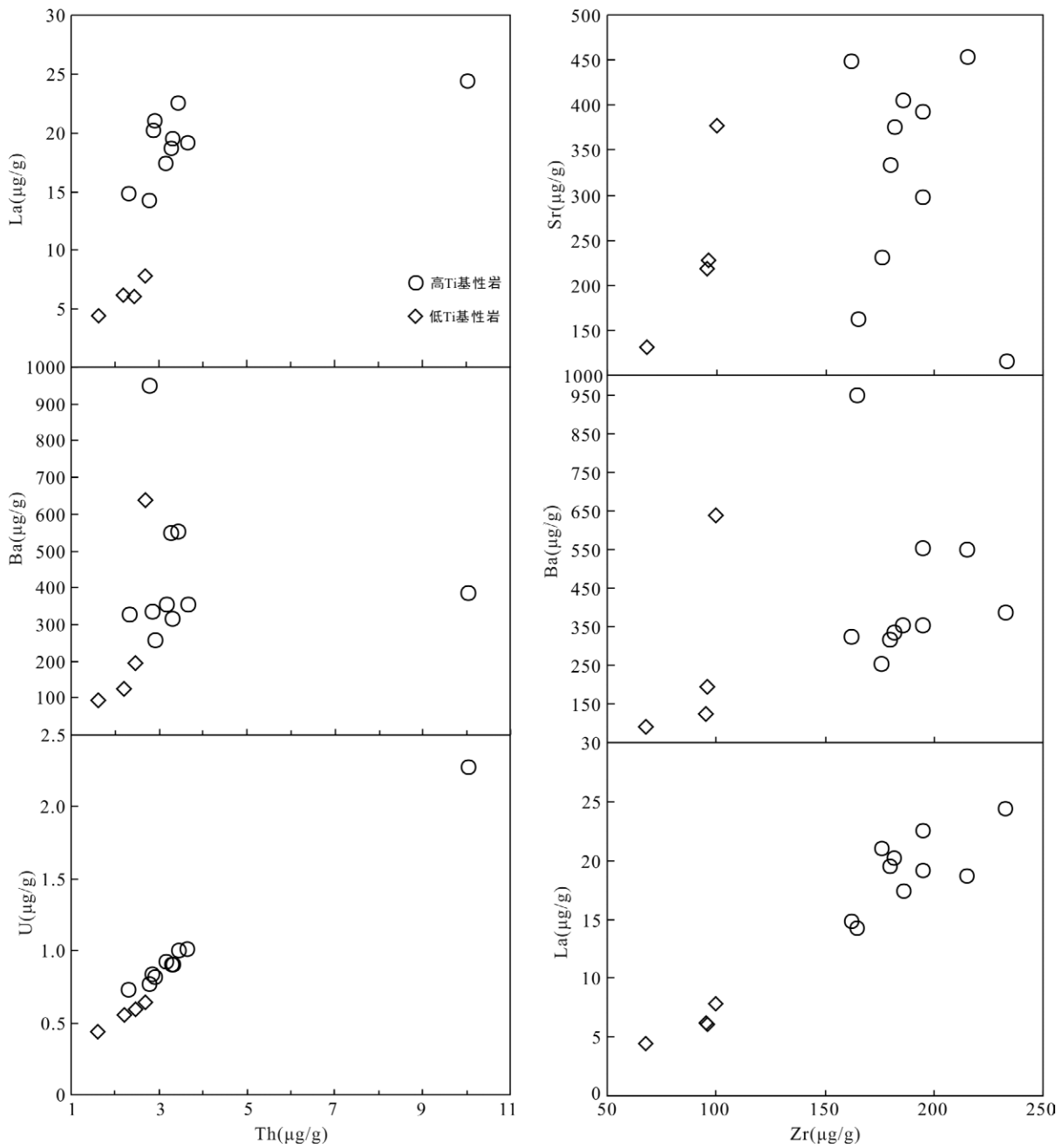


图 6 那坡基性岩 Th、Zr 与其他微量元素共变相关图

Fig.6 Variations of Th, Zr vs. other elements for the Napa mafic rocks

引起的, 通常认为, 地壳物质具低 Nb、Ta 高 Th 的特点, 因而地壳物质的混染必然导致 Nb、Ta 与 Th 之间的负相关关系, 然而, 那坡基性岩 Th 与 Na、Ta 呈正相关关系(图 8), 表明那坡低 Ti 基性岩受地壳混染的可能性小, 而更加可能与古特提斯俯冲有关。在 Zr-Nb/Zr、Zr-Rb/Nb 图解中(图 9), 那坡基性岩与壳源组分不具有相关性, 也进一步验证了上述可能性。Zhou et al. (2006)报道的那坡北部富宁地区二叠纪基性岩也分为高 Ti 系列和低 Ti 系列两部分, 其中高 Ti 系列为 OIB 型, 低 Ti 系列为岛弧型, 微量元素

特征与那坡基性岩非常相似, 在同位素特征方面, 富宁高 Ti 基性岩具有低  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.706~0.707), 高  $\epsilon_{\text{Nd}}$ (-1.5~-0.6), 而低 Ti 基性岩具高  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.710~0.715)和低  $\epsilon_{\text{Nd}}$ (-9.6~-4.0), 因此, 认为富宁低 Ti 系列可能是 OIB 源区遭受了较强的地壳混染从而显示岛弧型特征。然而, 那坡低 Ti 基性岩对比富宁低 Ti 基性岩具有更低的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.706~0.708)和更高的  $\epsilon_{\text{Nd}}$ (-2.0~-2.2)(课题组未刊数据), 特别是  $\epsilon_{\text{Nd}}$  差别很大, 这揭示了那坡低 Ti 基性岩所受地壳混染的可能性小, 而更加类似于与俯冲有关的现代岛弧岩浆源区。

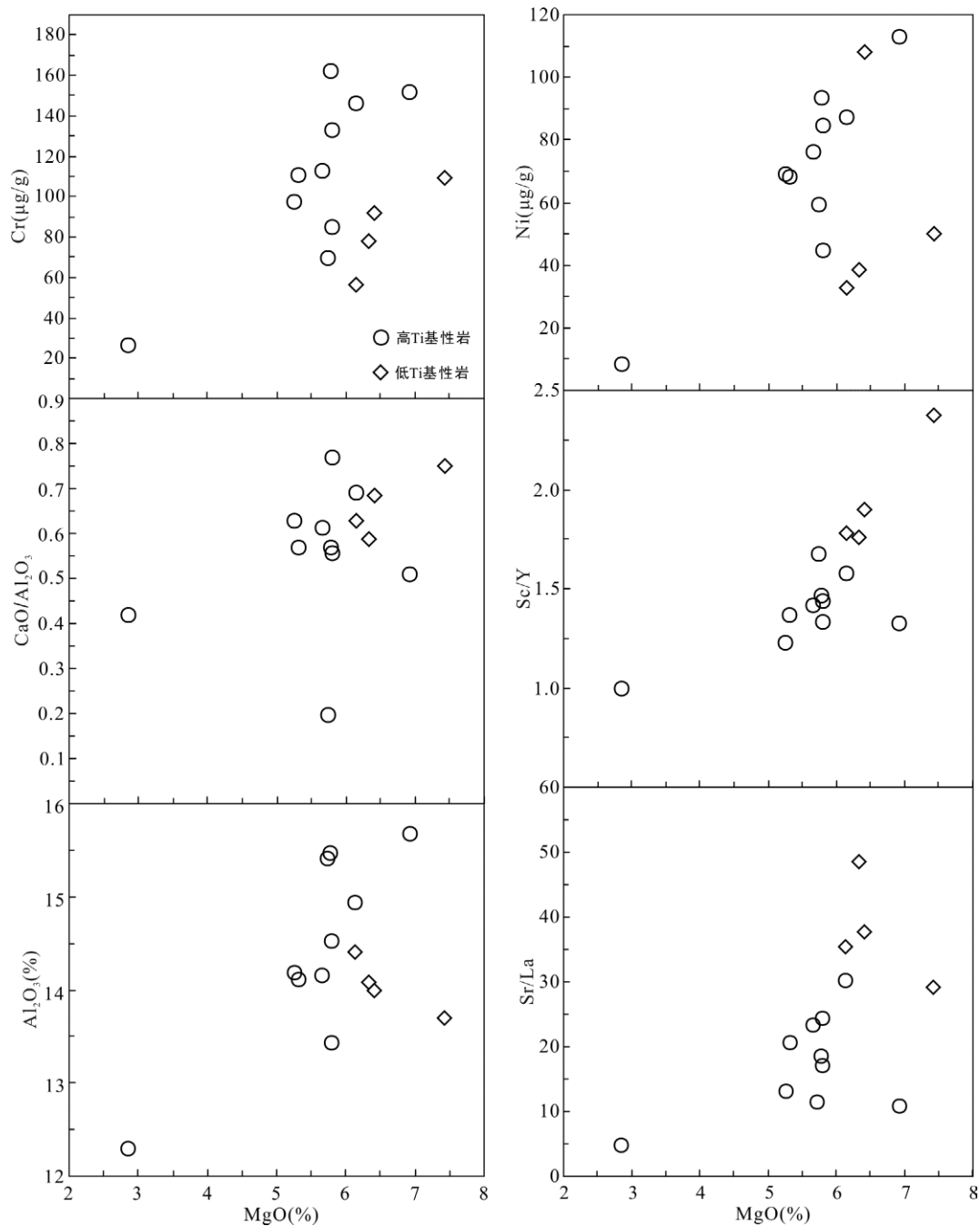


图 7 那坡基性岩 MgO 与各元素 Harker 图解  
 Fig.7 Harker diagrams for the Napo mafic rocks

岩浆作用过程中, 具有相似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, 这些微量元素具有类似同位素的示踪效果, 可能有效识别其岩浆源区的特征(Condie, 2003)。如 Th/Yb、Nb/Yb 和  $TiO_2/Yb$  能够很好地示踪地幔源区特征, 因为这些元素比值不受地幔部分熔融或结晶分异作用影响。Th/Yb 和  $TiO_2/Yb$  代表了地幔源区的亏损或富集程度(Pearce and Peate, 1995; Pearce, 2008), 此外, 沉积物中富含 Th 而亏损 Nb、Ti, 其含量和地

幔中 Th 含量相比差两个数量级(Plank and Langmuir, 1998), 而且 Th 是流动不活动性元素, 受俯冲沉积流体影响很少(Hawkesworth et al., 1997), 故 Th/Yb 能反映源区中来自俯冲沉积物熔体的贡献(Elliott et al., 1997; Class et al., 2000; Singer et al., 2007)。相反, 如果地幔源区中有沉积物熔体加入将导致 Th 含量增加而 Nb 和 Ti 的含量却不变, 在 Nb/Yb-Th/Yb 图解中会表现出高 Th/Yb 而落入地幔演化趋势线上方, 而在 Nb/Yb- $TiO_2/Yb$  图解上则不会受沉积物熔体影

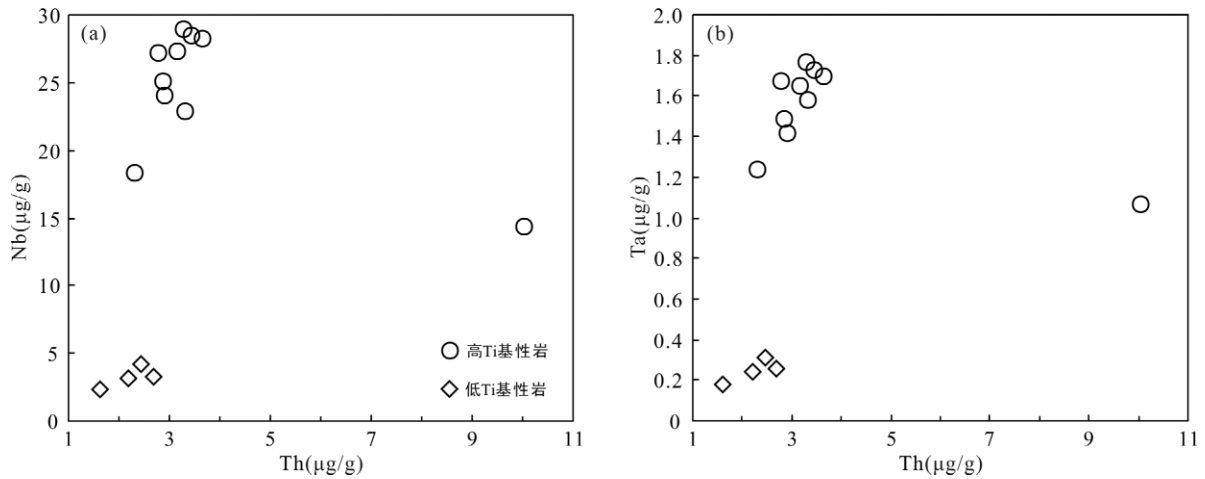


图 8 那坡基性岩 Th-Nb (a)、Th-Ta (b)图解

Fig.8 Th vs. Nb (a), and Th vs. Ta (b) diagrams for the Napo mafic rocks

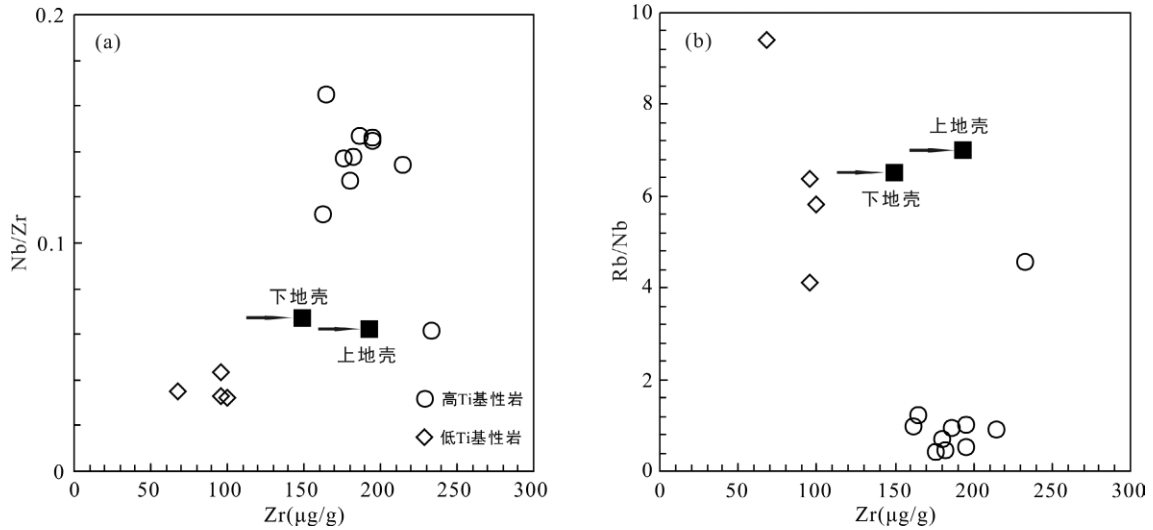


图 9 那坡基性岩 Zr-Nb/Zr (a)、Zr-Rb/Nb (b)图解(上地壳、下地壳数据引自 Rudnick and Gao, 2003)

Fig.9 Zr vs. Nb/Zr (a), and Zr vs. Rb/Nb (b) diagrams for the Napo mafic rocks

响, 能够反映受沉积物熔体影响之前岩浆源区特征。

在 Nb/Yb-Th/Yb 图解中(图 10a), 那坡高 Ti 基性岩落在 OIB 端元, 落入峨眉山高 Ti 玄武岩区域内, 显示其来源于富集地幔源区以及与峨眉山地幔柱的亲缘性。低 Ti 基性岩落在岛弧玄武岩顶部区域, 显示与俯冲相关源区特征, 高 Th/Yb 暗示俯冲沉积物熔体对其源区有很大贡献, 其中有两个点落在岛弧玄武岩区域外, 呈向峨眉山高 Ti 玄武岩过渡趋势, 可能是由 OIB 源区与岛弧源区发生岩浆混合而形成的。在 Nb/Yb-TiO<sub>2</sub>/Yb 图解上(图 10b), 那坡高 Ti 基性岩和低 Ti 基性岩分别落在峨眉山高 Ti 玄武岩和岛弧玄武岩区域内, 分别指示富集和相对亏损的地幔源区, 低 Ti 基性岩亦呈现向峨眉山高 Ti 玄武岩逐渐过渡的特征。特别是样品 NP-12-24 在两个图解中

都落在峨眉山高 Ti 玄武岩和岛弧玄武岩之间, 更说明了两个源区的岩浆混合。

利用构造环境判别图对那坡基性岩进行投图, 在 Ti-V 图解中(图 11a), 那坡高 Ti 基性岩落在了 OIB 和 MORB 过渡区域, 类似于峨眉山高 Ti 玄武岩, 低 Ti 基性岩则落在岛弧玄武岩(VAB)和 MORB 过渡区域; 在 Zr-Zr/Y 图解中(图 11b), 那坡高 Ti 基性岩基本落入板内玄武岩和峨眉山高 Ti 玄武岩区域内, 低 Ti 基性岩 1 个点落在岛弧玄武岩区域内, 另外三个点落在岛弧玄武岩区域边界, 呈向峨眉山高 Ti 玄武岩过渡趋势。在 Zr-Ti-Y 图解中(图 12a), 那坡高 Ti 基性岩落在板内玄武岩区域, 低 Ti 基性岩落在岛弧拉斑玄武岩区域; 而在 Zr-Nb-Y 图解(图 12b)中, 那坡低 Ti 基性岩落在火山弧玄武岩区域内靠近板内拉

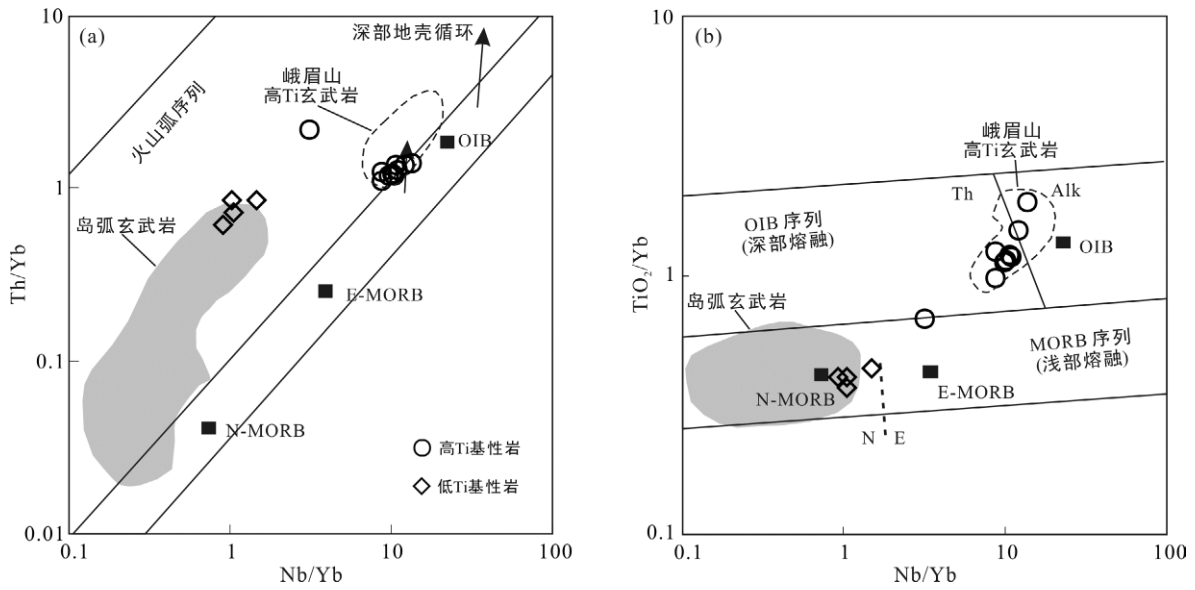


图 10 那坡基性岩 Nb/Yb-Th/Yb (a)和 Nb/Yb-TiO<sub>2</sub>/Yb (b)图解(据 Pearce, 2008; 岛弧玄武岩和峨眉山高 Ti 玄武岩数据出处同图 5)

Fig.10 Nb/Yb vs. Th/Yb (a) and Nb/Yb vs. TiO<sub>2</sub>/Yb (b) diagrams for the Napo mafic rocks

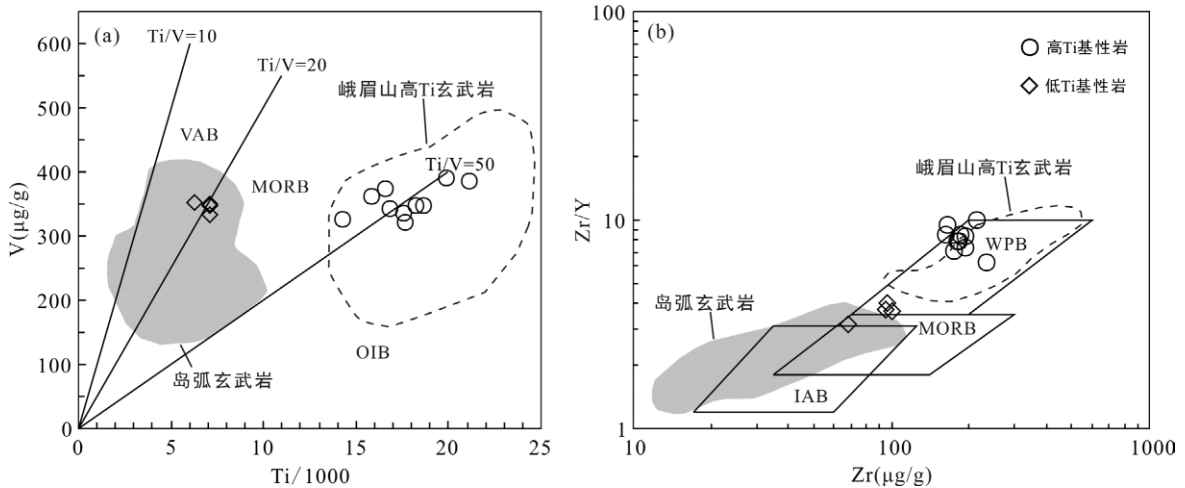


图 a 中: VAB. 火山弧玄武岩; MORB. 洋中脊玄武岩; OIB. 洋岛玄武岩; 图 b 中: IAB. 岛弧玄武岩; WPB. 板内玄武岩。

图 11 那坡基性岩 Ti-V (a, 据 Shervais, 1982)和 Zr-Zr/Y (b, 据 Pearce and Norry, 1979)图解(岛弧玄武岩和峨眉山高 Ti 玄武岩数据出处同图 5)

Fig.11 Ti vs. V (a) and Zr vs. Zr/Y (b) diagrams for the Napo mafic rocks

斑玄武岩一侧, 其中一个点落在与板内拉斑玄武岩分界线上, 暗示可能有板内岩浆作用影响。高 Ti 基性岩(除 NP-12-14)落在板内玄武岩区域, 而样品 NP-12-24 落在了板内拉斑玄武岩和火山弧玄武岩区域, 体现过渡特征。

总之, 从微量元素比值对岩浆源区示踪和构造环境判别, 均表明那坡高 Ti 基性岩来自富集 OIB 地幔源区, 表现出与峨眉山高 Ti 玄武岩几乎一致的地球化学特征; 低 Ti 基性岩呈现了由 OIB 向岛弧玄武岩的过渡特征。另外, 在地理位置上, 那坡地区位于

峨眉山大火成岩省外部带, 那坡北部、北东部富宁、隆林-西林、阳圩、龙川、玉凤、巴马等地区的晚二叠世高 Ti 基性岩都被认为是峨眉山地幔柱的产物(范蔚茗等, 2004; Zhou et al., 2006; Fan et al., 2008; Lai et al., 2012; 张晓静和肖加飞, 2014), 而位于崇左、靖西(Qin et al., 2012)及那坡低 Ti 的基性岩则呈现岛弧地球化学特征, 结合地球化学特征和区域地质背景, 我们认为那坡高 Ti 基性岩为峨眉山地幔柱的产物, 属于峨眉山大火成岩省的一部分, 低 Ti 基性岩受到古特提斯俯冲和峨眉山地幔柱共同作用的影响。

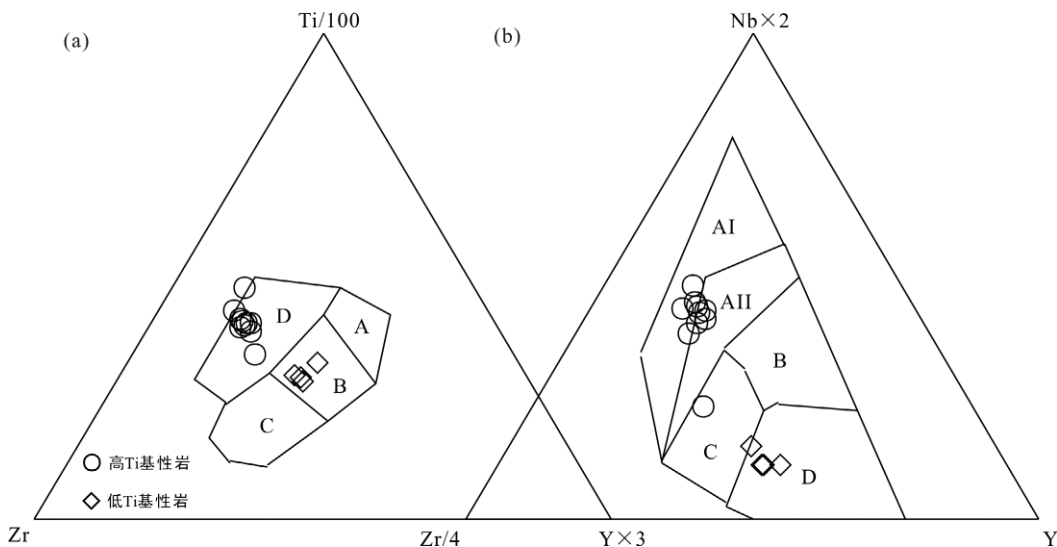


图 a 中: A. 岛弧拉斑玄武岩; B. 洋中脊玄武岩、岛弧拉斑玄武岩、岛弧钙碱性玄武岩; C. 岛弧钙碱性玄武岩; D. 板内玄武岩; 图 b 中: AI. 板内碱性玄武岩; AII. 板内碱性玄武岩和板内拉斑玄武岩; B. E-MORB; C. 板内拉斑玄武岩和火山弧玄武岩; D. 火山弧玄武岩和 N-MORB。

图 12 那坡基性岩  $Zr-Ti/100-Y \times 3$  (a, 据 Pearce and Cann, 1973) 和  $Zr/4-Nb \times 2-Y$  (b, 据 Meschede, 1986) 图解

Fig.12  $Zr-Ti/100-Y \times 3$  (a), and  $Zr/4-Nb \times 2-Y$  (b) diagrams for the Napo mafic rocks

关于印支地块与华南板块的分界, 一直存在较大争议, Tapponnier et al. (1990) 认为是哀牢山-红河带; Sengör and Hsü (1984) 认为是 Song Da 带; Hutchison (1975) 和 Liu et al. (2012) 认为是 Song Ma 带, 且哀牢山-Song Ma 带在东南亚古特提斯演化过程中是穿时的, 南部 Song Ma 带洋壳俯冲要晚于北部哀牢山带, 主体为晚二叠世-早三叠世, 呈剪刀式关闭; Cai and Zhang (2009) 提出了经过那坡地区的滇-琼带为印支与华南分界, 晚二叠世-中三叠世处于洋壳俯冲阶段; Qin et al. (2012) 报道了凭祥地区晚二叠世基性岩, 认为那坡-凭祥带属于印支与华南俯冲碰撞系统的弧后盆地体系; Findlay and Trinh (1997) 提出, 印支地块与华南板块之间并非简单的一条缝合带能够解释, 应该存在一个较大(宽)的构造变形带。桂西地区位于华南板块西南缘, 处于与印支地块交界部位。前人通过对沉积岩组合, 与基性岩相伴生的硅质岩地球化学、放射虫以及古地磁等方面的研究, 证实桂西地区晚古生代为一广海洋盆, 属于古特提斯东延分支(吴浩若等, 1993; 陈海泓等, 1994; 吴浩若和杜越, 1994; 王忠诚等, 1997; 吴浩若, 1999; 殷鸿福等, 1999; 邝国敦和吴浩若, 2002; 黄志强等, 2013)。结合那坡低 Ti 基性岩岛弧地球化学特征和区域地质背景, 表明那坡地区在晚古生代末可能受到古特提斯俯冲的影响, 同时古特提斯俯冲影响的地区可以延伸至靖西、崇左(凭祥)一带, 故桂西地区从那坡-靖西-崇左很可能是印支地块与华南板块的最终缝合带, 同时峨眉山地幔柱

也共同影响该区, 特别是那坡地区发育的高 Ti 及低 Ti 基性岩, 可能是古特提斯俯冲体系与峨眉山地幔柱相互作用的结果。

综上, 那坡地区晚二叠世同时存在峨眉山地幔柱和古特提斯俯冲的岩浆记录, 并存在相互影响(深部岩浆混合), 表明峨眉山地幔柱与古特提斯东延部分的演化存在高度时空耦合, 为该区域晚古生代末构造岩浆演化及成矿提供了新信息。

## 5 结 论

(1) 桂西那坡地区晚二叠世基性岩根据  $TiO_2=2.8\%$  和  $Ti/Y=500$  的划分界线可分为高 Ti 和低 Ti 基性岩。

(2) 那坡高 Ti 基性岩属于碱性系列岩石, 具 OIB 特征。低 Ti 基性岩属于拉斑玄武岩系列岩石, 具有岛弧玄武岩地球化学特征。

(3) 那坡基性岩受到橄榄石和单斜辉石分离结晶作用的影响。高 Ti 基性岩与峨眉山高 Ti 玄武岩具高度亲缘性, 低 Ti 基性岩则具岛弧玄武岩亲缘性, 总体表现为从高 Ti 向低 Ti 的过渡特征, 暗示其源区可能存在岩浆混合。

(4) 结合岩石地球化学特征及区域地质背景, 认为那坡高 Ti 基性岩为峨眉山地幔柱岩浆活动产物, 低 Ti 基性岩为古特提斯俯冲与峨眉山地幔柱共同作用的产物, 表明那坡地区晚二叠世同时受到峨眉山地幔柱和古特提斯俯冲相互作用的影响。

致谢: 感谢中国科学院大学张开均教授和另一位匿名审稿人对本文提出建设性修改意见, 以及桂林理工大学地球科学学院杨锋老师在样品主量元素分析测试中给予的帮助。

#### 参考文献(References):

- 陈海泓, 孙枢, 李继亮, Haag M, Dobson J, 许靖华, Heller F. 1994. 华南早三叠世的古地磁学与大地构造. 地质科学, 29(1): 1-9.
- 陈智梁. 1994. 特提斯地质一百年. 特提斯地质, 18: 1-22.
- 从柏林. 1994. 中国滇西地区古特提斯演化的岩石学记录. 亚洲的增生. 北京: 地震出版社: 65-68.
- 从柏林, 吴根耀, 张旗, 张儒媛, 翟明国, 赵大升, 张雯华. 1993. 中国滇西古特提斯构造带岩石大地构造演化. 中国科学(B辑), 23(11): 1201-1207.
- 丁林, 钟大赉. 1995. 滇西昌宁-孟连带古特提斯洋硅质岩稀土元素和铀异常特征. 中国科学(B辑), 25(1): 93-100.
- 董云鹏, 朱炳泉. 1999. 滇东南建水岛弧型枕状熔岩及其对华南古特提斯的制约. 科学通报, 44(21): 2323-2328.
- 范蔚茗, 王岳军, 彭头平, 苗来成, 郭峰. 2004. 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. 科学通报, 49(18): 1892-1900.
- 冯庆来, 刘本培, 叶玫. 1996. 中国南方古特提斯阶段的构造古地理格局. 地质科技情报, 15(3): 1-6.
- 高剑峰, 陆建军, 赖鸣远, 林雨萍, 濮巍. 2003. 岩石样品中微量元素的高分辨率等离子质谱分析. 南京大学学报(自然科学版), 39(6): 844-850.
- 广西壮族自治区地质矿产局. 1985. 广西壮族自治区区域地质志. 北京: 地质出版社.
- 侯增谦, 卢纪仁, 李红阳, 王登红, 吕庆田. 1996. 中国西南特提斯构造演化——地幔柱构造控制. 地球学报, 17(4): 439-453.
- 黄汲清, 陈炳蔚. 1987. 中国及邻区特提斯海的演化. 北京: 地质出版社.
- 黄志强, 黄虎, 杜远生, 杨江海, 黄宏伟, 胡丽沙, 谢春霞. 2013. 广西那坡裂陷盆地晚古生代硅质岩地球化学特征及其地质意义. 地球科学, 38(2): 253-265.
- 邝国敦, 吴浩若. 2002. 桂西晚古生代深水相地层. 地质科学, 37(2): 152-164.
- 李继亮. 1988. 滇西三江带的大地构造演化. 地质科学, (4): 337-346.
- 刘宝珺, 许效松, 潘杏南. 1993. 中国南方古大陆沉积地壳演化与成矿. 北京: 科学出版社: 40-42.
- 刘本培, 冯庆来, 方念乔, 贾进华, 何馥香. 1993. 滇西南昌宁-孟连带和澜沧江带古特提斯多岛洋构造演化. 地球科学, 18(5): 529-539.
- 柳淮之, 钟白云, 姚明. 1988. 扬子地块晚古生代裂谷与地体. 桂林工学院学报, 8(4): 322-332.
- 马文璞. 1996. 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. 地质科学, 31(2): 105-113.
- 莫宣学, 路凤香, 沈上越. 1993. 三江特提斯火山作用与成矿. 北京: 地质出版社.
- 莫宣学, 沈上越, 朱勤文. 1998. 三江中南段火山岩-蛇绿岩与成矿. 北京: 地质出版社.
- 潘桂棠. 1994. 全球洋-陆转换中的特提斯演化. 沉积与特提斯地质, 18: 23-40.
- 潘桂棠, 陈智樑, 李兴振, 徐强, 江新胜. 1996. 东特提斯多弧-盆系统演化模式. 岩相古地理, 16(2): 52-65.
- 丘元禧, 张伯友. 2000. 华南古特提斯东延问题的探讨. 中国区域地质, 19(2): 175-180.
- 任纪舜. 1990. 论中国南部的大地构造. 地质学报, 64(4): 275-288.
- 宋谢炎, 侯增谦, 曹志敏, 卢纪仁, 汪云亮, 张成江, 李佑国. 2001. 峨眉大火成岩省的岩石地球化学特征及时限. 地质学报, 75(4): 498-506.
- 孙勇, 陈亮, 冯涛, 高明, 何艳红. 2002. 一种古特提斯演化的动力学模型——来自中国古特提斯蛇绿岩的证据. 西北大学学报(自然科学版), 32(1): 1-6.
- 覃建雄, 陈洪德, 田景春, 杨作升. 2000. 右江盆地层序充填序列与古特提斯海再造. 地球学报, 21(1): 62-70.
- 王忠诚, 吴浩若, 邝国敦. 1995. 广西晚古生代硅岩的地球化学及其形成的大地构造环境. 岩石学报, 11(4): 449-455.
- 王忠诚, 吴浩若, 邝国敦. 1997. 桂西晚古生代海相玄武岩的特征及其形成环境. 岩石学报, 13(2): 260-265.
- 吴根耀, 吴浩若, 钟大赉, 邝国敦, 季建清. 2000. 滇桂交界处古特提斯的洋岛和岛弧火山岩. 现代地质, 14(4): 393-400.
- 吴浩若. 1999. 放射虫硅质岩对华南古地理的启示. 古地理学报, 1(2): 28-35.
- 吴浩若. 2000. 广西加里东运动构造古地理问题. 古地理学报, 2(1): 70-76.
- 吴浩若. 2003. 晚古生代-三叠纪南盘江海的构造古地理问题. 古地理学报, 5(1): 63-76.
- 吴浩若, 杜越. 1994. 滇西昌宁-孟连带南部地层地质问题. 地层学杂志, 18(3): 221-227.
- 吴浩若, 邝国敦, 王忠诚. 1993. 桂西晚古生代基性岩的再认识及其大地构造意义. 地质科学, 28(3): 288-289.
- 吴浩若, 邝国敦, 王忠诚. 1997. 广西晚古生代构造沉积背景的初步研究. 地质科学, 32(1): 11-18.
- 吴浩若, 邝国敦, 咸向阳, 李日俊, 王忠诚. 1994. 桂南晚古生代放射虫硅质岩及广西古特提斯的初步探讨.

- 科学通报, 39(9): 809–812.
- 夏文臣, 周杰, 葛立刚, 刘东建, 杨永强. 1994. 华南二叠–三叠系的成因地层序列及古特提斯海重建. *地球科学*, 19(5): 663–675.
- 徐义刚, 何斌, 罗震宇, 刘海泉. 2013. 我国大火成岩省和地幔柱研究进展与展望. *矿物岩石地球化学通报*, 32(1): 25–39.
- 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. *地球化学*, 30(1): 1–9.
- 许靖华. 1987. 中国南方大地构造的几个问题. *地质科技情报*, 6(2): 13–27.
- 许靖华, 孙枢, 李继亮. 1987. 是华南造山带而不是华南地台. *中国科学(B辑)*, 17(10): 1107–1115.
- 殷鸿福, 吴顺宝, 杜远生, 彭元桥. 1999. 华南是特提斯多岛洋体系的一部分. *地球科学*, 24(1): 1–12.
- 殷鸿福, 张克信. 1998. 中央造山带的演化及其特点. *地球科学*, 23(5): 437–442.
- 张伯友, 石满全, 杨树锋, 陈汉林. 1995. 古特提斯造山带在华南两广交界地区的新证据. *地质论评*, 41(1): 1–6.
- 张伯友, 张海祥, 赵振华, 石满全, 杨树锋, 陈汉林. 2003. 两广交界处岑溪二叠纪岛弧型玄武岩及其古特提斯性质的讨论. *南京大学学报(自然科学版)*, 39(1): 46–54.
- 张伯友, 赵振华, 石满全, 杨树锋, 陈汉林. 1997. 岑溪二叠纪岛弧型玄武岩的首次厘定及大地构造意义——两广交界古特提斯构造带的重要证据. *科学通报*, 42(4): 413–416.
- 张国伟, 孟庆任, 赖绍聪. 1995. 秦岭造山带的结构构造. *中国科学(B辑)*, 25(9): 994–1003.
- 张开均, 唐显春. 2009. 青藏高原腹地榴辉岩研究进展及其地球动力学意义. *科学通报*, 54: 2556–2567.
- 张旗, 周德进, 赵大升, 彭兴阶, 罗万林, 刘祥品. 1996. 滇西古特提斯造山带的威尔逊旋回: 岩浆活动记录和深部过程讨论. *岩石学报*, 12(1): 17–28.
- 张世红, 王鸿祯. 2002. 古大陆再造的回顾与展望. *地质论评*, 48(2): 198–213.
- 张晓静, 肖加飞. 2014. 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. *矿物岩石地球化学通报*, 33(2): 163–176.
- 钟大赉. 1998. 滇川西部古特提斯造山带. 北京: 科学出版社.
- 钟大赉, 丁林. 1993. 从三江及邻区特提斯带演化讨论冈瓦纳大陆离散与亚洲大陆增生, 亚洲的增生. 北京: 地震出版社: 5–8.
- 钟大赉, 吴根耀. 1998. 滇东南发现蛇绿岩. *科学通报*, 43(13): 1365–1370.
- 钟自云, 柳淮之, 姚明. 1989. 右江裂谷带早三叠世玄武岩的特征. *桂林冶金地质学院学报*, 9(1): 45–55.
- Anh T V, Pang K N, Chung S L, Lin H M, Hoa T T, Anh T T and Yang H J. 2011. The Song Da magmatic suite revisited: A petrologic, geochemical and Sr-Nd isotopic study on picrites, flood basalts and silicic volcanic rocks. *Journal of Asian Earth Sciences*, 42(6): 1341–1355.
- Cai J X and Zhang K J. 2009. A new model for the Indochina and south China collision during the late Permian to the middle Triassic. *Tectonophysics*, 467(1–4): 35–43.
- Chung S L and Jahn B M. 1995. Plume-lithosphere interaction in generation of the Emeishan flood basalts at the Permian-Triassic boundary. *Geology*, 23(10): 889–892.
- Class C, Miller D M, Goldstein S L and Langmuir C H. 2000. Distinguishing melt and fluid subduction components in Umnak volcanics, Aleutian arc. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 1(6): 1–30.
- Condie K C. 2003. Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: Tracking deep mantle sources and continental growth rates with time. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4(1): 1–28.
- Cooper L B, Plank T, Arculus R J, Hauri E H, Hall P S and Parman S W. 2010. High Ca boninites from the active Tonga arc. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B10206). DOI:10.1029/2009JB006367.
- Elliott T, Plank T, Zindler A, White W and Bourdon B. 1997. Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 102(B7): 14991–15019.
- Fan W M, Zhang C H, Wang Y J, Guo F and Peng T P. 2008. Geochronology and geochemistry of permian basalts in western Guangxi province, southwest China: Evidence for plume-lithosphere interaction. *Lithos*, 102(1): 218–236.
- Findlay R H and Trinh P T. 1997. The structural setting of the Song Ma region, Vietnam and the Indochina-South China plate boundary problem. *Gondwana Research*, 1(1): 11–33.
- Gamble J, Smith I, McCulloch M, Graham I and Kokelaar B. 1993. The geochemistry and petrogenesis of basalts from the Taupo volcanic zone and Kermadec island arc, SW Pacific. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 54(3): 265–290.
- Guo F, Fan W M, Wang Y J and Li C W. 2004. Upper

- Paleozoic basalts in the southern Yangtze block: Geochemical and Sr-Nd isotopic evidence for asthenosphere-lithosphere interaction and opening of the Paleo-Tethyan Ocean. *International Geology Review*, 46(4): 332–346.
- Hanski E, Walker R J, Huhma H, Polyakov G V, Balykin P A, Hoa T T and Phuong N T. 2004. Origin of the Permian-Triassic komatiites, northwestern Vietnam. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 147(4): 453–469.
- Hawkesworth C J, Blake S, Evans P, Hughes R, Macdonald R, Thomas L E, Turner S P and Zellmer G. 2000. Time scales of crystal fractionation in magma chambers—integrating physical, isotopic and geochemical perspectives. *Journal of Petrology*, 41(7): 991–1006.
- Hawkesworth C J, Turner S P, McDermott F, Peate D W and Van Calsteren P. 1997. U-Th isotopes in arc magmas: Implications for element transfer from the subducted crust. *Science*, 276(5312): 551–555.
- He B, Xu Y G, Chung S L, Xiao L and Wang Y M. 2003. Sedimentary evidence for a rapid, kilometer-scale crustal doming prior to the eruption of the Emeishan flood basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 213(3–4): 391–405.
- He B, Xu Y G, Huang X L, Luo Z Y, Shi Y R, Yang Q J and Yu S Y. 2007. Age and duration of the Emeishan flood volcanism, SW China: Geochemistry and SHRIMP zircon U-Pb dating of silicic ignimbrites, post-volcanic Xuanwei formation and clay tuff at the Chaotian section. *Earth and Planetary Science Letters*, 255(3–4): 306–323.
- Hochstaedter A, Gill J, Peters R, Broughton P, Holden P and Taylor B. 2001. Across arc geochemical trends in the Izu Bonin Arc: Contributions from the subducting slab. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2(7), DOI: 10.1029/2000GC000105.
- Hochstaedter A G, Gill J B, Taylor B, Ishizuka O, Yuasa M and Monta S. 2000. Across arc geochemical trends in the Izu Bonin Arc: Constraints on source composition and mantle melting. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B1): 495–512.
- Hsü K J, Li J L, Chen H H, Wang Q C, Sun S and Şengör A M C. 1990. Tectonics of South China: Key to understanding west Pacific geology. *Tectonophysics*, 183(1): 9–39.
- Hsü K J, Pan G T and Sengör A M C. 1995. Tectonic evolution of the Tibetan plateau: A working hypothesis based on the archipelago model of orogenesis. *International Geology Review*, 37(6): 473–508.
- Hutchison C S. 1975. Ophiolite in southeast Asia. *Geological Society of America Bulletin*, 86(6): 797–806.
- Kimura J I, Kent A J, Rowe M C, Katakuse M, Nakano F, Hacker B R, van Keken P E, Kawabata H and Stern R J. 2010. Origin of cross chain geochemical variation in quaternary lavas from the northern Izu Arc: Using a quantitative mass balance approach to identify mantle sources and mantle wedge processes. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 11(10), DOI: 10.1029/2010GC003050.
- Lai S C, Qin J F, Li Y F, Li S Z and Santosh M. 2012. Permian high Ti/Y basalts from the eastern part of the Emeishan large igneous province, southwestern China: Petrogenesis and tectonic implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, 47: 216–230.
- Liu J L, Tran M D, Tang Y, Nguyen Q L, Tran T H, Wu W B, Chen J F, Zhang Z C and Zhao Z D. 2012. Permo-Triassic granitoids in the northern part of the Truong Son belt, NW Vietnam: Geochronology, geochemistry and tectonic implications. *Gondwana Research*, 22(2): 628–644.
- Meschede M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, 56(3): 207–218.
- Naumann T R and Geist D J. 1999. Generation of alkalic basalt by crystal fractionation of tholeiitic magma. *Geology*, 27(5): 423–426.
- Pearce J A. 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100(1): 14–48.
- Pearce J A and Cann J R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19(2): 290–300.
- Pearce J A and Norry M J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69(1): 33–47.
- Pearce J A and Peate D W. 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23: 251–286.
- Plank T and Langmuir C H. 1998. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology*, 145(3): 325–394.
- Qin X F, Wang Z Q, Zhang Y L, Pan L Z, Hu G A and Zhou



- F S. 2012. 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. *Acta Geologica Sinica*, 86(5): 1182–1199.
- Rudnick R L and Gao S. 2003. Composition of the continental crust // *Treatise on Geochemistry*, 3: 1–64.
- Scotese C R, 2001. Atlas of earth history // University of Texas at Arlington. Department of Geology. PALEOMAP Project.
- Sengör A M C. 1979. Mid-Mesozoic closure of Permian-Triassic Tethys and its implications. *Nature*, 279: 590–593.
- Sengör A M C and Hsü K J. 1984. The cimmerides of eastern Asia: History of the eastern end of palaeo-Tethys. *Memoires de la Societe Geologique de France*, 147: 139–167.
- Sengör A M C and Yilmaz Y. 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75(3): 181–241.
- Shervais J W. 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 59(1): 101–118.
- Singer B S, Jicha B R, Leeman W P, Rogers N W, Thirlwall M F, Ryan J and Nicolaysen K E. 2007. Along-strike trace element and isotopic variation in Aleutian island arc basalt: Subduction melts sediments and dehydrates serpentine. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B6). DOI: 10.1029/2006JB004897.
- Song X Y, Zhou M F, Cao Z M and Robinson P T. 2004. Late Permian rifting of the South China craton caused by the Emeishan mantle plume? *Journal of the Geological Society*, 161(5): 773–781.
- Stern R J, Kohut E, Bloomer S H, Leybourne M, Fouch M and Vervoort J. 2006. Subduction factory processes beneath the Guguan Cross-chain, Mariana Arc: No role for sediments, are serpentinites important? *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151(2): 202–221.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1): 313–345.
- Tapponnier P, Lacassin R, Leloup P H, Schärer U, Zhong D L, Wu H W, Liu X H, Ji S C, Zhang L S and Zhong J Y. 1990. The Ailao Shan/red river metamorphic belt: Tertiary left-lateral shear between Indochina and South China. *Nature*, 343: 431–437.
- Timm C, Graham I J, de Ronde C E, Leybourne M I and Woodhead J. 2011. Geochemical evolution of Monowai volcanic center: New insights into the northern Kermadec arc subduction system, SW Pacific. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 12(8). DOI: 10.1029/2011GC003654.
- Todd E, Gill J, Wysoczanski R J, Hergt J, Wright I C, Leybourne M I and Mortimer N. 2011. Hf isotopic evidence for small scale heterogeneity in the mode of mantle wedge enrichment: Southern Havre Trough and South Fiji basin back arcs. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 12(9). DOI: 10.1029/2011GC003683.
- Todd E, Gill J B and Pearce J A. 2012. A variably enriched mantle wedge and contrasting melt types during arc stages following subduction initiation in Fiji and Tonga, southwest pacific. *Earth and Planetary Science Letters*, 335: 180–194.
- Tsvetkov A. 1991. Magmatism of the westernmost (Kamodorsky) segment of the Aleutian island arc. *Tectonophysics*, 199(2): 289–317.
- Wade J A, Plank T, Stern R J, Tollstrup D L, Gill J B, O'Leary J C, Eiler J M, Moore R B, Woodhead J D and Trusdell F. 2005. The May 2003 eruption of Anatahan volcano, Mariana islands: Geochemical evolution of a silicic island-arc volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 146(1): 139–170.
- Walker J A, Mickelson J E, Thomas R B, Patino L C, Cameron B, Carr M J, Feigenson M D and Edwards R L. 2007. U-series disequilibria in Guatemalan lavas, crustal contamination, and implications for magma genesis along the central American subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B6). DOI: 10.1029/2006JB004589.
- Wang C Y, Zhou M F and Qi L. 2007. Permian flood basalts and mafic intrusions in the Jinping (SW China)-Song Da (Northern Vietnam) district: Mantle sources, crustal contamination and sulfide segregation. *Chemical Geology*, 243(3–4): 317–343.
- Winchester J A and Floyd P A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325–343.
- Woodhead J, Hergt J, Greig A and Edwards L. 2011. Subduction zone Hf-anomalies: Mantle messenger, melting artefact or crustal process? *Earth and*

- Planetary Science Letters*, 304(1): 231–239.
- Xiao L, Xu Y G, Mei H J, Zheng Y F, He B and Pirajno F. 2004. Distinct mantle sources of low-Ti and high-Ti basalts from the western Emeishan large igneous province, SW China: Implications for plume-lithosphere interaction. *Earth and Planetary Science Letters*, 228(3): 525–546.
- Xu Y G, Chung S L, Jahn B M and Wu G Y. 2001. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China. *Lithos*, 58(3): 145–168.
- Zhang K J and Cai J X. 2009. NE-trending Hepu-Hetai dextral shear zone in southern China: Penetration of the Yunkai Promontory of South China into Indochina. *Journal of Structural Geology*, 31: 737–748.
- Zhou M F, Malpas J, Song X Y, Robinson P T, Sun M, Kennedy A K, Leshner C M and Keays R R. 2002. A temporal link between the Emeishan large igneous province (SW China) and the end-Guadalupian mass extinction. *Earth and Planetary Science Letters*, 196(3–4): 113–122.
- Zhou M F, Zhao J H, Qi L, Su W C and Hu R Z. 2006. Zircon U-Pb geochronology and elemental and Sr-Nd isotope geochemistry of Permian mafic rocks in the Funing area, SW China. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151(1): 1–19.

## Geochemistry of Mafic Rocks in the Napo Area, Western Guangxi, South China: Evidence for Interaction Between the Emeishan Mantle Plume and Paleotethyan Subduction

CHEN Xuefeng<sup>1</sup>, LIU Xijun<sup>1\*</sup>, XU Jifeng<sup>1,2</sup>, SHI Yu<sup>1</sup>, LI Zhenglin<sup>1</sup>, LIANG Qiongdan<sup>1</sup>, HUANG Wenlong<sup>1</sup>, LIAO Shuai<sup>1</sup> and WU Weinan<sup>1</sup>

(1. Collaborative Innovation Center for Exploration of Hidden Nonferrous Metal Deposits and Development of New Materials in Guangxi & 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)

**Abstract:** The Napo area in the western Guangxi province, South China, is located in the southwestern margin of the South China Block, and to the north of the North Vietnam Block. The Upper Permian mafic rocks well crop out in the west-southwest of Napo County, and are composed of layered, sub-volcanic diabases and orbiculite. Geochemically, the Napo mafic rocks can be subdivided into two groups: high-Ti group ( $\text{TiO}_2 > 2.8\%$ ,  $\text{Ti/Y} > 500$ ) and low-Ti group. The high-Ti group is mainly composed of alkaline basalts, and the low-Ti group of tholeiite. The high-Ti rocks have lower  $\text{SiO}_2$ , MgO, higher FeO,  $\text{P}_2\text{O}_5$  than the low-Ti ones. The high-Ti group shows an enrichment of LILE, HFSE, and significant fractionation between LREE and HREE, akin to ocean island basalts (OIB), suggestive of an affinity with the Emeishan high-Ti basalts. In contrast, the low-Ti rocks display relatively higher  $\text{SiO}_2$ , MgO, lower FeO,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , enriched LILE, depleted Nb, Ta, and relatively flat REE patterns, indicative of island-arc geochemical signatures. The trace element ratios and the tectonic discrimination diagrams indicate that the Napo high-Ti mafic rocks were most likely derived from the enriched OIB mantle source, while the low-Ti group showed the transitional features from OIB- to island arc-like signatures. Integrating the geochemistry and regional geological background, we suggest that the Napo high-Ti mafic rocks were probably related to the Emeishan mantle plume magmatism; however, the low-Ti mafic rocks were possibly produced by interaction between the subducting Paleotethyan slab and the Emeishan mantle plume.

**Keywords:** mafic rock; Late Permian; Emeishan mantle plume; Paleotethyan subduction; interaction; Napo; western Guangxi province