

冈底斯基性次火山岩地球化学和 Sr-Nd-Pb 同位素： 碰撞后火山作用亏损地幔源区的约束*

高永丰¹ 侯增谦² 魏瑞华¹ 孟祥金² 胡华斌¹

GAO YongFeng¹, HOU ZengQian², WEI RuiHua¹, MENG XiangJing² and HU HuaBin¹

1. 石家庄经济学院, 石家庄市 050031

2. 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037

1. Shijiazhuang University of Economics, Shijiazhuang 050031, China

2. Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China

2005-12-01 收稿, 2006-01-24 改回.

Gao YF, Hou ZQ, Wei RH, Meng XJ and Hu HB. 2006. The geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopes of basaltic subvolcanics from the Gangdese: Constraints on depleted mantle source for post-collisional volcanisms in the Tibetan plateau. *Acta Petrologica Sinica*, 22(3): 547–557

Abstract The major models, including convective removal of sub-continental lithospheric mantle, slab break-off and intracontinental subduction, for the geodynamic evolution of the Tibetan plateau, inferred that upwelling asthenosphere was involved in the Tibetan post-collisional volcanism. In these models, however, Proposed petrologic and geochemical evidences in the Tibetan post-collisional volcanism focused on the sub-continental lithospheric mantle, but were not directly associated with the asthenospheric convection. The basaltic subvolcanics from the Lazi-Jiama area in the eastern Gangdese define a $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age range from 38.07Ma to 42Ma. The basaltic sub-volcanics have high $\text{Mg}^\#$ values and compatible trace element abundances (such as Cr, Ni, V and Sc), low LILE contents and TREE contents. Their extremely low LREE contents and low LREE/HREE ratios have a flat primitive mantle normalized rare earth element diagram, similar to that of ocean island basalts. The primitive samples of these rocks have extremely low incompatible element abundances (Ba, Th and U), resulting in obvious depletions of these elements relative to high field strength element (Nb) on their primitive mantle-normalized trace element pattern. These rocks have low radiogenic $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7048 ~ 0.7064) and unradiogenic $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ (0.5126 ~ 0.51286), primitive Pb isotopic compositions ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.3722 \sim 18.5288$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.5686 \sim 15.6214$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.5203 \sim 38.7298$). Their Sr, Nd and Pb isotopic compositions are plotted in the range of typical OIBs from Hawaii islands and Samoa island. Combined with previous data of post-collisional volcanic rocks from the Lahas block, our new isotopic data define a good array for the post-collisional volcanism from a depletion end-member of basaltic subvolcanics to an enrichment end-member of potassic rocks. Our data indicate that the basaltic subvolcanics have similar geochemical and isotopic characteristics with ocean island basalts (OIB), suggesting asthenospheric mantle as a vital magmatic source of Eocene volcanism in the southern Tibetan block. The identification of the basaltic volcanic rocks with a clear OIB affinity and the delineation of their source provides new evidences for the slab break-off model, underplating of basaltic melts, and temporal constraints on thickening of the Tibetan crust.

Key words Tibetan plateau, Post-collisional volcanism, Basaltic subvolcanics, Asthenosphere

摘要 青藏高原隆升与伸展构造模式(地幔对流减薄、板片断离和大陆俯冲)认为地幔软流圈上涌为藏南碰撞后火山作用提供了热源,而已有研究成果没有包括碰撞后火山作用软流圈地幔源区的岩石学、地球化学证据,而是集中在富集岩石圈地幔。出露于冈底斯东段达孜-甲马地区的基性次火山岩的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 坪年龄为38.07~42Ma。次火山岩具有高 $\text{Mg}^\#$ 值和相容微量元素含量(Cr、Ni、V、Sc),低LILE、和LREE,低LREE/HREE分离。原生样品呈现平坦的稀土配分曲线和LILE亏损的原始地幔标准化曲线,显示出OIB地球化学亲和性。岩石具有低Sr、低Pb和高Nd同位素组成[($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i = 0.7048~0.7064; ($^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$)_i = 0.5126~0.51286; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.3722 \sim 18.5288$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.5686 \sim 15.6214$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.5203 \sim 38.7298$]

* 国家973项目(项目号: 2002 CB 412600)资助。

第一作者简介: 高永丰, 男, 1955年出生, 教授, 主要从事岩石学、地球化学研究, E-mail: gaoyf@sjzue.edu.cn

38.7298], 显示出与富集 OIB 非常相似的 Sr-Nd-Pb 同位素组成及变化范围。应用我们的分析数据并结合已有研究成果, 达孜-甲马基性次火山与 adakite、林子宗火山岩、钾质岩-超钾质岩构成了藏南碰撞后火山岩 Sr-Nd-Pb 同位素组成演化带, 基性次火山岩分布于演化带的原生端元, 揭示出其岩浆源区与富集岩石圈地幔存在明显的差异。研究结果证明, 具有与 OIB 相似地球化学和 Sr-Nd-Pb 同位素组成的基性次火山岩的源区是软流圈地幔。由冈底斯带新近纪基性火山作用厘定的软流圈上涌深部过程对洋壳断离模式、基性岩浆底侵作用和西藏高原地壳加厚时限提供了有效的约束。

关键词 西藏高原; 碰撞后火山作用; 基性次火山岩; 软流圈

中图法分类号 P588.13; P588.14; P597.3

1 引言

继印度与亚洲大陆碰撞后出现的青藏高原隆升与伸展构造一直为国内外地球科学家们所关注 (Yin *et al.*, 2000)。中外地质学家经过几十年的不懈努力, 已在青藏高原碰撞后岩浆作用方面获取了许多重要研究成果, 这些成果增进了对高原形成演化历史的认识, 并不断丰富和完善了青藏高原隆升与伸展构造的地球动力学模式。已有的高原隆升与伸展模式包括: 陆下岩石圈地幔对流减薄 (Houseman *et al.*, 1981; Turner *et al.*, 1993, 1996; Williams *et al.*, 2001, 2004)、板片断离 (Miller *et al.*, 1999; DeCelle *et al.*, 2002; Kohn and Parkinson, 2002; Mahéo *et al.*, 2002) 和大陆俯冲 (Arnaud *et al.*, 1992; Meyer *et al.*, 1998; Tapponnier *et al.*, 2001; Ding *et al.*, 2003) 和岩石圈崩塌 (罗照华等, 2004)。在审视和评价上述模式时, 最重要的是这些模式必须正确地解释高原新近纪碰撞后岩浆作用的时空分布、岩浆源区性质及所处的岩石圈深度位置、源区部分熔融的热流机制和时间序列。因此, 正确地厘定碰撞后火山岩成因类型及其岩浆源区是建立高原隆升与伸展构造模式的重要前提。

在地幔对流减薄模式中 (Turner *et al.*, 1993, 1996; Williams *et al.*, 2001, 2004), 藏南地区广泛出露的小规模新近纪超钾质-钾质岩被认为是在高原地壳明显增厚、岩石圈地幔大规模对流减薄后上部剩余地幔部分熔融的产物, 而大陆岩石圈大规模减薄是高原隆升的主要动力学机制。虽然地球物理研究揭示目前的高原双倍地壳, 但是高原达到最大地壳加厚的时间还是一个有待研究的问题。藏南碰撞后火山岩和伸展构造的年代学资料表明, 陆下岩石圈地幔对流减薄并不是高原隆升和伸展构造的必要条件 (Miller *et al.*, 1999; Kohn and Parkinson, 2002), 而且对流减薄模式也不能很好地解释青藏高原碰撞后火山岩的时空分布 (Mahéo *et al.*, 2002)。根据藏南新近纪火山岩时空分布和岩浆源区地球化学演化, 约 25Ma 发生的消减印度大陆板片断离被认为是形成藏南新近纪岩浆演化的主要原因 (Miller *et al.*, 1999; Mahéo *et al.*, 2002)。Nomade *et al.* (2004) 提出, 拉萨地块 23~8Ma 的超钾质-钾质和钙碱性火山作用是由于印度大陆岩石圈向亚洲大陆深俯冲引起热软流圈上涌, 上涌软流圈使西藏岩石圈地幔对流减薄并诱发了富集陆下岩石圈地幔和榴辉质下地壳部分熔融。然而, Kohn and Parkinson

(2002) 根据高喜马拉雅变质层系和壳源淡色花岗岩的研究成果提出, 在印度与亚洲大陆碰撞后 (≈ 45 Ma) 消减的洋壳与印度大陆板片断离, 上涌的软流圈引发亚洲富集岩石圈地幔部分熔融形成了富 K 岩浆作用。在所有上述地球动力学模式中, 虽然存在不同的软流圈上涌的动力学机制, 但所有的模式都认为软流圈上涌是藏南碰撞后火山作用的主要热流机制。但是, 已有的藏南碰撞后火山作用研究成果并没有包括亏损地幔的岩石学和地球化学证据, 而是集中在富集岩石圈地幔。虽然, Mahéo *et al.* (2002) 认为在藏南地区 16Ma 之后侵位的钙碱性火山岩具有 MORB 亲和性, 它们的岩浆源区卷入了亏损地幔, 但是最近的研究 (Gao *et al.*, 2003; Hou *et al.*, 2004) 发现, 藏南地区出露的具有 MORB 亲和性的中新世钙碱性火山岩是大陆碰撞带 adakites。尽管这些 adakite 的源区存在争论 (加厚榴辉岩质地壳或消减洋壳残片), 但它们不能确切地说明其形成过程中存在软流圈地幔的卷入。因此, 碰撞后火山作用中软流圈地幔地球化学端元的岩石学和地球化学证据就成为研究青藏高原隆升和伸展构造模式的最关键的科学问题。

罗照华等 (2004, 2006) 提出了一个隆升机制的事件序列, 即深部地质过程—幔源岩浆活动—壳源岩浆活动—陆壳增厚—地表隆升—表层剥蚀与沉积。在这个事件序列中, 能够触发幔源岩浆活动的深部地质过程被赋予了特殊的含义, 它是地质过程从量变到质变的转折点。由此, 高原起始隆升时间的识别就可以简化为对幔源岩浆活动的识别。本文提供了冈底斯带达孜-甲马火山盆地出露的始新世基性次火山岩的年代学、地球化学和 Sr-Nd-Pb 同位素资料。研究发现, 基性次火山岩具有明显不同于藏南碰撞后超钾质岩、钾质岩、adakites 和钙碱性火山岩的地球化学和同位素特征, 它们起源于亏损地幔。应用新的资料并结合已有的研究成果, 基性次火山岩代表了拉萨地块碰撞后岩浆作用中的亏损地幔地球化学端元。冈底斯带碰撞后亏损地幔岩浆源区的厘定在高原构造-岩浆-热事件序列分析中具有重要的地球动力学意义, 而藏南碰撞后岩浆作用亏损地幔地球化学端元的鉴别和岩浆源区时空演变格架的建立能够对高原隆升与伸展构造模式过程提供有效的约束。

2 地质背景

冈底斯岩带位于拉萨地块南缘, 南被印度河-雅鲁藏布

江缝合带和冈底斯逆冲断裂带所限,北为拉萨地块主体。起始于晚白垩世的印度河-雅鲁藏布江洋壳的向北俯冲 (Harrison *et al.*, 1993) 沿雅鲁藏布江缝合带北侧的冈底斯岩带形成钙碱性火山岩系和花岗岩基。自古新世末期 (55 ~ 50Ma) 印度与亚洲大陆大规模碰撞至渐新世晚期, 拉萨地块发生了大规模的花岗质岩浆侵入活动, 形成了构成冈底斯岩带主体的花岗岩带, 侵位峰期分别集中于 55 ~ 45Ma 和 30 ~ 24Ma (Schaes *et al.*, 1984)。广泛分布于冈底斯岩浆岩带的林子宗钙碱性火山岩系喷发年龄区间为 40.84 ~ 64.47Ma, 其与下伏地层存在区域性不整合 (莫宣学等, 2003)。总体上讲, 林子宗火山岩具有安第斯陆缘弧特征 (Coulon *et al.*, 1986; Pierce and Mei, 1988)。详细的地质学、岩石学和地球化学研究 (莫宣学等, 2003) 表明, 林子宗火山岩是从大洋俯冲体制向大陆碰撞体制转换的记录。

在洋壳消减有关的岩浆作用结束约 10Ma 后,自中新世 ($\approx 25\text{Ma}$) 起冈底斯带再度发生岩浆活动 (Mahéo *et al.*, 2002)。始自中新世的岩浆作用在拉萨地块形成了广泛分布的小体积钾质-超钾质火山熔岩、埃达克岩和长英质斑岩 (Coulon *et al.*, 1986; Turner *et al.*, 1993, 1996; Williams *et al.*, 2001, 2004; Miller *et al.*, 1999; Zhao *et al.*, 2001; Maheo *et al.*, 2002; Ding *et al.*, 2003; Gao *et al.*, 2003; Hou *et al.*, 2004)。已有的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 和 K-Ar 年龄数据表明,冈底斯带新近纪岩浆作用的早期阶段形成超钾质火山岩,继超钾

质岩之后形成了广泛分布的钾质火山岩、埃达克质和长英质斑岩,前者限于 25 ~ 17Ma 之间 (Miller *et al.*, 1999; Williams *et al.*, 2001; Ding *et al.*, 2003; 廖思平等, 2002), 而后的峰期为 16 ~ 10Ma (Coulon *et al.*, 1986; Turner *et al.*, 1993, 1996; Miller *et al.*, 1999; Hou *et al.*, 2004; Ding *et al.*, 2003; Zhao *et al.*, 2001)。大约在 21Ma, 冈底斯花岗岩基普遍出现快速冷却事件, 标志冈底斯带在此期间的快速隆升 (Harrison, 1993)。大量研究发现, 目前藏南地区最突出的构造样式是横穿冈底斯带的 NS 向的裂谷和正断层系统, 裂谷和正断层系统是高原对东西向伸展的响应 (Molnar and England, 1978)。

3 岩石学特征

本文研究的基性次火山岩出露在冈底斯东段的达孜-甲马火山盆地(图1)。达孜-甲马火山盆地位于拉萨以东地区,盆地内大面积出露了喜山期弧花岗岩基、侏罗系叶巴组火山岩和中生代地层。研究区以北林周火山盆地大面积出露的林子宗火山岩系(莫宣学等,2003)在达孜-甲马盆地极少分布,仅在盆地西南边缘出露。基性次火山岩和长英质钙碱性次火山岩在达孜-甲马火山盆地范围内都有出露,但主要集中在盆地中心地带。野外研究发现两类次火山岩呈小岩体或岩脉孤立出露,它们与区内中生代地层、花岗岩基、侏罗

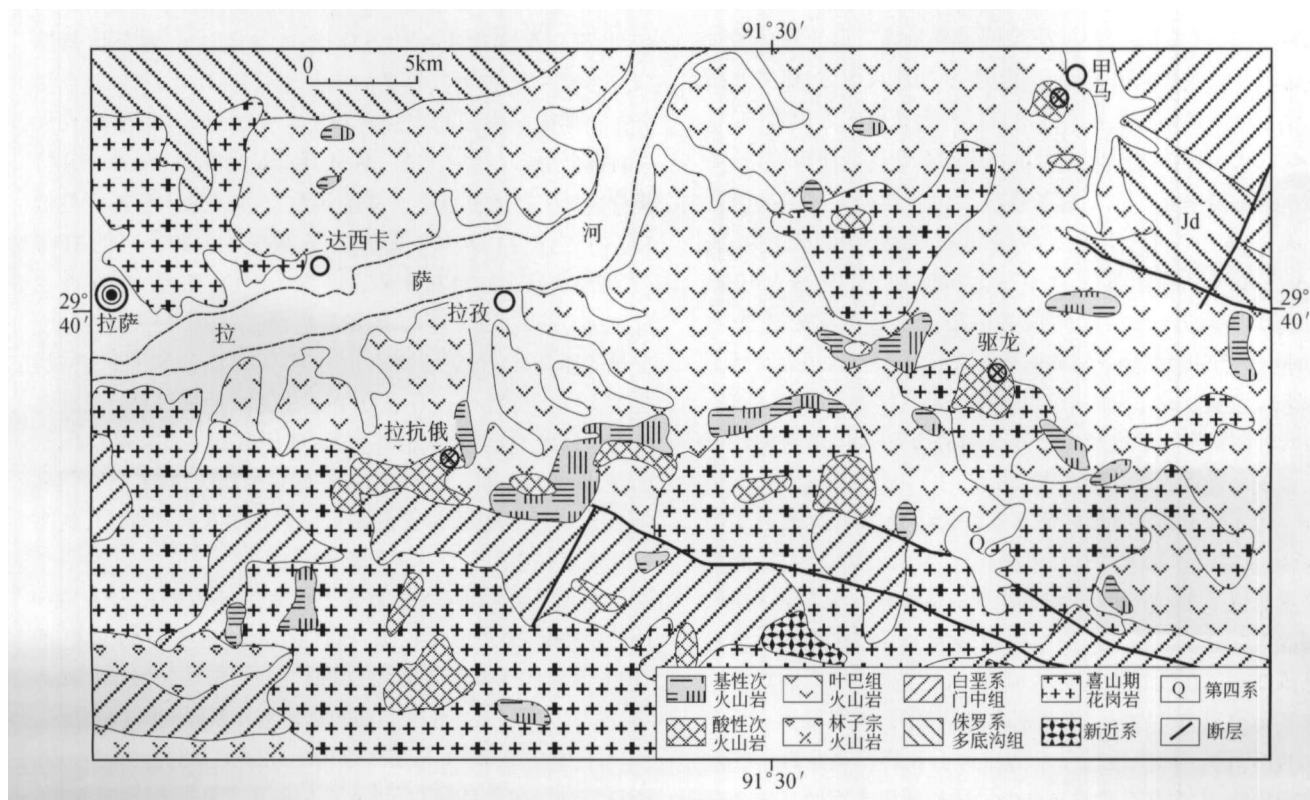


图1 青藏高原冈底斯带达孜-甲马地区始新世玄武质次火山岩分布简图.

Fig. 1 Sketch map of Eocene basaltic subvolcanics in the Dazi-Jiama area, Tibet.

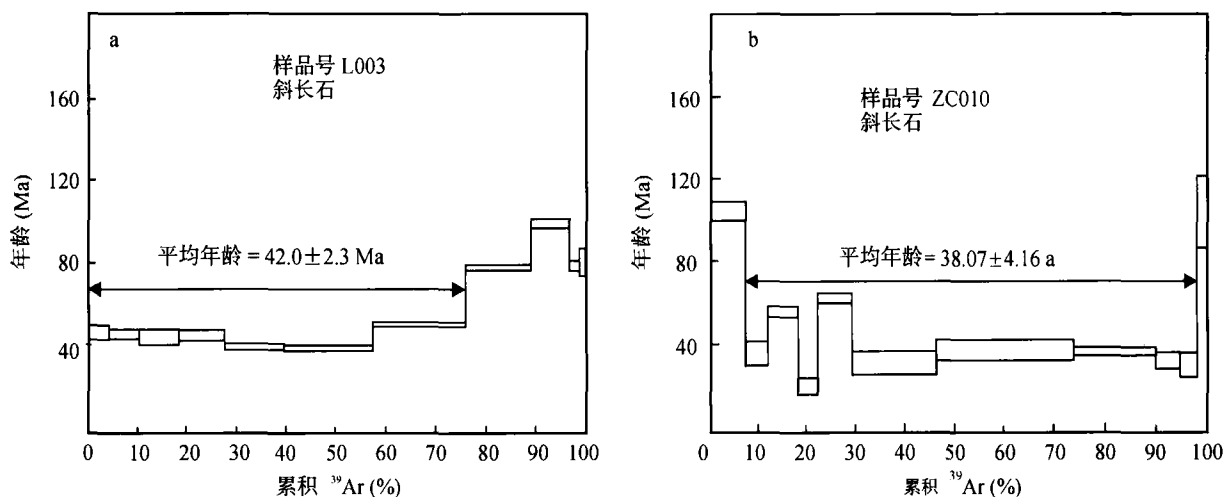


图2 冈底斯玄武质次火山岩斜长石 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄(由中国地质科学院测试所 Ar/Ar 定年实验室完成)

Fig. 2 Age spectra of plagioclases from basaltic subvolcanics.

系叶巴组火山岩和林子宗火山岩呈明显的侵入接触关系。虽然两类次火山岩具有相似的产状和空间分布特征,但详细的野外研究发现二者在露头上并不存在演化过渡关系,而是具有明显的侵入接触。近期的研究(Gao *et al.*, 2003; Hou *et al.*, 2004)发现,冈底斯带出露的长英质次火山岩是大陆碰撞带 adakite,它们侵位时限在 16 ~ 13Ma 范围。研究证明这些新近纪 adakites 是冈底斯斑岩 Cu 矿带的成矿母岩(侯增谦等, 2003),而研究区内新近探明的甲马、驱龙和拉抗俄斑岩 Cu 矿是冈底斯斑岩 Cu 矿带的重要组成。野外岩石学研究发成长英质次火山岩形成明显晚于基性火山岩,在多处露头上可以观察到长英质次火山岩侵入到基性次火山岩中,在基性次火山岩体边部形成明显的热接触交代变质现象,长英质次火山岩中有时也见有基性次火山岩捕虏体。本次研究采集的两个基性岩样品的斜长石(L003 和 ZC010)的 $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ 坪年龄分别是 $42.0 \pm 2.3\text{Ma}$ 和 $38.07 \pm 4.16\text{Ma}$ (图2)。基性次火山岩同位素年龄值明显大于已发表的 adakite 侵位年龄(16 ~ 12Ma, Hou *et al.*, 2004),接近于林子宗火山岩喷发的结束年龄(40.84Ma, 莫宣学等, 2003)。这一岩石的同位素年龄也与由野外观测的与 adakite 斑岩的侵入接触关系确定的基性次火山岩侵位的年限范围一致。

大多数基性次火山岩都具有斑状结构,典型的斑晶矿物组合是橄榄石、斜方辉石和单斜辉石,斜长石斑晶少见,斑晶含量变化于 5% ~ 15%。根据详细的镜下岩石学鉴定观察表明次火山岩以橄榄玄武质次火山岩为主。玄武质次火山岩基质以微晶和隐晶质基质结构、块状构造为主,个别露头为具气孔构造的熔岩层。岩石基本是新鲜的,大多数露头后期蚀变不明显。除少数样品中的橄榄石和辉石斑晶具弱的蛇纹石化外,大多数玄武质次火山岩样品保留未有明显蚀变交代的橄榄石和辉石斑晶。值得注意的是后期 adakites 的侵位给对玄武质次火山岩的结构和矿物成分造成了较大的影响,但仅限于岩体边部。在被与 adakite 侵入接触的玄武质次火

山岩中,见有发生明显的后期蚀变和交代现象。对这些样品中(L012, L003)的镜下观察发现 K 交代明显,表现为斑晶和基质斜长石微晶普遍发生绢云母化。

4 岩石地球化学

表 1 列出了达孜-甲马地区 4 个露头的次火山岩代表性样品的主量元素、微量元素和稀土元素分析结果。分析结果表明,研究区内次火山岩 SiO_2 含量呈现较大的变化范围(45.78% ~ 58.95%),样品的 SiO_2 和总碱($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$)含量分布在 TAS 分类图的玄武岩和玄武安山岩区(未示出),大多数样品分布在玄武岩区,高 MgO 含量的样品(L012, L014)成分接近于苦橄玄武岩。样品最突出的地球化学特征是低 TiO_2 (1.24% ~ 0.83%)、低 P_2O_5 (0.06% ~ 0.39%)、低 TFeO(7.98% ~ 11.69%)和低 $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ 比值,而高 MgO(高达 11.72%)与高 $\text{Mg}^\#(73)$ 。除遭受后期 adakites 侵入接触蚀变交代的样品外,玄武质次火山岩具有低 K_2O 和总碱含量,在 SiO_2 - K_2O 分类中岩石成分主要在钙碱性岩区(未列出)。具有较高 K_2O 含量和高 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值的三个样品(L012, L014, L003)采自拉抗俄斑岩铜矿附近的露头,其 K 含量增高是 adakite 侵位过程对玄武质火山岩的钾交代造成的,这与野外观察和室内岩相鉴定结果相一致。

玄武质次火山岩具有低稀土元素总量($\text{TREE} = 53.17 \times 10^{-6} \sim 136.27 \times 10^{-6}$),富 MgO 的样品不但具有极低的 TREE 含量(如样品 L012 的 MgO 为 11.72%,而 TREE 为 53.17×10^{-6}),而且非常弱的轻重稀土元素分离[(La/Yb) $_{\text{CN}} = 2.26$]和缺乏 Eu 亏损谷。在稀土元素配分图上(图3),富 MgO 样品(L012, L014)呈近于平坦的稀土元素配分曲线,显示出 OIB 的稀土元素配分曲线型式。而随着次火山岩 SiO_2 含量增高、MgO 含量降低,样品表现为弱 LREE/HREE 分离的配分曲线[(La/Yb) $_{\text{CN}} = 2.26 \sim 4.46$],并且出现 Eu 弱亏

表1 冈底斯带达孜-甲马地区基性次火山岩主量(wt%)、微量元素含量($\times 10^{-6}$)Table 1 Results of major(wt%) and trace elements($\times 10^{-6}$) of basaltic subvolcanics from Dazi-Jiama region, Gangdese belt

样品号	L012	L014	L003	L006	L004	L005	ZC010	ZC009	ZC008	L002	ZC012
SiO ₂	45.93	45.78	50.54	50.69	53.71	54	54.53	55.65	58.8	58.88	58.95
TiO ₂	0.96	1	1.21	0.83	1.24	1.06	0.9	0.93	1.13	1.12	1.13
Al ₂ O ₃	17.16	17.5	19.33	15.55	17.85	20.8	15.89	16.15	16.19	19.61	16.16
Fe ₂ O ₃	2.05	2.86	0.96	2.89	1.22	3.34	0.2	6.2	2.53	2.13	3.28
FeO	5.7	5.45	9.45	5.48	9.07	5.28	9	4.8	5.3	6.55	4.7
TFeO	7.98	8.63	10.52	8.69	11.69	10.43	8.98	8.99	8.11	9.22	8.34
MgO	11.72	10.01	4.13	6.38	4.91	1.32	6.44	4.35	2.37	2.49	2.31
CaO	6.74	8.89	4.15	8.59	3.21	3.22	2.47	8.15	3.63	1.01	3.74
Na ₂ O	1.74	1.33	4.15	2.74	3.21	3.94	2.47	2.24	3.63	1.01	3.74
K ₂ O	4.37	4.65	5.02	1	1.02	3.05	0.6	1.34	2.83	1.25	1.8
MnO	0.1	0.11	0.17	0.17	0.2	0.07	0.16	0.19	0.14	0.15	0.13
P ₂ O ₅	0.2	0.21	0.39	0.14	0.17	0.06	0.16	0.19	0.27	0.27	0.27
SO ₃	0.11	0.028	0.01	0.044	<0.01	0.014	0.03	0.022	0.02	0.02	0.01
H ₂ O ⁺	3.37	1.89	2.12	3.45	1.98	1.56	1.25	1.92	1.22	1.35	1.35
CO ₂	0.08	0.15	0.08	1.91	0.08	0.1	0.08	0.1	0.08	0.08	0.08
Mg [#]	0.73	0.69	0.42	0.58	0.45	0.19	0.58	0.48	0.36	0.33	0.35
Ba	72	45	285	178	376	931	196	297	552	331	409
Sc	39.3	38	40.6	33	37.4	33	31.6	29	23.9	26.8	31.6
V	252	257	173	212	209	111	191	205	184	134	189
Cr	310.4	304	47.4	195	14.1	69	117.8	81	14.3	37.1	13.9
Co	38.3	36	25.7	27	32.8	17	27.5	26	17.7	23.1	18.2
Ni	117.2	113	15.2	31	15.5	21	43.8	29	12.2	33	11.4
Pb	4.1	17	3.2	14	4.2	27	5.2	19	11.3	4.1	18.4
Ga	11.3	19	14.5	16	14	30.9	14.8	22	17.6	15.7	18.9
Rb	461	464	70.5	12	27	91	14.6	28	67.1	33.4	38.6
Sr	207	240	136	272	163	216	271	318	293	252	358
U	0.6	0.54	0.7	0.7	0.7	1.2	1	0.58	1.1	0.6	1.4
Th	<1.0	<1.0	2.9	<1.0	2.1	4.2	2.8	2.1	6.3	3.1	6.4
Nb	9.8	11	5	9.6	3.6	9.7	10.4	6.1	8.7	6.3	6.9
Zr	68	72	91	77	88	173	121	126	220	124	218
Hf	1.7	2.7	2.6	1.9	2.7	3.3	3	3.2	6	3.8	5
Y	18.1	19.04	28.12	22.65	25.86	36.68	24.07	27.08	31	30.32	34.46
Cs	98	115	11	8	10	11	11	9	10	8	8
La	6.82	7.21	14.21	7.51	10.61	23.26	11.89	12.95	20.83	14.47	22.64
Ce	16.96	17.75	27.12	16.32	23.26	47.38	26.74	28.08	44.85	33.41	47.94
Pr	2.38	2.47	3.76	2.49	3.22	6.07	3.54	3.95	6.32	4.6	6.31
Nd	10.47	11.36	16.45	11.11	15.61	26.12	16.15	17.86	25.47	20.42	27.41
Sm	2.8	3.13	4.2	2.93	4.09	5.87	4.06	4.37	5.96	5.21	6.29
Eu	1.03	1.06	1.13	1.03	1.36	2	1.18	1.17	1.52	1.65	1.59
Gd	3.39	3.44	4.97	3.24	4.89	5.94	4.48	4.52	6.06	5.64	6.47
Tb	0.58	0.65	0.82	0.59	0.83	1.07	0.74	0.82	0.94	0.9	1.05
Dy	3.54	3.83	4.95	3.78	5.18	7.01	4.5	4.99	5.76	5.69	6.46
Ho	0.71	0.78	1.07	0.77	1.08	1.47	0.97	1	1.22	1.23	1.34
Er	2.06	2.18	3	2.17	2.98	4.21	2.67	2.74	3.32	3.43	3.72
Tm	0.3	0.34	0.49	0.34	0.49	0.68	0.4	0.42	0.52	0.56	0.57
Yb	1.83	2.16	2.84	2.25	2.91	4.52	2.54	2.71	3.44	3.38	3.43
Lu	0.3	0.32	0.47	0.33	0.46	0.67	0.41	0.39	0.51	0.54	0.55
ΣREE	53.17	56.68	85.48	54.86	76.97	136.27	80.27	85.97	126.72	101.13	135.77
δEu	1.02	0.99	0.76	1.02	0.93	1.04	0.85	0.80	0.77	0.93	0.76
(La/Yb) _{cn}	2.52	2.26	3.38	2.26	3.48	3.23	2.89	2.46	4.09	3.16	4.46

* 样品由武汉综合岩矿测试中心分析,主量元素采用化学法分析,稀土元素(包括Y和Sc)由ICP-AES方法测试,微量元素采用XRF方法分析。

损,表明演化样品存在斜长石结晶分离作用。但是,与林子宗安山岩相比较(图3),演化的次火山岩显示出较低程度的LREE富集和Eu负异常,说明斜长石分离结晶在岩石成因中不起重要作用。

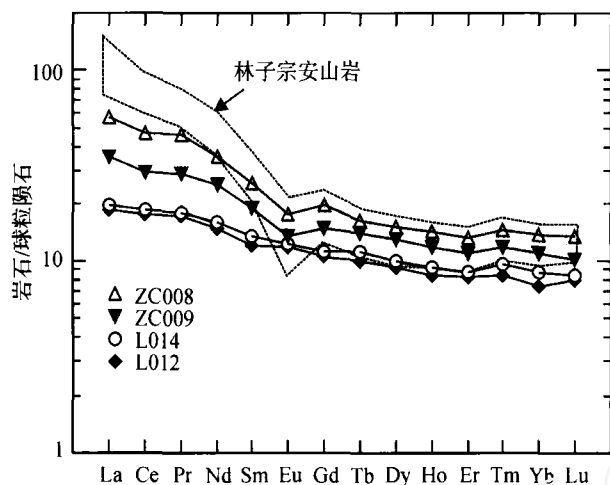


图3 冈底斯带达孜地区玄武质次火山岩稀土配分曲线
林子宗安山岩据莫宣学等(2005)

Fig. 3 Chondrite-normalized rare earth element diagrams

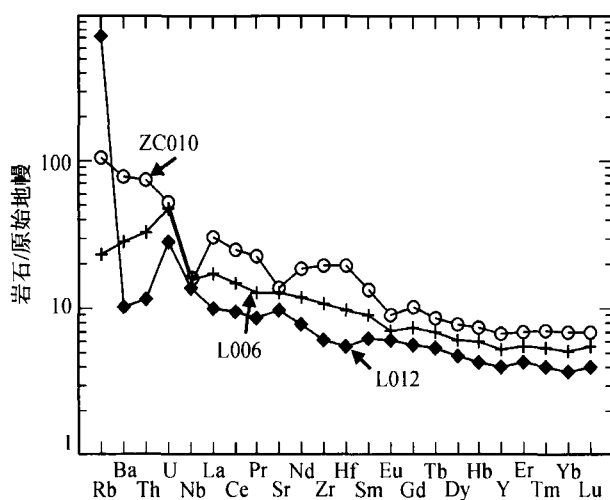


图4 玄武质次火山岩微量元素标准化(Primitive mantle)配分曲线

Fig. 4 Primitive mantle-normalized trace element patterns for the basaltic subvolcanics.

次火山岩最突出的微量元素特征是:富镁铁样品(L012, L014)具有低强不相容微量元素含量(Ba, Th, U)和非常高的相容微量元素含量(Cr, Ni, V, Sc);具有有较高的Rb和Cs含量(Rb为 $461 \times 10^{-6} \sim 464 \times 10^{-6}$; Cs为 $98 \times 10^{-6} \sim 115 \times 10^{-6}$),但最低的TREE含量($53.17 \times 10^{-6} \sim 56.68 \times 10^{-6}$)和LREE富集[图4: $(La)_{CN} = 18.58 \sim 19.646$];在原始地幔标准化的微量元素配分图上,除Rb(Cs未示出)外的强不相容微量元素(Th, Ba)显示极低的富集(Th和Ba富集系数为10),

缺乏高场强元素Nb负异常谷;显示出Rb和Cs(图中未显示)元素的异常富集,严重偏离了配分曲线趋势。这种不相容微量元素之间富集程度背离的现象难以用岩浆形成和演化过程得到解释。仔细研究发现,样品的Rb和Cs的异常富集与其 K_2O 含量和 K_2O/Na_2O 比值增高相关。这说明异常高的Rb和Cs含量是玄武质次火山岩后期钾交代过程造成的,因为Rb和Cs与K具有极强的化学亲合性,它们在岩浆和热液过程中表现出相似的地球化学行为,这也与样品中斜长石出现的绢云母化的事实相一致。剔除了受后期钾交代造成的Rb和Cs富集影响后,高镁玄武岩样品显示出与OIB(Hofmann, 1997, 2005)相似的微量元素配分曲线样式。与富Mg玄武岩相比,进化的玄武质安山岩(ZC010)显示出强不相容微量元素的富集,并出现明显的高场强元素Nb谷。

5 Sr-Nd-Pb 同位素组成

表2列出了达孜-甲马地区玄武质次火山岩Sr-Nd-Pb同位素分析结果。样品具有低Sr和高Nd同位素组成及较小的变化范围[$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i = 0.7045 \sim 0.7064$; $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i = 0.51262 \sim 0.51286$]。在Sr-Nd同位素演化图上(图5),样品数据与adakites、林子宗火山岩、碰撞后钾质岩和超钾质岩组成了由亏损端元(OIB)向富集端元演化趋势带。可以看出,本次研究提供的玄武质次火山岩具有与富集型OIB(Hofmann, 1997)相似的Sr-Nd同位素组成,与藏南其它类型的碰撞后火山岩相比它们具有最接近MORB的同位素组成,代表着藏南碰撞后岩浆作用的亏损地球化学端元。研究区内玄武质次火山岩显示出较大范围的化学成分变化(如 SiO_2 为45.78~58.95%),较均一的Sr和Nd同位素组成说明它们起源于共同的源区,并且排除了岩浆侵位过程中明显的混染和混合作用发生。

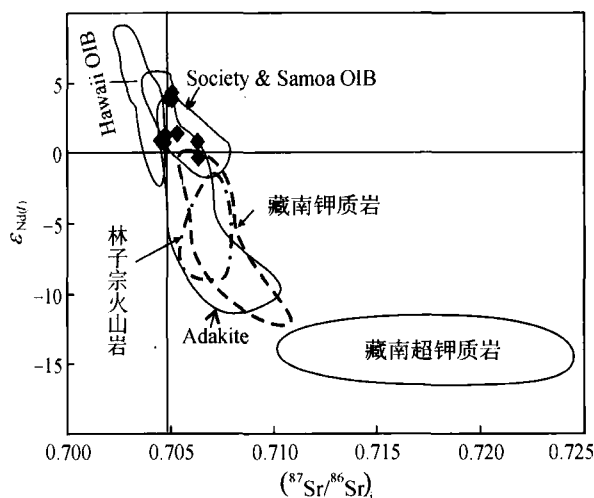


图5 玄武质次火山岩Sr-Nd同位素图

Fig. 5 Sr vs. Nd isotopic diagram for the basaltic subvolcanics

表2 冈底斯带江孜-甲马地区基性次火山岩的 Sr-Nd-Pb 同位素成分

Table 2 Sr-Nd-Pb isotopic compositions of the basaltic subvolcanics in Dazi-Jiama region, Gangdese belt

样品号	$\frac{87\text{Rb}}{86\text{Sr}}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_i$	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_i$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
L003	0.950	0.706955 \pm 11	0.7064	0.15360	0.512664 \pm 12	0.51262	-0.36	18.3722 \pm 8	15.5686 \pm 9	38.5764 \pm 10
L004	0.451	0.705638 \pm 18	0.7054	0.16770	0.512758 \pm 14	0.51271	1.40	18.4533 \pm 26	15.6037 \pm 8	38.8772 \pm 31
L005	1.209	0.707062 \pm 15	0.7063	0.14370	0.512720 \pm 10	0.51268	0.79	18.5288 \pm 34	15.5922 \pm 37	38.6512 \pm 39
L012	4.816	0.707951 \pm 13	0.7049	0.16750	0.512885 \pm 10	0.51284	3.87	18.5123 \pm 11	15.6197 \pm 11	38.7298 \pm 11
L014	4.180	0.707718 \pm 12	0.7051	0.17050	0.512884 \pm 10	0.51283	3.84	18.5105 \pm 16	15.6175 \pm 16	38.7237 \pm 15
ZC008	0.217	0.705218 \pm 18	0.7051	0.14508	0.512901 \pm 12	0.51286	4.31	18.4235 \pm 8	15.5722 \pm 7	38.5864 \pm 26
ZC009	0.208	0.704860 \pm 14	0.7047	0.15270	0.512719 \pm 11	0.51267	0.72	18.4196 \pm 22	15.5902 \pm 22	38.5203 \pm 23
ZC010	0.138	0.704621 \pm 14	0.7045	0.15250	0.512729 \pm 08	0.51268	0.92	18.4861 \pm 23	15.6214 \pm 23	38.6582 \pm 24
ZC012	0.279	0.704932 \pm 13	0.7048	0.14390	0.512744 \pm 13	0.51270	1.26	18.4151 \pm 12	15.5972 \pm 13	38.5299 \pm 14

* 样品测定在中国科学院地质与地球物理所同位素实验室完成, 测试仪器为德国 Finnigan 公司 MAT-262 热电质谱计。

$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_i$ 和 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值是根据 $t = 42\text{Ma}$ 计算的。

象 Sr-Nd 同位素组成一样, 次火山岩具有较低的 Pb 同位素组成和较小的变化范围 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.3722 \sim 18.5288$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.5686 \sim 15.6214$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.5203 \sim 38.8772$), 具有与 OII 相似的 Pb 同位素组成特征。在 Pb 同位素图上 (图 6), 样品分布在 NHRL 之上, 地球演化线 (未示出) 右侧区域。从图 6 可以看出, 达孜-甲马地区始新世玄武质次火山岩与 adakites、林子宗火山岩、钾质火山岩组成了碰撞后火山岩 Pb 同位素演化带。玄武质次火山岩在 Pb 同位素演化带的亏损端元, 钾质岩具有最高的放射性 Pb 同位素组成代表这碰撞后火山作用最富集的地幔源区类型。林子宗火山岩分布在 Pb 同位素演化带的中部过渡带, Pb 同位素组成介于钾质岩和玄武质次火山岩之间, 它们代表着低富集的岩石圈地幔源区。值得注意的是超钾质岩并不在由亏损源区和富集岩石圈地幔构成的 Pb 同位素演化带上, 而是与亏损地幔构成了近于垂直的带。碰撞后火山岩 Pb 同位素的演化特征反映了超钾质岩源区与钾质岩源区的明显区别, 我们将在后面进一步讨论。

6 讨论

6.1 岩浆 AFC 过程

在会聚板块边缘岩浆作用研究过程中遇到的主要问题之一是正确地鉴别造成火山岩的岩石学和地球化学变化原因, 这种变化是其岩浆源区固有特征还是归因于岩浆浅位演化过程。在探讨岩浆成因和源区类型之前, 有必要审视岩浆在侵位过程中是否存在明显的混染作用、结晶分离作用和岩浆混合作用, 因为这些过程可能改变了原生岩浆的地球化学和同位素组成, 严重影响了岩浆源区类型及其岩浆成因的正确判断。岩浆侵位过程中外来物质的加入 (混染和不同成分的岩浆混合) 不但改变了原生岩浆的化学成分, 而且会改变其同位素组成。虽然玄武质次火山岩具有清楚的化学成分变化范围, 但它们具有均一的 Sr、Nd 和 Pb 同位素组成。

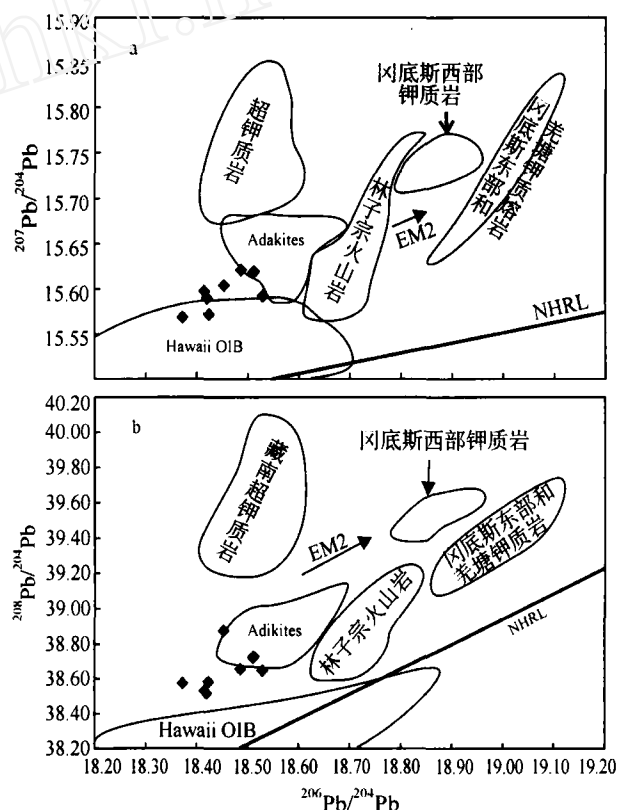
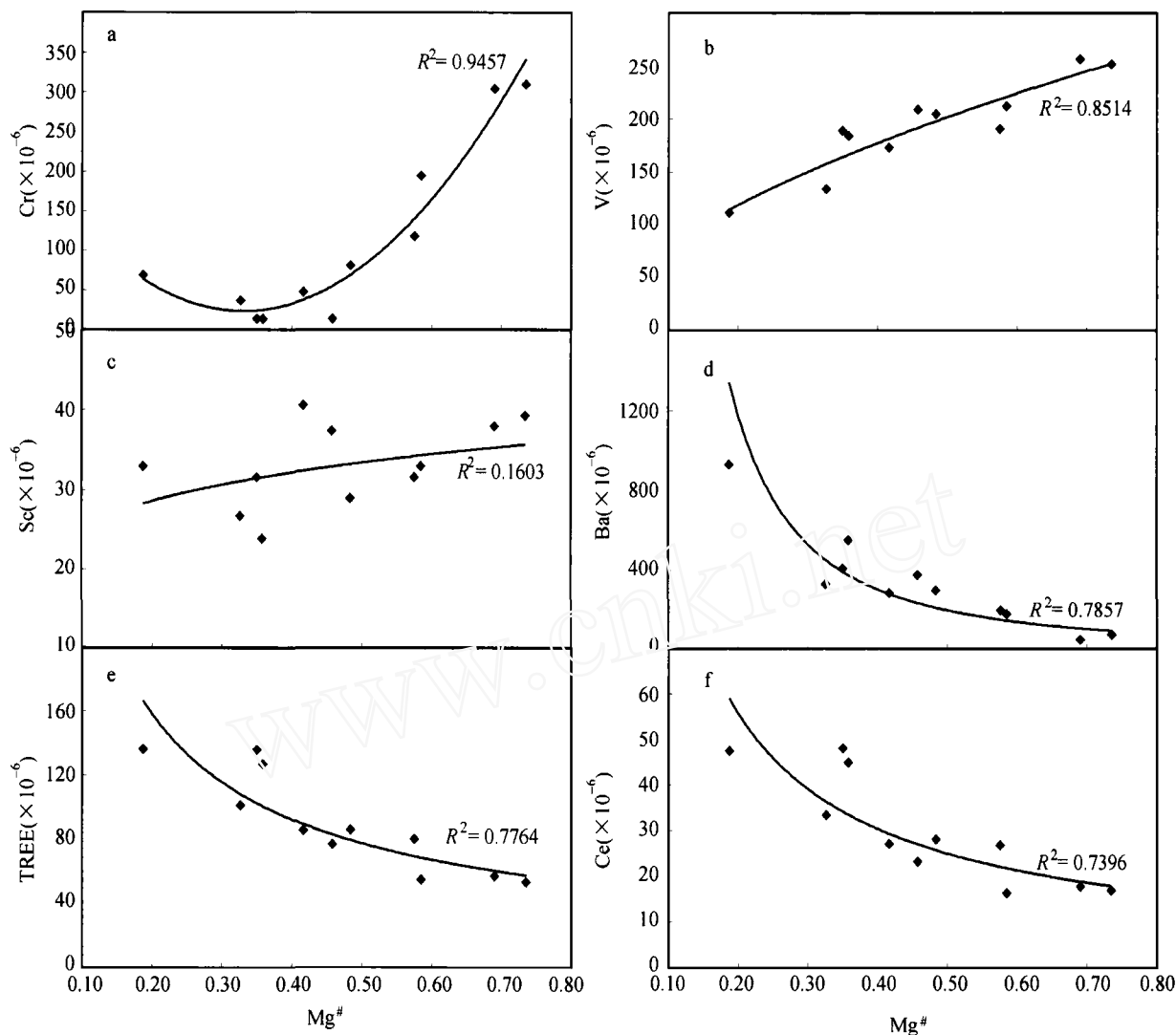


图6 冈底斯带玄武质次火山岩 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (a) 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (b) 图

Fig. 6 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (a) and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (b) diagrams for the basaltic subvolcanics

这种具有亏损地幔同位素组成并且具有极窄变化范围的 Sr、Nd 和 Pb 同位素系统有力地排除了混染和混合作用的发生。因为碰撞大陆带喷发的岩浆, 地壳与岩浆之间的相互作用容易大大地改变原生岩浆的 Sr、Nd 和 Pb 同位素成分。

虽然达孜-甲马地区玄武质次火山岩具有均匀同位素组成, 但所研究样品的化学成分的确存在不可忽视的变化。最

图7 基性次火山岩 $Mg^\#$ 与微量元素含量图解Fig. 7 $Mg^\#$ vs. Cr, V, Sc, Ba, Ce, TREE diagrams of Dazi-Jiama basaltic subvolcanics

原生的样品 ($SiO_2 \approx 45\%$) 具有高 MgO ($> 11\%$) 含量, 近似于苦橄玄武岩化学组成, 而演化的样品为安山岩, 具有高 SiO_2 ($\approx 59\%$) 和低 MgO ($< 3\%$)。除岩石的主量元素含量 (如 SiO_2 和 MgO) 具有明显的变化之外, 岩石的微量元素和稀土元素也表现出系统的变化。图7示出了玄武质次火山岩部分微量元素含量随 $Mg^\#$ 变化的关系。本次研究所分析的全部样品的相容元素 (Cr, V, Sc) 含量与 $Mg^\#$ 呈明显的正相关 (图7a、7b、7c), 尤其是样品的 Cr 和 V 含量与 $Mg^\#$ 的正相关性曲线拟合程度非常高。由于部分样品 (L012 和 L014) 的 Th 含量低于检测值, 或部分样品的后期钾交代过程使 Rb 含量异常增高, 本次研究不能说明很好地说明这两个重要的强不相容微量元素在岩浆演化过程中的演化规律。但是, 玄武质次火山岩的不相容元素 Ba 含量和轻稀土 La 呈现出与 $Mg^\#$ 呈明显的负相关变化 (图7d、7f), 而 TREE 含量也与 $Mg^\#$ 具有很好的负相关性 (图7e)。因此, 已有资料总体上反映出次火山不相容元素与 $Mg^\#$ 呈现负相关。

玄武质次火山岩呈现出的较大的 $Mg^\#$ 值变化 (73 ~ 19) 代表了由原生岩浆向高进化成分演化, 主量元素和微量元素的系统变化反映了岩浆系统的结晶分离作用或/和源区部分熔融。虽然次火山岩表现出 SiO_2 和 MgO 较大的变化范围, 但排除了明显后期钾交代的影响之后, 次火山岩的碱质组分 (Na_2O , K_2O) 和 (TFeO) 没有明显的变化。这说明源区部分熔融程度变化可能只是造成次火山岩地球化学变化的次要因素, 而岩浆系统矿物结晶分离作用是其主要原因(?)。次火山岩相容微量元素和不相容微量元素与 $Mg^\#$ 明显的相关性 (图7) 无疑证明了岩浆演化过程中的结晶分离, 而且近于平行的稀土分配曲线也说明了结晶分离作用是影响岩浆成分变化的主要控制因素, 因为结晶分离作用不能够使岩浆系统的轻重稀土元素发生明显的分离 (较小的 La/Yb 比值变化)。相容元素 (Cr, Ni, V, Sc) 都是矿物相 (橄榄石、尖晶石、辉石) 的特征相容元素, 在所研究样品中这些元素的含量与 $Mg^\#$ 明显的正相关 (图7a、7b、7c) 说明岩浆演化存在这些矿

物相结晶分离作用。与 Sc 相比, Cr 和 V 与 Mg^* 具有更高的正相关性(较陡的曲线形态), 这说明岩浆系统中橄榄石和尖晶石可能是岩浆系统中的主要结晶分离相。演化样品出现大离子亲石元素(LILE)并出现清楚的 Eu 和 Sr 负谷(图 3, 图 4), 这说明岩浆演化系统也存在斜长石的分离。本次研究提供的最基性的高 MgO 玄武岩具有高 Mg^* 值(73~69)代表了原生岩浆成分, 而大多数玄武质次火山岩均代表了进化岩浆。

6.2 岩浆源区约束

本次研究报道的玄武质次火山岩成群集中出露在达孜-甲马火山盆地, 而且具有统一的地球化学演化系统和一致的同位素组成, 这反映了这些具有一定规模的次火山岩是共生岩浆。次火山岩的高镁铁含量、典型的熔岩结构和斑晶矿物成分(橄榄石、辉石和尖晶石)反映了幔源岩浆的特点。结合发表的资料(Turner *et al.*, 1993, 1996; Williams *et al.*, 2004; Ding *et al.*, 2003), 玄武质次火山岩地球化学和同位素资料能够对地幔岩浆源区性质提供有效的约束。

与拉萨地块碰撞后火山岩相比, 次火山岩的高铁镁含量、低 Na_2O 和 K_2O 含量说明其岩浆源区与陆下岩石圈地幔存在明显的差别, 玄武质次火山岩低 K_2O 和 Na_2O 含量反映了地幔源区缺乏高钾矿物相(云母与角闪石)。与羌塘地块新生代基性火山岩(Turner *et al.*, 1993, 1996; Williams *et al.*, 2004; Ding *et al.*, 2003)相比较, 达孜-甲马地区新近纪玄武质次火山岩具有较低 TiO_2 含量(0.83%~1.24%)。新近纪次火山岩最突出的地球化学特征是高相容微量元素含量(Cr、Ni、V 和 Sc)和 HREE(包括 Y)、低强不相容 LIL 元素(Rb、Ba、Th、U)和 LREE 含量, 尤其是非常的 Th 含量($<1 \times 10^{-6}$ ~ 6.4×10^{-6})和 LREE 含量($La=6.82 \times 10^{-6}$ ~ 23.26×10^{-6})。次火山岩非常小的 LREE/HREE 分离作用而使次火山岩的稀土配分曲线呈近于平坦(图 3)。在微量元素蛛网图上(图 4), 原生样品呈现强不相容微量元素亏损、缺乏 Nb 负异常谷。遗憾的是本次研究的原生样品发生绢云母蚀变, 出现特征不相容元素 Rb 和 U 异常。为了消除样品蚀变影响, 利用原始地幔标准化相邻元素(Th 与 La)内插值取代样品的 U 分析值(Weaver, 1991; Eisele *et al.*, 2002)。如果在蛛网图上使用 U 内插值, 原生样品(L012)会出现 Nb 峰, 而从 Eu 到 Lu 段近于平坦。原生样品的原始地幔标准化微量元素配分型式与典型的 OIB(Hofmann, 1997)非常相似, 而与西藏碰撞后钾质岩具有很大的差异。除去受后期钾化影响的样品外, 次火山岩具有低 Ti/Y 比值(178~278)和低 Rb/Ba 比值(0.07~0.12)。原生岩浆的高 Nb/La 比值(样品 L012 和 L014 分别是 1.44 和 1.53)、低 LREE 含量(6.82~22.64)与 La/Yb (3.38~6.6)和其高 Mg^* 表明具有 OIB 亏损地幔源区特征(Hofmann, 2003)。更重要的是次火山岩的 La/Yb 比值和高 Mg^* 落在 OIB 范围。次火山岩低 Sr、高 HREE(包括 Y)含量及非常低的 La/Yb 比值说明源区不存在石榴石,

这说明其源区明显不同于由碰撞后钾质火山岩地球化学推测的陆下岩石圈地幔(Turner *et al.*, 1993, 1996; Williams *et al.*, 2001, 2004)。

达孜-甲马盆地新近纪玄武质次火山岩均一的 Sr-Nd-Pb 同位素组成对其地幔源区提供了可信的证据, 而且也能够对拉萨地块碰撞后岩浆源区性质、地球化学端元进行有效的约束。次火山岩具有低 Sr 高 Nd 同位素, 位于西藏碰撞后火山岩 Sr、Nd 同位素演化带的亏损地幔端元, 与 Hawaii 和 Samoa 岛 OIB 同位素范围重叠(图 5)。从有限样品的同位素数据分布趋势可以看出, 次火山岩具有与富集型的 Samoa OIB 相似的同位素演化特征, Sr 同位素明显地向 EM2 漂移, 说明源区壳源物质的加入(Hofmann, 1997, 2003)。象 Sr-Nd 同位素组成一样, 新近纪次火山岩特征的低放射性 Pb 同位素组成大致与 OIB 亏损同位素组成范围一致, 而且显示出向 EM2 演化(图 6)。图 6 清楚地显示出, 次火山岩与 adakites、林子宗火山岩、碰撞后钾质岩组成一条 Pb 同位素演化带, 次火山岩与钾质岩分别是演化带的两个端元。许多已有的研究(Coulon *et al.*, 1986; Turner *et al.*, 1993, 1996; Williams *et al.*, 2001, 2004; Miller *et al.*, 1999; Zhao *et al.*, 2001; Maheo *et al.*, 2002; Ding *et al.*, 2003)表明, 西藏碰撞后钾质岩的源区是富集陆下岩石圈地幔, 其富集过程与自侏罗纪提斯洋壳的消减有关。最新研究(莫宣学等, 2003)证明, 林子宗火山岩早期具有较多陆缘弧火山岩特征, 中期开始出现标志陆内岩浆活动的钾玄岩, 晚期更多显示了加厚陆壳条件下的火山岩特点, 记录了由新特提斯俯冲消减末期过渡到大陆碰撞的信息。因此, 分布于西藏火山岩 Pb 同位素演化带的林子宗火山岩更多地代表了消减带富集较弱(相对于碰撞后钾质岩代表的陆下岩石圈地幔)的岩浆源区。冈底斯带中新世 adakites 的地球化学和同位素显示具有与亏损 MORB 的岩浆亲和性(Gao *et al.*, 2003; Hou *et al.*, 2004), 虽然 adakite 的同位素组成位于演化带的亏损端附近, 但其源区仍存在争论(消减洋壳或加厚下地壳)。从现在的资料看, adakite 的源区并不能代表西藏碰撞后火山作用的亏损源区, 而亏损源区火山作用的地表响应是具有更初始同位素组成的玄武质次火山岩。次火山岩亏损的同位素组成和与 OIB 相似的地球化学特征反映了最可能的岩浆源区是软流圈地幔。

许多研究已经发现, 拉萨地块碰撞后超钾质岩具有与钾质岩明显不同的地球化学和同位素特征(Miller *et al.*, 1999; Williams *et al.*, 2001, 2004; Ding *et al.*, 2003)。为了解释超钾质岩古老的 Nd 和 Pb 同位素模式年龄(分别为 0.9~1.3Ga 和 2.2~3.5Ga), Miller *et al.* (1999)认为在前寒武高原岩石圈地幔经历了多阶段交代历史。考虑到高原复杂的显生宙构造岩浆演化, 前寒武富集的高原岩石圈地幔能否保持化学和物理上有效孤立似乎值得怀疑(Ding *et al.*, 2003)。从而, Ding *et al.* (2003)提出, 青藏高原地幔岩石圈是在印度-亚洲大陆碰撞过程中消减的古老大陆壳流体交代了高

原地幔岩石圈。在此大陆俯冲模式中,超钾质火山岩古老的前寒武 Nd 和 Pb 同位素模式年龄并不反映岩石圈地幔与软流圈对流孤立的时间,而其同位素特征是继承了来自消减古老大陆地壳流体或熔体的特征。藏南超钾质岩高度富集放射性 Sr 同位素,具有喜马拉雅古老、演化成熟的大陆地壳位 Sr 同位素相似。因而,拉萨地块基底岩石被认为是青藏高原的三种主要地球化学端元之一(赵志丹,会议交流)。事实上,藏南新近纪超钾质火山岩同位素组成的确位于碰撞后 Sr-Nd 同位素演化带的富集端元(Ding *et al.*, 2004; 赵志丹,项目成果内部交流;本文图 5)。但是,图 6 中呈现出超钾质岩的具有低²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb、极高的²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb 和 Pb²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb 同位素组成,并不分布在西藏碰撞后钾质代表的岩石圈地幔演化趋势带上,而是与玄武质次火山岩代表的亏损端元构成近于垂直的演化带。图 6 中碰撞后钾质岩与超钾质岩分布在明显不同的 Pb 同位素演化带说明它们并非都源于陆下岩石圈地幔。虽然多期地幔交代(无论是前寒武古老的地幔交代过程还是碰撞后大陆俯冲引起的西藏岩石圈地幔交代)可以形成超钾质岩代表的极度富集的岩石圈地幔,但是难以解释所见到的两种截然不同的 Pb 同位素演化趋势,尤其是时空分布密切相关的冈底斯西段的辉斑岩和超钾质岩分布在不同的 Pb 同位素演化带。

我们最新的研究(项目成果交流)发现,局限分布于冈底斯西段的新近纪超钾质火山岩是大陆碰撞活动造山带白榴石钾镁煌斑岩,其具有与世界典型地区(东西班牙、意大利和中东地区)钾镁煌斑岩相似的岩石学、地球化学和同位素特征(Gao *et al.*, submitted for Journal of Petrology)。钾镁煌斑岩除具有与印度洋浊积岩相似的低²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb、极高的²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb 和 Pb²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb 同位素组成(Clift *et al.*, 2002; Hemming and McLennan, 2001),冈底斯带钾镁煌斑岩具有异常高的 Nb/Ta 比值(18.459 ~ 18.577)和 Th/U(9.04 ~ 13.74)说明岩浆源区并非西藏陆下岩石圈地幔,而是消减特提斯大洋沉积物(Gao *et al.*, submitted for Journal of Petrology)。这也很好地解释了西藏碰撞后火山岩同位素组成的差异。

6.3 地球动力学应用

前已提及,西藏碰撞后火山作用研究,尤其是岩浆源区厘定一直是高原隆升和伸展构造模式的核心内容。因此,达孜-甲马地区出露的玄武质次火山岩亏损地幔源区的厘定具有重要的高原隆升和伸展构造的地球动力学意义。目前流行的三种高原隆升构造模式(地幔对流减薄;Houseman *et al.*, 1981; Turner *et al.*, 1993, 1996; Williams *et al.*, 2001, 2004; 板片断离;Miller *et al.*, 1999; DeCellers *et al.*, 2002; Kohn and Parkinson, 2002; Mahéo *et al.*, 2002; 大陆俯冲;Arnaud *et al.*, 1992; Meyer *et al.*, 1998; Tapponnier *et al.*, 2001; Ding *et al.*, 2003; Nomade *et al.*, 2004)都要求软流圈上涌是触发岩浆作用的主要热流机制。新近纪玄武质

次火山岩研究首次提供了大陆碰撞后软流圈上涌的岩石学、地球化学和同位素组成证据,岩石的⁴⁰Ar/³⁹Ar 年龄限定了软流圈上涌深部事件发生在约 40Ma,这与 Kohn and Parkinson (2002)提出的碰撞后消减特提斯洋片断离年龄一致。如果 40Ma 期间板片断离打开了软流圈上涌窗口,而软流圈上涌必然为拉萨地块岩浆作用提供巨大的热源,在冈底斯带会出现滞后的岩浆作用高峰期。但是,事实上冈底斯带广泛分布的巨厚的火山岩林子宗火山岩喷发年龄为 65 ~ 41Ma(莫宣学等,2003),是藏南地区持续时间最长、规模最大的火山作用的产物。在林子宗火山作用结束后,冈底斯带度过了大约 10Ma 的岩浆作用间歇期。从深部热事件和岩浆作用序列分析可以看出,形成于林子宗火山喷发晚期的玄武质次火山侵位是林子宗火山作用的延续,它们应当是相同深部热事件的产物。如果冈底斯玄武质火山岩侵位代表了大陆碰撞后软流圈上涌的地表响应,那么上涌软流圈也为规模巨大的林子宗火山作用提供了热源。莫宣学等(2003)对林子宗火山事件喷发次序及岩石组合的详细研究后提出,基性岩浆底侵作用是林子宗晚期大规模火山灰流喷发的热源。本次研究所证明的起源于软流圈地幔的次火山岩可能是底侵基性岩浆浅层侵入体。因此,拉萨地块软流圈上涌事件可能早已开始,只不过起源于软流圈地幔的原生基性岩浆在晚期才侵入地壳。

软流圈的降压熔融出现在较小的深度(McKenzie and Bickle, 1988),这意味着冈底斯新近纪时期的大陆地壳并没有明显的加厚,这也与玄武质次火山岩的地球化学特征相符合。火山岩的 Y 和 HREE 含量与地壳的厚度密切相关(Key *et al.*, 2002),本次研究的冈底斯玄武质次火山岩具有高 Y、HREE 和低 La/Yb 比值反映了低地壳厚度(≈35 km)。

致谢 本研究受国家重点基础研究发展规划项目“印度-亚洲大陆主碰撞带成矿作用”(项目编号:2002CB412600)资助。

References

- Arnaud NO, Vidal P, Tapponnier P, Matte PH and Deng WM. 1992. The high K₂O volcanism of northwestern Tibet: geochemistry and tectonic implications. *Earth Planetary Science Letters*, 111: 351 - 367
- Clift PD, Lee J, Hildebrand P, Shimizu N, Layne GD, Blusztajn J, Blum JD, Garzanti E and Khan AA. 2002. Nd and Pb isotope variability in the Indus River System: Implications for sediment provenance and crustal heterogeneity in the Western Himalaya. *Earth Planetary Science Letters*, 200: 91 - 106
- Coulon C, Maluski H, Bollinger C and Wang S. 1986. Mesozoic and Cenozoic volcanic rocks from central and southern Tibet: ³⁹Ar/⁴⁰Ar dating, petrological characteristics and geodynamic significance. *Earth Planetary Science Letters*, 79: 281 - 302
- DeCellers PG, Robinson DM and Zandt G. 2002. Implications of shortening in the Hinalayan fold-thrust belt for uplift of the Tibetan plateau. *Tectonics* 21, 1062, DOI: 10.1029/2001 TC001322

- Ding L, Kapp P, Zhong DL and Deng WM. 2003. Cenozoic volcanism in Tibet: Evidence for a transition from oceanic to continental subduction. *Journal of Petrology*, 44: 1835–1865
- Gao YF, Hou ZQ, Wei RH and Zhao RS. 2003. Post-collisional adakitic porphyries in Tibet: Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on partial melting of oceanic lithosphere and crust-mantle interaction. *Acta Geologica Sinica*, 77: 194–203
- Gao YF, Hou ZQ, Wei RH and Meng XJ. 2005. SiO₂-rich lamproites from continental collision zones: evidence for recycling of subducted Tethyan oceanic sediments in the Mabale beneath southern Tibet. *Journal of Petrology*, (revised)
- Harrison TM, Copeland P, Hall SA, Quade J, Burner S, Ojha TP and Kidd WSF. 1993. Isotopic preservation of Himalayan/Tibetan uplift, denudation and climatic histories of two molasse deposits. *Journal of Geology*, 101: 157–175
- Hemming SR and McLennan SM. 2001. Pb isotope compositions of modern deep sea turbidites. *Earth Planetary Science Letters*, 84: 489–503
- Hofmann AW. 1997. Mantle geochemistry: The message from oceanic volcanism. *Nature*, 385: 219–229
- Hofmann AW. 2003. Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements. In: Carlson RW (ed). *The mantle and core. Treatise on Geochemistry*. Elsevier: Oxford, 61–101
- Houseman GA, McKenzie DP and Molnar P. 1981. Convective thinning of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts. *Journal of Geophysical Research*, 86: 6115–6132
- Hou ZQ, Mo XX, Gao YF, Qu XM and Meng XJ. 2003. Adakite, a possible host rock for porphyry copper deposits: case studies of porphyry copper belts on Tibetan plateau and in northern Chile. *Mineral Deposits*, 22: 1–12 (in Chinese with English abstract)
- Hou ZQ, Gao YF, Qu XM, Rui ZY and Mo XX. 2004. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet. *Earth Planetary Science Letters*, 220: 139–155
- Kay RW and Kay SM. 2001. Andean adakites: There ways to make them. *Acta Petrol. Sin.*, 18: 303–311
- Kohn M and Parkinson CD. 2002. Petrologic case for Eocene slab breakoff during the Indo-Asian collision. *Geology*, 30: 591–594
- Liao SP, Chen ZH, Luo XC and Zhou AJ. 2002. Discovery of leucite phonolite in the Tangra Yumco area, Tibet, and its geological significance. *Geological Bulletin of China*, 21: 735–738 (in Chinese with English abstract)
- Luo ZH, Mo XX, Hou ZQ, *et al.*, 2004. The mantle-crust interactions during continental collision process of the Plateau and their effects on the formation of mineral resources and oil-gas pools. In: Zeng D *et al.* (eds.). *Uplifting of Tibetan plateau with its environmental effects*, Chapter 3. Beijing: Science Press, 117–163 (in Chinese)
- Mahéo G, Guillot S, Blichert-Toft J, Rolland Y and Pêcher A. 2002. Slab breakoff model for the Neogene thermal evolution of South Karakorum and South Tibet. *Earth Planetary Science Letters*, 195: 45–58
- McKenzie DP and Bickle MJ. 1988. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *Journal of Petrology*, 29: 625–679
- Meyer B, Tapponnier P, Bourjot LM, Etevier F, Gaudemer Y, Peltzer G, Guo S and Chen Z. 1998. Crustal thickening in Gansu-Qinghai, lithospheric mantle subduction, and oblique, strike-slip controlled growth of the Tibet plateau. *Journal of Geophysical Research*, 135: 1–47
- Miller C, Schuster R, Klotzli U, Mair V, Frank W and Purtscheller F. 1999. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: Geochemical, Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis. *Journal of Petrology*, 40: 1399–1424
- Molnar P and England P. 1978. Active tectonics of Tibet. *Journal of Geophysical Research A. Space Physics*, 83: 5361–5375
- Mo XX, Zhao ZD, Deng JF, Dong GC, Zhou S, Guo TY, Zhang SQ and Wang L. 2003. Response of volcanism to the India-Asia collision. *Earth Science Frontiers*, 10: 135–148 (in Chinese with English abstract)
- Sun SS and McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Geological Society Special Publications*, 42: 313–345
- Tapponnier P, Xu ZQ, Roger F, Meyer B, Arnaud N, Wittlinger G and Yang GS. 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. *Science*, 294: 1671–1677
- Turner S, Hawkesworth C, Liu JQ, Rogers N, Kelley S and Calsteren PV. 1993. Timing of Tibetan uplift constrained by analysis of volcanic rocks. *Nature*, 364: 50–54
- Turner S, Arnaud N, Liu JQ, Rogers N, Hawkesworth C, Harris N, Kelley S, Calsteren PV and Deng WM. 1996. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan plateau: Implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. *Journal of Petrology*, 37: 45–71
- Williams HM, Turner S, Kelley S and Harris N. 2001. Age and composition of dikes in Southern Tibet: New constraints on the timing of east-west extension and its relationship to postcollisional volcanism. *Geology*, 29: 339–342
- Williams HM, Turner S, Pearce GA, Kelley SP and Harris N. 2004. Nature of the source regions for post-collisional, potassic magmatism in southern and northern Tibet from geochemical variations and inverse element modeling. *Journal of Petrology*, 45: 555–607
- Yin A. 2000. Mode of Cenozoic east-west extension in Tibet suggesting a common origin of rifts in Asia during the Indo-Asia collision. *Journal of Geophysical Research*, 105: 2175–2175
- Zhao ZD, Mo XX, Zhang SQ, Guo TY, Zhou S, Dong GC and Wang Y. 2001. Post-collisional magmatism in Wuyu basin, central Tibet: Evidence for recycling of subducted Tethyan oceanic crust. *Science in China (D)*, 44(Sup.): 27–34

附中文参考文献

- 侯增谦, 莫宣学, 高永丰等. 2003. 埃达克岩: 斑岩铜矿的一种可能的重要含矿母岩——以西藏和智利斑岩铜矿为例. *矿床地质*, 22: 1–2
- 莫宣学, 赵志丹, 邓晋福等. 2003. 印度—亚洲大陆主碰撞过程的火山响应. *地学前缘*, 10(3): 135–147
- 廖思平, 陈振华, 罗小川等. 2002. 西藏当惹雍错地区白榴石响岩的发现及地质意义. *地质通报*, 21(11): 735–738
- 罗照华, 莫宣学, 侯增谦等, 2004. 板块碰撞过程中壳幔相互作用及其成矿成藏效应, 见: 郑度等编, 青藏高原隆升与环境效应, 第三章, 北京: 科学出版社, 117–163