

# 滇西大理-剑川地区钾玄质岩浆作用:后碰撞走滑拉伸环境岛弧型岩浆作用的地球化学研究\*

王建 李建平 王江海

WANG Jian, LI JianPing and WANG JiangHai

中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640

Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

2002-01-03 收稿, 2002-06-30 改回.

Wang J, Li JP and Wang JH. 2003. Shoshonitic magmatism in Dali-Jianchuan area, western Yunnan: a geochemical study of arc magmatism in a post-collisional strike-slip extensional setting. *Acta Petrologica Sinica*, 19(1):61-70

**Abstract** Studies of petrology and elemental geochemistry indicate that the alkali-rich porphyry groups from the area of Dali-Jianchuan in western Yunnan are shoshonitic rocks, which are located in the early Tertiary extensional basins associated with Honghe-Ailaoshan strike-slip shear zone. This suite of shoshonitic rocks are enriched in LILE (Rb, Ba, K, Sr), LREE and a group of compatible elements (Cr, Ni, V, Sc), and have marked Nb, Ta, Ti and P depletion, similar to the characteristics of post-collisional arc-type shoshonitic rocks. The shoshonitic parental magma was mainly derived from the low degree partial melting of phlogopite-bearing spinel phase mantle peridotites and had experienced abundant fractional crystallization during its evolution.

**Key words** Shoshonitic rocks, Elemental geochemistry, Post-collision, Extensional basin, Arc-type magmatism, Western Yunnan

**摘要** 岩石学、元素地球化学研究表明,在滇西大理-剑川地区分布的富碱斑岩群属钾玄质系列岩石,具体产出于与红河-哀牢山走滑剪切带伴生的早第三纪拉张盆地中。这套钾玄质系列岩石富集大离子亲石元素 LILE(Rb、Ba、K、Sr)、轻稀土元素(LREE)和一组相容元素(Cr、Ni、V、Sc),具有明显的 Nb、Ta、Ti、P 负异常,反映了后碰撞岛弧型钾玄岩系特征。钾玄质母岩浆主要源于含金云母的尖晶石相地幔橄榄岩低度部分熔融,并在演化过程中经历了充分的分离结晶作用。

**关键词** 钾玄质岩石; 元素地球化学; 后碰撞; 拉伸盆地; 弧型岩浆活动; 滇西

**中图分类号** P588.14

钾玄岩系(shoshonite series)是一类高碱( $K_2O + Na_2O > 5\%$ )、高  $K_2O/Na_2O$  比值( $> 0.5$ )、低  $TiO_2 (< 1.3\%)$ 、 $Al_2O_3$  含量高且变化范围大( $9\% \sim 20\%$ )、强烈富集大离子亲石元素(LILE)和轻稀土元素(LREE)的富碱高钾岩浆岩,包括火山岩(橄榄粒玄岩、钾玄岩、粗面粒玄岩和橄玄安粗岩等)以及相应的浅成和深成侵入岩(Morrison, 1980)。对新生代钾玄质岩石的研究表明,钾玄质岩石主要起源于与俯冲作用有关的富钾和 LILE 交代地幔(Foley *et al.*, 1992;

Turner *et al.*, 1996),因而多发育于各种“弧”(早、晚大洋弧、大陆弧和后碰撞弧)环境,少数的钾玄质岩石也可产于板内环境(Li *et al.*, 2000),因此钾玄岩系在成因岩石学和区域构造演化研究中都具有重要意义。红河-哀牢山剪切带是印度-扬子板块陆-陆碰撞带进一步演化的产物。研究表明,大理-剑川地区沿剪切带分布的“富碱斑岩”群,在化学成分上相当于钾玄质岩石,同时又具有弧火山岩的地球化学特征,代表一种后碰撞岛弧构造环境。

\* 本文由国家重点基础研究发展规划项目(G1998040800)和南海及邻区大地构造系统的组成、结构及演化项目(KZCX-SW-117)资助。

第一作者简介:王建,男,1964年12月生,博士后,工程师,主要研究岩石学、矿物学和地球化学, E-mail: wangj3856@sina.com

## 1 地质背景

在大地构造上,滇西大理-剑川地区位于昌芒-思茅地块-印支地块-扬子板块的交汇处。从本区北西至南东向穿过的金沙江缝合带是扬子板块与昌芒-思茅微板块的重要分界,并被普遍认为是古特提斯造山带的东延(图1)。伴随早第三纪印度-亚洲板块碰撞,在喜马拉雅山链和青藏高原地壳显著增厚的同时,古地磁和地质证据均证实,在高原东部以及东南亚地区发育由区域走滑剪切带连接的大陆“挤出构造”(Tapponnier *et al.*, 1982; Chung *et al.*, 1997),并且这种“挤出”被证实是泰国湾(Gulf of Thailand)和南中国海打开的原因(Tapponnier *et al.*, 1982)。印度-亚洲板块碰撞带东缘的

变形历史可以分成三个阶段(Wang *et al.*, 2001):(1)始新世-渐新世(40~24Ma)的转换扭压变形阶段;(2)早-中中新世(24~17Ma)的转换扭张变形阶段;(3)晚-新第三纪-第四纪的近东西向拉张阶段。其中,早第三纪的转换扭压变形导致了左行走滑的红河-哀牢山剪切带的形成,并伴随产生了一系列小型拉张盆地(~30~17Ma)(Wang *et al.*, 2001; Leloup *et al.*, 1995)。大理-剑川一带的拉张盆地中,除了玄武岩和基性岩脉外,还发育一套中酸性-酸性的火成岩,前人统称之为“富碱斑岩”,产状包括火山岩、浅成岩和深成岩,岩体的同位素(K-Ar)年龄为27.3~36.7Ma(张玉泉等,1997)。研究表明,其成分相当于钾玄岩系,发育于第三纪的后碰撞造山环境,与早些时候的板块俯冲、随后大尺度的剪切、走滑作用有密切关系。

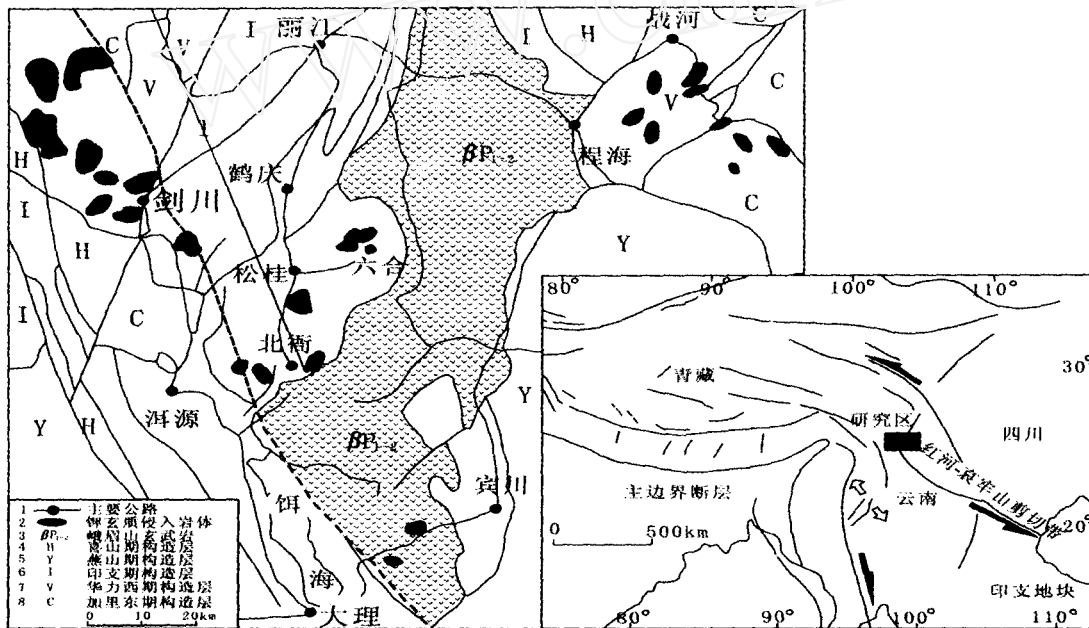


图1 大理-剑川地区新生代钾玄岩系分布简图

Fig. 1 Simplified distribution map for the Cenozoic shoshonitic rocks from Dali-Jianchuan Area

## 2 岩相特征

研究区的钾玄岩系岩体规模小,成群出现于与红河-哀牢山大型左行走滑剪切带伴生的第三纪小型拉张盆地(Pull-apart basins)中,大致可分为剑川、战河、北衙-六合以及大理-宾川四个斑岩群(图1)。其中每个岩群由若干个小岩株、岩枝、岩墙或岩筒组成,侵入于不同时代的围岩中。岩性包括正长岩、正长斑岩、二长岩、石英二长斑岩以及花岗斑岩等,普遍含有单斜辉石、普通角闪石、黑云母等暗色矿物,并常见金云母和金红石残晶。每个岩群均有与其伴生的同时代的

玄武岩或基性岩墙,表明它们有着内在的成因联系。部分岩体中含有深源包体,依岩石形成时的温压条件和矿物组合特征深源包体可分为三种类型:1)石榴透辉石岩类;2)含石榴透辉角闪岩类;3)变质辉长岩类。

本文选择了代表性的寄主岩(钾玄质岩石)和镁铁质深源包体的样品进行了化学分析。主量元素在中国科学院广州地化所用常规湿法分析,微量元素用电感耦合等离子质谱(ICP-MS)分析,实验流程及方法参见刘颖等(1996)。除了新分析数据外,本文还收集了该地区钾玄质岩石的文献数据,加以整理,以构筑有说服力的地球化学图解,对该地区的钾玄质岩石的地球化学特征有一个全面的认识。

### 3 地球化学特征

#### 3.1 主量元素特征

表1列出了滇西大理-剑川地区钾玄岩系及其镁铁质深源包体的主、微量元素分析结果。在TAS岩石分类图上(Le Bas *et al.*, 1986)(图2),钾玄质岩石的SiO<sub>2</sub>含量变化范围为52.44%~71.23%,K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O含量在6.33%~12%之间。

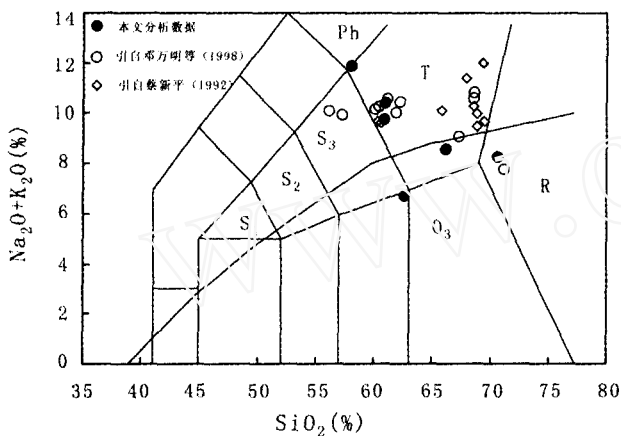


图2 大理-剑川地区钾玄质岩石的(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)-SiO<sub>2</sub>图解(据 Le Bas *et al.*, 1986)

Fig. 2 Diagram of Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O vs. SiO<sub>2</sub> for the shoshonitic rocks from Dali-Jianchuan area

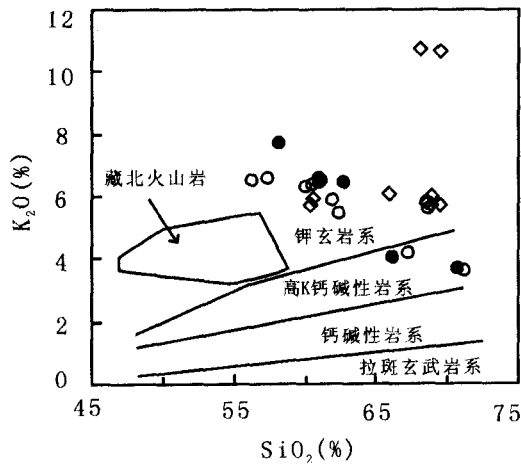


图3 大理-剑川地区钾玄质岩石的K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub>图解

(据 Peccerillo *et al.*, 1976a)(图例与图2同)

Fig. 3 Diagram of K<sub>2</sub>O vs. SiO<sub>2</sub> for the shoshonitic rocks from Dali-Jianchuan area

除少量样品落入粗面安山岩和流纹岩区外,多数样品落入了粗面岩和粗面英安岩区,显示该类岩石碱度高、SiO<sub>2</sub>含

量变化大的特征。标准矿物中含紫苏辉石±橄榄石。在K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub>图解(图3)上,大部分样品的K<sub>2</sub>O>4%,除个别样品外,均落入钾玄质岩石系列范围(Peccerillo *et al.*, 1976a)。尽管这些样品的K<sub>2</sub>O含量很高,但K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O比值界于0.8~2.0之间,在K<sub>2</sub>O-Na<sub>2</sub>O图解上同样落在钾玄岩区,而非超钾质(ultra-potassic)岩石系列(Turner *et al.*, 1996)(图4)。

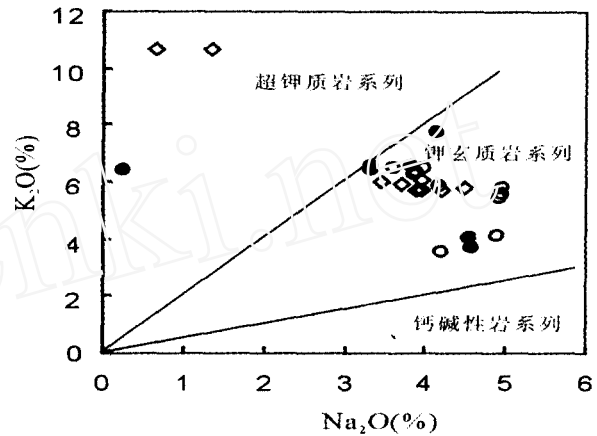


图4 大理-剑川地区钾玄质岩石的K<sub>2</sub>O-Na<sub>2</sub>O图解(据 Turner *et al.*, 1996)(图例与图2同)

Fig. 4 Diagram of K<sub>2</sub>O vs. Na<sub>2</sub>O for the shoshonitic rocks from Dali-Jianchuan area

在Harker图解上,钾玄质岩石中的CaO、FeOt(全铁)、P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>、TiO<sub>2</sub>、MgO与SiO<sub>2</sub>呈明显负相关,Na<sub>2</sub>O、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>与SiO<sub>2</sub>呈不明显正相关(图5);CaO、FeOt、P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>、TiO<sub>2</sub>与MgO显示很好的正相关性,而且CaO、FeOt、P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>、TiO<sub>2</sub>、MgO氧化物对之间也显示强正相关(图略)。这表明橄榄石、辉石、磷灰石、钛铁矿和金红石等可能是控制岩浆主量元素变化的分离矿物相。Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含量高、变化范围较小(14.04%~16.15%)。除个别样品外,FeOt、MgO和TiO<sub>2</sub>的绝对值低,变化范围小,平均值分别为4.75%、1.54%和0.56%。根据Foley *et al.*(1987)的分类,本地区的钾玄质岩石主量元素成分介于Group I(非造山钾镁煌斑岩)和Group III(造山带超钾质岩系)两类岩石组合的成分之间(图略)。

#### 3.2 微量元素和稀土元素

稀土元素配分模式(图6a)表明,钾玄质岩石强烈富集LREE,(La/Yb)<sub>n</sub>比值平均为16.90,并且曲线模式协调一致。Eu异常不明显(δEu=0.84~1.10),表明没有斜长石的分选结晶,或者说原始岩浆熔体从未与基性斜长石平衡。图7a为滇西钾玄质岩石代表性样品微量元素原始地幔归一化图,LILE明显富集,HFSE除个别元素(Zr、Hf)外,相对亏损。Ta、Nb和Ti呈明显的“TNT”负异常。与藏北的钾玄质岩石微量元素原始地幔归一化图非常相似(Turner *et al.*, 1996),表明它们可能形成于相似源区和构造环境。

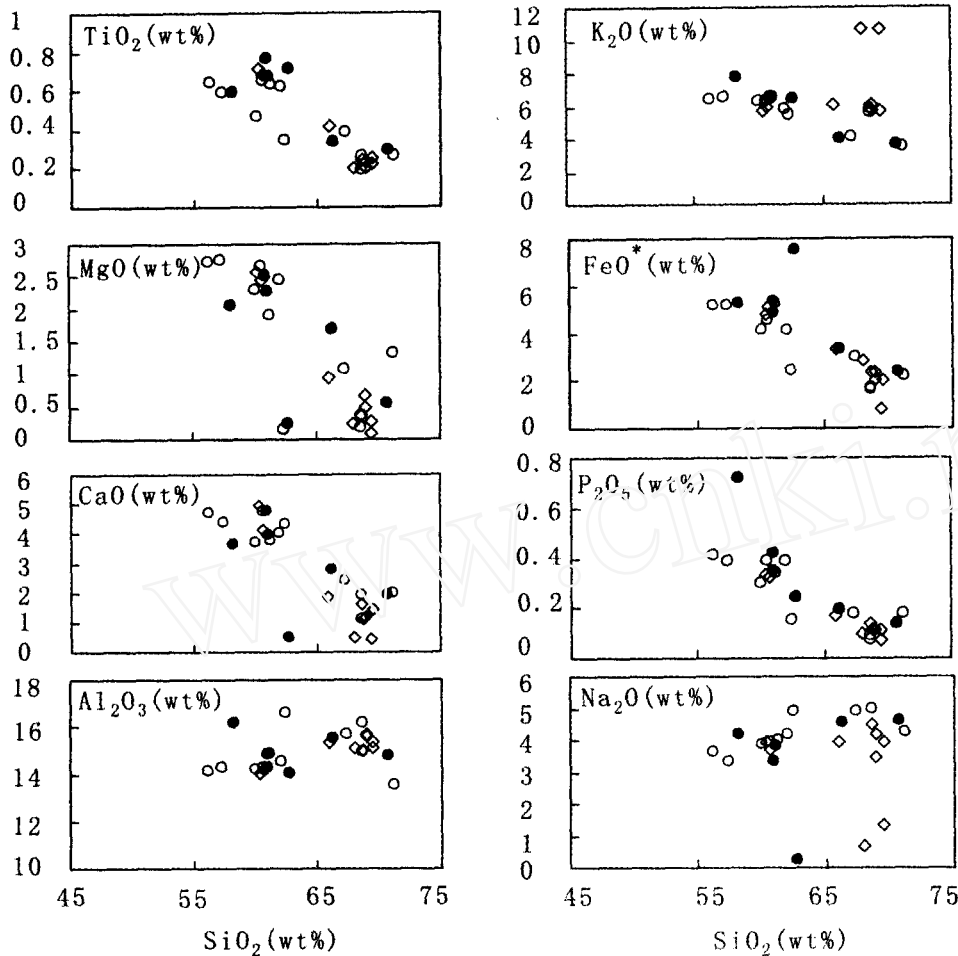


图5 大理-剑川地区钾玄质岩石的 Harker 图解(图例与图2同)

Fig.5 Harker diagrams for the shoshonitic rocks from Dali-Jianchan area

除富集 LILE 和 LREE 外,钾玄质岩石还明显富集一组相容元素(Cr、Ni、V 和 Sc)而区别于壳源碱性岩。而且相容元素的 Cr、Ni、V、Sc 以及 LILE 和 LREE 的 Rb、Ba、Sr、Th、La、Ce 等与 MgO 的相关性均不明显,这表明这些元素主要反映了源区特征,而岩浆演化过程中成分的变化主要反映在主要元素的变化上。

图 6b 和图 7b 是钾玄质岩石中镁铁质深源包体稀土配分模型以及微量元素原始地幔归一化图解。不难看出,包体岩石与寄主岩有很大程度上的相似性,暗示二者有着成因上的内在联系。包体岩石的曲线模式可进一步分为两种类型: 1)  $\Sigma$ REE 总量高(191.74~224.94 $\mu\text{g/g}$ )、LREE/HREE 比值大( $(\text{La}/\text{Yb})_n = 9.66 \sim 16.25$ )、具有 Eu 负异常( $\delta\text{Eu} = 0.61 \sim 0.75$ )、不相容元素富集程度高,接近岛弧岩浆岩特征,在  $\text{Zr}/\text{TiO}_2 - \text{Nb}/\text{Y}$  图解上落入粗面安山岩和安山岩区(Th5b、Sh1b); 2)  $\Sigma$ REE 总量相对低(52.92~111.71 $\mu\text{g/g}$ )、LREE/HREE 比值小( $(\text{La}/\text{Yb})_n = 2.92 \sim 4.37$ )、曲线平缓、弱 Eu 异常( $\delta\text{Eu} = 0.88 \sim 1.03$ )、不相容元素富集程度相对低,更接近大陆钙碱性玄武岩特征,在  $\text{Zr}/\text{TiO}_2 - \text{Nb}/\text{Y}$  图解上

落入亚碱性玄武岩区(Lh18b、Lh14b、Sd11b)。相比之下,前者更接近寄主岩的特征。在图 7b 中可以清楚地看到,随着不相容元素富集程度的增加,Ta、Nb 和 P 的负异常增大,同时曲线模型接近于寄主岩,这可能反映了作为镁铁质包体前身的底侵幔源玄武质岩浆随着构造环境的演变,其成分更接近岛弧岩浆岩。

### 3.3 Sr、Nd 同位素特征

已有的研究表明,本地区钾玄质岩石的  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512333 \sim 0.512536$  ( $\epsilon_{\text{Nd}} = -1.8 \sim -5.9$ )、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.705488 \sim 0.706871$  ( $\epsilon_{\text{Sr}} = 18.1 \sim 39.9$ ) (张玉泉等,1997),样品遍布大理、宾川、弥度、丽江、剑川和金平等地。可见,这套钾玄质岩石样品的 Sr、Nd 同位素特征非常相似,在常规的 Nd-Sr 同位素相关图上,数据点均落在富集的第四象限,与滇西腾冲火山岩同位素特征非常相似并部分重合于东非裂谷的钾质火山岩(朱炳泉等,1992; 张玉泉等,1997),演化趋势线偏离地幔排列,但接近于 EM II 地幔端元趋势线。

表 1 大理-剑川地区钾玄质岩石及镁铁质包体代表性样品主量元素(%)和微量元素( $\mu\text{g/g}$ )分析结果

Table 1 The analytical results of major elements(%) and trace elements ( $\mu\text{g/g}$ ) of the shoshonitic rocks and mafic enclaves from Dali-Jianchuan area, West Yunnan

| 岩体<br>样品                           | 钾玄质岩石浅成侵入体 |             |            |            |            |             | 钾玄质岩石中的镁铁质包体 |             |            |             |            |  |
|------------------------------------|------------|-------------|------------|------------|------------|-------------|--------------|-------------|------------|-------------|------------|--|
|                                    | 北衙<br>BY1a | 老君山<br>LJ1a | 双河<br>SH1a | 香多<br>SD1a | 桃花<br>TH5a | 六合<br>LH18a | 六合<br>LH18b  | 六合<br>LH14b | 双河<br>SH1b | 香多<br>SD11b | 桃花<br>TH5b |  |
| SiO <sub>2</sub>                   | 62.73      | 58.19       | 61.00      | 66.24      | 70.74      | 60.95       | 43.20        | 44.45       | 51.91      | 47.69       | 43.02      |  |
| TiO <sub>2</sub>                   | 0.71       | 0.59        | 0.67       | 0.34       | 0.30       | 0.77        | 2.01         | 1.72        | 1.27       | 1.66        | 2.08       |  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | 14.04      | 16.15       | 14.83      | 15.50      | 14.80      | 14.25       | 14.11        | 14.33       | 12.68      | 14.97       | 18.88      |  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | 2.72       | 2.81        | 3.22       | 1.68       | 1.36       | 2.11        | 5.51         | 4.71        | 5.10       | 5.23        | 7.61       |  |
| FeO                                | 4.81       | 2.41        | 2.09       | 1.60       | 0.98       | 2.70        | 8.36         | 8.78        | 3.72       | 6.85        | 8.96       |  |
| MnO                                | 1.09       | 0.11        | 0.11       | 0.07       | 0.04       | 0.09        | 0.29         | 0.15        | 0.32       | 0.26        | 0.24       |  |
| MgO                                | 0.23       | 2.05        | 2.26       | 1.67       | 0.54       | 2.51        | 8.51         | 8.98        | 5.10       | 7.54        | 6.17       |  |
| CaO                                | 0.48       | 3.66        | 3.97       | 2.80       | 1.93       | 4.76        | 10.56        | 10.17       | 10.69      | 9.34        | 2.74       |  |
| Na <sub>2</sub> O                  | 0.26       | 4.16        | 3.82       | 4.56       | 4.58       | 3.33        | 2.15         | 2.54        | 2.68       | 1.71        | 2.48       |  |
| K <sub>2</sub> O                   | 6.45       | 7.72        | 6.57       | 4.02       | 3.69       | 6.39        | 2.00         | 2.57        | 2.62       | 0.90        | 6.13       |  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>      | 0.24       | 0.72        | 0.35       | 0.19       | 0.14       | 0.42        | 0.27         | 0.21        | 0.31       | 0.19        | 0.05       |  |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>      | 1.23       | 0.69        | 0.40       | 0.59       | 0.04       | 1.27        | 1.64         | 1.00        | 2.86       | 2.24        | 1.20       |  |
| 烧失量                                | 4.53       | 0.24        | 0.41       | 0.20       | 0.38       | 0.00        | 0.97         | 0.08        | 0.70       | 0.92        | 0.44       |  |
| Total                              | 99.52      | 99.50       | 99.70      | 99.46      | 99.52      | 99.55       | 99.58        | 99.69       | 99.96      | 99.50       | 100.00     |  |
| K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O | 24.81      | 1.86        | 1.72       | 0.88       | 0.81       | 1.92        | 0.93         | 1.01        | 0.98       | 0.53        | 2.47       |  |
| Cr                                 | 99.13      | 489.01      | 122.20     | 273.65     | 222.30     | 235.04      | 436.96       | 1815.2      | 186.63     | 321.46      | 346.99     |  |
| Ni                                 | 39.65      | 290.21      | 67.80      | 132.59     | 114.22     | 133.08      | 165.57       | 817.64      | 117.26     | 102.33      | 134.75     |  |
| Co                                 | 0.98       | 12.23       | 9.98       | 7.20       | 2.92       | 13.18       | 47.28        | 69.08       | 21.37      | 47.32       | 37.54      |  |
| V                                  | 67.61      | 70.81       | 100.51     | 43.64      | 36.91      | 94.34       | 251.93       | 207.78      | 171.30     | 234.46      | 284.12     |  |
| Sc                                 | 2.13       | 4.16        | 7.94       | 5.23       | 1.81       | 10.56       | 38.97        | 23.71       | 20.88      | 35.72       | 38.54      |  |
| Rb                                 | 325.42     | 188.13      | 207.99     | 105.71     | 89.71      | 211.35      | 64.15        | 29.98       | 70.28      | 30.25       | 264.00     |  |
| Cs                                 | 8.23       | 27.44       | 5.61       | 6.37       | 6.20       | 3.29        | 1.55         | 5.11        | 4.10       | 7.39        | 18.42      |  |
| Ba                                 | 592.64     | 3834.9      | 2173.5     | 1637.1     | 1352.8     | 2302.7      | 796.49       | 260.95      | 1345.5     | 689.19      | 3170.9     |  |
| Sr                                 | 70.51      | 2221.5      | 1534.5     | 1231.0     | 983.79     | 831.43      | 571.97       | 200.15      | 1324.9     | 313.24      | 1848.8     |  |
| Nb                                 | 24.63      | 22.95       | 15.30      | 8.93       | 7.00       | 12.80       | 11.84        | 9.00        | 15.49      | 8.52        | 31.13      |  |
| Ta                                 | 1.41       | 1.45        | 0.99       | 0.63       | 0.50       | 0.71        | 0.81         | 0.58        | 0.84       | 0.58        | 1.70       |  |
| Zr                                 | 222.23     | 302.33      | 253.17     | 147.99     | 131.12     | 207.09      | 136.30       | 91.16       | 212.68     | 109.83      | 400.04     |  |
| Y                                  | 13.21      | 24.27       | 35.02      | 14.52      | 8.48       | 19.96       | 40.86        | 18.38       | 45.33      | 26.93       | 18.71      |  |
| Hf                                 | 6.48       | 6.76        | 6.79       | 4.35       | 4.12       | 5.46        | 3.61         | 2.46        | 5.84       | 2.97        | 11.55      |  |
| Pb                                 | 2772       | 98.89       | 53.94      | 137.90     | 41.99      | 31.41       | 10.28        | 4.35        | 95.01      | 174.06      | 70.47      |  |
| Th                                 | 10.71      | 48.82       | 22.04      | 10.38      | 6.13       | 9.43        | 3.15         | 2.01        | 10.05      | 1.62        | 17.41      |  |
| U                                  | 3.61       | 9.62        | 6.12       | 3.55       | 5.88       | 2.87        | 1.66         | 0.62        | 2.62       | 0.83        | 10.06      |  |
| La                                 | 30.68      | 46.92       | 57.72      | 27.28      | 16.16      | 33.44       | 19.34        | 9.07        | 47.27      | 10.15       | 47.05      |  |
| Ce                                 | 52.88      | 84.30       | 100.09     | 50.37      | 35.49      | 61.94       | 36.51        | 18.62       | 85.32      | 23.02       | 83.79      |  |
| Pr                                 | 5.38       | 9.22        | 11.44      | 5.77       | 3.63       | 6.84        | 4.62         | 2.41        | 10.64      | 3.08        | 8.74       |  |
| Nd                                 | 19.84      | 35.61       | 45.05      | 22.37      | 14.42      | 26.53       | 20.70        | 10.95       | 44.82      | 14.61       | 32.71      |  |
| Sm                                 | 3.66       | 6.92        | 8.68       | 4.31       | 2.75       | 5.09        | 5.27         | 2.83        | 9.04       | 3.87        | 5.53       |  |
| Eu                                 | 1.24       | 2.14        | 2.28       | 1.22       | 0.86       | 1.50        | 1.64         | 0.95        | 2.19       | 1.43        | 1.02       |  |
| Gd                                 | 3.14       | 5.96        | 7.71       | 3.55       | 2.23       | 4.41        | 6.23         | 3.34        | 8.62       | 4.74        | 4.53       |  |
| Tb                                 | 0.46       | 0.75        | 1.02       | 0.46       | 0.28       | 0.61        | 1.00         | 0.51        | 1.17       | 0.72        | 0.55       |  |
| Dy                                 | 2.44       | 3.78        | 5.35       | 2.33       | 1.36       | 3.19        | 6.34         | 3.06        | 6.50       | 4.51        | 2.80       |  |
| Ho                                 | 0.48       | 0.73        | 1.04       | 0.45       | 0.25       | 0.63        | 1.38         | 0.62        | 1.29       | 0.96        | 0.60       |  |
| Er                                 | 1.23       | 1.98        | 2.78       | 1.18       | 0.65       | 1.66        | 3.73         | 1.61        | 3.44       | 2.52        | 1.77       |  |
| Tm                                 | 0.18       | 0.30        | 0.43       | 0.18       | 0.10       | 0.26        | 0.60         | 0.24        | 0.53       | 0.40        | 0.29       |  |
| Yb                                 | 1.11       | 1.94        | 2.71       | 1.18       | 0.65       | 1.64        | 3.76         | 1.49        | 3.51       | 2.49        | 2.01       |  |
| Lu                                 | 0.16       | 0.31        | 0.43       | 0.19       | 0.11       | 0.26        | 0.60         | 0.23        | 0.61       | 0.39        | 0.36       |  |
| ΣREE                               | 122.87     | 200.85      | 246.72     | 120.82     | 78.93      | 147.98      | 111.71       | 55.92       | 224.94     | 72.87       | 191.74     |  |
| δEu                                | 1.10       | 1.00        | 0.84       | 0.93       | 1.04       | 0.95        | 0.88         | 0.95        | 0.75       | 1.03        | 0.61       |  |
| La/Yb                              | 27.74      | 24.13       | 21.30      | 23.06      | 24.70      | 20.39       | 5.15         | 6.09        | 13.47      | 4.07        | 23.44      |  |
| (La/Yb) <sub>n</sub>               | 19.90      | 17.31       | 15.28      | 16.54      | 17.72      | 14.63       | 3.69         | 4.37        | 9.66       | 2.92        | 16.25      |  |

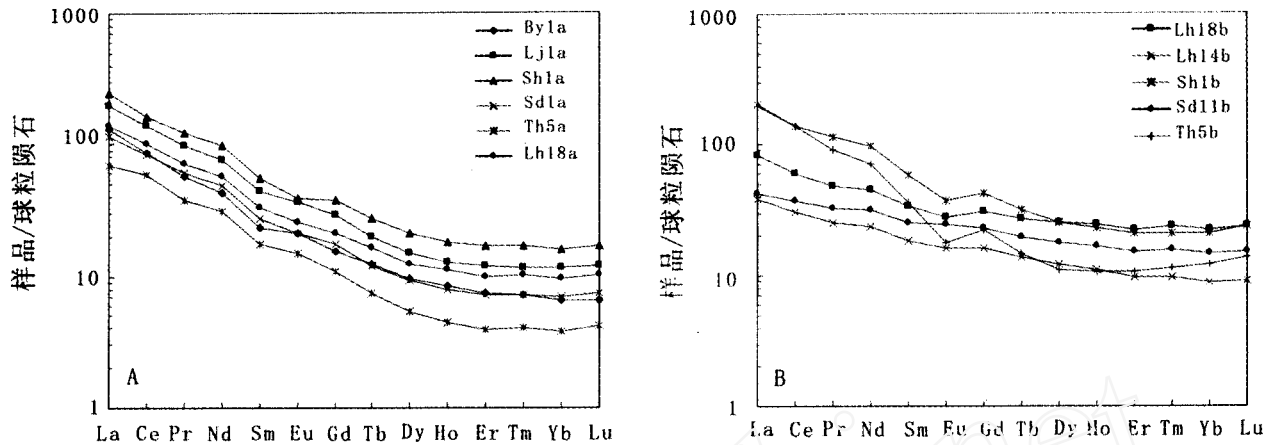


图6 大理-剑川地区钾玄质岩石及镁铁质深源包体球粒陨石标准化的REE配分模型

(据 Sun *et al.*, 1989) a. 钾玄质岩石; b. 镁铁质深源包体

Fig. 6 Chondrite-normalized rare earth element distribution patterns for the shoshonitic rocks and mafic enclaves from Dali-Jianchuan area

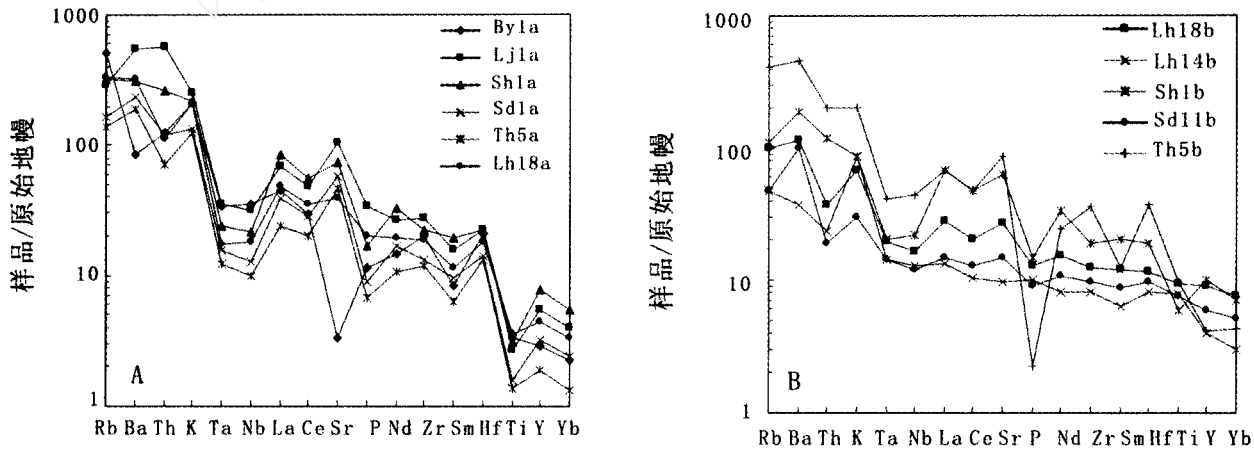


图7 大理-剑川地区钾玄质岩石及镁铁质深源包体不相容元素原始地幔归一化图解

(据 Sun *et al.*, 1989) a. 钾玄质岩石; b. 镁铁质深源包体

Fig. 7 Primitive mantle normalized incompatible elements abundances for the shoshonitic rocks and mafic enclaves from Dali-Jianchuan area

#### 4 构造环境判别

金沙江-墨江缝合带(后演化为红河-哀牢山剪切带)作为古特提斯分支洋盆消亡的遗迹,其间的古洋盆封闭于中-晚三叠世(丛柏林等,1993)。而分布于红河-哀牢山剪切带附近的早第三纪小型伸张盆地中的钾玄质浅成侵入岩形成于27.3~36.7Ma(张玉泉等,1997),大大晚于金沙江-墨江缝合带闭合、古洋壳消减停止的年龄。而且钾玄质岩石本身富集LILE、LREE和一组相容元素(Cr、Ni、V、Sc等),亏损HFSE; Nb、Ta和Ti在不相容元素原始地幔归一化图中显示协调一致的负异常。此外,作为本地区镁铁质深源包体前

身的基性火山岩也保持了弧火山岩的印记。上述特征表明钾玄质岩石可能形成于后碰撞弧环境,体现了陆-陆碰撞后岩浆活动的“滞后效应”(莫宜学等,2001)。Müller *et al.* (1992)认为后碰撞弧型钾质火山岩的形成环境代表了与俯冲、消减有关的岩浆活动的复杂情况,该过程中缝合带发育成以复杂岩浆活动和构造抬升为特征的地壳增厚区;碰撞后钾质火山岩以脉状侵入,并伴随着碱性火山岩形成在由构造抬升导致的拉伸构造域中。这里我们引用了钾质火山岩形成环境的梯次判别图解(Müller *et al.*, 1992)来进一步识别本地区钾玄质岩石的形成环境。首先,在 $Zr/Al_2O_3 - TiO_2/Al_2O_3$  (8a)和 $TiO_2 - Al_2O_3$ 图解(8b)中,本地区的钾玄质岩石均落入“弧”(包括大陆弧-CAP、后碰撞弧-PAP、初始洋弧-IOP和晚期洋弧-LAP)环境区,而与板内构造环境无

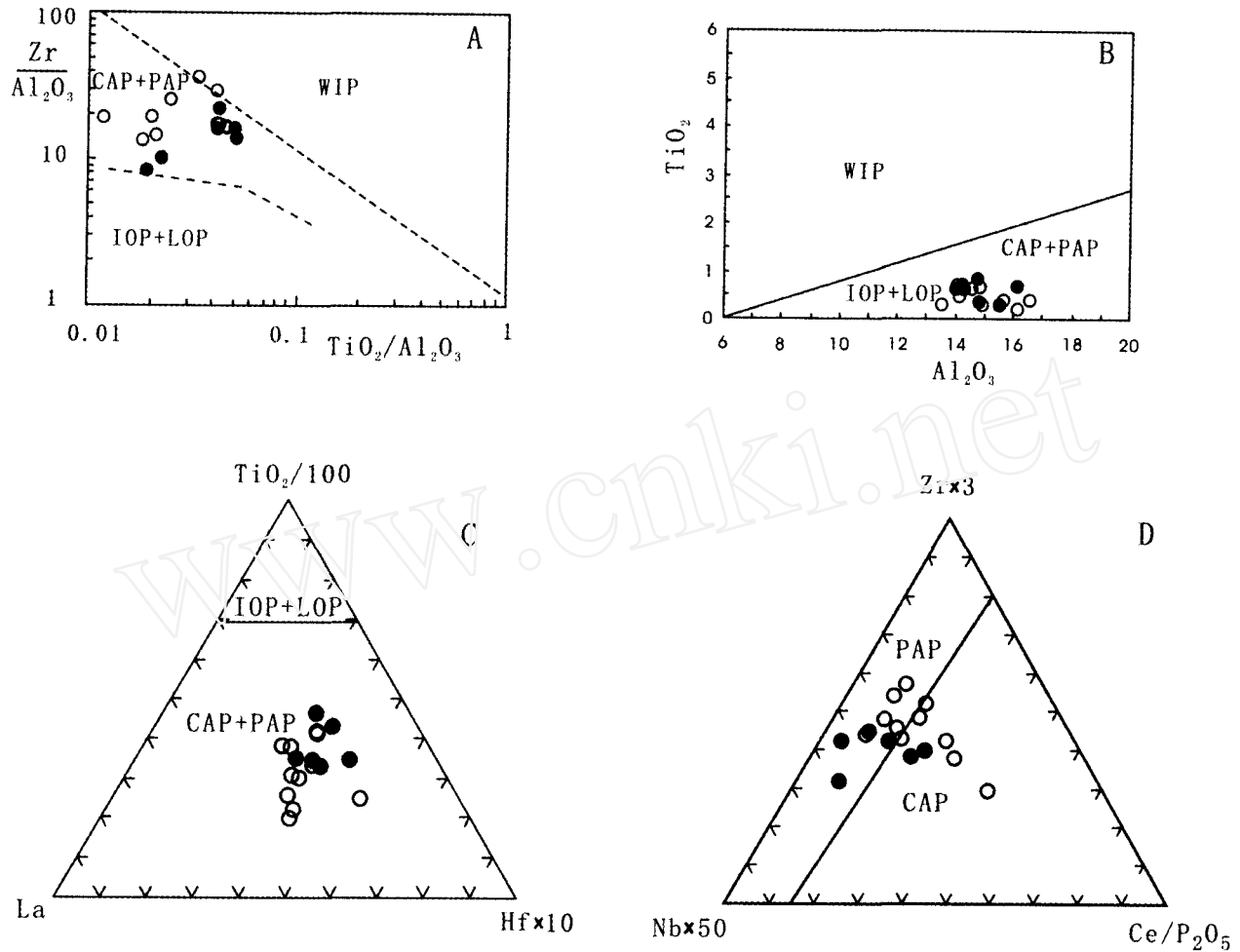


图 8 大理-剑川地区钾玄质岩石形成构造环境梯次判别图解 (据 Müller *et al.*, 1992)(图例与图 2 同)

a.  $Zr/Al_2O_3 - TiO_2/Al_2O_3$ ; b.  $TiO_2 - Al_2O_3$ ; c.  $TiO_2/100 - La - Hf \times 10$ ; d.  $Zr \times 3 - Nb \times 50 - Ce/P_2O_5$

Fig. 8 Hierarchical set of discrimination diagrams of tectonic settings for the shoshonitic rocks from Dali-Jianchuan area

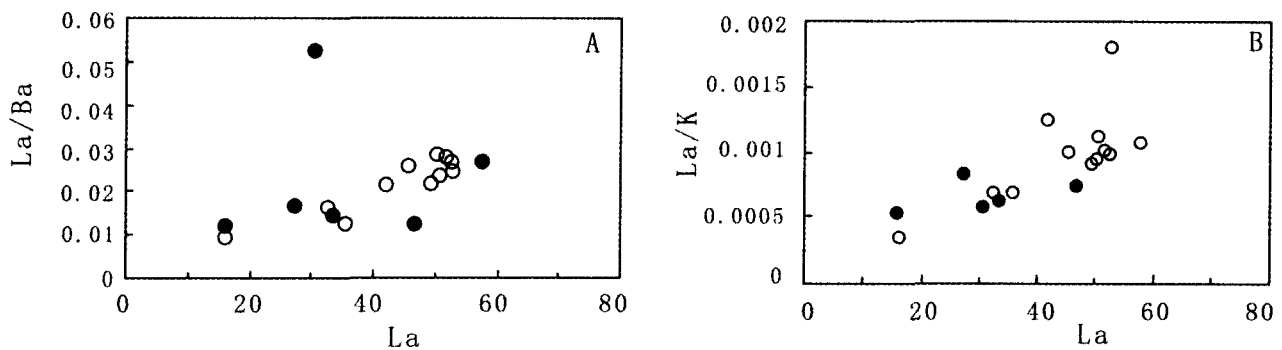


图 9 大理-剑川地区钾玄质岩石的  $La/Ba - La$ (a)和  $La/K - La$ (b)图解

(据 Feldstein *et al.*, 1999)(图例与图 2 同)

Fig. 9 Diagrams of  $La/Ba$  vs.  $La$ (a)and  $La/K$  vs.  $La$ (b)for the shoshonitic rocks from Dali-Jianchuan area

关。其次,在下一个级别的  $TiO_2/100 - La - Hf \times 10$  图解(8c)中,钾玄质岩石无例外地落入大陆弧和后碰撞弧环境

区。最后,在区分大陆弧和后碰撞弧环境的  $Zr \times 3 - Nb \times 50 - Ce/P_2O_5$  图解(8d)中,本地区的钾玄质岩石重叠分布在上述

述两种环境区(更靠近后碰撞弧区)。考虑到红河-哀牢山剪切带是印度-扬子板块相互挤压碰撞的产物,本地区钾玄质岩石更接近于后碰撞弧型钾质火山岩。其在地球化学图解中落点跨区分布的原因,可能与印度板块以一定角度倾斜向扬子板块俯冲有关。

## 5 讨论

目前,有关钾玄质岩石的成因主要包括以下四种观点: 1)源于地幔石榴橄榄岩部分熔融的玄武质熔体的高度分离结晶(O'Hara and Yoder, 1967); 2)幔源玄武岩浆不同程度地被壳源物质混染,或与壳源岩浆混合; 3)幔源熔体纵向分带富集(Harris and Middlemost, 1969); 4)含金云母的富集地幔橄榄岩高压下部分熔融(Turner *et al.*, 1996)。随着对钾玄质岩石研究的不断深入以及实验数据的大量积累,第四种成因观点似乎更符合客观事实并且获得了大家的认可。该观点认为地幔橄榄岩部分熔融之前被从深部上升的富含不相容元素的挥发组分或少部分的熔体交代,这种富集的迁移流体被圈闭在结晶的角闪石(<100km)(Green *et al.*, 1973)和金云母(>100km)(Modreski *et al.*, 1972)中。该观点已被捕虏体经历过交代富集并含有原始含水矿物的广泛事实和大量的同位素研究结果所证实。岩石的高 K、Na 表明其源于低度的部分熔融,而高 K 特征要求源区有含 K 相的存在,该观点圆满地解释了钾玄质(包括超钾质)岩石源于含金云母的地幔橄榄岩部分熔融,因为金云母的高 K/Na 比值可以满足高 K/Na 比值熔体的形成。那么是怎样的机制使得本地区地幔橄榄岩源区发生富集进而产生的钾玄质岩浆呢?

(1)Mckenzie(1989)认为,陆下岩石圈地幔被少量源于软流圈的部分熔融熔体半连续地渗透(infiltration),从而导入挥发组分(volatiles)和不相容元素。然而,富集地幔产生的部分熔融熔体应该富集那些具有相似不相容性(incompatibility)的元素,因而无法解释本地区钾玄质岩石所呈现的 Nb、Ta 和 Ti 相对于其它不相容元素的分馏。本地区 Sr、Nd 同位素特征的相似性表明本地区钾玄质岩石具有相同的岩浆来源。在 Sr-Nd 相关图上,钾玄质岩石偏离地幔排列,均落入富集的第四象限;而在 Sr-Pb、Nd-Pb 相关图上数据点也落在大洋玄武岩区外(Wang *et al.*, 2001)。这种 Sr、Nd、Pb 特征否定了其单一软流圈或地幔柱来源。同时在  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}-\text{Ce}/\text{Pb}$  以及  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}-\text{Ta}/\text{Nd}(\text{Ba}/\text{Nb})$  相关图上(Wang *et al.*, 2001),钾玄岩数据点不具相关性也否定了软流圈和强富集的岩石圈源区混合的可能性。

(2)Müller *et al.* (1992)通过对新生代钾质火山岩研究认为,微量元素出现 Nb、Ta 和 Ti 亏损主要是因为其岩浆源区受到了古俯冲带流体的交代,反映的是岛弧岩浆的特点。钾玄质岩石的高  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  和低  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  比值要求地幔源区富集 LREE 和 Rb、Nb、Ta 和 Ti 的负异常表明可能有古大

洋板片俯冲作用的存在。那么对微量元素和同位素特征最可能和合理的解释就是部分熔融之前,陆下岩石圈地幔已被交代,元素的富集导致了 U/Pb、Rb/Sr、Th/U 比值的增加和 Sm/Nd 比值的减少(相对于亏损地幔),同时也导致了含金云母矿物组合的稳定性。而这种富集机制就是富含 LILE 的流体和/或源于俯冲大洋板片脱水的碱质部分熔融熔体网脉状叠加(overprinting and veining)交代上覆地幔楔(Bailey *et al.*, 1989; Sun *et al.*, 1989)。当然,岩浆受到地壳物质的混染,或者岩浆源区残留有富 Nb、Ta 和 Ti 的矿物(如金红石、钛铁矿等)也可造成“TNT”亏损(Mckenzie, 1989)。弧火山岩携带上来的已发生交代的地幔捕虏体也具有 Nb、Ta 和 Ti 负异常支持了这一模式(Maury *et al.*, 1992)。

根据幔源岩浆的微量元素特征来探讨地幔源区的矿物组成,已成为地球深部动力学研究的一个重要领域(Hawkesworth *et al.*, 1990; Miller *et al.*, 1999)。在地幔中,金云母和钾质角闪石中的 La 为不相容元素,其不相容性强于 Ba、K,在辉石中 Ba、K 与 La 的不相容性相似。因此在含金云母和钾质角闪石的富集地幔不同程度熔融过程中,熔体中 La 与 Ba、K 含量呈不同的变化趋势,而且富集地幔熔融形成的熔体在分离结晶、地壳混染过程中,La、Ba、K 的性质一致(Feldstein *et al.*, 1999)。因此,La/Ba-La、La/K-La 图解(9b)可以限制幔源熔体的源区特征。在 La/Ba-La (9a)、La/K-La 图解(9b)中,本地区钾玄质岩石的 La/Ba、La/K 与 La 表现出正相关性,说明其源区可能存在残留的金云母和/或钾质角闪石。

由上述讨论,可以推测本地区钾玄质岩石形成于早第三纪印度-亚洲板块后碰撞造山环境。在碰撞带闭合以前的洋壳消减过程中,必然有一部分海水、大洋沉积物、海沟壳源物质被带到了下插的地幔楔内,并与增生楔上部的地幔物质发生混合作用,即消减带物质参与了地幔的再循环过程并将其作为源区的一个印记被保留下来。后来随着碰撞带附近的构造抬生以及红河-哀牢山剪切带的发育引发了一系列张性构造域(张性盆地)。在地幔楔条件下,地幔等温线上升使已经过交代的下部地幔楔(金云母和/或钾质角闪石-尖晶石相二辉橄榄岩)发生低度部分熔融形成钾玄质母岩浆,诱发了后碰撞型钾玄质岩浆活动(保持弧火山岩岩石地球化学特征)。需要指出的是,钾玄质熔体在聚集成岩浆房后可能有一定时间的滞留,期间经历了铁、钛氧化物、橄榄石、辉石以及磷灰石的分离结晶作用,同源地幔包体或捕虏晶(橄榄石、辉石)因重力而下沉。后来,经过充分分异的岩浆沿着构造薄弱部位(早第三纪拉张盆地)侵位上升,同时捕获围岩(石榴透辉石岩、含石榴透辉角闪岩、变质辉长岩)作为其中的包体。熔体在岩浆房中分凝的最大深度在莫霍面(40km)(Liu *et al.*, 2000)的上部,因为研究证实,钾玄质岩浆捕虏的石榴透辉石岩包体的形成压力下限在 10.47~11.51kbar(王建等, 2002)。



## 6 结论

(1)滇西剑川-大理地区沿红河-哀牢山走滑剪切带分布的早第三纪富碱斑岩群在化学成分上相当于钾玄岩系,以高 $\text{SiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 和低 $\text{MgO}$ 、 $\text{FeO}$ 、 $\text{TiO}_2$ 为特征。

(2)在印度-亚洲板块碰撞后转换扭压背景下,钾玄质岩石产出与走滑剪切带伴生的小型拉张盆地中。地球化学特征表明,其形成于与俯冲-消减有关的后碰撞造山环境(保持弧火山岩地球化学特征),富集LILE、LREE和一部分相容元素(Cr、Ni、V、Sc等)、亏损HFSE、Nb-Ta-Ti呈一致负异常。

(3)钾玄质岩石源于EM II型富集地幔。钾玄质母岩浆主要源于含金云母和/或钾质角闪石的尖晶石相地幔橄辉岩的部分熔融,源区中可能有金云母和/或钾质角闪石的残留。

(4)钾玄质岩浆从形成到最后定位,可能经历了两阶段的演化:1)深部上升的幔源钾玄质母岩浆在壳幔过渡带或下地壳部位聚集形成岩浆房。2)岩浆房中经充分分离结晶的钾玄质岩浆沿着构造薄弱部位上侵,最后定位于地壳浅层,期间也可能经历了分离结晶和壳源物质的混染。

致谢: 成文过程中,就有关问题曾与徐义刚研究员、葛文春博士、魏启荣博士进行过有益讨论;胡光黔工程师、刘颖工程师协助完成了主、微量元素的测试工作。特致感谢!

## References

- Bailey J C, Frolova T I, Burikova I A. 1989. Mineralogy, geochemistry and petrogenesis of Kurile island-arc basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 102, 265-280
- Cai Xiping. 1992. Deep-derived enclaves in Cenozoic alkali-rich porphyries in western margin of Yangtze platform and its significances. *Scientia Geologica Sinica*, (2), 183-189 (in Chinese with English abstract)
- Chung S S, Lee T Y, Lo C H, Wang P L, Chen C Y, Yem N T, Hoa T T and Wu G Y. 1997. Interplate extension prior to continental extrusion along the Alaoshan - Red River shear zone. *Geology*, 25, 311-314
- Cong Bolin, Wu Genyao, Zhang Qi, Zhang Ruyuan, Zhai Mingguo, Zhao Dasheng and Zhang Wenhua. 1993. Petrological and tectonic evolution of West Yunnan Paleo-Tethysides, China. *Science in China (Series B)*, 23(11), 1201-1207 (in Chinese)
- Deng Wanming, Huang Xuan and Zhong Dalai. 1998. Characteristics and genesis for the Cenozoic alkali-rich porphyries in western Yunnan. *Scientia Geologica Sinica*, 33 (4), 412-425 (in Chinese with English abstract)
- Feldstein S N and Lange R A. 1999. Pliocene potassic magmas from the Kings River region, Sierra Nevada, California; evidences for melting of a subduction-modified mantle. *Journal of Petrology*, 40, 1301-1320
- Foley F F and Peccerillo A. 1992. Potassic and ultrapotassic magmas and their origin. *Lithos*, 28, 181-185
- Foley S F, Venturelli G, and Green D H. 1987. The ultrapotassic rocks, Characteristics, classification and constraints for petrogenetic models. *Earth-Science Review*, 24, 81-134
- Green D H. 1973. Experimental melting studies on a model upper mantle composition at high pressure under water-saturated and water-undersaturated conditions. *Earth and Planetary Science Letters*, 19, 37-53
- Harris P G and Middlemost E A K. 1969. The evolution of kimberlites. *Lithos*, 3, 77-88
- Hawkesworth C J, Kempton P D and Rogers N W. 1990. Continental mantle lithosphere, and shallow level enrichment processes in the earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 96, 256-268
- Le Bas M J, Le Maitre R W, Streckheisen A and Zanettin B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27, 745-750
- Leloup P H, Laccassin R and Tapponnier P. 1995. The Ailaoshan-Red River shear zone (Yunnan, China), Tertiary transform boundary of Indochina, *Tectonophysics*, 251, 3-84
- Li Xianhua, Zhou Hanwen, Liu Ying, LEE Chi-yu, Sun Min and Chen Zhenghong. 2000. Shoshonitic intrusive suite in SE Guangxi; Petrology and geochemistry. *Chinese Science Bulletin*, 45(7), 653-659
- Liu Futian, Liu Jianhua, Zhong Dalai, He Jiankun, and You Qingyu. 2000. The subducted slab of the Yangtze continental block beneath the Tethyan orogen in Western Yunnan, *Chinese Science Bulletin*, 45(5), 466-469
- Liu Ying, Liu Haichen and Li Xianhua. 1996. Precise measurement of more than 40 trace elements in rock samples. *Geochemistry*, 25(6), 552-558 (in Chinese with English abstract)
- Maury R C, Defant M J and Joron J-L. 1992. Metasomatism of the sub-arc mantle inferred from trace elements in Philippine xenoliths. *Nature*, 360, 661-663
- McKenzie D P. 1989. Some remarks on the movement of small melt fractions in the mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 95, 53-72
- Miller C, Schuster R, Klotzli U, Frank W, Purtscheller F. 1999. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet; geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis. *Journal of Petrology*, 40(9), 1399-1424
- Modreski P J and Boettcher A L. 1972. The stability of phlogopite + enstatite at high pressures; a model for micas in the interior of the earth. *American Journal of Science*, 272, 852-869
- Morrison G W. 1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*, 13, 97-108
- Mo Xuanxue, Deng Jinfu, Dong Fang Liu, Yu Xuehui, Wang Yong,

- Zhou Su and Yang Weiguang. 2001. Volcanic petrotectonic assemblages in Sanjiang orogenic belt, SW China and implication for tectonics. *Geological Journal of China Universities*, 7(2): 121-138 (in Chinese with English abstract)
- Müller D, Rock N M S and Groves D I. 1992. Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings; a pilot study. *Mineralogy and Petrology*, 46: 259-289
- O'Hara M J and Yoder H S. 1967. Formation and fractionation of basic magmas at high pressures. *Scottish J. Geol.*, 3: 67-117
- Peccerillo A and Taylor S R. 1976a. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastomonon area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58:63-81
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D & Norry M J (eds.), *Magmatism in Ocean Basins*. Geological Society of London Special Publication, 42:313-345
- Tapponnier P, Peltzer G, Le Dain A Y, Armijo R and Cobbold P. 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia; new insights from simple plasticine experiments. *Geology*, 10(7): 611-616
- Turner S, Arnaud N, Liu J, Rogers N, Hawkesworth C, Harris N, Kelley S, Calsteren P V, Deng W M. 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
- Wang Jian, Li Jianping, Wang Jianghai and Ma Zhihong. 2002. Geological implications for the mafic deep-derived enclaves from Cenozoic shoshonitic rocks in Jianchuan-Dali area, Western Yunnan. *Acta Mineralogica Sinica*, in press (in Chinese with English abstract)
- Wang J H, Yin An, Harrison T M, Grove M, Zhang Y Q and Xie G H. 2001. A tectonic model for Cenozoic igneous activities in the eastern Indo-Asian collision zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 188: 123-133
- Zhang Yuquan and Xie Yingwen. 1997. Chronology and Nd, Sr isotopic characteristics for the Ailaoshan-Jinshajiang alkali-rich intrusive rocks. *Science in China (Series D)*, 27(4): 289-293 (in Chinese)
- Zhu Bingquan, Zhang Yuquan and Xie Yingwen. 1992. Nd-Sr-Pb isotopic characteristics for the Tertiary ultrapotassic igneous rocks from eastern Er-Hai of Western Yunnan and the evolution of southwest continental mantle. *Geochemistry*, (3): 201-212 (in Chinese with English abstract)

#### 附中文参考文献

- 燕新平. 1997. 扬子地台西缘新生代富碱斑岩中的深源包体及其意义. *地质科学*, (2): 183-189
- 从柏林, 吴振耀, 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
- 邓万明, 黄萱, 钟大赉. 1998. 滇西新生代富碱斑岩的岩石特征与成因. *地质科学*, 33(4): 412-425
- 刘颖, 刘海辰, 李献华. 1996. 准确测定岩石样品中的 40 余种微量元素. *地球化学*, 25(6): 552-558
- 莫宣学, 邓晋福, 董方浏, 喻学惠, 王勇, 周肃, 杨伟光. 2001. 西南三江造山带火山岩-构造组合及其意义. *高校地质学报*, 7(2): 121-138
- 王建, 李建平, 王江海, 马志红. 2002. 滇西剑川-大理地区新生代钾玄岩系中深源包体的地质意义. *矿物学报*, 待刊
- 张玉泉, 谢应雯. 1997. 哀牢山-金沙江富碱侵入岩年代学和 Nd, Sr 同位素特征. *中国科学, D 辑*, 27(4): 289-293
- 朱炳泉, 张玉泉, 谢应雯. 1992. 滇西洱海东第三纪超钾质火成岩系的 Nd-Sr-Pb 同位素特征与西南大陆地幔演化. *地球化学*, (3): 201-212