

# 云南白马寨镍矿区煌斑岩<sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar 定年和地球化学特征\*

管涛<sup>1,2</sup> 黄智龙<sup>1</sup> 许成<sup>1</sup> 张振亮<sup>1,2</sup> 严再飞<sup>1,2</sup> 陈觅<sup>1,2</sup>

GUAN Tao<sup>1,2</sup>, HUANG ZhiLong<sup>1</sup>, XU Cheng<sup>1</sup>, ZHANG ZhenLiang<sup>1,2</sup>, YAN ZaiFei<sup>1,2</sup> and CHEN Mi<sup>1,2</sup>

1. 中国科学院地球化学研究所矿床地球化学重点实验室, 贵阳 550002

2. 中国科学院研究生院, 北京 100039

1. Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China

2. Graduate School, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China

2005-12-20 收稿, 2006-02-24 改回。

Guan T, Huang ZL, Xu C, Zhang ZL, Yan ZF and Chen M. 2006. <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar dating and geochemical characteristics of lamprophyres in the Baimazhai nickel deposit, Yunnan province. *Acta Petrologica Sinica*, 22(4):873-883

**Abstract** Lamprophyres in the Baimazhai nickel deposit are classified as minettes. The dating results of two samples are  $32.46 \pm 0.62$  Ma and  $32.01 \pm 0.60$  Ma, respectively, which indicate they are products of early pulse of Cenozoic potassic magmatism in the Ailaoshan fault belt. As to chemical composition, the lamprophyres have high M value [ $100 \text{ Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ ] (67.42 ~ 86.35), with enriched ALK (the content of  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  range from 7.01% to 9.81%), potassium (the ratios of  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  range from 1.66 to 2.64), large ion lithophile elements (e. g. Sr, Rb, Ba, etc) and LREE, and show marked negative Ta-Nb-Ti anomalies. The Sr-Nd isotopic data pose the characteristics of high ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>0</sub> (0.70625 ~ 0.70912) and low  $\epsilon_{\text{Nd}}$  (-5.22 ~ -3.68), and lie between EM1 and EM2 end members, especially near EM2. All these characteristics show that the lamprophyres were derived from a metasomatized enriched mantle source region. Further identification show the source rock lie between spinel harzburgite and garnet lherzolite and is dominated by the former, and metasomatized enriched minerals in the source region include phlogopite and amphibole. The magma predominantly evolved through fractional crystallization of olivine + plagioclase ± apatite ± Ti-Fe oxides. The lamprophyres formed in continental arc tectonic setting. Both subducted continental and ancient Tethyan oceanic crust contributed to enriched mantle source region. The lamprophyres coincide with other early pulse of Cenozoic potassic magmatic rocks in the Ailaoshan fault belt in age and geochemical characteristics, which indicate they were derived from similar mantle source region and formed in the same tectonic setting.

**Key words** Lamprophyre, <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating, Geochemical characteristic, Origin, Baimazhai, Yunnan

**摘要** 云南白马寨镍矿区煌斑岩全部为云煌岩。两个样品的<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar 定年结果分别为  $32.46 \pm 0.62$  Ma 和  $32.01 \pm 0.60$  Ma, 表明矿区煌斑岩为哀牢山断裂带新生代早期高钾岩浆活动的产物。在化学组成上, 矿区煌斑岩具有高 M 值 [ $100 \times \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ ] (67.42 ~ 86.35)、高 ALK ( $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  为 7.01% ~ 9.81%)、富钾 ( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  为 1.66 ~ 2.64)、富大离子亲石元素 (如 Sr、Rb、Ba 等) 和 LREE、明显的 Ta、Nb、Ti 负异常的特征。Sr-Nd 同位素具有高 ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>0</sub> 比值 (0.70625 ~ 0.70912) 和低  $\epsilon_{\text{Nd}}$  (-5.22 ~ -3.68) 的特征, 位于 EM1 和 EM2 地幔端元之间, 有更靠近 EM2 的趋势。元素和同位素地球化学特征表明矿区煌斑岩的源区为交代富集地幔, 进一步判别表明源区处于尖晶石相辉橄岩和石榴石相二辉橄岩的混合线上, 以尖晶石相辉橄岩为主。源区交代富集的矿物既有金云母, 也有角闪石。岩浆演化过程中经历了橄辉石 + 斜长石 ± 磷灰石 ± 铁钛氧化物的结晶分异。岩浆形成于大陆弧的构造背景, 俯冲的陆壳和古特提斯洋壳对富集的源区均有贡献。白马寨镍矿区煌斑岩和哀牢山断裂带新生代早期其它高钾岩浆岩具有相近的年代、一致的地球化学特征, 表明它们具有相似的源区, 受控于相同的构造背景。

**关键词** 煌斑岩; <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar 定年; 地球化学特征; 成因; 白马寨; 云南

**中图法分类号** P588.137; P597.3

\* 国家重点基础研究发展规划项目 (G1999043203) 和中国科学院知识创新工程项目 (KZCX2-101) 资助。

第一作者简介: 管涛, 1978 年 2 月生, 博士研究生, 从事岩石地球化学研究, E-mail: guantao204010@163.com, Tel: 13949716720

哀牢山断裂带位于青藏高原东缘,在云南省境内呈北西-南东向展布,向南延伸经越南进入北部湾,长达千余公里;大地构造上位于印支板块和扬子板块的交接部位,新生代受到印度-亚洲大陆碰撞俯冲的影响,发生了大规模的走滑剪切(图1)。在哀牢山断裂带两侧,广泛分布着新生代高钾岩浆岩。这类岩浆岩产出的大地构造背景特殊,岩石组合复杂,而且与Cu-Au矿化具有密切的时空联系,是研究壳幔相互作用、地幔交代作用的极好样品,一直倍受关注(朱炳泉等,1992; Zhang and Xie, 1998; Chung *et al.*, 1998; 2005; 邓万明等, 1998; 谢应雯等, 1999; 2002; Zhang and Schärer, 1999; Wang *et al.*, 2001b; Xu *et al.*, 2001; 李献华等, 2002; Huang *et al.*, 2002; 夏萍和徐义刚, 2004; Guo *et al.*, 2005)。研究表明哀牢山断裂带新生代主要存在两期高钾岩浆活动(Wang *et al.*, 2001b)。目前,普遍认为早期高钾岩浆活动是交代富集岩石圈地幔的低程度部分熔融的产物,地壳混染作用微弱;岩浆岩形成的地球动力学背景则是各位学者争论的焦点问题(Chung *et al.*, 1998; 2005; Zhang and Schärer, 1999; Wang *et al.*, 2001b; Xu *et al.*, 2001; 夏萍和徐义刚, 2004; Kohn and Parkinson, 2002; Guo *et al.*, 2005)。

以前对哀牢山断裂带高钾岩浆岩的研究主要集中在北

段和中段,南段的研究相对较少(少量的研究主要集中在越南境内),白马寨镍矿区煌斑岩位于哀牢山断裂带南段,是该条带上新生代高钾岩浆岩的重要组成部分。本文报道了白马寨镍矿区两个煌斑岩样品的<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar年龄,同时也全面报道了矿区煌斑岩的元素和Sr-Nd同位素组成,进而探讨了矿区煌斑岩的时代、地幔源区特征和构造意义。

### 1 地质背景

白马寨镍矿床位于云南省金平县境内,构造上位于哀牢山断裂带南段(图1a)。矿区出露地层为一套巨厚的下古生界奥陶系浅变质砂岩及板岩;构造为倒转单斜的一部分,北西-南东向断层较为发育;矿区内有三个基性-超基性岩杂岩体如图1b中①、②和③岩体,岩石组合为橄榄岩-辉石岩-辉长岩;三个岩体均有不同程度的铜镍矿化,但只有③号岩体中的镍矿化具有工业价值,即白马寨镍矿床。

矿区煌斑岩极为发育,呈岩墙和岩脉产出,总体呈东西向展布,切穿地层、基性-超基性岩体和矿体。宽多在2~4m,最宽超过10m,长度变化较大,多数在200m以上。岩石具典型煌斑结构,斑晶主要为云母(10%~25%)和辉石(5%~

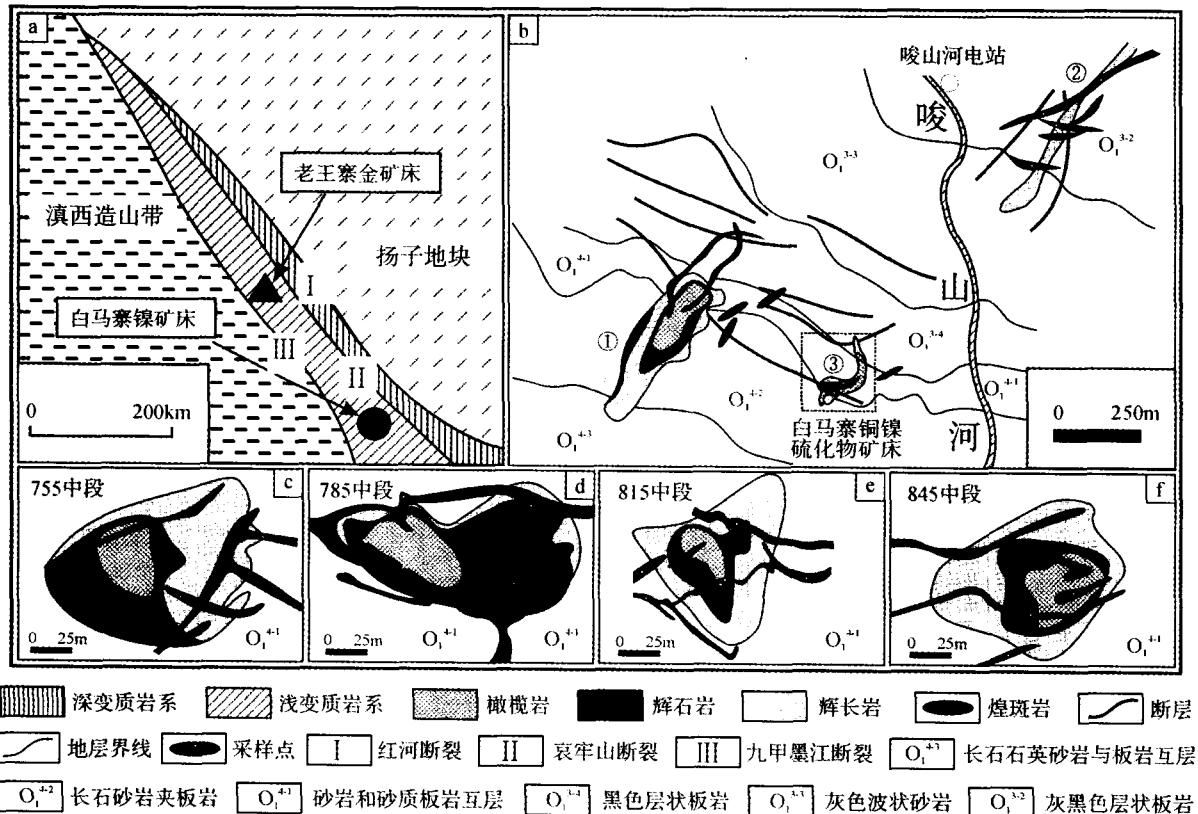


图1 哀牢山走滑剪切带(a)和白马寨镍矿床地质简图(b)以及中段采样点分布图(b,c,e和f)。  
Fig. 1 Geological maps of Ailaoshan fault belt(a) and Baimazhai nickel deposit(b), and sampling locations of different levels (b, c, d, e and f)

10%), 部分样品见少量橄榄石斑晶, 基质主要为正长石(30%~55%)、云母(10%~15%)和斜长石(5%~10%), 其它矿物少见(<5%)。按国际地科联推荐的煌斑岩分类方案(Le, 2002), 该区煌斑岩均为云煌岩。岩石普遍遭受蚀变, 常见的蚀变作用有绿泥石化、蛇纹石化、绢云母化、硅化和高岭石化。与哀牢山金沙江高钾岩带其它地区煌斑岩相比(如老王寨金矿、北衙金矿、马厂箐铜-金矿等), 本区煌斑岩的蚀变作用相对较弱, 尤其是碳酸盐化少见。区内煌斑岩切穿各时代地层、基性-超基性岩体和矿体, 为成矿期后喜山期岩浆活动的产物; 邓家藩(1999)认为白马寨镍矿区含矿基性-超基性岩体形成于华力西期, 香港大学周美夫教授测定的白马寨含矿岩体的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为  $262 \pm 2\text{Ma}$ (私人交流), 可见矿区煌斑岩和含矿基性-超基性岩体分别代表两次不同的构造-岩浆热事件。

## 2 样品分析方法

本文分析的样品采样位置如图 1b, c, e, f 所示, 样品均为相对新鲜煌斑岩, 其选样标准为: 灰绿—灰黑色, 原生岩浆结构, 除橄榄石和部分辉石被次生矿物替代外, 其它矿物蚀变较弱, 大部分样品见辉石蚀变残余。

<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar 定年在桂林矿产地质研究院同位素实验室

进行。样品破碎至 0.2~1mm。单矿物分离: 经电磁选、重液分离、双目镜下手选, 获得纯度达 99% 以上的金云母。选挑好的矿物, 用超声波清洗。清洗后的样品被封进石英瓶中接受中子照射(在中国原子能科学研究院反应堆进行中子照射)。监测中子通量标准样品为 ZBH-25 黑云母, 其年龄值为  $132.7 \pm 1.2\text{Ma}$ 。辐照后的样品在电子轰击炉中阶段加热, Ar 同位素组成在 MM-1200 质谱计上进行。Ar 提纯系统的静态真空为  $2.7 \times 10^{-8}\text{Pa}$ , 质谱分析静态真空为  $6.7 \times 10^{-9}\text{Pa}$ 。所有数据都经过质量歧视校正、大气氩校正、空白校正和干扰元素同位素校正。结果表示在表 1 中。

主要元素在中国科学院地球化学研究所用湿化学方法分析, 精度优于 2%; 微量元素在中国科学院地球化学研究所用 ICP-MS 分析, 分析过程见 Qi *et al.* (2000), 分析误差小于 10%。

全岩样品 Sr、Nd 同位素组成由中国科学院地质与地球物理研究所分析, 利用 MAT262 热电离质谱。Sr、Nd 同位素分析流程相似, 首先将样品加入 HF + HClO<sub>4</sub> 混合酸溶解解然后分别用 AGW50 × 12(100~200 目) 阳离子交换柱将 Rb、Sr 分离, 用萃淋树脂离子交换柱将 Sm、Nd 分离, 化学分析在净化实验室的超净工作台内完成, 实验全流程空白 Rb =  $50 \times 10^{-11}$ 、Sr =  $50 \times 10^{-11}$ 、Sm =  $7 \times 10^{-11}$ 、Nd =  $8 \times 10^{-11}$ 。分析标样 NBS987 的 <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr =  $0.710221 \pm 13 (2\sigma)$ , LA Jolla 的 <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd =  $0.511849 \pm 10 (2\sigma)$ 。

表 1 白马寨镍矿区煌斑岩<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar 测定结果

Table 1 <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar measured results of lamprophyres in the Baimazhai nickel deposit

阶段	温度 (°C)	<sup>40</sup> Ar <sup>36</sup> Ar	<sup>39</sup> Ar <sup>36</sup> Ar	<sup>37</sup> Ar <sup>39</sup> Ar	<sup>40</sup> Ar* <sup>39</sup> Ar	<sup>39</sup> Ar (×10 <sup>-13</sup> mol)	<sup>39</sup> Ar (%)	<sup>40</sup> Ar*/ <sup>40</sup> Ar (%)	表面年龄 (Ma ± σ)
BMZ-18	金云母	W=0.0611g	J <sub>0</sub> =0.0040863						
1	300	1383.4270	277.50888	0.80738	3.9203	0.26	1.26	78.50	28.6 12.44
2	500	1281.9957	236.616512	0.29559	4.1692	1.01	4.87	76.83	30.4 2.82
3	620	1333.4838	232.422328	0.27761	4.4659	1.25	6.10	77.72	32.62 2.55
4	720	1451.3752	253.804846	0.24093	4.5542	2.90	13.98	79.52	33.26 1.37
5	850	1920.0780	379.765253	0.21743	4.2778	3.88	18.72	84.46	31.26 1.02
6	920	2147.5291	419.117248	0.25848	4.4189	3.70	17.84	86.09	32.28 1.28
7	1000	2158.5099	427.494922	0.22759	4.3580	4.29	20.68	86.16	31.84 1.11
8	1100	1661.0455	305.872268	0.25147	4.4644	2.04	9.84	82.08	32.61 ± 1.92
9	1200	1438.6563	222.481084	0.27201	5.1382	1.01	4.89	79.35	37.49 ± 4.48
10	1300	1383.4270	249.872590	0.16341	4.6906	0.39	1.90	78.53	34.25 ± 8.80
BMZ-87	金云母	W=0.0611g	J <sub>0</sub> =0.0040841						
1	300	1488.6650	293.694957	0.66324	4.0626	0.30	1.34	80.01	29.6 10.89
2	500	1609.4771	317.096346	0.29090	4.1438	1.22	5.48	81.50	30.27 2.33
3	620	1645.3229	302.377015	0.24720	4.4640	1.66	7.58	81.91	32.59 1.91
4	720	1753.7092	321.197855	0.21444	4.5399	2.80	12.59	83.02	33.14 1.42
5	850	1732.1219	334.042285	0.18725	4.3007	4.02	18.06	82.80	31.41 0.98
6	920	1717.0250	324.271203	0.21903	4.3838	3.88	17.43	82.65	32.01 1.22
7	1000	1763.1265	337.883746	0.19692	4.3436	4.69	21.09	83.10	31.72 1.01
8	1100	1804.0293	352.468542	0.16468	4.2799	2.19	9.85	83.48	31.26 1.79
9	1200	1657.3191	299.868277	0.23462	4.5414	1.08	4.86	82.04	33.15 4.20
10	1300	1647.1572	402.646808	0.18734	3.8536	0.40	1.82	81.91	28.17 8.57

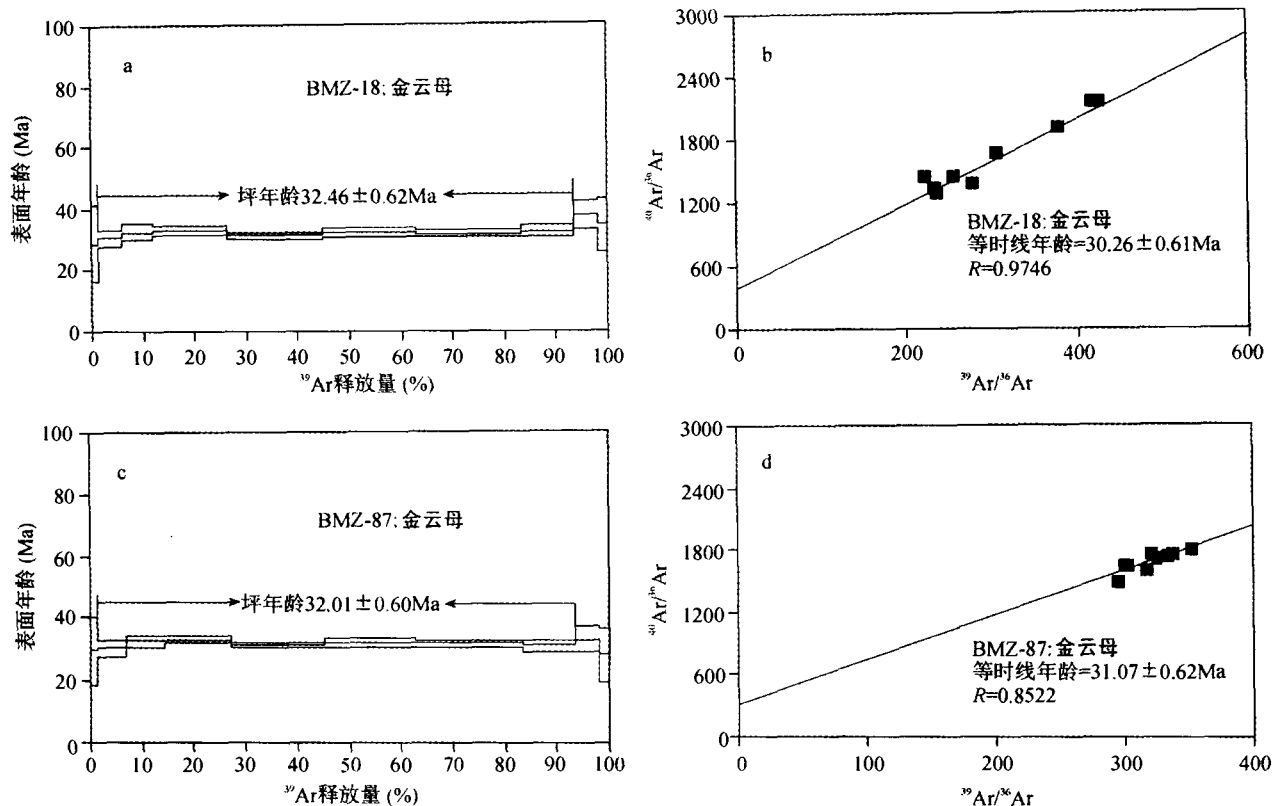


图2 云南白马寨镍矿区煌斑岩的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 坪年龄(a,c)和等时线年龄(b,d)

Fig. 2  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  plateau age (a,c) and isochron age (b,d) of lamprophyres in the Baimazhai nickel deposit

### 3 结果

#### 3.1 热年代学结果

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  定年结果列于表 1, 坪年龄及等时线年龄示于图 2。

由图 2 可看出, 矿区煌斑岩样品的  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  年龄谱相当稳定, 是典型的未受热扰动的封闭体系年龄谱, 两个样品的年龄值几乎一致, 表明结果精度较高。各样品的坪年龄和等时线年龄十分接近, 排除了高温阶段过剩氩存在的可能, 因此坪年龄可代表煌斑岩的形成年龄。黑云母的坪年龄代表了黑云母的冷却年龄, 由于云母的 K-Ar 体系封闭温度较低 (黑云母约 300°C) (Wijbrans and McDougall, 1986)。当地质体的形成温度较高时, 云母的  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  年龄一般低于地质体的实际形成年龄, 但当地质体的冷却速度很快时, 云母的  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  年龄则与地质体的形成年龄相当 (Heizler *et al.*, 1988)。本文研究的金云母存在于浅成至喷出相的煌斑岩中, 有较快的冷却速率, 因此其年龄可近似代表岩石的结晶年龄。因此两个金云母的坪年龄 (分别为  $32.46 \pm 0.62\text{Ma}$  和  $32.01 \pm 0.60\text{Ma}$ ) 代表了矿区煌斑岩的侵位年龄。

#### 3.2 主要元素

表 2 列出了矿区煌斑岩的主要元素含量, 从表 2 可以

看出, 研究区煌斑岩的  $\text{SiO}_2$  含量为 47.94% ~ 54.70%,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  为 7.01% ~ 9.81%,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  为 1.66 ~ 2.64, 除 2 件样品 (样品 BMZ-108 和 BMZ-90) 外, 其余样品的组合指数 ( $\sigma$ ) 为 4.06 ~ 7.56,  $M$  值较大, 变化范围为 67.42 ~ 86.35。在  $\text{SiO}_2$ -( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) 图 (图略) 上, 所有样品落在 Rock (1987) 圈定的钙碱性煌斑岩范围内; 在  $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$  图 (图略) 中, 样品落在钾玄质-超钾质岩石范围之内。在 Harker 图解 (图 3) 上, 随  $\text{MgO}$  含量的变化,  $\text{P}_2\text{O}_5$  和  $\text{TiO}_2$  的含量变化不大, 表明它们在岩浆演化过程中受磷灰石和铁钛氧化物结晶分异控制作用不明显; 随  $\text{MgO}$  含量的减少,  $\text{SiO}_2$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量逐渐增加表明矿区煌斑岩岩浆演化过程中主要存在橄榄石 + 斜长石的结晶分异, 单斜辉石结晶分异作用不明显。

#### 3.3 微量元素和稀土元素

表 3 列出了矿区煌斑岩的微量元素和稀土元素含量。在 MORB 标准化的微量元素配分模式图 (图 4) 上, 矿区煌斑岩表现出明显的“驼峰型”, 富集大离子亲石元素 ( $\text{Sr}$ 、 $\text{Rb}$ 、 $\text{Ba}$  等), 具明显的 Ta、Nb、Ti 负异常, 与老王寨金矿区煌斑岩 (Huang *et al.*, 2002) 和 Rock (1990) 统计的钙碱性煌斑岩极其相似。矿区煌斑岩 REE 含量较高,  $\Sigma\text{REE}$  变化范围为  $139.11 \times 10^{-6}$  ~  $232.92 \times 10^{-6}$ , 平均值为  $172.11 \times 10^{-6}$ 。所有

表2 白马寨镍矿区煌斑岩主要元素组成(wt%)

Table 2 The major element compositions(wt%) of lamprophyres in the Baimazhai nickel deposit

岩石类型 样品	云 煌 岩																
	BMZ-74	BMZ-101	BMZ-27	BMZ-56	BMZ-136	BMZ-108	BMZ-54	BMZ-2	BMZ-28	BMZ-18	BMZ-90	BMZ-21	BMZ-87	BMZ-42	BMZ-95	BMZ-121	BMZ-131
SiO <sub>2</sub>	52.51	52.60	48.11	52.51	53.47	54.70	52.93	49.41	49.94	47.94	54.43	49.51	52.53	48.95	50.76	52.83	53.36
TiO <sub>2</sub>	0.68	0.58	0.52	0.65	0.37	0.34	0.37	0.52	0.58	0.25	0.46	0.50	0.43	0.25	0.34	0.28	0.31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.66	11.44	13.95	13.20	12.47	11.71	11.47	14.92	13.66	12.96	11.71	10.52	12.69	14.61	11.75	10.50	10.23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.52	1.40	1.74	2.78	1.22	1.55	2.06	2.75	1.81	1.69	1.12	1.78	2.39	2.13	2.28	1.29	0.65
FeO	3.02	3.30	3.10	1.95	3.65	3.05	2.99	3.05	3.85	3.70	3.46	2.90	2.80	3.15	3.90	4.10	4.40
MnO	0.10	0.05	0.10	0.22	0.04	0.19	0.16	0.14	0.06	0.08	0.07	0.10	0.06	0.23	0.16	0.13	0.06
MgO	7.15	9.70	9.97	6.57	4.54	7.39	6.78	4.78	4.47	9.65	6.88	10.29	5.21	8.88	11.70	12.42	12.64
CaO	7.07	5.50	5.75	6.91	6.19	5.78	6.35	7.84	7.92	5.49	5.97	6.75	6.79	4.95	6.64	6.76	6.23
Na <sub>2</sub> O	2.29	2.30	2.14	2.64	3.21	2.50	2.45	2.26	2.88	2.18	2.49	1.86	2.27	2.01	1.99	2.30	2.25
K <sub>2</sub> O	4.83	4.68	4.92	4.37	5.80	4.61	4.82	5.96	5.40	4.95	4.79	4.75	5.45	4.29	4.96	4.80	4.93
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.42	0.42	0.50	0.45	0.57	0.47	0.42	0.57	0.62	0.57	0.35	0.50	0.50	0.45	0.37	0.35	0.40
CO <sub>2</sub>	0.40			0.55	0.30		0.30	0.20	0.44			0.30	0.45			0.30	0.25
LOI	6.02	7.65	8.68	6.65	7.54	7.14	8.25	7.26	7.60	9.95	7.58	9.70	7.81	9.58	5.00	3.29	3.80
总量	99.67	99.62	99.48	99.45	99.37	99.43	99.35	99.66	99.23	99.41	99.31	99.46	99.38	99.48	99.85	99.35	99.51
σ	4.42	4.06	6.05	4.20	6.32	3.65	4.22	7.56	7.10	6.00	3.86	4.46	4.95	4.29	5.11	4.55	4.41
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	7.60	7.59	7.78	7.55	9.81	7.70	7.98	8.90	9.04	7.97	7.94	7.36	8.43	7.01	7.33	7.39	7.50
K <sub>2</sub> O / Na <sub>2</sub> O	2.11	2.03	2.30	1.66	1.81	1.84	1.97	2.64	1.88	2.27	1.92	2.55	2.40	2.13	2.49	2.09	2.19
K/Al	0.41	0.44	0.38	0.36	0.50	0.43	0.45	0.43	0.43	0.41	0.44	0.49	0.46	0.32	0.46	0.50	0.52
K/(K+N)	0.58	0.57	0.60	0.52	0.54	0.55	0.56	0.63	0.55	0.60	0.56	0.63	0.61	0.58	0.62	0.58	0.59
M	80.84	83.97	85.15	85.73	68.92	81.20	80.17	73.64	67.42	82.30	78.00	86.35	76.84	83.40	84.38	84.50	83.79

M = MgO / (MgO + FeO<sup>T</sup>); σ = (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O)<sup>2</sup> / (SiO<sub>2</sub><sup>2</sup> - 43), 表示岩石的组合指数; LOI 表示烧失量

表3 白马寨镍矿区煌斑岩微量和REE含量(×10<sup>-6</sup>)

Table 3 The contents(×10<sup>-6</sup>) of trace elements and REE of lamprophyres in the Baimazhai nickel deposit

岩石类型 样品	云 煌 岩																
	BMZ-74	BMZ-101	BMZ-27	BMZ-56	BMZ-136	BMZ-108	BMZ-54	BMZ-2	BMZ-28	BMZ-18	BMZ-90	BMZ-21	BMZ-87	BMZ-42	BMZ-95	BMZ-121	BMZ-131
Sc	23.6	19.9	19.1	22.0	14.9	22.0	19.6	18.9	18.1	18.1	21.2	18.9	20.2	19.9	17.8	19.9	21.0
V	154	138	127	141	127	141	121	135	134	116	131	115	148	134	121	125	123
Cr	434	824	1048	483	218	491	609	242	234	964	447	1056	266	811	869	1219	1172
Co	31.0	39.3	40.1	30.1	22.9	30.7	27.9	24.4	23.2	35.1	27.9	36.5	27.0	36.6	34.3	45.0	46.0
Ni	75.2	261	286	119	128	119	133	130	113	255	114	269	140	251	242	436	435
Cu	18.4	61.9	46.7	60.0	34.0	79.2	50.5	54.8	55.7	43.9	66.1	55.1	85.8	60.0	40.4	52.9	48.3
Zn	83.6	68.0	66.5	61.8	77.1	391	55.6	75.7	80.9	59.9	269	59.9	88.7	64.8	60.8	62.0	59.0
Sr	828	1061	823	989	838	998	933	1420	2500	874	1108	709	1438	740	755	898	960
Rb	176	154	216	149	219	151	174	228	213	208	176	196	235	145	215	205	220
Ba	1365	1528	1960	1429	1383	1434	1377	1895	1874	1185	1466	1127	2141	1326	1044	1210	1188
U	2.93	3.15	3.47	3.34	4.27	3.38	3.09	3.56	4.23	3.14	3.36	3.17	3.63	2.93	3.17	3.01	2.85
Th	8.40	9.72	8.60	10.1	9.37	10.3	9.80	10.5	11.8	7.89	10.7	8.08	11.0	9.16	7.97	8.53	8.11
Nb	10.3	5.98	6.75	6.70	8.54	6.99	6.93	8.12	8.44	6.41	7.24	6.26	8.09	5.86	6.02	6.1	5.7
Ta	0.606	0.365	0.414	0.387	0.509	0.432	0.401	0.481	0.488	0.387	0.436	0.394	0.483	0.340	0.387	0.37	0.37
Zr	118	108	123	136	153	140	142	142	148	122	151	120	139	102	140	114	111
Hf	3.53	3.22	3.58	3.93	4.41	3.95	4.14	4.23	4.30	3.55	4.33	3.58	4.25	3.00	3.67	3.30	3.37
La	26.28	25.27	24.63	30.75	28.33	31.27	32.12	38.66	42.01	25.07	33.38	24.75	38.31	24.09	24.26	26.64	25.67
Ce	57.64	55.75	54.33	68.55	64.63	68.09	69.71	86.14	90.90	55.97	72.93	53.67	86.25	52.43	53.66	57.57	56.25
Pr	6.24	6.02	6.05	7.58	7.16	7.54	7.75	9.70	9.73	6.09	7.88	5.84	9.58	5.69	6.07	6.31	6.18
Nd	26.50	24.71	26.43	31.82	30.54	32.25	31.30	39.80	40.51	25.40	32.91	24.80	40.34	23.30	24.42	25.91	25.60
Sm	5.60	5.24	5.72	6.51	6.53	6.36	6.36	8.18	8.04	5.37	6.53	5.24	8.43	4.73	5.02	5.52	5.27
Eu	1.54	1.59	1.71	1.69	1.74	1.73	1.73	2.29	2.27	1.60	1.88	1.49	2.34	1.40	1.44	1.49	1.52
Gd	4.75	4.36	4.55	4.93	5.42	5.11	5.07	6.58	6.59	4.42	5.22	4.31	6.71	4.05	4.66	4.63	4.35
Tb	0.69	0.61	0.63	0.67	0.72	0.69	0.67	0.85	0.84	0.62	0.69	0.60	0.85	0.51	0.61	0.63	0.62
Dy	3.92	3.25	3.35	3.70	3.95	3.70	3.58	4.31	4.29	3.25	3.63	3.28	4.44	3.08	3.19	3.29	3.25
Ho	0.78	0.63	0.66	0.70	0.69	0.71	0.67	0.85	0.79	0.61	0.71	0.62	0.83	0.57	0.62	0.65	0.61
Er	2.20	1.72	1.74	1.96	1.95	1.88	1.75	2.14	2.03	1.72	1.84	1.66	2.25	1.58	1.62	1.61	1.70
Tm	0.33	0.23	0.23	0.27	0.24	0.24	0.26	0.28	0.27	0.22	0.28	0.24	0.29	0.23	0.25	0.22	0.24
Yb	2.07	1.64	1.60	1.76	1.64	1.89	1.62	1.74	1.85	1.55	1.71	1.50	1.94	1.52	1.44	1.48	1.58
Lu	0.32	0.24	0.24	0.25	0.25	0.27	0.25	0.26	0.27	0.22	0.25	0.23	0.28	0.21	0.23	0.22	0.24
Y	21.18	16.79	17.74	18.72	19.71	18.65	19.17	22.99	22.54	17.05	19.13	16.63	22.61	15.73	16.12	17.29	17.22
L/H	8.23	9.36	9.15	10.33	9.36	10.17	10.75	10.87	11.43	9.48	10.86	9.31	10.53	9.50	9.11	9.70	9.58
δEu	0.91	1.02	1.02	0.91	0.89	0.93	0.93	0.96	0.95	1.01	0.99	0.96	0.95	0.98	0.91	0.90	0.97
δCe	1.08	1.09	1.07	1.08	1.09	1.07	1.06	1.07	1.08	1.09	1.08	1.07	1.08	1.08	1.06	1.07	1.08

L/H = ΣLREE / ΣHREE

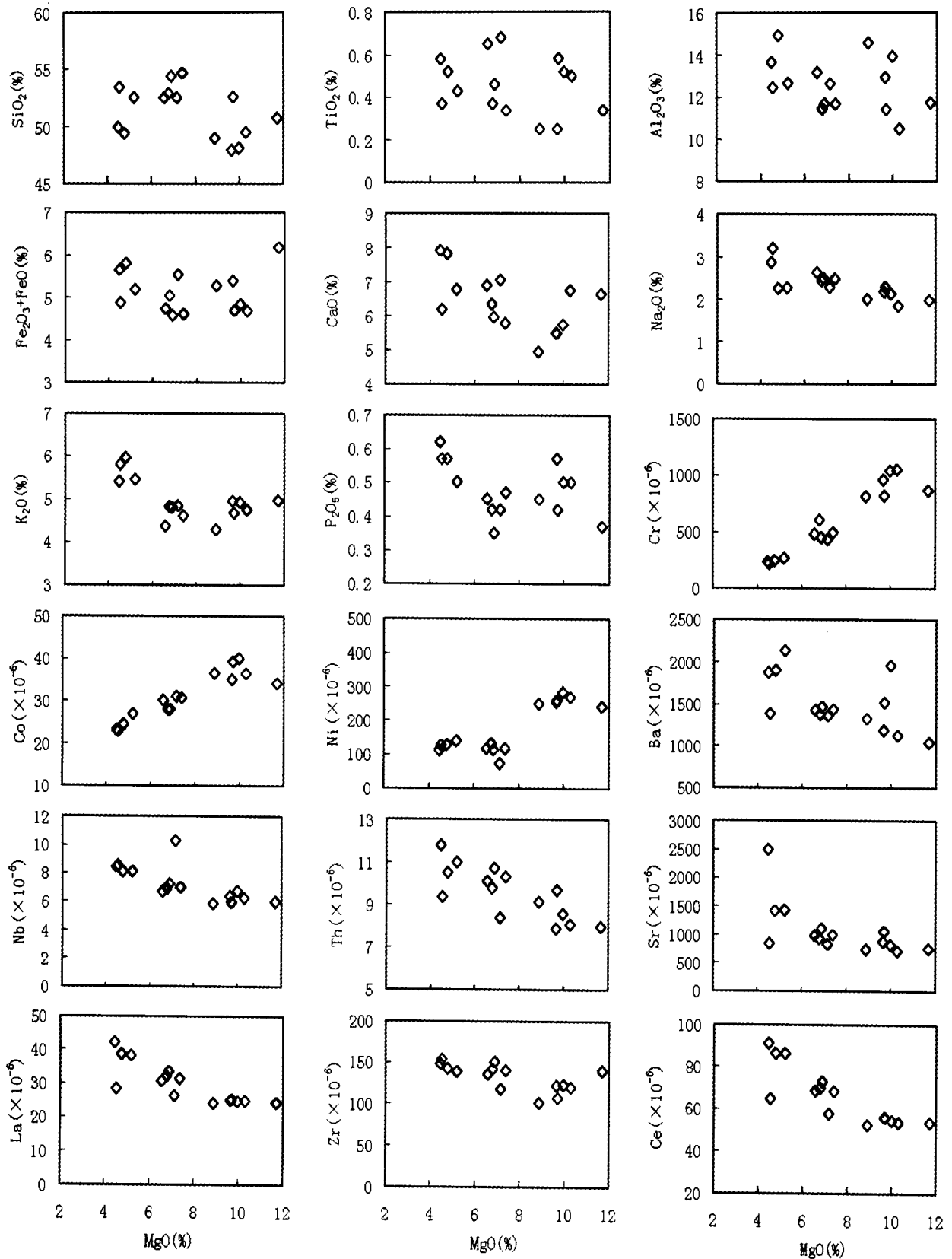


图3 白马寨镍矿区煌斑岩 Harker 图解(底图据 Guo *et al.*, 2005)

Fig.3 Harker diagram of lamprophyres in the Baimazhai nickel deposit (after Guo *et al.*, 2005)

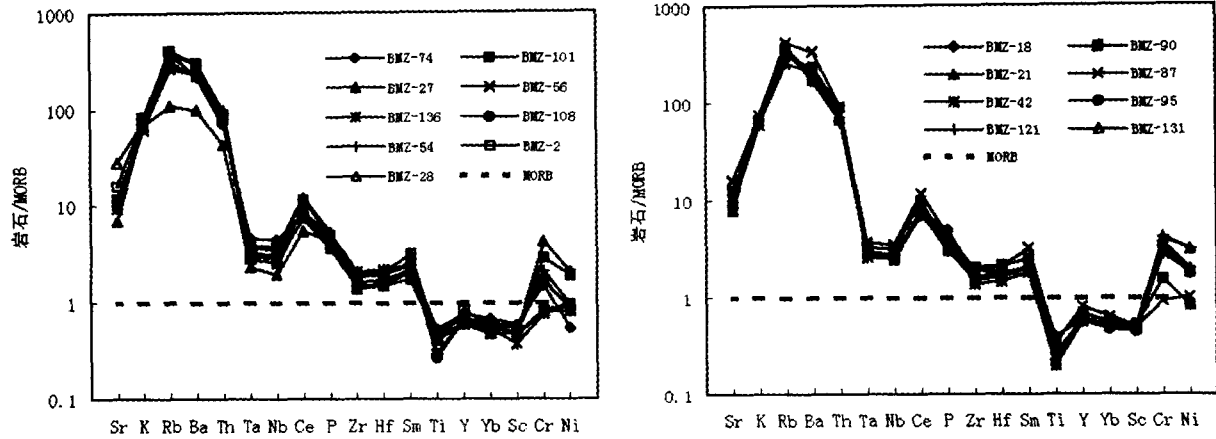


图4 白马寨镍矿区煌斑岩 MORB 标准化微量元素配分模式图, MORB 值据 Sun and McDonough (1989)  
Fig. 4 MORB-normalized trace element distribution patterns of lamprophyres in the Baimazhai nickel deposit

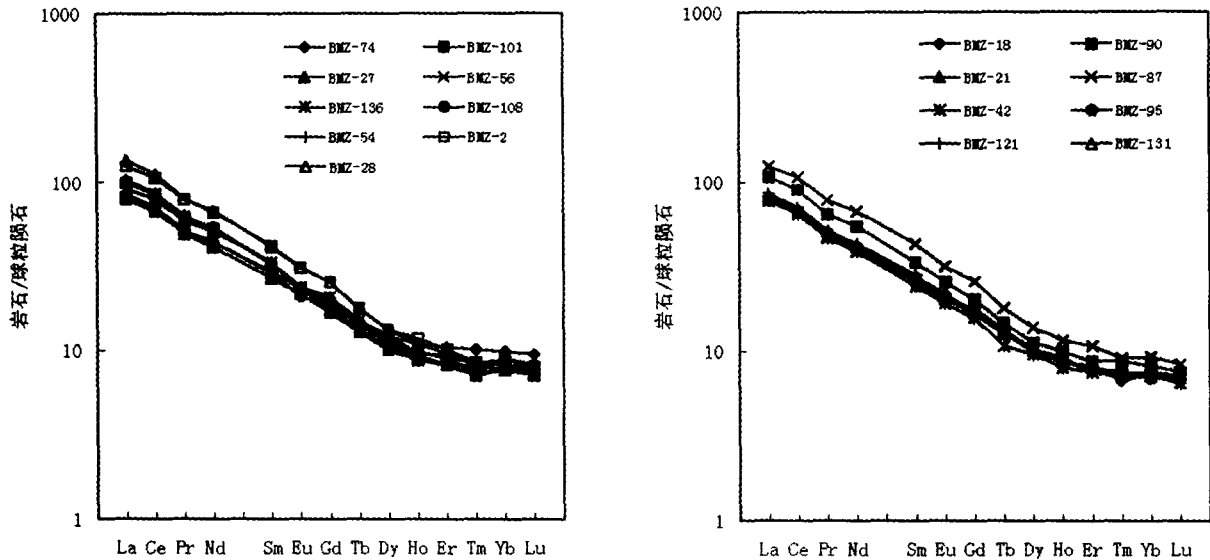


图5 白马寨镍矿区煌斑岩球粒陨石标准化 REE 配分模式, 球粒陨石值据 Boynton (1984)  
Fig. 5 Chondrite-normalized REE distribution patterns of lamprophyres in the Baimazhai nickel deposit

的煌斑岩均表现为富 LREE 的右倾斜型球粒陨石标准化配分模式(图5), 总体上 Eu、Ce 异常均不明显, 但多数样品具有微弱的 Eu 负异常(可能与岩浆演化过程中少量斜长石的结晶分异有关)和 Ce 正异常, 与老王寨金矿区煌斑岩(Huang *et al.*, 2002)和 Rock(1990)统计的钙碱性煌斑岩也极其相似。在 Harker 图解(图3)上, 煌斑岩的微量元素和 REE 与 MgO 之间均表现出较好的线性关系, 同样暗示岩浆演化过程中存在明显的结晶分异。

### 3.4 Sr-Nd 同位素

Sr-Nd 同位素组成测试结果列于表4, 由表4可以看出计算的(<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>0</sub>、(<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd)<sub>0</sub> 比值与实测的<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr、

<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd 比值相比其差值分别为 0.000168 ~ 0.000353 和 0.0000223 ~ 0.0000264, 在讨论过程中无论是应用初始值还是现代值都不存在有意义的差别。由表4可见, 矿区煌斑岩(<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>0</sub> = 0.70625 ~ 0.70912, (<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd)<sub>0</sub> = 0.512371 ~ 0.512450, ε<sub>Sr</sub> = 24.8 ~ 64.0, ε<sub>Nd</sub> = -5.22 ~ -3.68, 具有相近的高 ε<sub>Sr</sub>、低 ε<sub>Nd</sub> 同位素特征。在图6中, 矿区煌斑岩的投影点介于 EM1 和 EM2 之间, 有靠近 EM2 的趋势, 与同在哀牢山断裂带的其它高钾岩石同位素组成(图6)相比, 具有更窄的 Nd 同位素变化范围和更宽的 Sr 同位素变化范围, 同时 Sr、Nd 同位素的富集程度低于青藏高原北部和西南部的高钾岩石(Turner *et al.*, 1996; Miller *et al.*, 1999)。

表4 白马寨镍矿区煌斑岩 Sr-Nd 同位素组成

Table 4 Sr-Nd isotopic composition of lamprophyres in the Baimazhai nickel deposit

样品	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	$\epsilon_{\text{Sr}}$	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$	$\epsilon_{\text{Nd}}$
BMZ-87	236.9	1418	0.4835	0.706590 ± 6	0.70637	+26.6	8.424	42.09	0.121	0.512461 ± 8	0.512436	-3.95
BMZ-90	182.2	1113	0.4739	0.706464 ± 7	0.70625	+24.8	6.555	33.68	0.1177	0.512402 ± 12	0.512377	-5.08
BMZ-95	225.9	837.1	0.7813	0.708550 13	0.70820	+52.5	5.641	27.11	0.1259	0.512397 ± 8	0.512371	-5.22
BMZ-92	226.9	1262	0.5206	0.707473 17	0.70724	+38.9	9.645	50.04	0.1166	0.512474 ± 11	0.512450	-3.68
BMZ-101	162.5	1097	0.4286	0.708948 12	0.70875	+60.4	5.39	26.35	0.1237	0.512473 ± 4	0.512447	-3.72
BMZ-58	197	1530	0.3727	0.708482 8	0.70831	+54.1	9.807	55.59	0.1067	0.512468 ± 8	0.512446	-3.75
BMZ-18	208.8	873.2	0.6923	0.708413 11	0.70810	+51.1	5.513	26.55	0.1256	0.512408 ± 2	0.512382	-5.00
BMZ-28	207.9	2430	0.2477	0.709119 14	0.70912	+64.0	8.174	41.69	0.1186	0.512442 ± 7	0.512417	-4.31

a) 样品由中国科学院地质与地球物理研究所分析; 计算初始值取  $\lambda_{\text{Rb}} = 1.41 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ ,  $\lambda_{\text{Sm}} = 6.54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$ ,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{UR}} = 0.7045$ ,  $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_{\text{UR}} = 0.0816$  (DePaolo, 1979),  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.512638$ ,  $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.1967$  (Jachson and Wasserburg, 1980), 成岩年龄取 32Ma (本文)。

## 4 讨论

### 4.1 岩浆活动的时代

区域上,前人对青藏高原东缘哀牢山红河构造带高钾岩浆活动已开展了比较年代学研究,发表了很多高精度的年代学数据 (Chung *et al.*, 1997; 1998; Zhang and Xie, 1998; Lee *et al.*, 1998; Wang *et al.*, 2001a; 2001b; 2003; Zhang *et al.*, 2005; Guo *et al.*, 2005), Wang *et al.* (2001b) 总结了青藏东缘新生代高钾岩浆活动的时间分布,总体上,岩浆活动可以分为两个时间段,即 40 ~ 28Ma 和 16 ~ 0Ma。但青藏东缘新生代高钾岩浆岩年代学研究主要集中在构造带中段和北段,南段的研究主要限于越南境内 (Chung *et al.*, 1997; Lee *et al.*, 1998), 矿区煌斑岩的形成年龄与哀牢山红河构造带北段西藏芒康盆地高钾火山岩  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  年龄 (33.5 ± 0.2Ma) (张会化等, 2004) 相当,与 Chung *et al.* (1997) 人报道的距离金平很近的越南境内碱性玄武岩的  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  年龄 (30.0 ± 1.1Ma) 和 Wang *et al.* (2001a) 报道的老王寨金矿区煌斑岩金云母  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  年龄 (30.8 ± 0.4 ~ 34.3 ± 0.2Ma) 非常接近,也接近 Zhang and Xie (1998) 报道与白马寨镍矿床相距约 10 km 的金平十里村透闪石花岗岩和铜厂正长斑岩的年龄 (分别为 35.8 ± 0.5 Ma 和 37.7 ± 0.7 Ma), 为青藏高原东缘印度板块和亚洲板块碰撞后早期高钾岩浆活动 (40 ~ 28Ma) 的产物。

### 4.2 地幔源区特征

白马寨镍矿区煌斑岩地球化学上与哀牢山断裂带新生代其它早期高钾岩浆岩具有较为一致的特征: 高碱富钾, 富集大离子亲石元素 (如 Rb、Sr、Ba 等) 和 LREE, 具有明显的 Ta、Nb、Ti 负异常, 高  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ , 低  $\epsilon_{\text{Nd}}$ 。这些特征可由两方面因素引起, 一是由岩浆的源区富集所致, 即岩浆源区存在有俯冲进入地幔的地壳物质组分, 另一是岩浆上侵过程中遭受了强烈的地壳物质的混染。矿区煌斑岩具有较高的  $M(\text{Mg}/(\text{Mg} +$

$\text{Fe}^{2+})$  值 (67.42 ~ 86.35)、较高的 Cr 含量 ( $218 \times 10^{-6} \sim 1219 \times 10^{-6}$ ) 和 Ni 含量 ( $75.2 \times 10^{-6} \sim 436 \times 10^{-6}$ )、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  和  $1/^{86}\text{Sr}$  不表现出相关性, 均排除了大规模地壳混染的可能性。哀牢山断裂带其它高钾岩的研究也表明该岩带没有经历大规模的地壳物质混染 (Zhang and Xie, 1998; Wang *et al.*, 2001b; Xu *et al.*, 2001; Huang *et al.*, 2002; 李献华等, 2002; 夏萍等, 2004; Guo *et al.*, 2005)。地球化学上与洋岛玄武岩 (OIB) 的特征差别很大表明矿区煌斑岩不具有软流圈地幔源区,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  与 Ta/Nd 和 Ba/Nb 不具有相关性排除了软流圈和岩石圈地幔源混合的可能性, 所以白马寨镍矿区煌斑岩来源于交代富集的岩石圈地幔。

矿区煌斑岩  $\text{K}_2\text{O}$  含量普遍较高表明源区存在交代矿物角闪石或金云母, 矿区煌斑岩的 Ba/Rb 和 Rb/Sr 值均表现出一定变化, 在 Ba/Rb-Rb/Sr 图解 (图 7A) 上, 投影点与滇西哀牢山断裂带其它地区高钾岩浆岩基本重叠, 而与青藏高原北部和西南部的高钾岩浆岩有所不同, 表明岩浆源区既有金云母, 也有角闪石。研究 (Miller *et al.*, 1999) 表明尖晶石相稳定地幔域形成的熔体 La/Yb 出现较小变化, Dy/Yb 几乎保持不变, 而石榴石相稳定地幔域形成的熔体 La/Yb 和 Dy/Yb 均出现较大变化。在 La/Yb-Dy/Yb 图解 (图 7B) 上, 白马寨镍矿区煌斑岩的投影点落在尖晶石和石榴石相地幔域混合线的范围之内, 更靠近尖晶石相方辉橄榄岩地幔, 同样与滇西哀牢山断裂带其它地区高钾岩浆岩基本重叠, 而与青藏高原北部和西南部的高钾岩浆岩有所不同, 表明青藏高原及其周边地区岩石圈地幔存在不均一性。石榴石可以使重稀土元素 Er 和 Yb 发生分异, 从而使石榴石相地幔源产生的熔体 Er/Yb > 1 (Miller *et al.*, 1999), 而白马寨镍矿区煌斑岩稀土元素配分模式图 (图 5) 上 HREE 分布近于平坦, Er/Yb 接近于 1, 表明岩浆源区以尖晶石相方辉橄榄岩为主, 石榴石相二辉橄榄岩极少。

### 4.3 岩浆形成的构造背景

哀牢山断裂带新生代早期高钾岩浆活动普遍具有俯冲岩浆作用的特征, 表明其岩浆源区曾受到过俯冲流体的交代,



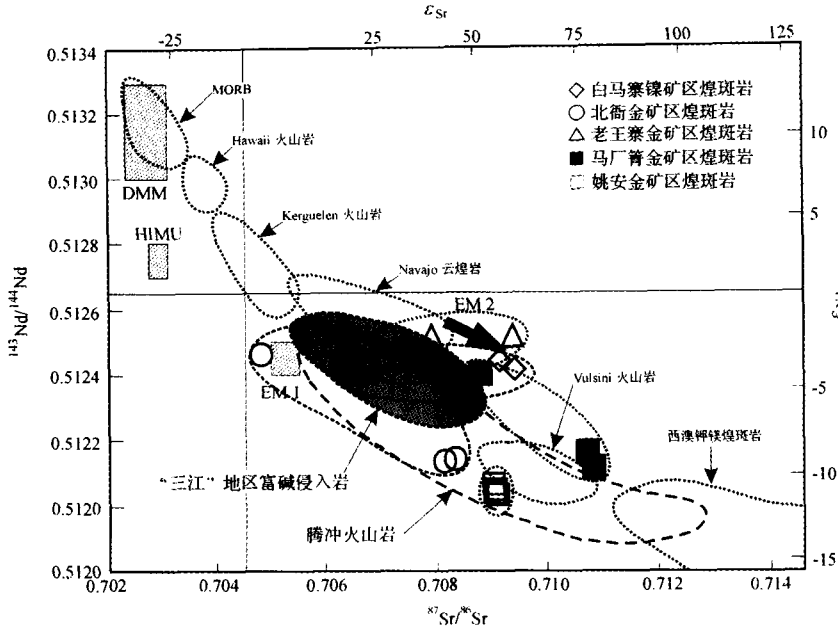


图6 云南白马寨镍矿区煌斑岩 Sr-Nd 同位素相关图<sup>①</sup>

“三江”地区富碱侵入岩引自张玉泉等(1995), Zhang and Xie(1998)和朱炳泉等(1992); Navajo 云煌岩引自 Alibert *et al.* (1986); 腾冲火山岩引自朱炳泉和毛存孝(1983); Vulsini 火山岩引自 Rogers *et al.* (1985); 西澳钾镁煌斑岩引自 Fraser *et al.* (1986); MORB, Hawaii 火山岩, Kerguelen 火山岩引自 White and Hofmann(1982); 老王寨金矿区煌斑岩引自 Huang *et al.* (2002); DMM, HIMU, EM1, EM2 为地幔的四种端元组分(Hart *et al.*, 1992)

Fig. 6 Sr-Nd isotopic variation diagram of lamprophyres in the Baimazhai nickel deposit

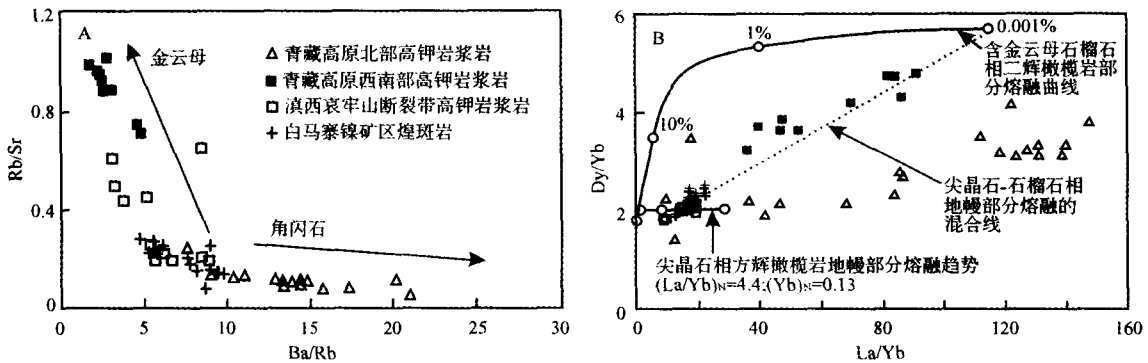


图7 白马寨镍矿区煌斑岩 Ba/Rb-Rb/Sr (A) 和 La/Yb-Dy/Yb (B) 协变图解(底图据 Xu *et al.*, 2001)

Fig. 7 Ba/Rb vs. Rb/Sr (A) and La/Yb vs. Dy/Yb (B) variation diagrams of lamprophyres in the Baimazhai nickel deposit (after Xu *et al.*, 2001)

但对于交流体的性质(洋壳还是陆壳)、交代富集的时间还有争议(Wang *et al.*, 2001a, b; 夏萍等, 2004; Guo *et al.*, 2005)。钾玄质岩石通常产于5种不同的构造背景: 板内、大陆弧、后碰撞弧、初始洋弧和晚期洋弧(Muller *et al.*, 1992)。白马寨镍矿区煌斑岩属于典型的钾玄岩系岩石, 因此可以用Muller *et al.* (1992) 提出的构造判别图判断其构造环境, 在Zr-Y(图7B)和Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub>图解(图8A)上, 白马寨镍矿区煌斑岩均投影在非板内与弧有关的环境; 在TiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Zr/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(图7C)以及Zr/TiO<sub>2</sub>-Ce/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>图解(图8D)上, 所有样品

均落入大陆弧区域, 表明白马寨镍矿区煌斑岩形成于大陆弧的构造背景。

白马寨镍矿区煌斑岩大地构造上位于扬子板块和印支板块的交接部位, 在中一晚三叠世随着哀牢山-金沙江古特提斯洋的闭合, 整个哀牢山金沙江地区进入了陆内演化阶段(Guo *et al.*, 2005), 区域上受70~50Ma开始的印度-亚洲大陆碰撞的影响, 印支板块和扬子板块发生了碰撞俯冲, 大陆

① 马厂箐、北衙、姚安金矿区煌斑岩为黄智龙测定的未发表数据

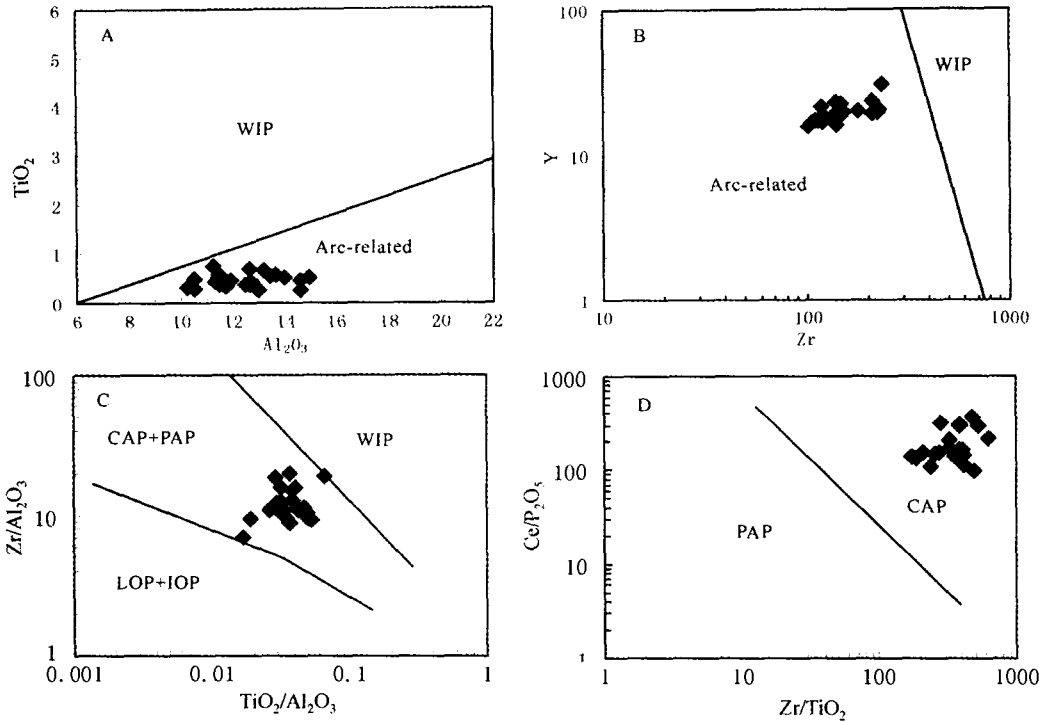


图8 白马寨镍矿区煌斑岩构造环境判别图(底图据 Muller *et al.*, 1992)

WIP-板内; CAP-大陆弧; PAP-后碰撞弧; LOP-晚期洋弧; IOP-初始洋弧; Arc-related-与岛弧相关的

Fig. 8 Discrimination diagrams of tectonic setting of lamprophyres in the Baimazhai nickel deposit(after Muller *et al.*, 1992)

俯冲的流体交代了陆下岩石圈地幔(Wang *et al.*, 2001b);白马寨镍矿区煌斑岩 Pb 含量及 Pb/Ce 值都较高,表明岩浆源区受到过洋壳来源流体的交代(Othman *et al.*, 1989),这种流体可能在古特提斯洋闭合过程中形成,所以形成白马寨镍矿区煌斑岩富集地幔源区的流体包括陆壳的和洋壳两种来源的流体。白马寨镍矿区煌斑岩和哀牢山断裂带新生代早期高钾岩浆岩具有相近的年代、一致的地球化学特征,表明它们具有相同或相近的源区,受控于相同的构造背景。

### 5 结论

(1) 云南白马寨镍矿区煌斑岩的侵位年龄约 32 ~ 33Ma,为哀牢山断裂带早期高钾岩浆活动的产物。

(2) 白马寨镍矿区煌斑岩源于交代富集的岩石圈地幔,源岩处于尖晶石相方辉橄榄岩和石榴石相二辉橄榄岩的混合线上,以尖晶石相方辉橄榄岩为主。源区交代富集的矿物既有金云母,也有角闪石。岩浆演化过程中经历了橄榄石 + 斜长石 ± 磷灰石 ± 铁钛氧化物的结晶分异。

(3) 岩浆形成于大陆弧的构造背景,即新生代受印度-亚洲大陆碰撞的影响,印支板块和扬子板块发生碰撞俯冲析出的流体交代了以前受特提斯洋壳析出流体改造的地幔,俯冲的陆壳和洋壳对富集的源区均有贡献。白马寨镍矿区煌斑岩和哀牢山断裂带新生代早期其它高钾岩浆岩具有相

近的年代、一致的地球化学特征,表明它们具有相同或相近的源区,受控于相同的构造背景。

### References

Alibert C, Michard A and Albareda F. 1986. Isotope and trace element geochemistry of Colorado Plateau volcanics. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 50: 2735 - 2750

Boynton WV. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P(ed). *Rare Earth Element Geochemistry*. New York: Elsevier, 63 - 114

Chung SL, Lee TY, Lo CH, *et al.* 1997. Intraplate extension prior to continental extrusion along the Ailao Shan-Red River shear zone. *Geology*, 25: 311 - 314

Chung SL, Lo CH, Lee TY, *et al.* 1998. Diachronous uplift of the Tibetan plateau starting 40Myr ago. *Nature*, 394: 769 - 773

Chung SL, Chu MF, Zhang YQ, *et al.* 2005. Tibetan tectonic evolution inferred from spatial and temporal variations in post-collisional magmatism. *Earth-Science Reviews*, 68: 173 - 196

Deng JF. 1999. The sulfide Cu-Ni and Pt deposits in Yunnan. *Yunnan Geology*, 18: 22 - 35 (in Chinese with English abstract)

Deng WM, Huang X and Zhong DL. 1998. Petrological characteristics and genesis of Cenozoic alkali-rich porphyry in west Yunnan, China. *Scientia Geologica Sinica*, 33: 412 - 425 (in Chinese with English abstract)

Fraser KJ, Hawkesworth J, Erlank AJ, *et al.* 1986. Sr, Nd and Pb isotope and minor element geochemistry of lamproites and kimberlites. *Earth and Planetary Science Letters*, 76: 57 - 70

Guo ZF, Hertogen J, Liu JQ, *et al.* 2005. Potassic magmatism in western Sichuan and Yunnan province, SE Tibet, China: Petrological and geochemical constraints on petrogenesis. *Journal of Petrology*, 46:

- 33-78
- Hart SR, Hauri EH and Oschmann LA. 1992. Mantle plume and entrainment isotopic evidence. *Science*, 256: 517-520
- Heizler MT, Lux DR and Decker ER. 1988. The age and cooling history of the Chain of Ponds and Big Island Pond plutons and the Spider Lake Granite, west-central Marine and Quebec. *American Journal of Science*, 288: 925-952
- Huang ZL, Liu CQ, Yang HL, *et al.* 2002. The geochemistry of lamprophyres in the Laowangzhai gold deposits, Yunnan province, China; Implications for its characteristics of source region. *Geochemical Journal*, 36: 91-112
- Kohn MJ and Parkinson CD. 2002. Petrologic case for Eocene slab breakoff during the Indo-Asian collision. *Geology*, 30: 591-594
- Le MRW. 2002. *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge: Cambridge University Press, 1-236
- Lee TY, Lo CH, Chung SL, *et al.* 1998. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating result of Neogene basalt in Vietnam and its tectonic implication. In: Flower MJF, Chung SL and Lo CH (eds). *Mantle dynamics and plate interactions in east Asia*. *Geodynamics* 27, AGU, Washington D C, 317-330
- Li XH, Zhou HW, Wei GJ, *et al.* 2002. Geochemistry and Sr-Nd isotopes of Cenozoic ultrapotassic lamprophyres in western Yunnan: Constraints on the composition of sub-continental lithospheric mantle. *Geochimica*, 31: 26-34 (in Chinese with English abstract)
- Miller C, Schuster R, Klotzli U, *et al.* 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: 1399-1424
- Muller D, Rock NMS and Groves DI. 1992. Geochemical discrimination between shoshonitic and settings: A pilot study. *Mineralogy and Petrology*, 46: 259-289
- Othman DB, White WM and Patchett J. 1989. The geochemistry of marine sediment, island arc magma genesis and crust-mantle recycling. *Earth and Planetary Science Letters*, 94: 1-24
- Qi L, Hu J and Gregoire DC. 2000. Determination of trace elements in granites by inductively coupled plasma mass spectrometry. *Talanta*, 51: 507-713
- Rock NMS. 1987. The nature and origin of lamprophyres: an overview. *Geological Society Special Publication*, 30: 191-226
- Rock NMS. 1990. *Lamprophyres*. Glasgow: Blackie, 1-285
- Rogers NW, Hawkesworth CJ, Parker KJ, *et al.* 1985. The geochemistry of potassic lavas from Vulcini, central Italy and implications for mantle enrichment processes beneath the Roman region. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 90: 244-257
- Sun SS and McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes. *Geological Society Special Publication*, 42: 313-345
- Turner S, Amoud N, Liu J, *et al.* 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 JH, Qi L, Yin A, *et al.* 2001a. Emplacement age and PGE geochemistry of lamprophyres in the Laowangzhai gold deposit, Yunnan, SW China. *Science in China (Series D)*, 44: 146-154
- Wang JH, Yin A, Harrison TM, *et al.* 2001b. A tectonic model for Cenozoic igneous activities in the eastern Indo-Asian collision zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 188: 123-133
- Wang JH, Yin A, Harrison TM, *et al.* 2003. Thermochronological constraints on two pulses of Cenozoic high-K magmatism in eastern Tibet. *Science in China (Series D)*, 46: 719-729
- White WM and Hofmann AW. 1982. Sr and Nd isotope geochemistry of oceanic basalts and mantle evolution. *Nature*, 296: 821-825
- Wijbrans JR and McDougall I. 1986. <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar dating of white micas from an Apline high pressure metamorphic belt on Naxos (Greece): The resetting of the argon isotope system. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 93: 187-194
- Xia P and Xu YG. 2004. Domains and enrichment mechanism of the lithospheric mantle in western Yunnan: A comparative study on two type of Cenozoic ultrapotassic rocks. *Science in China (Series D)*, 34: 1118-1128 (in Chinese)
- Xie YW, Zhang YQ, Chung SL, *et al.* 1999. Trace element characteristics of the Cenozoic high-K alkaline magmatic rock series in the eastern Erhai, Yunnan province. *Acta Petrologica Sinica*, 15: 75-82 (in Chinese with English abstract)
- Xie YW, Liang HY and Zhang YQ. 2002. Petrogenic implication of the characteristics of micas in shoshonitic rocks in eastern Qinghai-Tibet Plateau. *Acta Petrologica Sinica*, 18: 205-211 (in Chinese with English abstract)
- Xu YG, Menzies MA, Thirlwall MF, *et al.* 2001. Exotic lithosphere mantle beneath the western Yangtze craton: Petrogenetic links to Tibet using highly magnesian ultrapotassic rocks. *Geology*, 29: 863-866
- Zhang HH, He HY, Wang JH, *et al.* 2005. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar chronology and geochemistry of high-K volcanic rocks in the Mangkang basin, Tibet. *Science in China (Series D)*, 48: 1-12
- Zhang LS and Schä rer U. 1999. Age and origin of magmatism along the Cenozoic Red River shear belt, China. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 134: 67-85
- Zhang Yuquan, Xie Yingwen and Tu Guangchi. 1995. *Geochemistry of granitoid in Hengduan mountainous areas*. Beijing: Science Press, 1-186 (in Chinese)
- Zhang YQ and Xie YW. 1998. Geochronology of Ailaoshan-Jingshajiang alkali-rich intrusive rocks and their Sr and Nd isotopic characteristics. *Science in China (Series D)*, 40: 524-529
- Zhu BQ and Mao CX. 1983. Nd-Sr isotope and trace element study on Teng-chong volcanic rocks from the Indo-Eurasian collisional margin. *Geochimica*, (1): 1-14 (in Chinese with English abstract)
- Zhu BQ, Zhang YQ and Xie YW. 1992. Isotope characteristics of Cenozoic potassic volcanic rocks from Haidong, Yunnan, and their implications for subcontinental mantle evolution in southwestern China. *Geochimica*, 21: 201-212 (in Chinese with English abstract)

#### 附中文参考文献

- 邓家藩. 1999. 云南硫化物型铜镍和铂族矿床. *云南地质*, 18: 22-35
- 邓万明, 黄莹, 钟大赉. 1998. 滇西新生代富碱斑岩的岩石学特征与成因. *地质科学*, 33: 412-425
- 李献华, 周汉文, 韦刚健等. 2002. 滇西新生代超钾质煌斑岩的元素和 Sr-Nd 同位素特征及其对岩石圈地幔组成的制约. *地球化学*, 31: 26-34
- 夏萍, 徐义刚. 2004. 滇西岩石圈地幔域分区和富集机制新生代两类超钾质火山岩的对比研究. *中国科学(D辑)*, 34: 1118-1128
- 谢应雯, 张玉泉, 钟孙霖等. 1999. 云南洱海东部新生代高钾碱性岩浆岩痕量元素特征. *岩石学报*, 15: 75-82
- 谢应雯, 梁华英, 张玉泉. 2002. 藏东及邻区钾玄岩系岩石云母特征及其岩石学意义. *岩石学报*, 18: 205-211
- 张玉泉, 谢应雯, 涂光焯. 1995. *横断山区花岗岩类地球化学*. 北京: 科学出版社, 1-186
- 朱炳泉, 毛存孝. 1983. 印度与欧亚板块东部碰撞边界—腾冲火山岩的 Nd-Sr 同位素和微量元素研究. *地球化学*, (1): 1-14
- 朱炳泉, 张玉泉, 谢应雯. 1992. 滇西洱海第三纪超钾质火成岩系的 Nb-Sr-Nb 同位素特征与西南大陆地幔演化. *地球化学*, 21: 201-212