

# 云南金平白马寨含矿镁铁-超镁铁 岩体岩石地球化学\*

管涛<sup>1</sup> 黄智龙<sup>1</sup> 许德如<sup>2</sup> 张振亮<sup>1</sup> 严再飞<sup>1</sup> 许成<sup>1</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. 中国科学院广州地球化学研究所 广州 510640)

**摘要** 云南金平白马寨铜镍硫化物矿床含矿岩体为侵位在奥陶系砂页岩的镁铁-超镁铁环状杂岩体。从岩体核心到边缘依次出现橄榄岩—橄辉岩—辉石岩—辉长岩的岩相分带。该岩体的主量元素显示拉斑玄武岩岩浆分异演化的趋势。REE显示富集LREE的配分模式,具明显的Eu异常。微量元素蛛网图显示明显的Ta、Nb、Ti及P的负异常。具有高( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> (0.710 974~0.722 667)和低 $e_{\text{Nd}(t)}$  (-13.17~-12.09)的特征。微量元素和同位素地球化学证据表明,岩浆源于俯冲地壳物质改造的富集地幔,岩浆上升过程中遭受了一定的地壳物质混染。岩体可能是在弧后拉张的构造环境中形成。

**关键词** 镁铁-超镁铁杂岩体 岩石地球化学 铜镍硫化物矿床 云南白马寨

**中图分类号**: P591

**文献标识码**: A

**文章编号**: 0563-5020(2006)03-0441-14

与铜镍硫化物矿化有关的镁铁-超镁铁岩体在我国西南暗色岩系中广泛分布,如云南弥渡县的金宝山、四川省丹巴县杨柳坪和云南省金平县白马寨等。该类岩体与峨眉地幔柱可能存在成因联系,受到了众多地学工作者的关注(梅厚钧,1973;徐平等,1999;张旗等,1999;王登红等,2001;陶琰等,2002,2004)。金平白马寨铜镍硫化物矿床含矿岩体属于小型镁铁-超镁铁质侵入体,于20世纪50年代末发现,原云南地质15队作过大量岩石学和矿床学方面的工作<sup>①</sup>,但矿床及含矿岩体的地球化学资料极少。本文报道了白马寨铜镍硫化物矿床含矿岩体的主要元素、微量元素和Sr-Nd同位素资料,以期对岩体的成因及铜镍硫化物矿化提供制约。

## 1 地质概况

白马寨铜镍硫化物矿床位于云南省金平县境内,大地构造上位于扬子地块西南缘。矿区出露3个较大的镁铁-超镁铁杂岩体,即①、②和③号岩体,其中③号岩体矿化较好,形成白马寨铜镍硫化物矿床,岩体侵入于奥陶系砂页岩之中(图1),被认为是华力西期岩浆活动的产物(张旗等,1992;邓家藩,1999)。最近王登红等(2003)报道了白马寨铜镍硫化物矿石的Re-Os等时线年龄为 $249 \pm 32$  Ma,香港大学周美夫教授测定的白马寨岩体的SHRIMP锆石U-Pb年龄为 $262 \pm 2$  Ma(私人通讯)。本文没有测定白马寨岩体的绝对

\* 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)。

管涛,男,1978年2月生,博士研究生,地球化学专业。

2004-11-03收稿,2005-02-20改回。

①熊凤翔,等. 1965, 1966. 金平县白马寨铜镍矿储量报告第一、第二期。

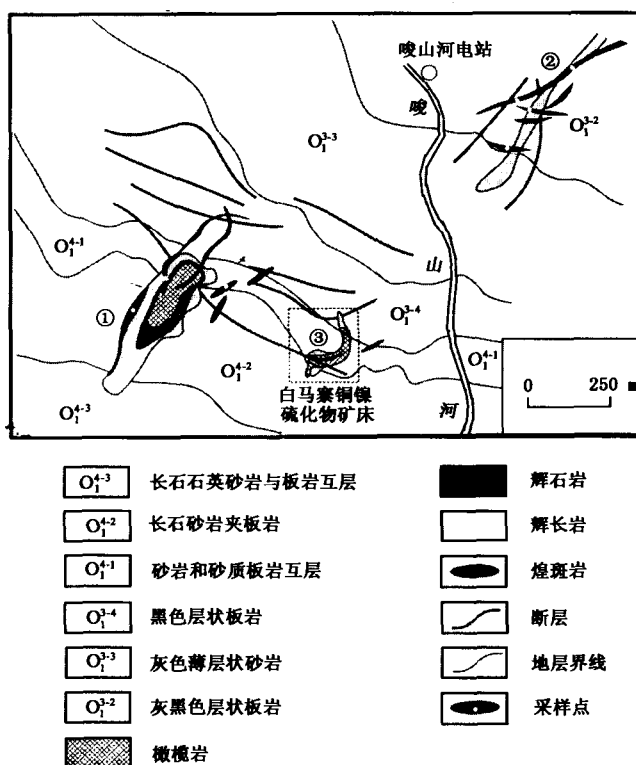


图1 白马寨铜镍硫化物矿床地质图

图中未区分橄辉岩和橄辉岩,①、②和③表示岩体的编号;

Fig. 1 Geological map of the Baimazhai Cu-Ni sulfide deposit in Jinping, Yunnan

年龄,为了计算方便,采用250 Ma作为其侵位年龄。

白马寨铜镍硫化物矿床含矿岩体即③号岩体地表出露形态似镰刀状,出露面积约0.01 km<sup>2</sup>,沿296°方向延伸倾伏,岩体平均厚度约47 m,宽约190 m。系统的野外观察和岩矿鉴定表明,岩体自中心向边缘由橄辉岩、橄辉岩、辉石岩和辉长岩组成,成环带或半环带状分布。其中心部分被块状硫化物所占据,橄辉岩和橄辉岩多集中在岩体的中部和西南部,大致围绕块状硫化物构成岩体的核心;辉石岩多分布于岩体的中-上部,介于辉长岩和橄辉岩之间。辉长岩组成岩体的外部,分布于岩体的北东端。上述各类岩石之间接触界线清楚,岩石组份变化突然,含矿性差异悬殊,形态、产状不相吻

合,证明系多次侵入形成的复合岩体(图2)。就其形成的先后顺序依次为辉长岩—辉石岩—橄辉岩和橄辉岩。橄辉岩与橄辉岩之间有的地方为突变,有的地方为渐变接触,证明其形成的时间时断时续,故归为同期多次。辉长岩为浅灰绿色,具辉长结构,主要矿物为单斜辉石和斜长石,少量棕闪石和黑云母,含钛铁矿、磷灰石等副矿物,岩石中暗色矿物含量由中心向边部递减,岩石强烈蚀变,主要是次闪石化和绿泥石化。辉石岩呈棕灰绿色或灰绿色,常见半自形粒状结构,纤状变晶结构,主要矿物为单斜辉石,少量棕闪石和黑云母,偶见橄辉石,副矿物主要为磷灰石和榍石等,岩石强烈蚀变,主要为次闪石化和绿泥石化等。橄辉岩+橄辉岩则由岩体中心向边缘由纯橄岩逐渐过渡到单斜辉石橄辉岩、橄辉岩,暗绿-黑绿色,为假象自形粒状结构,海绵陨铁状结构,偶见变余嵌晶结构,主要矿物成份为橄辉石和单斜辉石,极少量斜方辉石、棕闪石和黑云母,出现钛铁矿、榍石等副矿物,岩石强烈蚀变,主要为蛇纹石化、滑石化和次闪石化。

## 2 样品选择及分析

本次工作分析的样品为从岩体中心至边缘的不同岩相的相对新鲜的矿化极其微弱

的样品,样品粉碎后主要元素由中国科学院地球化学研究所用湿化学方法分析;稀土元素和微量元素由中国科学院地球化学研究所用 ICP-MS 分析,分析方法及流程与 Qi et al. (2000) 的基本一致,分析过程中以国际标准样品 AMH-1 (安山岩) 为标样,分析误差 <10%。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。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,然后分别用 AGW50 × 12 (100 ~ 200 目) 阳离子交换柱将 Rb、Sr 和 REE 分离,将接

收的 Rb、Sr 和 REE 分别蒸干,用 0.1 mol/L 的盐酸 200 μL 再次溶解 REE,将其转移到萃淋树脂离子交换柱上进行 Sm 和 Nd 分离,实验全流程空白 Rb = 50 × 10<sup>-11</sup> g/g, Sr = 50 × 10<sup>-11</sup> g/g, Sm = 7 × 10<sup>-11</sup> g/g, Nd = 8 × 10<sup>-11</sup> g/g。Rb、Sr、Sm 和 Nd 均采用双灯丝热表面电离源。分析过程中每次至少采集 100 组数据作平均。标样 NBS987 <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 0.710 221 ± 13; LA <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.511 849 ± 10。

### 3 地球化学

#### (1) 主量元素

白马寨铜镍硫化物矿床含矿岩体各岩相带的主量元素、微量元素及 REE 含量列于表 1。从表中可以看出,3 个岩相带之间主量元素含量变化较明显,且各岩相带内主量元素含量也显示一定的变化, SiO<sub>2</sub> 为 (40.75 ~ 49.22)%, MgO 为 (10.13 ~ 25.43)%, CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 为 0.18 ~ 0.56, M 值 [100 × Mg/(Mg + Fe<sup>2+</sup>)] 较高 (75.74 ~ 85.28), 反映岩浆经历了强烈的演化。MgO/FeO 为 1.73 ~ 3.22, 平均值 2.09, 属于铁质的镁铁-超镁铁岩。

由于白马寨铜镍硫化物矿床含矿岩体是岩浆分离结晶作用的产物,辉长岩-辉石岩-

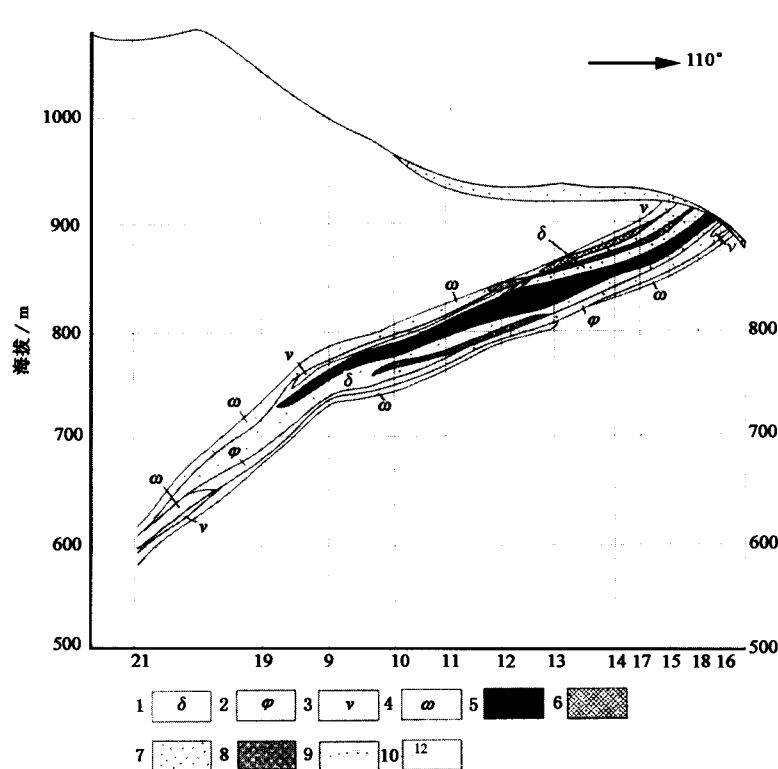


图 2 白马寨铜镍硫化物矿床③号岩体剖面图

1. 橄榄岩; 2. 橄榄辉石岩; 3. 辉石岩; 4. 辉长岩; 5. 块状矿石; 6. 角砾状矿石;  
7. 浸染状矿石; 8. 煌斑岩; 9. 坡积层; 10. 勘探线及编号

Fig. 2 A profile of Cu-Ni sulfide deposit of the Baimazhai complex

表1 白马寨岩体主量元素、微量元素及REE含量

Table 1 Contents of major elements, trace elements and REE of the Baimazhai complex in Jinping

样品编号	BMZ-7a	BMZ-7b	BMZ-44	BMZ-19	BMZ-48	BMZ-25a	BMZ-25b	BMZ-86
岩性	橄榄岩	橄榄岩	橄榄岩	辉石岩	辉石岩	辉长岩	辉长岩	辉长岩
SiO <sub>2</sub>	43.78		44.14	40.75	40.99	46.42		49.22
TiO <sub>2</sub>	0.52		0.47	0.37	0.32	0.27		0.65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.91		11.29	13.47	10.62	10.33		13.47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.69		0.63	0.41	1.21	0.31		2.34
FeO	7.90		10.37	9.46	9.50	8.70		5.25
MnO	0.12		0.15	0.16	0.19	0.17		0.14
MgO	25.43		19.54	18.40	17.60	15.09		10.13
CaO	1.58		2.05	5.96	6.00	4.79		4.56
Na <sub>2</sub> O	0.21		0.17	0.24	0.14	0.39		1.22
K <sub>2</sub> O	0.21		0.18	0.25	0.29	1.45		2.13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.17		0.01	0.20	0.08	0.01		0.03
CO <sub>2</sub>	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00		0.00
烧失量	8.97		10.30	10.10	12.72	11.43		10.32
总量	99.49		99.30	99.77	99.66	99.36		99.46
M	85.28		77.23	77.78	76.93	75.74		77.64
Sr	35.26	22.50	92.68	257.22	386.44	255.15	263.81	366.55
Rb	6.03	5.49	6.37	8.50	10.91	118.29	122.70	133.40
Ba	12.60	8.39	21.43	37.97	42.49	139.81	144.41	344.19
Th	1.46	1.60	1.44	1.90	1.54	3.51	3.47	5.81
Ta	0.226	0.225	0.227	0.283	0.252	0.431	0.426	0.566
Nb	3.516	3.776	3.831	4.482	4.006	6.455	6.432	7.996
Zr	48.098	41.770	47.941	59.466	52.242	92.628	95.144	123.275
Hf	1.188	1.318	1.224	1.567	1.433	2.436	2.452	3.400
Sc	16.5	14.9	16.8	17.7	18.8	18.5	19.2	22.7
Cr	2974	3156	2687	2413	2267	1901	1917	1078
Co	119	122	95	87	105	70	66	67
Ni	982	910	681	312	978	362	353	603
Cu	411	524	312	94	302	105	101	193
U	0.34	0.36	0.33	0.44	0.38	0.82	0.78	1.34
La	6.47	6.44	6.37	7.12	7.11	12.61	13.27	17.04
Ce	15.45	15.07	15.16	17.25	16.89	29.51	29.70	37.87
Pr	1.72	1.66	1.80	2.02	1.99	3.37	3.32	4.25
Nd	7.20	7.75	7.34	8.30	8.48	13.33	13.30	17.01
Sm	1.79	1.70	1.64	2.08	2.22	2.89	3.12	3.75
Eu	0.20	0.22	0.27	1.01	0.92	0.74	0.73	0.90
Gd	2.06	1.88	1.90	2.40	2.49	3.22	3.35	4.09
Tb	0.29	0.32	0.29	0.35	0.36	0.51	0.51	0.62
Dy	1.74	1.88	1.78	1.20	2.19	3.06	2.84	3.66
Ho	0.34	0.35	0.38	0.42	0.41	0.57	0.61	0.72
Er	0.96	1.00	0.99	1.09	1.24	1.54	1.50	1.98
Tm	0.15	0.14	0.15	0.16	0.19	0.22	0.22	0.29
Yb	0.86	0.93	0.91	1.03	1.01	1.33	1.34	1.71
Lu	0.13	0.13	0.14	0.16	0.16	0.21	0.19	0.27
Y	8.90	9.44	9.00	10.65	11.14	14.51	14.88	17.55
ΣREE	48.26	48.91	48.11	56.03	56.80	87.60	88.87	111.71
LREE/HREE	5.03	4.95	4.98	4.97	4.67	5.86	6.01	6.06
δEu	0.32	0.37	0.46	1.39	1.19	0.74	0.69	0.70

a 和 b 示同一样品的两次测定的微量元素和REE结果。

橄榄岩均代表结晶分异演化了的岩浆。在 Harker 图解(图 3)上,随分离结晶作用的进行(岩浆 MgO 含量减小),残余岩浆的  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$  和  $\text{TiO}_2$  升高,  $\text{CaO}$  没有正常地下降,反而升高,这可能与残余岩浆中斜长石的含量增加有关。 $\text{SiO}_2$  含量也没有像大多数玄武岩岩浆那样正常升高,表现出先下降后上升的趋势,说明岩浆在侵位到现存空间前已经历了较强的演化,曾发生过橄榄石分离结晶和散热降温过程,进入现存空间的岩浆具有较低温度和硅过饱和特征,从而分离结晶过程主要受富硅的单斜辉石和斜长石控制,橄榄石结晶相对较少(李曙光等,2001)。滞留在深部的早期结晶的橄榄石和分异的硫化物可能沿着岩浆通道贯入现存空间或其它空间形成富矿体,这也验证了我国铜镍硫化物矿床“小岩体成大矿”、深部熔离贯入成矿的理论(汤中立,1996)。

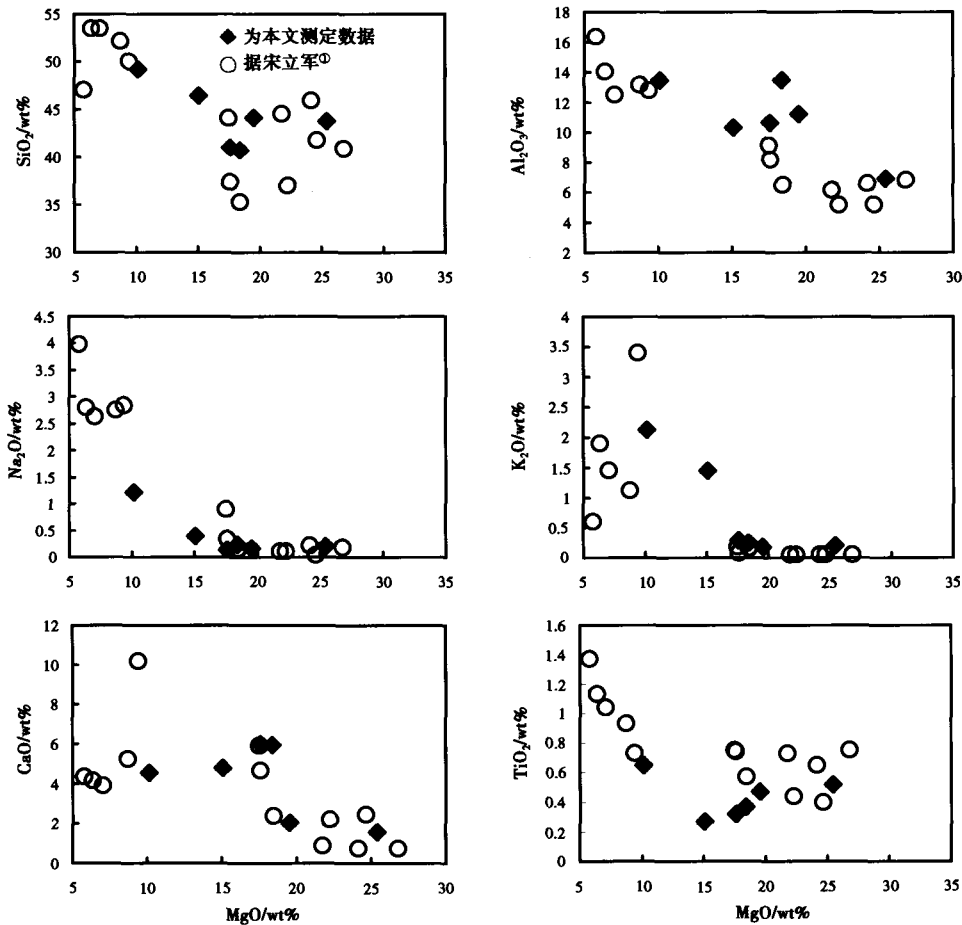


图 3 白马寨岩体 Harker 图解<sup>①</sup>

Fig. 3 Harker diagram for the Baimazhai complex

①宋立军. 2003. 金平白马寨铜镍硫化矿综合信息成矿预测. 昆明理工大学硕士学位论文.

### (2) 微量元素

从表1可以看出,各岩相带内 Ni 和 Cu 含量变化较大,变化范围分别为  $(312 \sim 982) \times 10^{-6}$  和  $(94 \sim 524) \times 10^{-6}$ ,  $Ni/Cu = 1.74 \sim 3.50$ , Cr 含量高且有较大变化范围,为  $(1\ 078 \sim 3\ 156) \times 10^{-6}$ 。岩矿鉴定过程中没有发现铬铁矿,表明 Cr 和 Ni 的富集主要受橄榄石和单斜辉石结晶的控制。各岩相在原始地幔标准化蛛网图(图4)上表现出近于平行的一组模式曲线,除 BMZ-7 和 BMZ-19 表现出微弱的 P 正异常外(其中含有少量堆晶磷灰石),其余表现出高场强元素 Nb、Ta、Ti 和 P 的负异常,表明岩浆演化过程中可能存在地壳物质的混染或来源于受地壳沉积物改造的弧岩浆,或两种情况均存在。

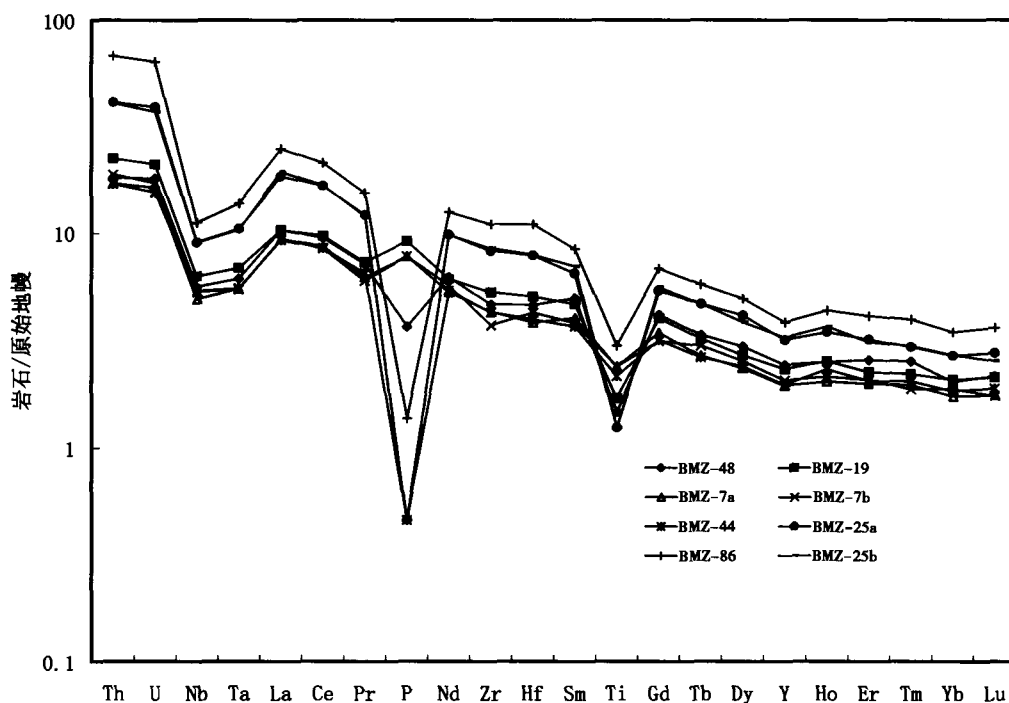


图4 白马寨岩体原始地幔标准化的蛛网图解

原始地幔据 Sun and McDonough(1989)

Fig. 4 Primitive mantle-normalized spider diagram for the Baimazhai complex

### (3) 稀土元素

从表1可以看出,白马寨铜镍硫化物矿床含矿岩体的稀土总量  $\Sigma REE$  (含 Y) 较低,变化于  $48.11 \times 10^{-6}$  至  $111.71 \times 10^{-6}$  之间,平均值  $68.29 \times 10^{-6}$ ,辉长岩 > 辉石岩 > 橄榄岩,显示出同源岩浆分异演化的趋势。所有样品均显示富 LREE 特征,LREE/HREE 变化于 4.67 到 6.06 之间。 $\delta Eu$  变化于 0.32 到 1.39 之间,辉石岩出现微弱的 Eu 正异常,可能与斜长石的堆晶作用有关;辉长岩表现为微弱的 Eu 负异常,表明岩浆经历了一定的地壳物质混染,橄榄岩均表现为强烈的 Eu 负异常,可能是地壳混染或斜长石分离结晶或两者共同作用的结果。在 REE 球粒陨石标准化配分模式曲线上(图5),表现出连续演化的

3 组右倾斜曲线。

#### (4) Sr-Nd 同位素

表 2 列出了岩体的 Sr 和 Nd 同位素组成,按岩体的侵位年龄 250 Ma 计算,得到  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  和  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$  的变化范围分别为 0.710 974 ~ 0.722 667 和 0.511 963 ~ 0.512 018,  $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$  为 -13.2 ~ -12.1, 表现出玄武质岩浆少见的极高的  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  和极低的  $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$  同位素特征,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  变化较大,  $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$  变化较小, 表明地壳物质参与了岩浆演化过程。

## 4 讨论和结论

### (1) 原始岩浆性质

各主量元素与 MgO 之间表现出较好的线性关系(图 3), 微量元素蛛网图(图 4)上近于一致的曲线, REE 配分模式具有连续性(图 5), 普遍高  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 、低  $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$  的同位素特征均表明白马寨岩体为同源岩浆结晶分异演化的产物; 由于 Zr 和 Y 在结晶分异过程中有近于一致的不相容行为, 白马寨矿化杂岩体 Zr 与 Y 有极好的线性关系(图 6), 进一步表明各岩相带为同源岩浆结晶分异演化的产物(Vogel et al., 1999)。

一般认为, 与镁铁-超镁铁岩浆有关的铜镍硫化物矿床的母岩浆是成矿作用的关键。研究岩浆硫化物矿床的成矿机理实际上是探讨母岩浆是如何产生和成矿元素是在什么因素下活化、迁移、富集及分离出不混溶硫化物并沉淀形成工业矿床的。同铜镍硫化物矿床相关的母岩浆系列主要可分为两类, 一类是科马提岩岩浆, 一类是拉斑玄武岩岩浆。白马寨铜镍硫化物矿床是玄武质母岩浆强烈演化的产物, 但含矿杂岩体未见冷凝边, 也未见补给的镁铁质岩墙, 所以不能直接确定含矿岩体的母岩浆。超镁铁质岩浆形成的铜镍矿床 Ni/Cu 值通常 > 7

(Barnes et al., 1988), 而与镁铁质岩浆有关的矿床, Ni/Cu 值一般 < 2 (Mainwaring and

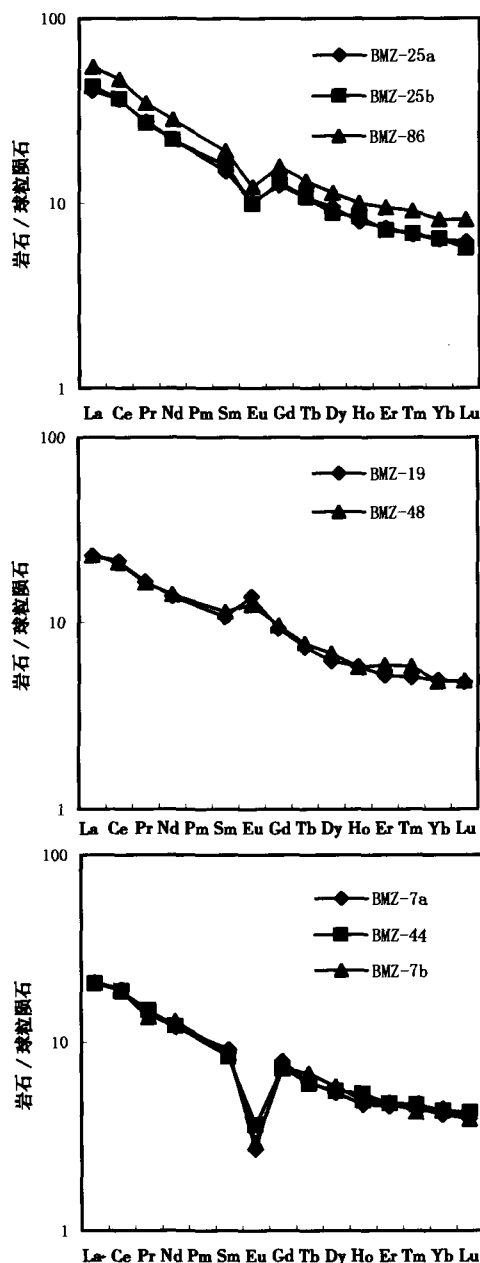


图 5 白马寨岩体球粒陨石标准化的 REE 配分模式图

球粒陨石数据据 Boynton(1984)

Fig. 5 Chondrite-normalized REE distribution patterns for the Baimazhai complex

表2 白马寨岩体 Sr 和 Nd 同位素组成

Table 2 Sr and Nd isotopic compositions of the Baimazhai complex in Jinping

样品编号	BMZ-7	BMZ-19	BMZ-25
岩性	橄榄岩	辉石岩	辉长岩
Rb	5.403	7.913	120.2
Sr	21.24	261.2	263.8
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0.7367	0.08782	1.321
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$0.713575 \pm 23$	$0.722977 \pm 13$	$0.721690 \pm 7$
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	0.710974	0.722667	0.717025
Sm	1.796	2.229	3.174
Nd	7.211	8.973	13.54
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.1507	0.1503	0.1418
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$0.512265 \pm 8$	$0.512254 \pm 8$	$0.512195 \pm 7$
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	0.512018	0.512008	0.511963
$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$	-12.09	-12.29	-13.17

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 250 Ma。

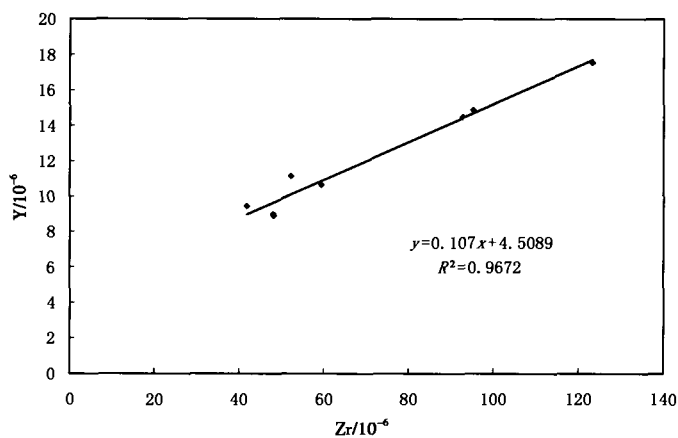


图6 白马寨岩体 Zr-Y 相关图解

Fig. 6 Zr vs. Y plot for the Baimazhai complex

Naldrett, 1977), 白马寨含铜镍硫化物岩体 Ni/Cu 值大部分在  $2 \pm$ , 显示出镁铁质岩浆分异演化的特征。岩石具 LREE 富集的 REE 配分模式也支持这一认识。

据 Roeder and Emslie (1970), 在结晶分异演化条件下, Mg-Fe 分配系数  $K_d = (\text{FeO}/\text{MgO})^{\text{Ox}} / (\text{FeO}/\text{MgO})^{\text{L}} = 0.3 \pm 0.03$ 。这个分配系数不随温度、压力和熔体组成而改变, 为一相对稳定的值。白马寨含矿岩体中的

橄榄石和原始岩浆达到了平衡, 支持这一观点的证据有: 1) 主要氧化物与 MgO 的负相关性(图3)及 FeO-MgO 与 SiO<sub>2</sub> 对 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 和 TiO<sub>2</sub> 之间的正相关性; 2) 从含矿岩体的剖面图(图2)上可以看出, 橄榄岩仅作为一个薄外壳包裹在富矿周围, 因此, 当橄榄石从原始岩浆中结晶时, 原始岩浆的熔体成份并没有发生很大的改变。取白马寨含矿岩体橄榄石的



最大  $Fo = 85$ <sup>①</sup>, 则计算的母岩浆  $MgO/(MgO + FeO) = 0.63$ , 和金川含矿岩体的母岩浆  $MgO/(MgO + FeO) (0.64)$  (Chai and Naldrett, 1992) 相当, 但低于岩体任何一相岩石的比值。可见, 成岩演化过程中, 岩浆发生了分异, 偏超基性的岩浆侵位到现存空间, 偏基性的岩浆分异出去, 有可能被剥蚀, 也可能侵入到其它的空间。

### (2) 地壳混染

普遍认为某些 Cu-Ni 硫化物矿床形成过程中混染了地壳物质以使岩浆中的 S 达到饱和 (Lambert et al., 1998; Barnes et al., 2001; Li et al., 2001, 2002)。在 La/Yb-Th/Ta 图解 (图 7) 上, 样品投影点均位于 DM 和 UC 之间; OIB 和 MORB 的 Nb/U 比值明显保持一定 ( $47 \pm 10$ ) (Hofmann and White, 1982)。大陆地壳的 Nb/U 比值相对较低, 集中在  $10 \pm$  (Taylor and McLennan, 1985), 白马寨铜镍硫化物矿床含矿杂岩体的 Nb/U 介于 5.95 至 11.79 之间, 这些特征反映地壳物质对岩体微量元素的影响。La/Sm-La/Nb 图解 (图 8A) 及  $SiO_2$ -La/Nb 图解 (图 8B) 表现出明显的正相关关系 (Huang et al., 2000), Nb/Ta-La/Yb 图解 (图 8C) 呈明显的

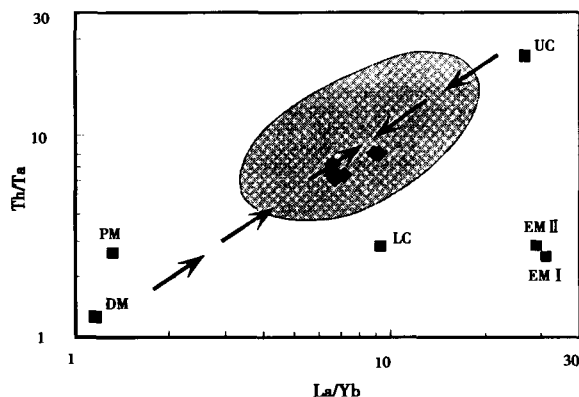


图 7 白马寨岩体 La/Yb-Th/Ta 图解 (仿 Wu et al., 2004)

PM. 原始地幔; DM. 亏损地幔; LC. 下地壳; UC. 上地壳; EM I 和 EM II. 两种富集地幔; 阴影部分为亏损地幔和上地壳的混合区域

Fig. 7 La/Yb vs. Th/Ta plot for the Baimazhai complex

负相关关系 (Münker, 1998), 表明岩浆上升过程中存在明显的地壳混染作用。采用 Faure (1986) 的二元混合模式同位素计算公式:  $I = [I_1 C_1 X + I_2 C_2 (1 - X)] / [C_1 X + C_2 (1 - X)]$ , 式中,  $I, I_1$  和  $I_2$  分别代表混合地幔、原始地幔和地壳组份同位素初始比值,  $C_1$  和  $C_2$  为原始地幔和混染物母同位素的含量,  $X$  为原始地幔所占比例,  $1 - X$  为混染物的比例。约 10% ~ 20% 的源区混染能够较好地解释白马寨岩体的 Nd 同位素特征 (图 9), BMZ-19 的 Sr 同位素高出了模拟的范围, 可能与岩石遭到了较强的蚀变有关。如果是岩浆上升过程中的地壳混染, 则需要 70% 以上的地壳沉积物的加入, 如此高的混染程度会改变岩浆主要元素的成份及橄榄石的 Fo 值。如果采用类似峨眉山玄武岩源区的富集地幔 EM I 和地壳二元混合模式来解释岩体 Sr 和 Nd 同位素特征, 则要求富集地幔具有极低的 Sr 和 Nd 含量, 这与实际事实不符。所以最合理的情况是: 俯冲沉积物改造亏损地幔形成白马寨岩体的富集源区, 岩浆上升过程中又受到了一定的地壳物质混染。

### (3) 构造环境

晚古生代扬子地块西南缘的构造性质是一个存在争论的问题。吴根耀 (1997) 认为

<sup>①</sup>据中国科学院地质研究所 1961 年编写的内部资料。

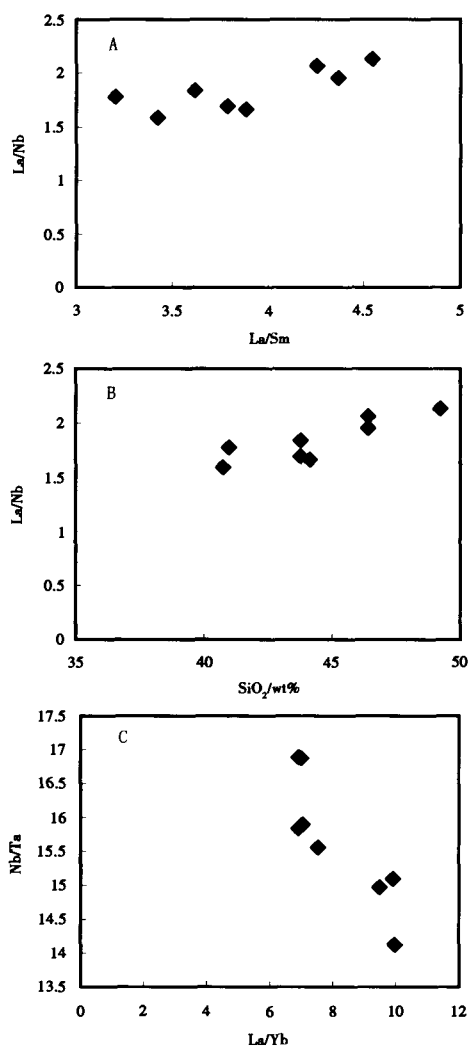


图8 白马寨岩体的 La/Sm-La/Nb 图解 (A), SiO<sub>2</sub>-La/Nb 图解 (B) 和 La/Yb-Nb/Ta 图解 (C)  
Fig. 8 La/Sm vs. La/Nb (A), SiO<sub>2</sub> vs. La/Nb (B) and La/Yb vs. Nb/Ta (C) plots for the Baimazhai complex

该地区晚古生代铜镍硫化物矿床为初始裂谷阶段的产物。张旗等(1999)认为扬子地块西南缘晚泥盆世至晚二叠世镁铁-超镁铁岩与地幔柱岩浆活动有关,镁铁-超镁铁岩代表了峨眉山玄武岩的侵入相。骆耀南等(2001)认为西南三江地区晚古生代处于多岛海构造格局,晚古生代镁铁-超镁铁岩及产出的铜镍铂矿(如川西丹巴杨柳坪和会理大岩子)为弧后扩张的产物。廖宗廷等(2003)认为石炭-二叠纪到三叠纪滇西地区经历了金沙江-哀牢山小洋盆的打开到闭合到兰坪思茅地块与扬子地块碰撞造山的整个过程,这期间可以产出板内火山岩和岛弧火山岩。白马寨岩体明显的 Ta、Nb、Ti 和 P 负异常显示了岛弧岩浆的特征, Th/Ta (6.13 ~ 10.26) 和 Zr/Y (4.42 ~ 7.03) 较高,也显示了岛弧岩浆作用的特征,地壳混染模式不能很好的解释其成因。可见,白马寨岩体产生于弧后拉张环境,继承了岛弧岩浆作用的特征。新疆喀拉通克铜镍硫化物矿床含矿岩体被认为形成于相似的环境(冉红彦等,1994)。

西南暗色岩系中的镁铁-超镁铁侵入体的侵位时代与峨眉山玄武岩的喷发时限的同期性得到了越来越多的证实。最近报道的峨眉山玄武岩的形成年龄为 258.9 ~ 251.5 Ma (Ali et al., 2004), 而新街和朱布侵入体的成岩年龄分别为 258.7 ± 1.5 Ma 和 256 ± 1.0 Ma (Zhou et al., 2002), 具有很好的一致性。峨眉山玄武岩及西南暗色岩系铜镍硫化物矿化岩体

的地幔柱成因也得到了广泛的认同(张旗等,1999;陶琰等,2002,2004;Zhou et al., 2002;肖龙等,2003b;Ali et al., 2005),但地幔柱在峨眉山大火成岩省中的具体作用依然存在争论,即:地幔柱仅仅是提供了热源而触发岩石圈发生熔融,还是作为其主要的岩浆源区(张招崇等,2001)? 虽然白马寨岩体地球化学特征和峨眉山玄武岩及区域上的晚古生代镁铁-超镁铁岩有明显区别,但形成年龄与峨眉山玄武岩有很好的 consistency,而且在金平地区也广泛分布着晚二叠世玄武岩,被认为是从峨眉山玄武岩主岩区走滑平移过来的,与

峨眉山玄武岩主岩区的岩石具有相同的喷发序列和成因(吴根耀,1993;肖龙等,2003a)。根据Wyman(1999)的模型,“弧”可以出现在“地幔柱”之前、之中或之后。周金城等(2003)也指出“地幔柱”和“弧”岩浆作用不是互相排斥的,有时可以彼此相关。所以本文推断,白马寨铜镍矿床的岩浆源区是受俯冲改造的富集地幔,而峨眉地幔柱的活动诱发了弧后岩浆活动。

(4)主要认识

1) 白马寨岩体原始岩浆为  $MgO/(MgO + FeO) = 0.63$  的拉斑玄武质岩浆,岩浆源区为富集的岩石圈地幔。

2) 岩浆上升过程中受到了一定的地壳物质混染。

3) 岩浆产于弧后拉张的构造环境,峨眉地幔柱可能是触发岩浆活动的动力。

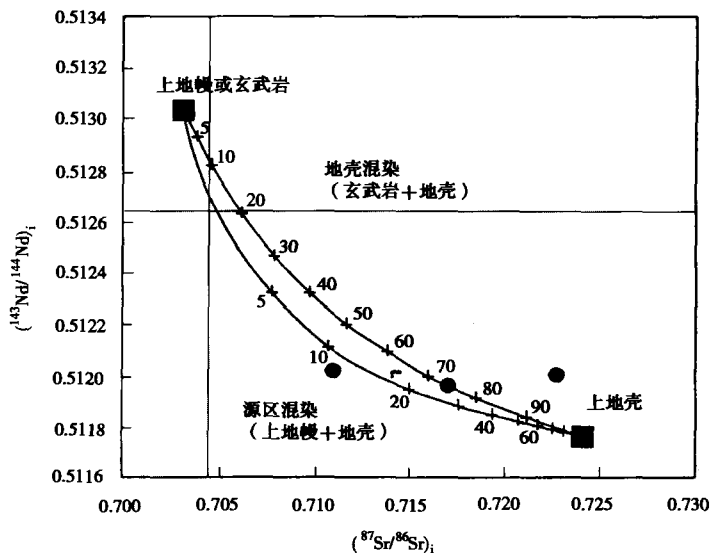


图9 白马寨岩体 Sr-Nd 相关图

二元混合曲线的计算参数:上地幔: $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.703$ ,  $Sr = 20 \times 10^{-6}$ ,  $\epsilon_{Nd} = +8$ ,  $Nd = 1.2 \times 10^{-6}$ ;玄武岩: $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.703$ ,  $Sr = 150 \times 10^{-6}$ ,  $\epsilon_{Nd} = +8$ ,  $Nd = 15 \times 10^{-6}$ ;上地壳:取哀牢山片麻岩数据(Zhang and Schärer, 1999),然后取250 Ma做调整: $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.724$ ,  $Sr = 105 \times 10^{-6}$ ,  $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.5117$ ,  $Nd = 29.4 \times 10^{-6}$

Fig. 9 Sr-Nd isotopic diagram for the Baimazhai complex

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 (1):22—35.  
 Deng Jiafan. 1999. The sulfide Cu-Ni and Pt deposits in Yunnan. Yunnan Geology, 18 (1): 22—35.  
 李曙光, 黄方, 李晖. 2001. 大别—苏鲁造山带碰撞后的岩石圈拆离. 科学通报, 46:1487—1491.  
 Li Shuguang, Huang Fang and Li Hui. 2001. Post-collisional lithosphere delamination of the Dabie-Sulu orogen. Chinese Sci. Bull., 46:1487—1491.  
 廖宗廷, 陈跃昆, 魏志红, 李明辉. 2003. 滇西晚古生代以来的构造演化. 同济大学学报, 31(9):1029—1033.  
 Liao Zongting, Chen Yuekun, Wei Zhihong and Li Minghui. 2003. Tectonic evolution since Late Paleozoic era in west Yunnan. Journal of Tongji University, 31(9):1029—1033.  
 骆耀南, 俞如龙. 2001. 西南三江地区造山演化过程及成矿时空分布. 矿物岩石, 21 (3):153—159.  
 Luo Yaonan and Yu Rulong. 2001. Orogenic evolution and metallogenic time-space distribution in Jinshajiang-Lancangjiang-Nujiang region, Southwest China. Jour. Mineral. Petrol., 21 (3): 153—159.  
 梅厚钧. 1973. 西南暗色岩分异两个系列的岩石化学特征与铁镍矿化的关系. 地球化学, (4):219—253.  
 Mei Houjun. 1973. The relationship between the petrochemical characteristics of two trap series in southwestern China and re-

- lated iron and nickel mineralization. *Geochimica*, (4):219—253.
- 冉红彦, 肖森宏. 1994. 喀拉通克含矿岩体的微量元素与成岩构造环境. *地球化学*, 23(4):392—401.
- Ran Hongyan and Xiao Senhong. 1994. Trace element abundances and tectonic environment of the host intrusion of Kalatongke Cu-Ni deposit. *Geochimica*, 23(4):392—401.
- 汤中立. 1996. 中国岩浆硫化物矿床的主要成矿机制. *地质学报*, 70(3):237—243.
- Tang Zhongli. 1996. The main mineralization mechanism of magma sulfide deposits in China. *Acta Geologica Sinica*, 70(3):237—243.
- 陶 琰, 高振敏, 罗泰义, 祁敬东, 禾英军, 杨廷祥. 2002. 云南金宝山超镁铁岩原始岩浆成份反演. *岩石学报*, 18(1):70—82.
- Tao Yan, Gao Zhenmin, Luo Taiyi, Qi Jingdong, He Yingjun and Yang Tingxiang. 2002. Inversion of primary magma composition for Jinbaoshan ultramafic intrusion, Yunnan. *Acta Petrologica Sinica*, 18(1):70—82.
- 陶 琰, 罗泰义, 高振敏, 朱 丹. 2004. 西南暗色岩铜镍硫化物矿化岩体与峨眉山玄武岩的关系——以云南金宝山岩体为例. *地质论评*, 50(1):9—15.
- Tao Yan, Luo Taiyi, Gao Zhenmin and Zhu Dan. 2004. The relationship between Emeishan continental flood basalts and Cu-Ni-PGE deposits of Southwestern China trap—A case study on Jinbaoshan mafic-ultramafic intrusion, Yunnan. *Geol. Rev.*, 50(1):9—15.
- 王登红, 骆耀南, 傅德明, 楚萤石, 卢治安. 2001. 四川杨柳坪 Cu-Ni-PGE 矿区基性-超基性岩的地球化学特征及其含矿性. *地球学报*, 22(2):135—140.
- Wang Denghong, Luo Yaonan, Fu Deming, Chu Yingshi and Lu Zhi'an. 2001. Petrochemistry and ore potentiality of the mafic-ultramafic rocks in the Yangliuping Cu-Ni-PGE mine, Sichuan province. *Acta Geoscientia Sinica*, 22(2):135—140.
- 王登红, 李志伟, 罗君烈, 刘和林, 蒋成兴. 2003. 云南铂族元素找矿基础问题. *云南地质*, 22(3):250—259.
- Wang Denghong, Li Zhiwei, Luo Junlie, Liu Helin and Jiang Chengxing. 2003. Basic problems in prospecting for platinum group element in Yunnan. *Yunnan Geology*, 22(3):250—259.
- 吴根耀. 1993. 滇西丽江、金平二叠纪玄武岩的对比及其地质意义. *岩石学报*, 9(增刊):63—69.
- Wu Genyao. 1993. Permian basalts in Lijiang and Jinping, western Yunnan: A comparative study and its geological significance. *Acta Petrologica Sinica*, 9(Suppl.):63—69.
- 吴根耀. 1997. 攀枝花—西昌古裂谷晚古生代的演化. *成都理工学院学报*, 24(2):48—53.
- Wu Genyao. 1997. Tectonic evolution of Panzhihua-Xichang paleorift during Late Palaeozoic. *Journal of Chengdu University of Technology*, 24(2):48—53.
- 肖 龙, 徐义刚, 梅厚钧, 何 斌. 2003a. 云南金平晚二叠世玄武岩特征及其与峨眉地幔柱关系——地球化学证据. *岩石学报*, 19(1):38—48.
- Xiao Long, Xu Yigang, Mei Houjun and He Bin. 2003a. Late Permian flood basalts at Jinping areas and its relation to Emei mantle plume: geochemical evidences. *Acta Petrologica Sinica*, 19(1):38—48.
- 肖 龙, 徐义刚, 梅厚钧, 沙绍礼. 2003b. 云南宾川地区峨眉山玄武岩地球化学特征: 岩石类型及随时间演化规律. *地质科学*, 38(4):478—494.
- Xiao Long, Xu Yiguang, Mei Houjun and Sha Shaoli. 2003b. Geochemistry of Emeishan flood basalts at Binchuan area, SW China: rock types and temporal evolution. *Chinese Jour. Geol.*, 38(4):478—494.
- 徐 平, 贾秀琴, 钱 青, 韩 松, 张 旗. 1999. 云南金平县镁铁-超镁铁岩岩床群的地球化学特征. *地质科学*, 34(2):233—241.
- Xu Ping, Jia Xiuqin, Qian Qing, Han Song and Zhang Qi. 1999. The geochemical constraints on mafic-ultramafic sill swarms from Jinping area, Yunnan. *Chinese Jour. Geol.* (formerly, *Scientia Geologica Sinica*), 34(2):233—241.
- 张 旗, 张魁武, 李达周. 1992. 横断山区镁铁-超镁铁岩. 北京: 科学出版社. 165—186.
- Zhang Qi, Zhang Kuiwu and Li Dazhou. 1992. Mafic-Ultramafic Rocks in Hengduan Shan Mountainous Area. Beijing: Science Press. 165—186.

- 张 旗, 钱 青, 王 焰, 徐 平, 韩 松, 贾秀琴. 1999. 扬子地块西南缘晚古生代基性岩浆岩的性质与古特提斯洋的演化. *岩石学报*, **15**(4):576—583.
- Zhang Qi, Qian Qing, Wang Yan, Xu Ping, Han Song and Jia Xiuqin. 1999. Late Paleozoic basic magmatism from SW Yangtze massif and evolution of the Paleo-tethyan ocean. *Acta Petrologica Sinica*, **15**(4):576—583.
- 张招崇, 王福生, 范蔚茗, 邓海琳, 徐义刚, 许继峰, 王岳军. 2001. 峨眉山玄武岩研究中的一些问题的讨论. *岩石矿物学杂志*, **20**(3):239—246.
- Zhang Zhaochong, Wang Fusheng, Fan Weiming, Deng Hailin, Xu Yigang, Xu Jifeng and Wang Yuejun. 2001. A discussion on some problems concerning the study of the Emeishan basalts. *Acta Petrologica et Mineralogica*, **20**(3):239—246.
- 周金城, 王孝磊, 邱检生, 高剑锋. 2003. 桂北中-新元古代镁铁质-超镁铁质岩的岩石地球化学. *岩石学报*, **19**(1):9—18.
- Zhou Jincheng, Wang Xiaolei, Qiu Jiansheng and Gao Jianfeng. 2003. Lithogeochemistry of Meso- and Neoproterozoic mafic-ultramafic rocks from northern Guangxi. *Acta Petrologica Sinica*, **19**(1):9—18.
- Ali J R, Lo C, Thompson G M and Song X. 2004. Emeishan basalt Ar-Ar overprint ages define several tectonic events that affected the western Yangtze platform in the Mesozoic and Cenozoic. *Journal of Asian Earth Science*, **23**:163—178.
- Ali J R, Thompson G M, Zhou M F and Song X. 2005. Emeishan large igneous province, SW China. *Lithos*, **79**:475—489.
- Barnes S J, Hill R E and Gole M J. 1988. The Persvserance ultramafic complex, Western Australia; the product of a komatiite lava river. *Jour. Petrol.*, **29**:305—331.
- Barnes S J, Melezhik V A and Sokolov S V. 2001. The composition and mode of formation of the Pechenga nickel deposits, Kola Peninsula, northwestern Russia. *The Canadian Mineralogist*, **39**:447—471.
- Boynnton W V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements; meteorite studies. in: Henderson P. ed. *Rare Earth Element Geochemistry*. New York: Elsevier. 63—114.
- Chai G and Naldrett A J. 1992. The Jinchuan ultramafic intrusion; cumulate of a high-Mg basaltic magma. *Jour. Petrol.*, **33**:277—303.
- Depaolo D J. 1979. Implications of correlated Nd and Sr isotopic variations for the chemical evolution of crust and mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **43**:201—211.
- Faure G. 1986. *Principle of Isotope Geology* (2<sup>nd</sup> Ed.). New York: John Wiley & Sons. 589.
- Hofmann A W and White W M. 1982. Mantle plume from ancient oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **57**:421—436.
- Huang Y, Hawkesworth C, Smith I, Calsteren P and Black P. 2000. Geochemistry of Late Cenozoic basaltic volcanism in Northland and Coromandel, New Zealand; implications for mantle enrichment processes. *Chem. Geol.*, **164**:219—238.
- Jackson S B and Wasserburg J G. 1980. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **50**:139—155.
- Lambert D D, Foster J G and Frick L R. 1998. Geodynamics of magmatic Cu Ni-PGE sulfide deposits; new insights from the Re-Os isotope system. *Econ. Geol.*, **93**:121—136.
- Li C, Naldrett A J and Ripley E M. 2001. Critical factors for the formation of a nickel-copper deposit in an evolved magma system; lesson from a comparison of the Pants Lake and Voisey's Bay sulfide occurrences in Labrador, Canada. *Mineral Deposita*, **36**:85—92.
- Li C, Ripley E M, Maier W D and Gomwe T E S. 2002. Olivine and sulfur isotopic compositions of the Uitkomst Ni Cu sulfide ore-bearing complex, South Africa; evidence for sulfur contamination and multiple magma emplacements. *Chem. Geol.*, **188**:149—159.
- Mainwaring P R and Naldrett A J. 1977. Country rock assimilation and the genesis of Cu-Ni sulfides in the Waterhen intrusion, Duluth Complex, Minnesota. *Econ. Geol.*, **72**:1269—1284.
- Münker C. 1998. Nb/Ta fractionation in a Cambrian arc/back arc system, New Zealand, source constraints and application of refined ICPMS techniques. *Chem. Geol.*, **144**:23—45.
- Qi L, Hu J and Gregoire D C. 2000. Determination of trace elements in granites by inductively coupled plasma mass spectrometry. *Talanta*, **51**:507—713.

- Roeder P L and Emslie R F. 1970. Olivine-liquid equilibrium. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **29**:275—289.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implication for mantle composition and processes. in: Saunders A D and Norry M J. eds. *Magmatism in the Ocean Basins*. Geol. Soc. Spec. Publ. London, **42**:313—345.
- Taylor S R and McLennan S M. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Oxford: Blackwell. 45—69.
- Vogel D C, Keays R R, James R S and Reeves S J. 1999. The geochemistry and petrogenesis of the Agnew intrusion, Canada: a product of S-undersaturated, high-Al and low-Ti tholeiitic magmas. *Jour. Petrol.*, **40**:423—450.
- Wu F Y, Wilde S A, Zhang G L and Sun D Y. 2004. Geochronology and petrogenesis of the post-orogenic Cu-Ni sulfide-bearing mafic-ultramafic complexes in Jilin province, NE China. *Journal of Asian Earth Sciences*, **23**:781—797.
- Wyman D A. 1999. A 2.7 Ga depleted tholeiite suite: evidence of plume-arc interaction in the Abitibi greenstone belt, Canada. *Precambrian Res.*, **97**:27—42.
- Zhang L S and Schärer U. 1999. Age and origin of magmatism along the Cenozoic Red River shear belt, China. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **134**:67—85.
- Zhou M F, Malpas J and Song X Y. 2002. A temporal link between the Emeishan large igneous province (SW China) and the end-Guadalupian mass extinction. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **196**:113—122.

## LITHOGEOCHEMISTRY OF THE SULFIDE-BEARING MAFIC-ULTRAMAFIC ROCK AT BAIMAZHAI, JINPING, SOUTHERN YUNNAN

Guan Tao<sup>1</sup> Huang Zhilong<sup>1</sup> Xu Deru<sup>2</sup> Zhang Zhenliang<sup>1,2</sup> Yan Zaifei<sup>1,2</sup> Xu Cheng<sup>1</sup>

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

2. Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640)

### Abstract

The sulfide-bearing complex at the Baimazhai Cu-Ni deposit was a circular mafic-ultramafic one, which, intruded in the Ordovician sandstones and shales, yielded the ages of  $249 \pm 32$  Ma and  $262 \pm 2$  Ma, simultaneously with the Emeishan basalts erupting. The complex consisted of, from the core to the edge, peridotite, troctolite, pyroxenite and gabbro. The major elements showed a trend of tholeiitic fractional evolution. The REE distribution pattern showed a type of LREE-enrichment with obvious Eu anomaly. The spider diagram of trace elements showed a marked negative anomaly of elements of Ta, Nb, Ti and P. The isotopic data revealed a character of high ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> (0.710 974 ~ 0.722 667) and low  $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$  (-13.17 ~ -12.09). The evidence from the trace elements and isotopic geochemistry indicated that the magma might be derived from enriched mantle modified by subducted crustal material and contaminated by crustal material during its ascending, and the tectonic setting of the mafic-ultramafic rocks might be a post-arc extensional environment.

**Key Words** The mafic-ultramafic complex, Lithogeochemistry, Cu-Ni sulfide deposit, Baimazhai in southern Yunnan