

文章编号: 1000-4734(2004)01-0014-05

云南白马寨镍矿区煌斑岩地球化学

II. 地幔源区特征

管 涛^{1,2}, 黄智龙¹, 谢力华¹, 许 成^{1,2}, 李文博^{1,2}

(中国科学院 地球化学研究所 矿床地球化学开放研究实验室, 贵州 贵阳 55002; 中国科学院 研究生院, 北京 100039)

摘要:在总结云南白马寨镍矿区煌斑岩成因信息的基础上,利用岩石学混合计算方法对其地幔源区成分进行了模拟,进而讨论矿区这类岩石的成因。地球化学和模拟计算均表明,白马寨镍矿区煌斑岩来源于交代富集地幔,板块俯冲(印度板块向欧亚板块俯冲)过程中富含 ALK、LREE 及不相容元素的海底沉积物被带入地幔脱水形成的流体是引起本区地幔交代作用的主要因素。

关键词:云南白马寨镍矿区;煌斑岩;源区成分;地幔交代作用

中图分类号:P588.15;P595 **文献标识码:**A

作者简介:管 涛,男,1978 生,博士研究生,地球化学专业。

煌斑岩在我国西南“三江”富碱侵入岩带(亦称哀牢山—金沙江富碱侵入岩带)中广泛分布,且与金、铜等金属矿床时空密切共生^[1,2]。因而,通过这类岩石的研究,对探讨“三江”富碱侵入岩带的大地构造背景、地幔交代作用、壳幔相互作用、岩浆演化以及有关矿产资源的成矿作用等方面均具有重要意义。云南白马寨镍矿床位于“三江”富碱侵入岩带的南段,煌斑岩呈岩墙和岩脉在矿区广泛分布,为成矿期后的产物(煌斑岩岩墙和岩脉穿切矿体)。管涛等^[3]在总结该区煌斑岩基本地质特征基础上,已报道了岩石的主要元素、微量元素和稀土元素地球化学分析资料,并认为产于白马寨镍矿区不同中段和不同产状的煌斑岩为同源岩浆活动的产物,其地幔源区与“三江”富碱侵入岩带的其它地区煌斑岩(如云南老王寨金矿煌斑岩、云南马厂箐金矿煌斑岩等)的地幔源区相似;该区煌斑岩岩浆过程中存在结晶分异作用。本文进一步讨论了矿区煌斑岩的地幔源区特征。

1 富集地幔源区的证据

白马寨镍矿区煌斑岩均为钾质-富钾质钙碱性煌斑岩;与 MORB 相比,岩石相对富集大离子亲

石元素(LILE)和高场强元素(HFSE);岩石的稀土元素(REE)配分模式均为 LREE 富集型^[3]。目前对钙碱性煌斑岩具有的上述地球化学特征主要有三种解释:① 正常地幔源区低熔度部分熔融的产物;② 原始岩浆在岩浆房或上升过程中受地壳物质混染的结果;③ 富集地幔源区部分熔融的产物。

不同熔融程度计算结果表明,正常地幔只有部分熔融程度低于 0.5% 时,所产生熔体的 REE 含量及其配分模式才接近本区煌斑岩。然而,实验岩石学研究表明,如果部分熔融程度低于 2% 时,熔体就很难与源岩分离^[4]。Wendlandt 等^[5,6]的实验也表明,正常地幔不可能产生高度富集 K₂O、不相容元素、轻稀土元素的钾质碱性玄武岩岩浆(成分与钙碱性煌斑岩的原始岩浆相似)。因此,矿区煌斑岩可能不是正常地幔源区低部分熔融的产物。

钙碱性煌斑岩的成因,较多学者接受“基性岩浆陆壳混染”模式^[7-10]。白马寨镍矿区煌斑岩侵入地层的岩性(砂岩及板岩)与同在“三江”富碱侵入岩带的老王寨金矿区煌斑岩^[2](侵入地层的岩性为钙质板岩、石英杂砂岩及绢云板岩)和马厂箐金矿区煌斑岩^[11](侵入地层岩性为砂页岩和白云质灰岩)有相似之处,且三地煌斑岩的矿物组合和地球化学特征均不具明显差别。Huang 等^[12]已从多方面论证了老王寨金矿区煌斑岩具有的地球化

收稿日期:2003-06-24

基金项目:国家自然科学基金资助项目(批准号:49972073;40242013)

学特征可能不是原始岩浆受地壳物质混染的结果。张玉泉等^[13]的研究结果也证实,“三江”富碱侵入岩岩浆过程中较少受到地壳物质混染。可见,矿区煌斑岩岩浆过程中可能没有遭受大比例地壳物质的混染。

因此,本区煌斑岩具有的地球化学特征可能为富集地幔源区部分熔融的产物。前已述及,本区煌斑岩的地幔源区与云南老王寨金矿区煌斑岩的地幔源区相似,Huang 等^[12]已论证了老王寨金矿区煌斑岩具有交代富集地幔源区,同样支持上述推论。

2 模拟计算

为从理论上证实上述推论,本文采用如下步骤对矿区煌斑岩地幔源区的 REE 含量进行模拟计算:① 原始岩浆成分确立;② 部分熔融程度估算;③ 熔融残留相矿物比例计算;④ 源区 REE 含量计算。

2.1 原始岩浆成分确立

原始岩浆是指在源区部分熔融形成未经变异(分异、同化、混染、岩浆混合等作用)的岩浆。许多学者曾提出过识别原始岩浆的准则^[14-17],可归结为岩石的 M 值 $[n(\text{Mg})/n(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})] > 70$,固结指数(SI) $40 \pm$, $w(\text{MgO}) = 12\% \pm$,橄榄石的 $x(\text{Fo}) = 90\% \pm$, $w(\text{Ni}) = 290 \times 10^{-6} \pm$,含有幔源捕虏体等。虽然矿区煌斑岩中的橄榄石已蚀变无法获得其 Fo 值,岩石中也没有发现幔源捕虏体,但从管涛等^[3]的分析数据看,样品 BMZ-18、BMZ-21、BMZ-27 和 BMZ-101 具有较高 MgO 含量, $w(\text{MgO}) = 9.65\% \sim 10.29\%$,去烧失量后为 $10.55\% \sim 11.46\%$,其 M 值为 $82.3 \sim 86.4$,SI 为 $43.5 \sim 47.7$, $w(\text{Ni}) = 255 \times 10^{-6} \sim 286 \times 10^{-6}$,与原始岩浆的识别标准基本一致。由于这 4 件样品的矿物组合、主要元素和微量元素含量相近,本文将其平均值作为该区煌斑岩的原始岩浆成分(表 1 第 1 列)。

表 1 部分熔融过程中残留相矿物比例混合计算($w_B/\%$)

Table 1. Mixing calculation of the proportions of residual minerals in the processes of partial melting

序号	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S8	S9
SiO ₂	54.60	45.16	44.29	44.29	40.61	54.12	51.61	42.50	41.28
TiO ₂	0.50	0.71	0.74	0.13	0.06	0.14	0.45	0.20	3.97
Al ₂ O ₃	14.09	3.54	2.25	2.30	0.10	4.02	5.64	2.21	1.20
<FeO>	5.30	8.04	8.44	8.14	9.35	6.57	3.67	7.66	4.51
MnO	0.08	0.14	0.15	0.12	0.11	0.15	0.10	0.26	0.07
MgO	0.77	7.49	1.07	1.13	0.76	3.06	6.08	1.10	1.39
CaO	6.15	3.08	2.72	2.74	0.17	0.811	9.56	4.44	0.12
Na ₂ O	2.43	0.57	0.34	0.29	0.13	0.18	1.49	0.00	1.28
K ₂ O	5.34	0.13							
P ₂ O ₅	0.55	0.06							

注: S1. 样品 BMZ-18、BMZ-21、BMZ-27 和 BMZ-101 的平均值(全岩成分去烧失量再换算成百分数),代表研究区煌斑岩初始成分^[3]; S2. 地幔岩成分,3 份方辉橄榄岩(人工合成)+1 份夏威夷拉斑玄武岩^[14]; S3. 代表研究区煌斑岩熔融残留相成分, $w_B(\text{S3}) = w_B(\text{S2}) - w_B(\text{S1}) \times 11\%$; S4. 混合计算拟合的 4 列成分,拟合平方差为 0.478,残留相矿物比例: $\text{Ol}_{67.21}\text{Opx}_{16.99}\text{Cpx}_{11.82}\text{Gar}_{4.00}$; S5—S9 分别为中国东部新生代玄武岩地幔橄榄岩中橄榄石、斜方辉石、单斜辉石、石榴石和金云母的平均成分^[20]。

2.2 部分熔融程度估算

选用地幔部分熔融过程中不相容性与 K₂O 相近,岩浆(熔体)中相对稳定,受后期作用(结晶分异、地壳同化混染、风化蚀变等)影响较小的 P₂O₅ 来估算部分熔融程度,估算方法同文献^[18]。估算时采用 Ringwood^[14]提出的地幔岩模型(表 1 第 2 列)。结果表明本区煌斑岩的原始岩浆为地幔岩 11% 部分熔融程度的产物。这与 Sun 等^[19]认为的“大陆碱性玄武岩岩浆主要由 REE 富集型

地幔 7% ~ 15% 部分熔融的产物”一致。

2.3 熔融残留相矿物比例计算

利用岩石学混合计算来模拟原始岩浆熔融残留相的矿物比例。根据部分熔融程度计算出形成本区煌斑岩的原始岩浆熔融残留相的化学成分(表 1 中 S3);选取中国东部新生代玄武岩地幔橄榄岩包体中橄榄石、斜方辉石、单斜辉石、石榴石和金云母的平均化学成分(表 1 中 S5—S9)。混合计算得本区煌斑岩熔融残留相矿物比例为

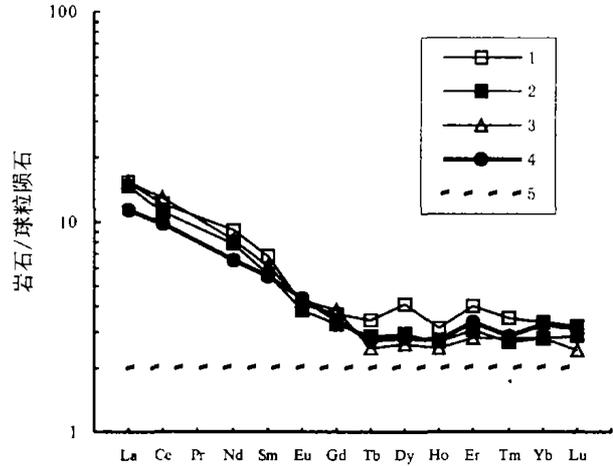
Ol_{67.21}Opx_{16.99}Cpx_{11.82}Gar_{4.00}。计算过程中金云母出现较小的负值,因而认为熔融残留相中不出现这种矿物,换句话说,本区地幔源区在熔出煌斑岩原始岩浆的部分熔融程度(11%)条件下金云母已全部进入熔体。表1第4列为煌斑岩熔融残留相混合计算的拟合值,其拟合差平方和均较低(0.478),说明拟合程度较高,可作进一步讨论。

2.4 源区 REE 含量计算

按 REE 的分配系数^[21]和熔融残留相矿物比例计算出残留固相与熔体间 *i* 元素的总分配系数,采用所选 4 件样品的 REE 平均含量(表 2),通过 Shaw^[22]提出的批式熔融公式

$$C_L/C_0 = 1/D_{R,S}^i + F(1-D_{R,S}^i)$$

式中 C_L 为元素 *i* 在熔体中的丰度, C_0 一元素 *i* 在源岩的丰度, F 一部分熔融程度, $D_{R,S}^i$ 一元素 *i* 在残留固相与熔体间的总分配系数,计算出源区岩石的 REE 含量(表 2),图 1 为计算结果对应的 REE 球粒陨石标准化配分模式。为便于对比,表 2 和图 1 中同时示出老王寨金矿区和马厂管金矿



1. 老王寨金矿区高 REE 组煌斑岩^[2] 2. 马厂管金矿区煌斑岩^[11] 3. 老王寨金矿区低 REE 组煌斑岩^[2] 4. 白马寨镍矿区煌斑岩(本文) 5. 原始地幔^[23]

图 1 白马寨镍矿区煌斑岩源区 REE 配分模式(球粒陨石据文献[25])

Fig. 1. The REE distribution patterns of the source region of lamprophyres in the Baimazhai nickel deposit (chondrite after Ref. [25]).

表 2 白马寨镍矿区煌斑岩源岩稀土元素含量计算结果 ($w_B/10^{-6}$)

Table 2. The calculated REE contents of the source region of lamprophyres in the Baimazhai nickel deposit

计算样品	白马寨镍矿区煌斑岩		老王寨金矿区煌斑岩 ^[2]				马厂管金矿区煌斑岩 ^[11]	
			高∑REE 组		低∑REE 组			
			$F = 11\%$		$F = 7.5\%$		$F = 13\%$	
矿物比例	Ol _{67.21} Opx _{16.99} Cpx _{11.82} Gar _{4.00}		Ol _{59.10} Opx _{25.41} Cpx _{10.51} Gar _{4.92}		Ol _{67.86} Opx _{19.88} Cpx _{9.90} Gar _{2.45}		Ol ₆₈ Opx ₁₉ Cpx ₁₁ Gar ₄	
计算结果	实测值(C_L)	$D_{R,S}^i$	计算值(C_0)		计算值(C_0)		计算值(C_0)	
La	24.99	0.0239	3.525	4.789	4.591	4.82		
Ce	55.35	0.0274	7.975	9.752	9.0941	0.42		
Pr	6.00							
Nd	25.51	0.0414	3.991	5.510	4.724	4.89		
Sm	5.44	0.0892	1.080	1.338	1.091	1.21		
Eu	1.63	0.0847	0.317	0.301	0.279	0.31		
Gd	4.44	0.0901	0.885	0.938	0.840	0.98		
Tb	0.62	0.1015	0.130	0.163	0.137	0.12		
Dy	3.28	0.1792	0.911	1.321	0.953	0.85		
Ho	0.63	0.2191	0.197	0.226	0.194	0.18		
Er	1.73	0.3244	0.701	0.839	0.649	0.59		
Tm	0.23	0.3186	0.092	0.114	0.086	0.09		
Yb	1.60	0.3501	0.685	0.703	0.580	0.59		
Lu	0.23	0.3602	0.101	0.102	0.092	0.08		
(La/Yb) _N			3.469	4.593	5.337	5.508		
(La/Sm) _N			2.053	2.251	2.647	2.506		
(Gd/Yb) _N			1.043	1.077	1.169	1.340		
δEu			0.991	0.822	0.891	0.870		

注:Pr 缺乏合适的分配系数资料,没有计算。

区煌斑岩地幔源区 REE 含量计算结果。可见本区煌斑岩的地幔源区 REE 含量明显高于 Sun 等^[23]报道的原始地幔 REE 含量,也高于 Frey^[24]认为的“地幔稀土丰度为球粒陨石的二倍”;分配型式为右倾斜的 LREE 富集型,其 $(La/Yb)_N$ 为 3.47, $(La/Sm)_N$ 为 2.05, $(Gd/Yb)_N$ 为 1.04, δEu 为 0.99。这些特征均说明研究区煌斑岩源于 REE 相对富集的富集地幔。

从表 2 和图 1 还可看出,白马寨镍矿区、老王寨金矿区和马厂箐金矿区煌斑岩的地幔源区均相对富集 REE,为相似的 LREE 富集型,这与管涛等^[3]所获结论“白马寨镍矿区煌斑岩地幔源区与同在‘三江’富碱侵入岩带的其它地区煌斑岩的地幔源区具有相同或相似的性质”一致。相比之下,白马寨镍矿区煌斑岩的地幔源区的 REE 含量、 $(La/Yb)_N$ 、 $(La/Sm)_N$ 和 $(Gd/Yb)_N$ 均相对较低,表明其地幔源区的富集程度相对较低。也就是说,“三江”富碱侵入岩带的地幔源区存在不均一性。

3 讨 论

地球化学数据和模拟计算结果均表明,白马

寨镍矿区煌斑岩来源于交代富集地幔。地幔交代作用是一种普遍地质现象已为大多数学者所接受,研究表明,引起地幔交代作用的流体主要有三种:① 深部地幔上升的流体^[26, 27],② 板块俯冲富含 ALK、LREE 及不相容元素的海底沉积物被带入地幔脱水形成的流体^[28, 29],③ 地幔低部分熔融程度形成的熔体^[30, 31]。

滇西地质构造发展史分析表明,哀牢山断裂带曾经历过俯冲环境(印度板块向欧亚板块俯冲)^[32, 33];哀牢山断裂带煌斑岩、富钾火山岩和富碱侵入岩高⁸⁷Sr/⁸⁶Sr、低¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 比值主要是板块俯冲海洋沉积物被带入地幔楔与地幔混合的结果^[34];本区煌斑岩不相容元素具有的 Ta-Nb-Ti 负异常,正如 Rock^[9]所指出的,年轻煌斑岩不相容元素分配模式具有的 Ta-Nb-Ti 负异常可作为判别俯冲环境的有效标志;黄智龙等^[2]的研究结果表明,引起老王寨金矿区煌斑岩地幔源区富集的流体主要为蚀变 MORB 脱水形成的流体。因此,笔者认为引起白马寨镍矿区煌斑岩地幔源区交代作用的流体主要为上述第二种来源。

参 考 文 献:

- [1] 胡云中,唐尚鹤,王海平,等. 哀牢山金矿地质[M]. 北京:地质出版社,1995.
- [2] 黄智龙,刘丛强,朱成明,等. 云南老王寨金矿区煌斑岩成因及其与金矿化的关系[M]. 北京:地质出版社,1999.
- [3] 管涛,黄智龙,谢力华. 云南白马寨镍矿区煌斑岩地球化学, I. 主要元素和微量元素[J]. 矿物学报, 2003, 23(3): 276 ~ 288.
- [4] 邱家骧. 五大连池—科洛—二克山富钾火山岩[M]. 武汉:中国地质大学出版社, 1991.
- [5] Wendlandt R F, Egger D H. The origin of potassic magmas, I. Melting relations in the systems $KAlSi_3O_8-SiO_2$ and $KAlSi_3O_8-MgO-SiO_2-CO_2$ to 30 kb[J]. *Am J Sci*, 1980, 280: 385 ~ 420.
- [6] Wendlandt R F, Egger D H. The origin of potassic magmas, II. Stability of phlogopite in natural spinel lherzolite and in the system $KAlSi_3O_8-MgO-SiO_2-H_2O-CO_2$ at high preeures and high temperatures[J]. *Am J Sci*, 1980, 280: 421 ~ 458.
- [7] Hall A. Crustal contamination of minette magmas; evidence from their ammonium contents[J]. *Neues Jb Mineral Mh*, 1988, (3): 137 ~ 143.
- [8] Nelson D R, McCulloch M T, Sun S S. The origins of ultra-potassic rocks as inferred from Sr, Nd and Pb isotopes[J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1989, 50: 231 ~ 245.
- [9] Rock N M S. *Lamprophyres* [M]. *Glasgow: Blackie*, 1990. 285.
- [10] Bernard-Griffiths J, Fourcade S, Dupuy C. Isotopic study (Sr, Nd, O and C) of lamprophyres and associated dykes from Tamazert (Morocco): crustal contamination processes and source characteristics[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1991, 103: 190 ~ 199.
- [11] 黄智龙,王联魁. 云南马厂箐金矿区煌斑岩地球化学及成因探讨[J]. 矿物岩石, 1996, 16(2): 82 ~ 89.
- [12] Huang Z L, Liu C Q, Yang H L, et al. The geochemistry of lamprophyres in the Laowangzhai gold deposits, Yunnan Province, China: Implications for its characteristics of source region[J]. *Geochem J*, 2002, 36: 91 ~ 112.
- [13] Zhang Y Q, Xie Y W. Geochronology of Ailaoshan-Jingshajiang alkali-rich intrusive rocks and their Sr and Nd isotopic characteristics[J]. *Science China (D)*, 1997, 40: 524 ~ 529.
- [14] Ringwood A E. *Composition and Petrology of the Earth's Mantle* [M]. New York: McGraw-Hill, 1975.
- [15] Sata H. Nickel content of basaltic magmas: identification of primary magmas and a measure of the degree of the olivine fractionation[J]. *Lithos*, 1977, 10: 113 ~ 120.

- [16] 邓晋福. 原生玄武岩浆的起源及其识别标志[J]. 地质研究, 1984, (2): 18 ~ 27.
- [17] 莫宜学. 中国东部新生代玄武岩岩浆的起源[A]. 池际尚. 中国东部新生代玄武岩及上地幔研究(附金伯利岩)[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1988. 108 ~ 127.
- [18] Huang Z L. Modelling of mantle source for lamprophyres in Laowangzhai gold deposits field, Yunnan[A]. Chen Y J, Lu B, Zhao Z G. *China's Postdoctors' Contribution to the 30th International Geological Congress* [M]. Beijing: China Petroleum Industry Press, 1996. 227 ~ 232.
- [19] Sun S S, Hanson G N. Origin of Ross Island basanitoids and limitations upon the heterogeneity of mantle sources for alkali basalts and nephelinites [J]. *Contrib Mineral Petrol*, 1975, 52: 77 ~ 106.
- [20] 赵海玲. 中国东部新生代上地幔的矿物学特征[A]. 池际尚. 中国东部新生代玄武岩及上地幔研究(附金伯利岩)[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1988. 157 ~ 174.
- [21] 千国梁. 矿物-熔体间元素分配系数资料及主要变化规律[J]. 岩石矿物学杂志, 1993, 12(2): 144 ~ 181.
- [22] Shaw D M. Trace elements fractionation during anatexis[J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1970, 34: 237 ~ 243.
- [23] Sun S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes[J]. *Geol Soc Spec Pub*, 1989, 42: 313 ~ 345.
- [24] Frey F A. Rare earth abundances in upper mantle rocks[A]. Henderson P. *Rare Earth Element Geochemistry* [M]. Amsterdam: Elsevier Science Publishers, 1984, 153 ~ 203.
- [25] Boynton W V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies[J]. *Dev Geochem*, 1984, 2: 63 ~ 114.
- [26] Green D H, Wallace M E. Mantle metasomatism by ephemeral carbonatite melts[J]. *Nature*, 1988, 336: 459 ~ 462.
- [27] Meen J K, Egger D, Ayers J C. Experimental evidence for very low solubility of rare-earth elements in CO₂-rich fluids at mantle condition [J]. *Nature*, 1989, 340: 301 ~ 303.
- [28] Ujike O. Probable mineralogic control on the mantle metasomatic fluid composition beneath the northeast Japan arc[J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1988, 52: 2037 ~ 2046.
- [29] Maury R C, Defant M J, Joron J L. Metasomatism of the sub-arc mantle inferred from trace elements in Philippine xenoliths[J]. *Nature*, 1992, 360: 661 ~ 663.
- [30] Neal C R. The origin and composition of metasomatic fluids and amphiboles beneath Malaita, Solomon Islands[J]. *J Petrol*, 1988, 29: 149 ~ 179.
- [31] Schiano P, Clocchiatti R, Joron J L. Melt and fluid inclusions in basalts and xenoliths from Tahaa Island, Society Archipelago: evidence for a metasomatized upper mantle[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1992, 111: 69 ~ 82.
- [32] 李继亮. 滇西三江带的大地构造演化[J]. 地质科学, 1988, (4): 337 ~ 345.
- [33] 从柏林, 吴根耀, 张旗, 等. 中国滇西古特提斯构造带岩石大地构造演化[J]. 中国科学(B辑), 1993, 23(11): 1201 ~ 1207.
- [34] 朱炳泉, 毛存孝. 印度与欧亚板块东部碰撞边界—腾冲火山岩的 Nb-Sr 同位素与微量元素研究[J]. 地球化学, 1983, (3): 201 ~ 212.

GEOCHEMISTRY OF LAMPROPHYRES IN BAIMAZHAI NICKEL DEPOSIT YUNNAN PROVINCE

II. CHARACTERISTICS OF MANTLE SOURCE REGION

GUAN Tao^{1,2}, HUANG Zhi-long², XIE Li-hua², XU Cheng^{1,2}, LI Wen-bo^{1,2}

(1. *Open 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)*

Abstract: Based on the genetic information about the Baimazhai nickel deposit, Yunnan Province, we modeled the composition of the mantle source region by way of petrological mixing calculation, and further discussed the genesis of this type of rocks. Both element geochemistry data and mixing calculation showed that lamprophyres in the Baimazhai nickel deposit were derived from a metasomatism-enrichment mantle and the fluids resulted from dehydration of a subducted slab which is comprised of ALK, LREE and incompatible element-rich seafloor sediments

Key words: Baimazhai nickel deposit; lamprophyre; composition of mantle source region; mantle metasomatism