

文章编号: 1000-4734(2013)02-0221-10

# 金沙江—红河富碱侵入岩带含矿与不含矿富碱斑岩 Li 同位素地球化学特征及其地质意义

周汀<sup>1,2</sup>, 毕献武<sup>1\*</sup>, 王蝶<sup>1,2</sup>, 胥磊落<sup>1</sup>, 王新松<sup>1,2</sup>

(1. 中国科学院 地球化学研究所 矿床地球化学国家重点实验室, 贵州 贵阳 550002;

2. 中国科学院大学, 北京 100039)

**摘要:** Li 同位素示踪是近几年发展起来的一种新兴的稳定同位素地球化学方法, 它在示踪岩浆源区物质组成微小变化方面非常灵敏。本文首次运用 Li 同位素地球化学示踪方法对金沙江—红河富碱侵入岩带不含矿的剑川北岩体和含矿的万洞山岩体进行了研究。结果表明剑川北岩体和万洞山岩体的 Li/Yb 的比值分别为 7.20~9.58 和 11.18~20.0,  $\delta^7\text{Li}$  特征分别为 +0.3‰~+6.2‰ 和 -6.5‰~+0.1‰; 含矿与不含矿岩体  $\delta^7\text{Li}$  值存在明显差异, 指示含矿岩体的岩浆源区可能遭受过较大幅度的板片脱水所释放的具有较低  $\delta^7\text{Li}$  值的流体的交代作用。研究结果为进一步揭示金沙江—红河富碱侵入岩带富碱斑岩源区特征提供了重要依据。

**关键词:** 富碱侵入岩; Li 同位素地球化学; 流体交代作用; 示踪源区

**中图分类号:** P581; P597

**文献标识码:** A

**作者简介:** 周汀, 男, 1988 年生, 在读硕士, 矿床地球化学专业. E-mail: zkakat@163.com

沿着金沙江—红河深大断裂及其附近分布着一总体呈 NW 走向的喜山期巨型富碱侵入岩带——金沙江—红河富碱侵入岩带。带内分布着数百个大大小小的富碱斑岩体。截止目前, 带内发现若干与富碱斑岩有关的 Cu-Mo-Au 矿床, 如玉龙超大型斑岩型 Cu(Mo-Au)矿床、马厂箐、铜厂和长安冲斑岩型 Cu(Mo-Au)矿床、北衙大型 Au 多金属矿床、姚安 Au 矿床、以及近期发现的哈播斑岩型 Cu(Mo-Au)矿床等矿床, 构成了成矿潜力巨大的金沙江—红河 Cu-Mo-Au 成矿带。近年来有关该带富碱侵入岩的岩石学特征、成因机制及其与铜、金成矿关系等方面的研究取得了重要的研究进展<sup>[1-8]</sup>。研究表明, 金沙江—红河富碱侵入岩带内并非所有的富碱斑岩都与成矿密切相关, 含矿与不含矿斑岩的岩石学特征、成岩条件等方面存在一定的差异, 初步研究推测可能与岩浆的源区特征存在差异有一定的关系<sup>[1]</sup>, 但含矿与不含矿斑岩源区究竟存在怎样的差异则缺

乏深入的研究。而对这一问题的回答对认识金沙江—红河富碱侵入岩带的成矿潜力具有重要的意义。

Li 同位素是质量最轻的碱金属, 原子序数为 3, 在稳定同位素中属于较轻的元素。锂有两个稳定同位素  $^7\text{Li}$  和  $^6\text{Li}$ , 他们在自然界的丰度分别为 92.5% 和 7.5%, 目前国际通用的 Li 同位素组成用  $\delta^7\text{Li} = [(^7\text{Li}/^6\text{Li})_{\text{样品}} / (^7\text{Li}/^6\text{Li})_{\text{标准}} - 1] \times 1000\text{‰}$  表示。Li 同位素的质量较轻, 相较于传统的放射性同位素 (如 Sr、Nd、Pb 等), 它在低温水-岩作用中分馏较强, 而在高温下分馏较弱的特征使得近十年来 Li 同位素示踪的方法得到了迅猛发展, 目前已经大量应用于俯冲带物质循环、地幔源区特征和地壳风化等研究中<sup>[9-11]</sup>。相较于传统的放射性同位素示踪体系, Li 同位素组成在不同的地质体系中具有更大变化范围, 可以灵敏指示岩浆源区特征<sup>[12]</sup>, 尤其示踪蚀变洋壳对岩浆源区组分的贡献具有显著优势<sup>[13]</sup>。国内 Li 同位素研究起步相对较晚, 目前仅有田世洪、苏媛娜和汤艳杰等<sup>[14-16]</sup>对花岗岩体和地幔捕虏体等的 Li 同位素进行了研究。

滇西大理地区分布有大量富碱斑岩, 是金沙江—红河富碱侵入岩带的重要组成部分。本研究

收稿日期: 2013-01-09

基金项目: 国家自然科学基金重点项目 (批准号: 41130423);  
中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室项目  
群项目 (SKLOGD-ZY125-03)

\* 通讯作者, E-mail: bixianwu@vip.gyig.ac.cn

选取滇西大理地区与北衙 Au 矿床有关的万硐山富碱斑岩体和不含矿的剑川北富碱斑岩体作为研究对象,开展全岩样品的 Li 同位素地球化学研究,并结合已有的全岩主、微量元素及 Sr-Nd-Pb 同位素等地球化学资料,探讨 Li 同位素组成对岩浆源区的指示意义。

## 1 地质背景

滇西大理地区产出若干新生代富碱岩浆岩体,如剑川北、六合、松桂和北衙万硐山岩体等,岩性主要包括碱性玄武岩、正长斑岩、粗面斑岩和花岗斑岩等。这些富碱岩体位于金沙江—红河富碱侵入岩带的中段,是金沙江—红河富碱侵入岩带的重要组成部分<sup>[1]</sup>(图 1)。

## 2 岩石学特征

北衙万硐山石英正长斑岩体位于北衙 Au 多金属矿床万硐山矿段,是北衙 Au 矿床成矿的主岩体。大地构造上,万硐山岩体处于三江褶皱系与扬子地台的结合部位,丽江—盐源台褶皱带西缘。其空间分布主要受到北西向金沙江—红河断裂、南东向宾川—程海断裂等的控制。岩体呈岩脉或者小岩株侵位于三叠系中统北衙组灰岩或者古近系丽江组碎屑角砾岩中<sup>[18]</sup>。石英正长斑岩岩石为灰白-肉红色,块状构造。岩体具斑状结构,斑晶成分主要由钾长石、斜长石、石英、角闪石和黑云母组成;斑晶含量约 50%~60%;基质以长英质矿物为主,含量约 40%~50%;副矿物主要为磷灰石、榍石和磁铁矿。岩石局部发育黄铁

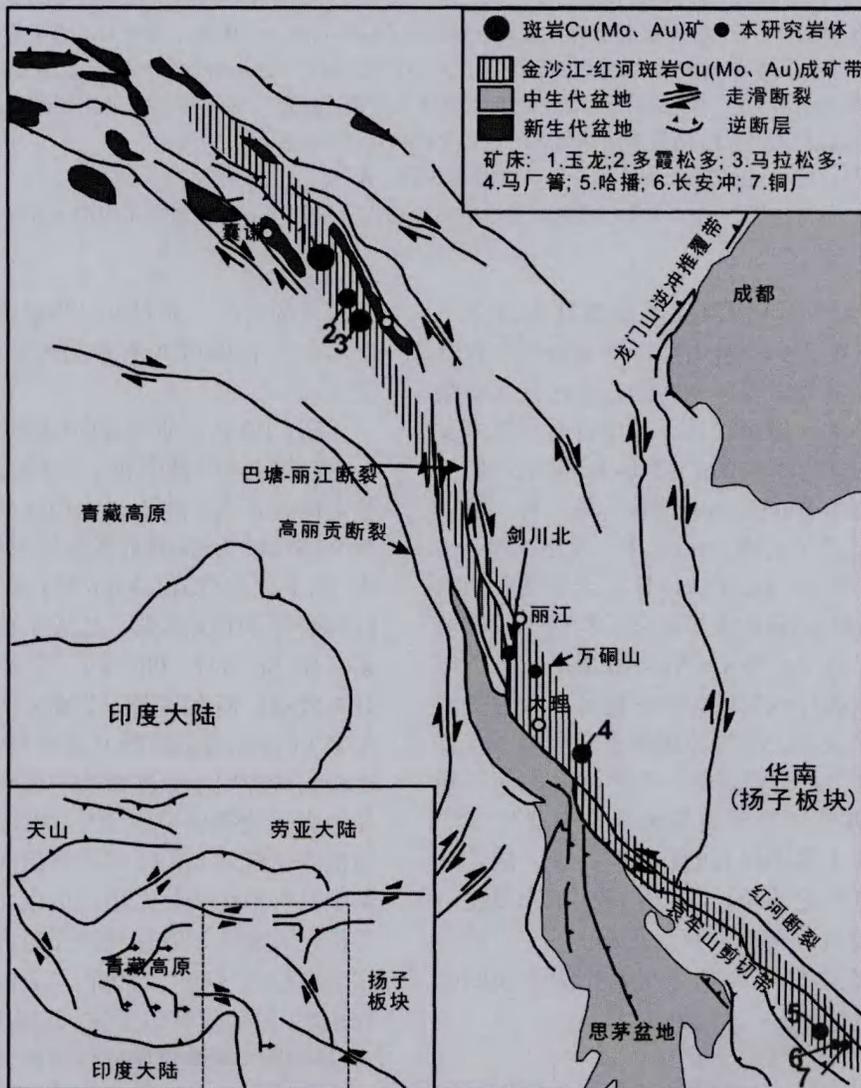


图 1 滇西地区地质简图 (据 Hou<sup>[17]</sup>等修改)

Fig. 1. Geological map of Dianxi area.

矿化、褐铁矿化和闪锌矿化。锆石 U-Pb 定年结果显示万硐山石英正长斑岩体形成于 35 Ma 左右<sup>[19]</sup>。北衙 Au 矿床万硐山矿段 Au 矿体主要分布在万硐山石英正长斑岩体内部以及岩体与围岩的接触带上, 显示矿体与岩体存在密切的空间关系。成矿流体的 C-S-O 等同位素体系的研究表明北衙 Au 矿床成矿作用与石英正长斑岩存在密切的成因联系, 成矿流体应为石英正长斑岩岩浆分异的岩浆流体<sup>[18]</sup>。

剑川北粗面斑岩体位于剑川县城北约 1 km 处, 岩体产出在 NWW 走向的石钟山大断裂带与 NNE 走向的黑高江断裂带相交的部位, 侵位于古新世—始新世的双河组粉砂岩中。粗面斑岩为灰白色、块状构造、局部见流动构造。岩石具斑状结构, 斑晶主要由斜长石、钾长石、辉石和黑云母组成; 长石类矿物约占斑晶含量的 50%; 辉石具有微弱的多色性, 晶型较好, 约占斑晶含量的 30%; 黑云母呈长条状, 含量约为 15%。基质成分与斑晶类似。副矿物主要为锆石、磷灰石、榍石和磁铁矿。长石类矿物具半定向排列, 显示粗面结构特征。锆石 U-Pb 定年结果显示剑川北粗面斑岩体形成于 35 Ma 左右<sup>[1]</sup>, 目前尚未发现与剑川北粗面斑岩体存在密切成因联系的矿床及矿化特征<sup>[8, 18]</sup>。

### 3 分析方法和结果

#### 3.1 分析方法

样品为新鲜的剑川北粗面斑岩体和万硐山石英正长斑岩样品。Li 同位素前处理在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学重点实验室超净实验室完成。实验所需试剂主要为 HCl、HNO<sub>3</sub>、HF, 均为经过 Saville DST-1000 亚沸蒸馏系统二次蒸馏所得, 样品使用 HF:HNO<sub>3</sub>=3:1 的混合溶液在 Teflon 溶样杯中进行消解。将样品溶液蒸干后加入浓 HNO<sub>3</sub> 驱赶样品中残余 HF, 离心分离取上层清液, 蒸干, 最后加入 1.3 mL 的 0.15 mol/L HCl 并置于 1.5 mL 离心管备用。分离实验所需要的石英柱长度为 300 mm, 内径为 8 mm, 树脂使用 AG50W-X8 (200~400 目) 阳离子交换树脂, 每根石英柱载入约 9 mL 树脂, 每次分离前均使用 10 mL 的 6 mol/L HCl 和 10 mL 超纯水再生, 淋洗介质为 0.15 mol/L HCl, 收集 70~140 mL 的淋洗液, 分离过程中 Li 的回收率大于 99%, 满足 Li 同位素分离的要求<sup>[20]</sup>。

Li 同位素比值的测定在中国地质科学院矿

产资源研究所国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室完成。测试前首先进行溶液样品中 Li 含量的半矢量化测试, 根据测试结果将样品配制成 Li 的含量约为 100×10<sup>-9</sup> 的溶液, 通过喷雾器引入 Ar 等离子区, 所有样品均使用 Thermo Finnigan Neptune 型 MC-ICP-MS 仪器测试。仪器工作参数如下: RF 功率 1200 W, 冷却气约 15 L/min, 辅助气约 0.6 L/min, 载气约 1.15 L/min, 雾化器类型为 Menhard 雾化器 (50 μL/min), 分析器真空 4×10<sup>-9</sup>~8×10<sup>-9</sup> Pa。测试流程如下: 空白-标样-空白-样品-空白-标样-空白-样品。此方法可以校正测试过程中的质量分馏。测试结果表示为: δ<sup>7</sup>Li=[(R<sub>SP</sub>/R<sub>ST</sub>)-1]×1000‰。其中 R<sub>SP</sub> 为样品 <sup>7</sup>Li/<sup>6</sup>Li 比值的测定值, R<sub>ST</sub> 为与样品相邻的两次标样 <sup>7</sup>Li/<sup>6</sup>Li 比值测定值的平均, 测试所用的同位素标准为 L-SVEC<sup>[15]</sup>, 国际标样 BHVO-2 测试结果为 4.3‰±0.4‰, 与前人报道的范围一致。

#### 3.2 分析结果

剑川北粗面斑岩和万硐山石英正长斑岩的 Li 同位素比值及主、微量元素分析结果见表 1。本项研究中应用的剑川北粗面斑岩和万硐山石英正长斑岩的主、微量元素、Pb-Sr-Nd 同位素数据主要是收集本课题组未发表数据和前人已发表的成果<sup>[18, 21, 22]</sup>。

表 1 和图 2 显示万硐山岩体 w(SiO<sub>2</sub>) 的变化范围为 67.30%~68.24%, 为酸性侵入岩, w(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) 变化范围为 9.91%~10.81%, 剑川北岩体 w(SiO<sub>2</sub>) 的变化范围为 61.03%~62.58%, 为中性侵入岩, 但是具有向酸性岩过渡的趋势, w(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) 变化范围为 9.90%~10.04%。万硐山岩体和剑川北岩体在 TAS 图解中全部落入粗面岩-粗面英安岩的区域; 在 K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub> 图解中, 两个岩体均落入钾玄岩系列, 表明万硐山岩体和剑川北岩体的主量元素特征比较相似。

在球粒陨石标准化配分图解中 (图 3A), 万硐山斑岩体和剑川北斑岩体均显示轻稀土元素明显富集, 重稀土元素相对亏损, 轻重稀土具有较明显的分异, Eu 显示弱的负异常, 总体为平滑的右倾型, 无矿的剑川北岩体具有较高的总稀土含量 ΣREE=223×10<sup>-6</sup>~294×10<sup>-6</sup>, 轻重稀土分异程度 La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub>=13.2~14.8, δEu=0.72~0.82, 而含矿的万硐山岩体总稀土含量则较低, ΣREE=42.9×10<sup>-6</sup>~101×10<sup>-6</sup>, 轻重稀土分异程度 La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub>=10.7~21.6, δEu=0.78~0.90。剑川北岩体的稀土配分图显示较为均一的特征, 总稀土含量要大于

万碛山岩体,  $\delta\text{Eu}$  略微大于万碛山岩体; 万碛山岩体稀土配分图变化范围大, 部分样品轻重稀土

分馏程度大于剑川北岩体, 其重稀土含量低于剑川北岩体。

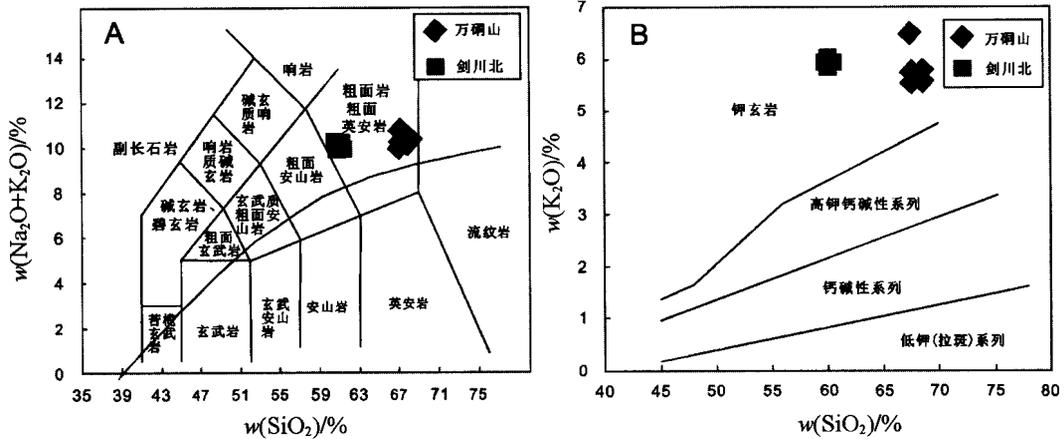


图 2 岩体  $w(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-w(\text{SiO}_2)^{[23]}$ (A)及  $w(\text{K}_2\text{O})-w(\text{SiO}_2)^{[24]}$  (B)图解  
 Fig. 2.  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$  (A) and  $\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$  (B) diagrams for the intrusions.

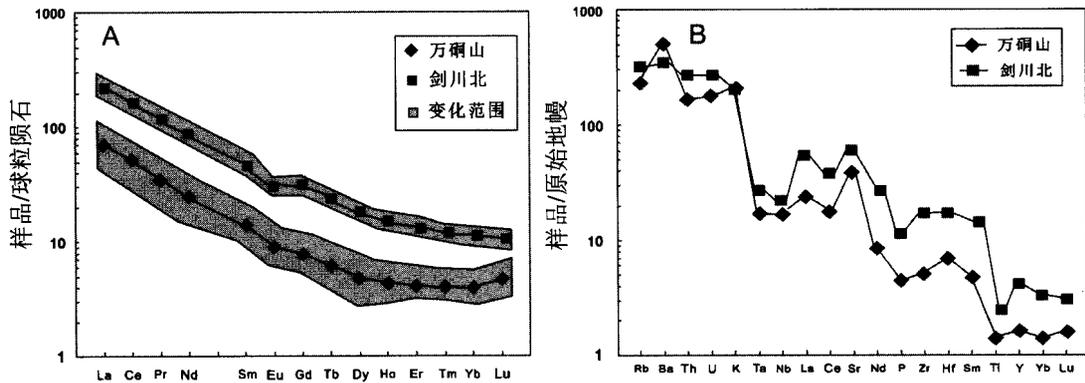


图 3 岩体稀土元素球粒陨石标准化配分图(A)和微量元素原始地幔标准化蛛网图(B) (球粒陨石及原始地幔据 Sun<sup>[25]</sup>)

Fig. 3. Chondrite normalized pattern (A) and primitive mantle-normalized trace element spider diagram (B) for studied intrusions.

表 1 万碛山岩体和剑川北岩体的 Li 同位素及主、微量分析结果

Table 1. Li isotope, major and trace elements contents of whole rock samples

	WDS11-1	WDS11-5	WDS11-7	WDS11-8	HNT11-1	JCB01	JCB02	JCB03	JCB04	JCB05
主量元素( $w_B/\%$ )										
$\text{SiO}_2$	67.30	67.38	68.24	67.88	67.65	61.60	61.03	61.04		62.58
$\text{Al}_2\text{O}_3$	15.04	14.86	15.09	15.10	15.15	15.36	15.40	15.44		15.43
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	3.60	3.29	3.13	3.30	2.80	5.33	5.41	5.40		5.12
$\text{MgO}$	0.30	0.30	0.29	0.29	0.24	1.68	1.69	1.52		1.61
$\text{CaO}$	0.64	0.45	0.60	0.56	0.43	3.74	3.90	3.81		3.49
$\text{Na}_2\text{O}$	4.05	3.66	4.07	4.19	3.16	3.80	3.75	3.82		3.32
$\text{K}_2\text{O}$	5.86	6.50	5.92	5.81	7.65	6.10	6.16	6.18		6.72
$\text{MnO}$	0.13	0.10	0.07	0.09	0.15	0.11	0.11	0.11		0.10
$\text{P}_2\text{O}_5$	0.09	0.09	0.09	0.09	0.12	0.29	0.30	0.31		0.06
$\text{TiO}_2$	0.21	0.20	0.20	0.21	0.26	0.63	0.63	0.64		0.26
LOI	2.31	2.15	1.89	1.90	2.07	1.17	0.93	1.14		1.28
Total	99.94	99.96	99.93	99.75	100.00	99.81	99.31	99.41		99.97

续表 1

	WDS11-1	WDS11-5	WDS11-7	WDS11-8	HNT11-1	JCB01	JCB02	JCB03	JCB04	JCB05
微量元素( $w_B/10^{-6}$ )										
Li	10.20	13.00	11.40	12.00	9.50	22.40	24.90	22.30	23.10	25.30
Be	6.51	4.76	6.64	5.91	7.83	9.04	8.99	7.89	9.93	9.95
Sc	4.60	4.50	4.40	4.70	4.00	11.86	11.40	12.14	10.66	11.03
V	24.00	24.00	24.00	25.00	25.00	95.30	85.80	105.00	99.30	108.00
Cr	2.00	2.00	4.00	4.00	5.00	33.50	30.00	39.40	31.80	37.90
Co	81.60	56.80	65.70	90.90	99.00	9.76	9.30	10.80	9.67	10.60
Ni	1.50	1.40	2.50	1.70	3.80	14.68	12.23	16.37	12.61	14.96
Cu	38.50	2.60	5.40	5.80	53.00	35.40	27.10	49.70	26.30	31.60
Zn	15.00	11.00	29.00	17.00	272.00	84.45	71.37	92.99	81.42	90.33
Ga	19.55	19.10	19.50	19.95	20.50	19.80	19.30	19.70	19.60	19.70
Ge	0.11	0.09	0.11	0.09	0.11	1.22	1.26	1.25	1.39	1.33
As	0.90	0.30	0.90	1.00	12.00	10.88	11.14	10.69	11.20	11.20
Rb	151.50	122.50	157.50	152.50	164.00	237.00	239.00	260.00	267.00	234.00
Sr	872.00	874.00	879.00	881.00	783.00	1470.00	1450.00	1510.00	1390.00	1420.00
Y	8.70	5.20	6.00	6.70	10.80	39.24	29.80	36.16	29.48	32.66
Zr	56.00	47.20	57.70	55.30	74.40	248.00	254.00	250.00	260.00	254.00
Nb	12.50	11.50	12.20	12.50	11.50	16.40	15.20	15.90	16.00	15.60
Mo	1.18	1.63	2.55	1.30	2.42	1.26	1.17	1.08	0.97	1.15
Ag	0.06	<0.01	<0.01	0.02	0.04	0.37	0.38	0.37	0.39	0.37
Cd	<0.02	0.04	<0.02	0.03	0.02	0.16	0.14	0.16	0.14	0.17
In	0.04	0.05	0.05	0.05	0.08	0.06	0.06	0.06	0.05	0.07
Sn	1.60	1.50	1.50	1.60	1.80	2.44	2.35	2.55	2.35	2.51
Sb	0.45	0.56	0.36	0.49	2.58	1.04	0.49	0.63	0.90	0.53
Cs	3.62	3.12	2.88	3.45	5.98	8.16	7.74	8.61	7.65	7.88
Ba	2980.00	7920.00	2330.00	2360.00	2430.00	2300.00	2270.00	2220.00	2320.00	1880.00
La	21.70	18.80	9.10	11.00	22.50	64.30	48.30	54.30	50.40	51.50
Ce	40.80	32.30	19.00	22.70	45.70	121.07	92.25	98.67	95.76	93.83
Pr	4.28	2.96	2.01	2.41	4.88	14.30	10.70	11.60	10.80	11.20
Nd	15.30	9.50	7.20	8.60	17.20	55.82	41.66	46.07	41.24	43.13
Sm	2.86	1.67	1.41	1.66	3.10	10.50	7.90	9.06	7.84	8.42
Eu	0.67	0.38	0.38	0.43	0.76	2.38	2.03	2.15	1.93	2.16
Gd	2.24	1.17	1.10	1.29	2.29	9.17	6.85	8.06	6.91	7.45
Tb	0.30	0.17	0.17	0.19	0.33	1.35	1.04	1.18	1.04	1.10
Dy	1.51	0.91	0.96	1.03	1.74	7.06	5.47	6.22	5.29	5.72
Ho	0.29	0.18	0.20	0.22	0.35	1.35	1.04	1.19	1.04	1.12
Er	0.75	0.52	0.56	0.60	0.96	3.62	2.79	3.32	2.83	3.02
Tm	0.11	0.09	0.09	0.09	0.14	0.49	0.39	0.45	0.39	0.42
Yb	0.72	0.65	0.61	0.62	0.85	3.11	2.60	2.95	2.57	2.71
Lu	0.12	0.14	0.10	0.10	0.14	0.46	0.37	0.45	0.39	0.41
Hf	2.10	1.80	2.20	2.10	2.70	6.95	7.16	6.94	7.31	6.98
Ta	0.73	0.70	0.71	0.73	0.63	1.18	1.06	1.13	1.13	1.11
W	384.00	363.00	321.00	450.00	430.00	0.88	0.86	1.03	1.00	0.93
Tl	0.95	1.05	0.88	0.89	2.29	1.54	1.39	1.60	1.49	1.44
Pb	20.20	17.40	22.20	20.80	19.20	51.28	46.27	53.61	56.53	51.40
Bi	0.39	0.08	0.07	0.06	1.15	0.17	0.09	0.26	0.14	0.11
Th	14.70	14.40	14.60	14.60	13.40	24.10	21.90	22.60	23.10	21.90
U	3.60	2.70	3.80	3.20	5.30	5.84	5.99	5.47	6.28	4.77
ΣREE	91.65	69.44	42.89	50.94	100.94	294.98	223.40	245.66	228.43	232.19
LREE	85.61	65.61	39.10	46.80	94.14	268.37	202.84	221.84	207.97	210.23
HREE	6.04	3.83	3.79	4.14	6.80	26.61	20.56	23.81	20.46	21.95
LREE/HREE	14.17	17.13	10.32	11.30	13.84	10.09	9.87	9.32	10.16	9.58
LaN/YbN	21.62	20.75	10.70	12.73	18.99	14.83	13.33	13.20	14.07	13.63
δEu	0.78	0.79	0.90	0.87	0.83	0.72	0.82	0.75	0.79	0.82
δCe	0.98	0.96	1.04	1.03	1.02	0.94	0.95	0.92	0.96	0.91
Li 同位素										
δ <sup>7</sup> Li/‰	-4.1	-2.9	-3.1	0.1	-6.5	4.8	0.3	6.2	4.8	3.0

注: 剑川北岩体数据引自胥磊落<sup>[1]</sup>, 万洞山主、微量元素分析结果引用课题组未发表数据。

在原始地幔标准化图解中 (图 3B), 万硐山岩体和剑川北岩体均显示出强烈富集 K、Rb、Ba、Th、Pb 等大离子亲石元素, 相对亏损高场强元素, 尤其是 Ti、Nb、Ta 以及 P, 具有岛弧岩浆的特征<sup>[25]</sup>。

表 2 为万硐山岩体和剑川北岩体 Sr-Nd-Pb 同位素特征。由表 2 和图 4 可以看出, 在 Sr-Pb (图 4A)、Sr-Nd (图 4B) 同位素图解中, 万硐山岩体和剑川北岩体均落入富集地幔 EM2, 显示出相似的源区特征, 在 Pb 同位素图解中 (图 4C), 两个岩体均显示出造山带岩石的特征, 表明万硐山岩体和剑川北岩体形成于相似的构造环境。但 Li 同位素组成特征则显示, 万硐山岩体具有低的  $\delta^7\text{Li}$  值, 其范围为  $-6.5\text{‰} \sim +0.1\text{‰}$ , 剑川北岩体具有较高的  $\delta^7\text{Li}$  值, 其范围为  $+0.3\text{‰} \sim +6.2\text{‰}$ , 二者具有截然不同的特征。

### 4 讨论

对剑川北粗面斑岩体和万硐山石英正长斑岩体的已有研究表明, 尽管它们均属于中-酸性富碱斑岩, 富集大离子亲石元素, 亏损高场强元素, 尤其是“Nb、Ta、Ti”, 均显示岛弧岩浆的特征, Sr-Nd 同位素显示它们均来自于 EM2 端元<sup>[1,28]</sup>, 但不含矿的剑川北粗面斑岩与含矿的万硐山石英正长斑岩的岩石地球化学特征等方面存在差异, 并初步认为可能与岩浆的源区特征存在差异有关<sup>[1]</sup>。然而根据现有的微量元素和 Sr-Nd 同位素组成特征还无法区分含矿与不含矿岩体源区组成究竟存在怎样的差异。研究表明锂同位素组成在高温下分馏较小的特征, 是研究岩浆源区组成的良好示踪工具<sup>[12,29]</sup>。

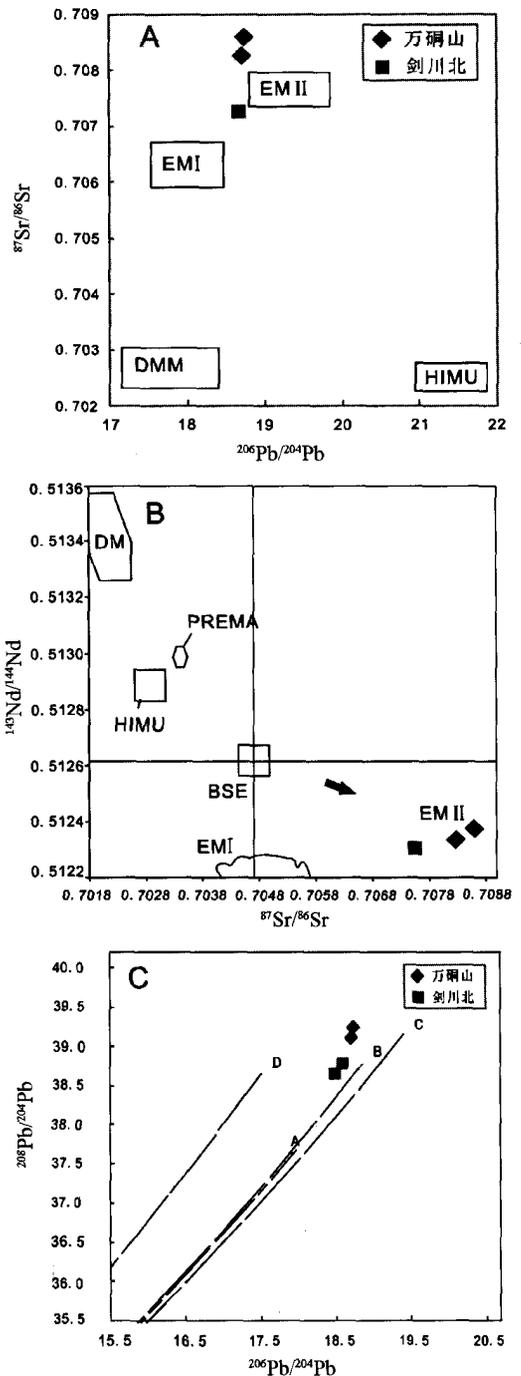
#### 4.1 全岩样品 Li 同位素组成能否代表源区的 Li 同位素组成?

尽管目前研究表明锂同位素在高温下分馏较小的性质, 能够指示源区组成, 是研究岩浆源区组成的良好示踪工具<sup>[12, 29]</sup>, 但是, 由于岩体 Li 同位素组成易受到一些后期过程的影响, 因此应用锂同位素组成示踪岩浆源区需要考虑后期地质作用的影响。目前研究认为, 可能导致岩石 Li 同位素变化的因素主要有: 部分熔融和结晶分异<sup>[12]</sup>; 地表风化过程和矿化蚀变<sup>[9]</sup>; 岩体与围岩之间的扩散分馏<sup>[30]</sup>。

##### 4.1.1 部分熔融和结晶分异的影响

Ga、Rb 是指示岩浆分异特征的重要元素。

在正常岩浆演化序列中, Li 以及  $\delta^7\text{Li}$  与 Ga、Rb 呈正相关变化关系<sup>[12,31]</sup>。研究表明, 在  $\delta^7\text{Li}$  及全岩 Li 含量与 Ga、Rb 相关图解中, 若它们之间无明显的相关性, 则表明部分熔融和结晶分异对于



A-地幔 B-造山带 C-上地壳 D-下地壳  
底图引自 Zartman and B. R. Doe, 1981

图 4 岩体 Sr-Pb<sup>[26]</sup> (A)、Sr-Nd<sup>[26]</sup> (B)、Pb<sup>[27]</sup> (C) 同位素图解

Fig. 4. Sr-Pb (A), Sr-Nd (B) and Pb (C) isotopic diagrams for the intrusions.

表 2 万硐山岩体和剑川北岩体 Sr-Nd-Pb 同位素特征

Table 2. Sr-Nd-Pb isotopic characteristics of Wandongshan intrusion and Jianchuanbei intrusion

岩体	样品	岩石类型	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	数据来源
剑川北	YN-1	正长斑岩	0.707211	0.512292	18.652	15.587	38.646	邓万明 <sup>[21]</sup>
	GLS1	正长斑岩			18.568	15.579	38.726	葛良胜 <sup>[22]</sup>
万硐山	WD605	石英正长斑岩	0.708280	0.512360	18.707	15.683	39.127	徐爱民 <sup>[18]</sup>
	WD567-11	石英正长斑岩	0.708607	0.512384	18.733	15.738	39.249	徐爱民 <sup>[18]</sup>

样品的 Li 同位素组成变化影响不大<sup>[12]</sup>。由图 5 可得知剑川北粗面斑岩体和万硐山石英正长斑岩样品  $^7\text{Li}$  及全岩 Li 的含量与 Ga、Rb 之间并无明显的相关性, 因此可以认为岩浆演化过程对于样品的 Li 同位素组成没有影响。

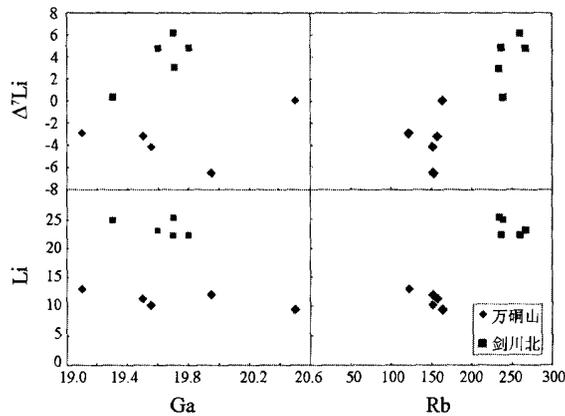


图 5 全岩 Li 和  $\delta^7\text{Li}$  与 Ga、Rb 图解

Fig. 5. Plots of  $\delta^7\text{Li}$  and Li vs. Ga and Rb for whole-rock samples.

#### 4.1.2 地表风化过程和矿化蚀变的影响

Li 同位素在低温水岩反应中具有较大的分馏<sup>[32]</sup>, 因此地表风化过程和矿化蚀变将会影响样品的 Li 同位素组成。Rb 在地表过程中显示出极大的活动性, Be 则相对惰性, 主要存在于矿物晶格中, 因此利用 Rb-Be 图解可以指示样品是否受过地表风化过程和矿化蚀变, 若样品未受风化过程和矿化蚀变的影响, 则该图解上数据点将呈线性排列, 否则将呈无规律的散点图<sup>[33]</sup>。图 6 显示样品的 Rb-Be 比值具有较好的相关性, 表明地表风化过程和矿化蚀变对于剑川北粗面斑岩体和万硐山石英正长斑岩样品的影响较小。

#### 4.1.3 岩体与围岩之间的扩散分馏的影响

围岩与侵入岩之间可发生较大的扩散分馏, 一般发生在成岩年龄较大的岩体<sup>[30,34]</sup>。而研究区剑川北粗面斑岩体和万硐山石英正长斑岩的岩体年龄分别为 34 Ma<sup>[1]</sup>和 35 Ma<sup>[19]</sup>, 因此侵入岩

体与围岩之间发生扩散分馏的概率较小。

综上所述可以认为本次用于 Li 同位素分析样品的锂同位素组成能够代表源区的锂同位素组成特征。

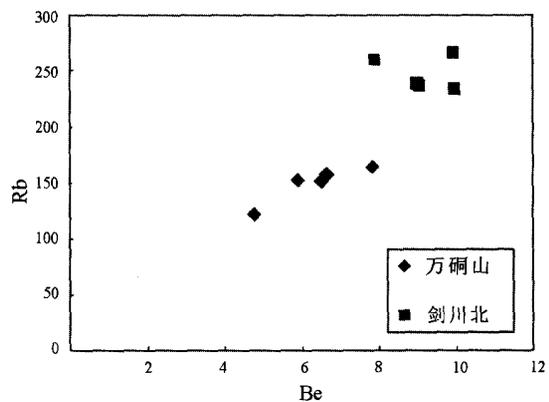


图 6 全岩 Rb-Be 图解

Fig. 6. Plots of Rb vs. Be for whole-rock samples.

### 4.2 含矿与不含矿岩体 $\delta^7\text{Li}$ 值特征及其意义

从表 1 可以看出, 不含矿的剑川北岩体和含矿的万硐山岩体的 Li/Yb 的比值分别为 7.20~9.58 和 11.18~20.0,  $\delta^7\text{Li}$  特征分别为 +0.3‰~+6.2‰和 -6.5‰~+0.1‰, 显示含矿与不含矿岩体的锂同位素组成存在明显差异。那么这种差异的地质含义是什么?

大量研究表明, 板片俯冲过程中伴随着脱水的发生, 俯冲板片深部的脱水可以交代上覆地幔楔并且导致其部分熔融, 此过程生成的岛弧岩浆具有特殊的地球化学特征, 如富集大离子亲石元素, 亏损高场强元素, 具有“Nb、Ta、Ti”的负异常<sup>[25]</sup>等。剑川北粗面斑岩体和万硐山石英正长斑岩体均具有以上地球化学特征, 而且在相关的图解中相互重叠, 差别不明显, 都显示源区物质具有俯冲带幔源岩石的成分特点(有俯冲带地壳物质加入的特点)。根据该区构造演化历史, 本区在二叠纪末期确实经历了特提斯消亡的过程<sup>[35]</sup>, 说明两个岩体的源区都曾遭受过板片流体的交代作用。

Li 和 Yb 在流体-矿物相和熔体-矿物相中的分配系数具有较大的差异性, Li 在流体-矿物相之间的分配系数远远大于 Yb 在流体-矿物相之间分配系数, 造成板片脱水形成的流体具有较高的 Li/Yb 比值, 而这两个元素在熔体-矿物相之间的分配系数几乎没有差异, 使得板片部分熔融形成的熔体具有较低的 Li/Yb 比值, 因此 Li/Yb 比值可以用来区分流体作用和熔体作用<sup>[36,37]</sup>。将剑川北粗面斑岩体和万洞山石英正长斑岩体样品投在 Li/Yb 比值图解中(图 7), 可以看出剑川北粗面斑岩体和万洞山石英正长斑岩体 Li/Yb 比值的变化范围分别为 7.20~9.58 和 11.18~20.00, 而地幔源区初始 Li/Yb 比值为 1.7<sup>[33]</sup>, 表明两个岩体都受到过流体的交代作用, 且万洞山石英正长斑岩体受流体交代的程度更高, 体现出含矿与不含矿岩体受流体交代的差异性。

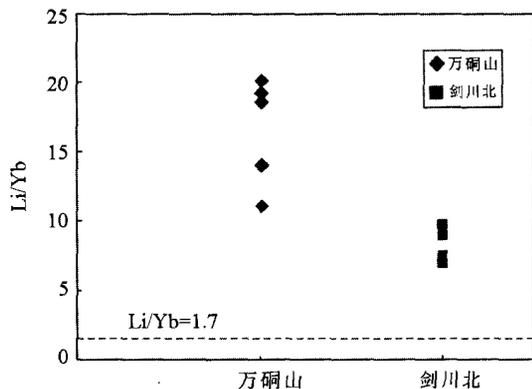


图 7 岩体 Li/Yb 图解

Fig. 7. Plots of Li/Yb ratio for whole-rock samples.

有关学者对俯冲过程中板片所释放流体的  $\delta^7\text{Li}$  特征进行了研究。Zack<sup>[38]</sup>提出, 俯冲板片在俯冲初期的低温水岩反应中, 通过瑞利分馏的方式损失掉大部分  $^7\text{Li}$ , 使得残余板片具有较低的  $\delta^7\text{Li}$  特征 (-11‰), 继续俯冲的残余板片将在深部形成具有较低的  $\delta^7\text{Li}$  特征的源区, 其通过脱水可释放出具有较低  $\delta^7\text{Li}$  特征的流体; Kobayashi 等<sup>[39]</sup>对于夏威夷玄武岩中橄榄石的包裹体进行了 SIMS 原位测试, 结果发现了较负的  $\delta^7\text{Li}$  值

(-10‰), 并据此认为在俯冲过程中发生脱水的循环物质加入源区, 造成了源区  $\delta^7\text{Li}$  值的不均一; Benton<sup>[40]</sup>也在马里亚纳岛弧岩浆中发现了具有较低  $\delta^7\text{Li}$  值的蛇纹石碎屑岩, 并认为在一些特定情况下岛弧岩浆能够保留源区的  $\delta^7\text{Li}$  不均一的特征; Agostini<sup>[41]</sup>认为在缓慢的、低角度的俯冲过程中, 俯冲板片释放的流体亦可具有较低的  $\delta^7\text{Li}$  特征。

研究区剑川北粗面斑岩体和万洞山石英正长斑岩体  $\delta^7\text{Li}$  值的变化范围分别为 +0.3‰~+6.2‰和 -6.5‰~+0.1‰, 而地幔  $\delta^7\text{Li}$  值的变化范围为 +2‰~+6‰, 平均值为 +4‰左右。有研究表明俯冲过程中发生脱水的循环物质能够形成具有较低  $\delta^7\text{Li}$  值的源区, 并且地幔源区不均一的  $\delta^7\text{Li}$  可以保留较长时间<sup>[42]</sup>。本区不含矿的剑川北粗面斑岩体的  $\delta^7\text{Li}$  值与地幔  $\delta^7\text{Li}$  值基本一致, 而含矿的万洞山石英正长斑岩体的  $\delta^7\text{Li}$  值明显低于地幔平均值, 表明含矿与不含矿岩体源区物质组成存在差异; 相对于不含矿岩体, 含矿岩体源区受到更大程度的板片脱水所释放的具有较低的  $\delta^7\text{Li}$  值流体的交代作用。研究初步显示了 Li 同位素在示踪源区微小变化方面的优势。

## 5 结论

含矿的万洞山石英正长斑岩体和不含矿的剑川北粗面斑岩体都显示其源区物质具有俯冲带幔源岩浆的成因特点。两岩体 Li 同位素地球化学存在的  $\delta^7\text{Li}$  值的明显差异特征提示含矿岩体的岩浆源区可能遭受过更大程度的板片脱水所释放的具有较低的  $\delta^7\text{Li}$  值流体的交代作用。研究结果初步揭示了金沙江—红河富碱斑岩带含矿与不含矿岩体岩浆源区物质组成存在差异及导致差异的可能原因。

致谢: 衷心感谢中国地质科学院矿产资源研究所田世洪研究员、侯可军助理研究员、赵悦实验员在 Li 同位素分析测试中提供的大力支持和帮助。

## 参考文献:

- [1] 胥磊落. 金沙江-红河斑岩 Cu(Mo、Au)成矿系统成岩成矿年代学和岩浆氧逸度特征研究[D]. 贵阳: 中国科学院地球化学研究所, 2011.
- [2] Hu R-Z, Burnard P G, Bi X-W et al. Helium and argon isotope geochemistry of alkaline intrusion-associated gold and copper deposits along the Red River-Jinshajiang fault belt, SW China [J]. *Chemical Geology*, 2004, 203(3): 305-317.
- [3] Zhang L S, Schärer U. Age and origin of magmatism along the Cenozoic Red River shear belt, China [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1999, 134(1): 67-85.

- [4] Bi Xianwu, Cornell D H, Hu Ruizhong. REE composition of primary and altered feldspar from the mineralized alteration zone of alkaline intrusive rocks, western Yunnan Province, China [J]. *Ore Geology Reviews*, 2002, 19(1): 69-78.
- [5] Bi Xianwu, Hu Ruizhong et al. Relations between A-type granites and copper mineralization as exemplified by the Machangqing Cu deposit [J]. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 2000, 43(1): 93-102.
- [6] Hu Ruizhong, Burnard P G, Turner G, et al. Helium and argon isotope systematics in fluid inclusions of Machangqing copper deposit in west Yunnan province, China [J]. *Chemical Geology*, 1998, 146(1-2): 55-63.
- [7] Bi Xianwu, Hu Ruizhong, Hanley J J, et al. Crystallisation conditions (T, P,  $f_{O_2}$ ) from mineral chemistry of Cu-and Au-mineralised alkaline intrusions in the Red River-Jinshajiang alkaline igneous belt, western Yunnan Province, China [J]. *Mineralogy and Petrology*, 2009, 96(1): 43-58.
- [8] 邓万明, 黄萱, 钟大赉. 滇西新生代富碱斑岩的岩石特征与成因[J]. *地质科学*, 1998, 33(4): 412-425.
- [9] Rudnick R L, Tomascak, Heather B, et al. Extreme lithium isotopic fractionation during continental weathering revealed in saprolites from South Carolina [J]. *Chemical Geology*, 2004, 212(1-2): 45-57.
- [10] Moriguti T, Nakamura E. Across-arc variation of Li isotopes in lavas and implications for crust/mantle recycling at subduction zones [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1998, 163(1): 167-174.
- [11] Krienitz, Garbe-Schönberg, Romer, et al. Lithium isotope variations in ocean island basalts—Implications for the development of mantle heterogeneity [J]. *Journal of Petrology*, 2012, 53(11): 2333-2347.
- [12] Teng F Z, Rudnick, McDonough, et al. Lithium isotopic systematics of A-type granites and their mafic enclaves: Further constraints on the Li isotopic composition of the continental crust [J]. *Chemical Geology*, 2009, 262(3-4): 370-379.
- [13] Nishio Y, Nakai, Yamamoto, et al. Lithium isotopic systematics of the mantle-derived ultramafic xenoliths: Implications for EM1 origin [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2004, 217(3-4): 245-261.
- [14] Tang Yanjie, Zhang Hong-Fu. Slab-derived lithium isotopic signatures in mantle xenoliths from northeastern North China Craton [J]. *Lithos*, 2012, 149: 79-90.
- [15] 苏媛媛, 田世洪, 李真真. MC-ICP-MS 高精度测定 Li 同位素分析方法[J]. *地学前缘*, 2011, 18(2): 304-314.
- [16] 田世洪, 胡文洁, 侯增谦. 拉萨地块西段中新世赛利普超钾质火山岩富集地幔源区和岩石成因: Li 同位素制约[J]. *矿床地质*, 2012, 31(4): 791-812.
- [17] Hou Z Q, Zeng P S, Gao Y F. Himalaya Cu-Mo-Au mineralization in the eastern Indo-Asian collision zone: Constraints from Re-Os dating of molybdenite [J]. *Mineralium Deposita*, 2006, 41(1): 33-45.
- [18] 徐受民, 等. 滇西北衙金矿床的成矿模式及与新生代富碱斑岩的关系[D]. 北京: 中国地质大学, 2007.
- [19] 和文言, 喻学惠, 莫宣学. 滇西北衙多金属矿田矿床成因类型及其与富碱斑岩关系初探[J]. *岩石学报*, 2012, 28(5): 1401-1412.
- [20] 汪齐连, 赵志琦, 刘丛强. 天然样品中锂的分离及其同位素比值的测定[J]. *分析化学*, 2006, 34(6): 764-768.
- [21] 邓万明, 黄萱, 钟大赉. 滇西金沙江带北段的富碱斑岩及其与板内变形的关系[J]. *中国科学(D 辑: 地球科学)*, 1998, (2): 111-117.
- [22] 葛良胜, 等. 滇西北富碱岩浆活动与金多金属成矿系统[D]. 博士论文, 北京: 中国地质大学, 2007.
- [23] Le Maitre R W, Streckeisen A, Zanettin B. *Igneous Rocks: A classification and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks* [M]. London: Cambridge University Press, 2002.
- [24] Rickwood P C, et al. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements [J]. *Lithos*, 1989, 22(4): 247-263.
- [25] Sun S S, et al. *Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes* [M]. London: Geological Society, Special Publications, 1989.
- [26] Hart S R, Zindler A. In search of a bulk-Earth composition [J]. *Chemical Geology*, 1986, 57(3-4): 247-267.
- [27] Zartman R E, Doe B R. Plumbotectonics—the model [J]. *Tectonophysics*, 1981, 75(1-2): 135-162.
- [28] 肖晓牛, 喻学惠, 莫宣学. 滇西洱海北部北衙地区富碱斑岩的地球化学, 锆石 SHRIMP-U-Pb 定年及成因[J]. *地质通报*, 2009, 28(175): 1786-1803.
- [29] Tomascak P B, Tera F, Helz R T, et al. The absence of lithium isotope fractionation during basalt differentiation: New measurements by multicollector sector ICP-MS [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1999, 63(6): 907-910.
- [30] Teng F Z, McDonough W F, Rudnick R L, et al. Diffusion-driven extreme lithium isotopic fractionation in country rocks of the Tin Mountain pegmatite [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2006, 243(3-4): 701-710.
- [31] Teng F Z, Rudnick R L, McDonough W F. Lithium isotopic composition and concentration of the deep continental crust [J]. *Chemical Geology*, 2008, 255(1-2): 47-59.
- [32] Chan L E, Thompson G, et al. Lithium isotopic composition of submarine basalts: Implications for the lithium cycle in the oceans [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1992, 108(1-3): 151-160.
- [33] Ryan J G, Kyle P R. Lithium abundance and lithium isotope variations in mantle sources: insights from intraplate volcanic rocks from Ross Island and Marie Byrd Land (Antarctica) and other oceanic islands [J]. *Chemical Geology*, 2004, 212(1-2): 125-142.
- [34] Gallagher K, Elliott T. Fractionation of lithium isotopes in magmatic systems as a natural consequence of cooling [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2009, 278(3-4): 286-296.
- [35] 毕献武, 胡瑞忠, 彭建堂. 姚安和马厂箐富碱侵入岩体的地球化学特征[J]. *岩石学报*, 2005, 21(1): 113-124.
- [36] Brenan J M, Neroda E, Lundstrom C C, et al. Behaviour of boron, beryllium, and lithium during melting and crystallization: Constraints from mineral-melt partitioning experiments [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1998, 62(12): 2129-2141.
- [37] Brenan J M, Ryerson F J, Shaw H F. The role of aqueous fluids in the slab-to-mantle transfer of boron, beryllium, and lithium during subduction: experiments and models [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1998, 62(19-20): 3337-3347.

- [38] Zack T, Tomascak P B, Rudnick R L, et al. Extremely light Li in orogenic eclogites: The role of isotope fractionation during dehydration in subducted oceanic crust [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, 208(3-4): 279-290.
- [39] Kobayashi K, Tanaka, Ryoji et al. Lithium, boron, and lead isotope systematics of glass inclusions in olivines from Hawaiian lavas: Evidence for recycled components in the Hawaiian plume [J]. *Chemical Geology*, 2004, 212(1-2): 143-161.
- [40] Benton L D, et al. Lithium abundance and isotope systematics of forearc serpentinites, Conical Seamount, Mariana forearc: Insights into the mechanics of slab-mantle exchange during subduction [J]. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2004, 5(8):1-14.
- [41] Agostini S, Samuele R, Jeffrey G, et al. Drying and dying of a subducted slab: Coupled Li and B isotope in Western Anatolia Cenozoic Volcanism [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2008, 272(1-2): 139-147.
- [42] Vlastélic K K, Chauvel C, et al. Survival of lithium isotopic heterogeneities in the mantle supported by HIMU-lavas from Rurutu Island, Austral Chain [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2009, 286(3-4): 456-466.

## Lithium Isotopic Characteristics of Ore-Bearing and Barren Intrusions in the Jinshajiang-Honghe Alkali-Rich Intrusive Belt

ZHOU Ting<sup>1,2</sup>, BI Xian-wu<sup>1</sup>, WANG Die<sup>1,2</sup>, XU Lei-luo<sup>1</sup>, WANG Xin-song<sup>1,2</sup>

(1. *The State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China;*

2. *University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)*

**Abstract:** Lithium isotope tracing is a new stable isotope geochemical method developing fast in recent years, and can trace tiny changes of magma source region. In this article, lithium isotope geochemistry was used to study ore-bearing Wandongshan intrusion and ore-barren Jianchuanbei intrusion in Jinshajiang-honghe alkaline-rich intrusive belt. Results show that the Li/Yb ratio ranges of Wandongshan intrusion and Jianchuanbei intrusion are 7.20–9.58 and 11.18–20.0, respectively.  $\delta^7\text{Li}$  values of Wandongshan intrusion and Jianchuanbei intrusion are +0.3‰–+6.2‰ and -6.5‰–+0.1‰, respectively. This result may due to the different degrees of slab-derived fluid metasomatism between ore-bearing Wandongshan intrusion and ore-barren Jianchuanbei intrusion. It offers an important clue to further study on the source region of the Jinshajiang-honghe alkaline-rich intrusive belt.

**Key words:** alkali-rich intrusion; lithium isotope; geochemistry; fluid metasomatism; source region