

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

四川牦牛坪轻稀土矿床地幔流体特征

——铅铀钍和氦氩同位素及稀土元素证据

田世洪^{1,2)}, 丁悌平^{1,2)}, 袁忠信¹⁾

1) 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京, 100037; 2) 国土资源部同位素地质重点实验室, 北京, 100037

内容提要: 四川牦牛坪稀土矿床是中国第二大轻稀土矿床。笔者对该矿床进行了较系统的 Pb—Sr—Nd 同位素、稀有气体同位素地球化学以及稀土元素地球化学研究。稀土元素地球化学特征研究显示, 矿区萤石、方解石、氟碳铈矿稀土元素分布模式与区内英碱正长岩相似, 表明牦牛坪稀土矿床成矿与英碱正长岩岩浆活动有关以及石英包裹体流体 REE 曲线平直, Eu 与 Ce 无明显异常, 曲线规律性较强, 可以认为牦牛坪轻稀土矿床成矿流体稀土元素是深源的。Pb—Sr—Nd 同位素组成表明成矿物质来自富集地幔, 具深源甚至幔源特征。稀有气体同位素地球化学研究也在一定程度上揭示了牦牛坪轻稀土矿化与地幔过程之间存在着成因关系。

关键词: Pb—Sr—Nd 同位素; 稀有气体同位素; 稀土元素; 地幔流体; 轻稀土矿床; 四川牦牛坪

四川牦牛坪轻稀土矿床是 20 世纪 80 年代中期发现的、仅次于中国白云鄂博和美国芒特帕斯矿床的世界第三大稀土矿床(阳正熙等, 2000, 2001)。发现至今, 来自四川省地质矿产局、中国科学院、国土资源部等所属科研单位及高等院校等的专家学者对它进行了多方面研究, 取得了大量的科研成果(蒲广平, 1988, 1993, 1995, 2001; 牛贺才等, 1994, 1995a, 1995b, 1996a, 1996b, 1997, 2002; 许成等, 2001, 2002a, 2002b, 2003, 2004; 王登红等, 2002a, 2002b; 袁忠信等, 1993, 1995, 2001; 叶幼兰, 1992; 蒋明全, 1992; Wang et al., 2001; Yuan et al., 2000; 田世洪等, 2003)。部分研究者(蒲广平, 2001; 牛贺才等, 1995a, 1995b, 1997, 2002; 许成等, 2001, 2002a, 2002b, 2003, 2004; 王登红等, 2002a, 2002b; 田世洪等, 2003)认为牦牛坪轻稀土矿床成矿与深部流体有关。在前人已有研究成果基础上, 以矿石矿物、脉石矿物的 Pb—Sr—Nd 同位素、稀有气体同位素地球化学以及稀土元素地球化学为研究手段, 尤其是石英包裹体流体的稀土元素地球化学研究, 本文拟从另一角度来探讨牦牛坪轻稀土矿化与地幔过程之间的关系。

1 地质背景

牦牛坪矿区位于攀西裂谷中段(图 1), 冕西花

岗岩体在该区大面积出露, 花岗岩体南北长约 90km, 东西宽 6~14km, 面积约 700km²。根据四川省地矿局攀西地质大队裂谷研究队资料^①, 该岩体属燕山期, 全岩 K—Ar 同位素年龄 78~134Ma。本区出露的地层仅有泥盆纪(D₂)的泥砂碎屑岩、碳酸盐岩和第四纪(Q)的洪积、坡积物。构造以 NNE 向断裂为主, 主要有南河断裂、哈哈断裂、马头山断裂等。矿床的矿石类型主要为重晶石伟晶岩型、碳酸岩伟晶岩型, 少量为细脉型, 矿石矿物主要为氟碳铈矿, 脉石矿物以萤石、重晶石、方解石、石英、云母和霓辉石为主(蒲广平, 1988; 袁忠信等, 1995; 田世洪等, 2003; 许成等, 2003)。重晶石伟晶岩型矿石产状以走向 NNE 为主, 倾向 290°~330°, 倾角 65°~80°, 矿脉结构以自形、半自形伟晶结构为主, 矿脉构造以条纹状一条带状和斑杂状构造为主; 碳酸岩伟晶岩型矿石主要见于光头山地段, 呈半隐伏状脉体, 倾向 NW, 倾角 70°~80°, 矿脉结构以自形、半自形伟晶结构为主, 矿脉构造以块状、斑杂状构造为主。通过对重晶石伟晶岩型矿石和碳酸岩伟晶岩型矿石中的镁钠铁闪石 K—Ar 法放射性同位素年龄测定, 两者的年龄基本一致(分别为 31.8Ma 和 31.7Ma; 袁忠信等, 1995), 说明两类矿石大致同时形成。此外, 通过对英碱正长岩中锆石 U—Pb 法和矿石中黑云母、镁钠铁闪石 K—Ar 法放射性同位素年龄测定(袁忠

注: 本文为国家重点基础研究发展规划项目(编号 G1999043211 和 2002CG412610)、中国地质科学院重点开放实验室专项基金资助项目(编号 KL05-9)和中国地质大学(北京)地质过程与矿产资源国家重点实验室基金资助项目(编号 GPMR0548)成果。

收稿日期: 2005-12-19; 改回日期: 2006-03-19; 责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 田世洪, 男, 1973 年生。博士, 副研究员, 主要从事矿床学和同位素地球化学研究工作。通讯地址: 100037, 北京市西城区百万庄大街 26 号; 电话: 010-68999547; Email: tiansh2002@sina.com。

信等,1995),获得牦牛坪矿床的成矿作用大致为 12.2~40.3Ma,表明成矿作用发生于喜马拉雅期。

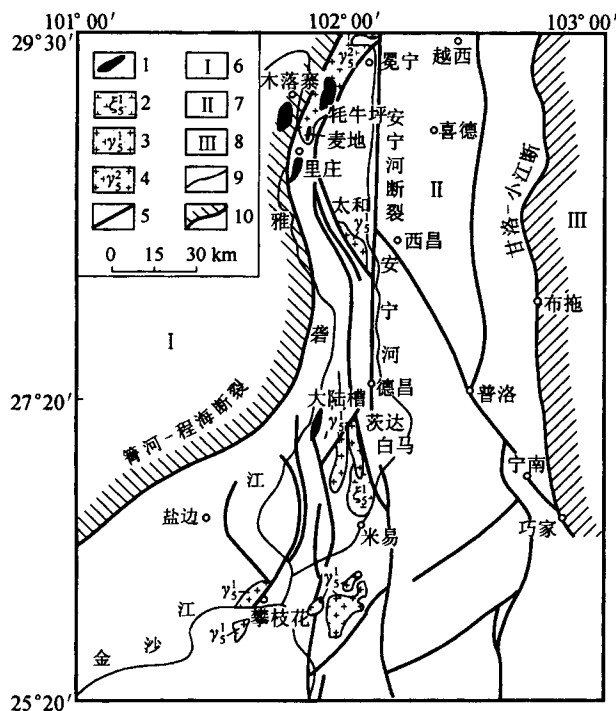


图 1 攀西裂谷稀土矿带地质构造位置略图

(据 Wang et al., 2001 修改)

Fig. 1 Geological and structural sketch map of

REE ore belt in the Panxi rift

(modified after Wang et al., 2001)

1—喜马拉雅期富稀土碱性杂岩;2—印支期正长岩;3—印支期碱性花岗岩;4—燕山期碱性花岗岩;5—基底断裂;6—陆缘海相中生界分布区;7—前震旦系古陆分布区;8—古生界及陆相中生界分布区;9—河流;10—构造单元分界线

1—Himalayan REE-rich alkaline complex; 2—Indosinian syenite; 3—Indosinian alkaline granite; 4—Yanshanian alkaline granite; 5—basement fracture; 6—area of the Mesozoic pericontinental marine facies; 7—area of the Presinian old land; 8—area of the Palaeozoic group and Mesozoic continental group; 9—river; 10—boundary of tectonic units

2 样品及分析方法

此次工作分析了牦牛坪矿区碳酸岩伟晶岩型矿石和重晶石伟晶岩型矿石的代表性样品。Pb、Sr、Nd 同位素分析由南京大学地球科学系成矿作用国家重点实验室同位素地球化学实验室濮巍女士、赵葵东博士利用 Finnigan 公司 TRITON TI 型热电离质谱仪完成;稀土元素测试所用设备为 Finnigan MAT 公司生产的 ELEMENT 型高分辨率等离子质谱仪,具体参数设置详见朱和平等(2003),分析工作由中国科学院地质与地球物理研究所资源探查研究重点

实验室朱和平女士完成;U、Th 含量所用仪器为高分辨电感耦合等离子体质谱仪,测试工作由核工业地质分析测试研究中心侯艳先、张彦辉完成;He、Ar 同位素测试仪器为乌克兰生产的 MI-1201IG 惰性气体同位素质谱仪,测试工作由国土资源部同位素地质重点实验室宋鹤彬、李延河完成。

2.1 Pb 同位素

样品经 HCl + HNO₃ 溶解后,用 1 N HBr 和 2 N HCl 浸取,然后通过 Dowex-1 × 8(100~200 目)阴离子交换树脂,分别用 2 N HCl 和 1 N HBr 淋洗,淋洗液经 6 N HCl 解吸后实量蒸干,上质谱仪分析;实验全流程空白 Pb 含量少于 1 ng。标样 NBS-981 的分析结果为: $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2.16441 \pm 0.00097$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.91439 \pm 0.00017$, $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.059003 \pm 0.000084$ 。 $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 的分析误差分别优于 0.05% 和 0.005%。

2.2 Sr、Nd 同位素

Sr、Nd 同位素分析流程相似。首先称取 50 mg 样品,在加入适量 Rb-Sr、Sm-Nd 稀释剂后,加入 HF 和 HClO₄,拧紧 TEFLON 溶样罐,在电热板上调温至 150℃,加热 5 d,样品蒸干后加入 1 mL 6 N HCl,再次蒸干,再加入 1 mL 2.5 N HCl 放置过夜,将样品溶液移至离心管中,5000 转/分钟条件下离心 10 d。选用 AGW50 × 12(H)(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 200 μL 0.1 N HCl 再次溶解 REE,将其转移到萃淋树脂离子交换柱上进行 Sm-Nd 分离,最后在 TRITON TI 型热电离质谱仪上测定 Sr、Nd 同位素。分析全流程空白 Rb = 50×10^{-11} , Sr = 50×10^{-11} , Sm = 7×10^{-11} , Nd = 8×10^{-11} 。标样 NBS-987 的分析结果为: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710234 \pm 0.000007$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511838 \pm 0.000008$ 。Rb/Sr 和 Sm/Nd 分析误差均优于 0.1%。

2.3 稀土元素

(1)氟碳铈矿、萤石、方解石、英碱正长岩稀土元素组成样品的制备:将要测定的样品粉碎、研磨至 200 目以下粉末备用。称取 40 mg 样品,两次加入 1 mL HF 和 0.3 mL 1:1 HNO₃ 并在 150℃ 电热板上反复蒸至近干;然后两次加入 2 mL 1:1 HNO₃ 浸出,于 150℃ 电热板上反复蒸至近干,确保样品全溶。将样品用 5% HNO₃ 稀释至 6 mL,加入 1 mL 的 1 μg/mL Rh 做内

标,并以标准样品和重复测试的样品数据控制分析质量。

(2)石英包裹体稀土元素组成样品的制备:先将待测定的纯净石英用蒸馏水清洗,并用 1:1 的盐酸低温煮 30 min,清洗后用浓硝酸浸泡 12h。将处理过的石英样品在爆裂仪中以 450~500℃ 的温度爆裂,用 2% 的稀硝酸提取包裹体中的液相组分,然后用装备有“膜去溶”装置的 ICP-MS 仪器进行分析测试。检测限可达 10^{-12} ,并以标准溶液和重复测试样品数据控制分析质量。

2.4 U、Th 含量

准确称取 50 mg 氟碳铈矿、萤石、方解石于聚四氟乙烯密熔样罐中,加入 1 mL HNO_3 , 3 mL HF,混匀后加盖密闭,放置于电热板(150~200℃)上加热大于 24h。待溶解完全后,冷至室温。开盖,蒸至近干,加入 1 mL HClO_4 ,蒸至白烟冒尽。加入 1 mL HCl,加热蒸至近干,加入 1 mL HNO_3 ,蒸至近干以除去氯离子。加入 3 mL 7mol/L HNO_3 加盖密闭,加热 12 h 后,冷至室温。将溶液移至 50 mL 容量瓶中,加入 0.5 mL 的 1 $\mu\text{g/mL}$ Rh 内标溶液,蒸馏水稀至刻度,摇匀待测。

2.5 He、Ar 同位素

先将氟碳铈矿、萤石、方解石用丙酮在超声波中清洗 20 min,烘干,在真空中于 120℃ 去气 24h。再压碎样品,释放出气体。释放出的气体经海绵钛泵、锆—铝泵、活性炭、液氮冷阱 4 级纯化, H_2 、 N_2 、 O_2 、 CO_2 、 CH_4 、 H_2O 以及有机质等活性气体均被冷冻、吸附,纯净的 He 和 Ne 进入分析系统。随 He、Ne 进入分析系统的微量 H_2 、Ar 等杂质气体经加液氮的钛升华泵再次纯化去掉,分析 He 同位素。最后于 -78℃ 释放 Ar,进行 Ar 同位素分析。

^4He 用法拉第杯接收, ^3He 用电子倍增器接收。电子倍增器的放大系数为 1×10^5 ,分辨率为 1200,法拉第杯的分辨率为 760, ^3He 与 $\text{HD}+\text{H}^3$ 的离子峰可以完全分开,勿需 $\text{HD}+\text{H}^3$ 校正。Ar 用法拉第杯接收,分辨率为 600。工作标准为北京地区的大气, $^3\text{He}/^4\text{He}=1.40 \times 10^{-6}$, $^{40}\text{Ar}/^{\text{Ar}}=295.5$ 。结果以 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值、 R/Ra 以及 $^{40}\text{Ar}/^{\text{Ar}}$ 表示,R 为样品的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值,Ra 为空气的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值。样品分析精度为 1%~5%。

3 分析结果

表 1 四川牦牛坪轻稀土矿床矿石的铅同位素组成

Table 1 Pb isotope compositions in ores from the Maoniuping LREE deposit, Sichuan Province

样号	矿物名称	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
MNP-14	方解石	18.229 ± 0.002	15.618 ± 0.002	38.543 ± 0.005
MNP-15	方解石	18.220 ± 0.005	15.600 ± 0.007	38.484 ± 0.021
MO-01	方铅矿	18.230 ± 0.011	15.595 ± 0.009	38.435 ± 0.022
MO-21	方铅矿	18.258 ± 0.027	15.616 ± 0.023	38.494 ± 0.057
MO-53	方铅矿	18.188 ± 0.005	15.551 ± 0.004	38.308 ± 0.010
MO-04	微斜长石	18.192 ± 0.002	15.560 ± 0.002	38.348 ± 0.005
MO-19	微斜长石	18.247 ± 0.012	15.602 ± 0.010	38.465 ± 0.025
MO-66	微斜长石	18.271 ± 0.005	15.605 ± 0.004	38.491 ± 0.011

3.1 Pb、Sr、Nd 同位素

牦牛坪轻稀土矿床方解石、方铅矿和微斜长石的 Pb 同位素组成列于表 1。从表 1 可以看出,牦牛坪轻稀土矿床的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 分别为 18.188~18.258、15.551~15.618、38.308~38.543。在 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 上,位于 EM I 和 EM II 之间的狭小区域,相对更靠近 EM I (图 2),表明成矿物质来自富集地幔,具深源甚至幔源特征。

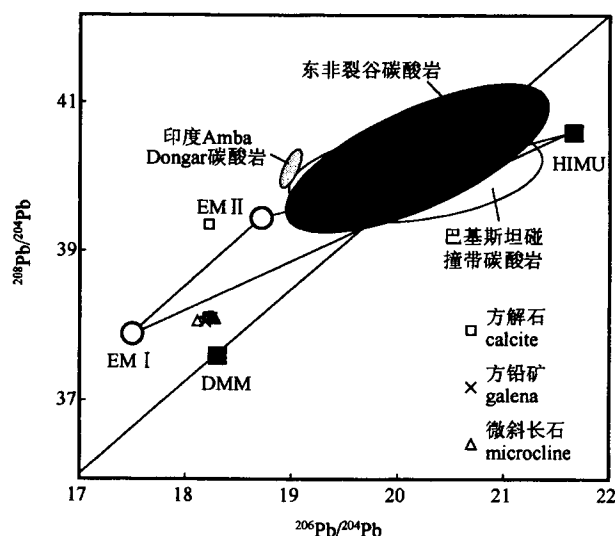


图 2 四川牦牛坪轻稀土矿床矿石和世界碳酸岩(<200 Ma) (Tilton et al., 1998; Simonetti et al., 1995; Bell and Blenkinsop, 1987; Simonetti and Bell, 1994a, 1994b; Bell and Simonetti, 1996; Kalt et al., 1997) 的 Pb—Pb 图

Fig. 2 Pb—Pb isotopic characteristics of ores from the Maoniuping LREE deposit, Sichuan Province and young (<200 Ma) carbonatites from around the world (Tilton et al., 1998; Simonetti et al., 1995; Bell and Blenkinsop, 1987; Simonetti and Bell, 1994a, 1994b; Bell and Simonetti, 1996; Kalt et al., 1997)

牦牛坪轻稀土矿床方解石、重晶石和萤石的 Sr—Nd 同位素组成列于表 2。从表 2 可以看出,以 $t = 26.89$ Ma (由中国地质科学院矿产资源研究所王登红研究员根据辉钼矿 Re—Os 法所获得的数据为 $26.31 \sim 27.47$ Ma, 平均为 26.89 Ma, 未发表) 计算 ϵ_{Nd} 值和 ϵ_{Sr} 值, 牦牛坪轻稀土矿床矿石具有负的 ϵ_{Nd} 值 ($-4.2 \sim -4.9$) 和高的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值 ($0.70615 \sim 0.70663$)。在 $\epsilon_{\text{Nd}} - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 上, 亦位于 EM I 和 EM II 之间的狭小区域, 相对更靠近 EM I (图 3), 亦表明成矿物质来自富集地幔, 具深源甚至幔源特征, 与 Pb 同位素组成所获结论一致。

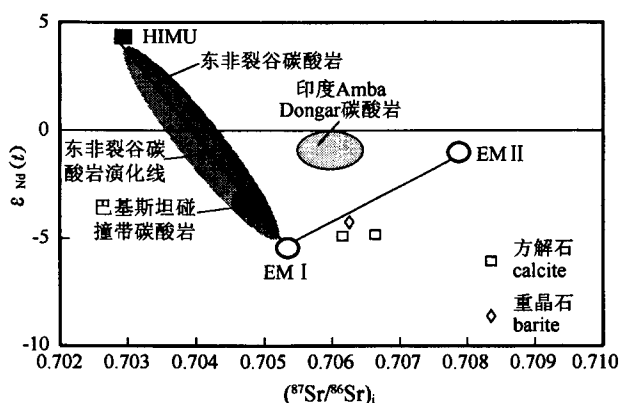


图 3 四川牦牛坪轻稀土矿床矿石和世界碳酸岩 (<200 Ma) (Tilton et al., 1998; Simonetti et al., 1995; Bell and Blenkinsop, 1987, 1989; Simonetti and Bell, 1994a, 1994b; Bell and Simonetti, 1996; Kalt et al., 1997) 的 Nd—Sr 图

Fig. 3 Nd—Sr isotopic characteristics of ores from the Maoniuping LREE deposit, Sichuan Province and young (<200 Ma) carbonatites from around the world (Tilton et al., 1998; Simonetti et al., 1995; Bell and Blenkinsop, 1987, 1989; Simonetti and Bell, 1994a, 1994b; Bell and Simonetti, 1996; Kalt et al., 1997)

3.2 稀土元素

稀土元素分析数据见表 3, 稀土配分曲线如图 4 和图 5 所示。其特征值计算于表 4。

由表 3、表 4、图 4 和图 5 可见本区稀土特征如下:

表 2 四川牦牛坪轻稀土矿床矿石的锶—钕同位素组成
Table 2 Sr—Nd isotope compositions in ores from the Maoniuping LREE deposit, Sichuan Province

样号	矿物名称	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$\epsilon_{\text{Sr}}(t)$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$
MO-20C	方解石	0.70615	0.70615	23.8	0.06269	0.512363	-4.9
MO-26	方解石	0.70663	0.70663	30.6	0.1284	0.512379	-4.8
MO-20B	重晶石	0.70626	0.70626	25.3			
MO-55A	重晶石	0.70625	0.70625	25.2	0.08102	0.512404	-4.2
MO-55B	重晶石	0.70648	0.70648	28.5			
MO-74	重晶石	0.70633	0.70633	26.3			
MO-27	萤石	0.70637	0.70637	26.9			

(1) 萤石稀土总量 $\sum \text{REE}$ 为 $414.2 \times 10^{-6} \sim 985.1 \times 10^{-6}$, LREE/HREE 为 $0.64 \sim 1.09$, δEu 为 $0.82 \sim 0.89$, 呈现出较弱的负异常, δCe 为 $0.88 \sim 0.99$, 也表现为弱的负异常。稀土元素分布模式呈较缓的右倾曲线 (图 4), 与岩浆成因萤石的稀土分布模式相似 (牛贺才等, 1995b)。

(2) 方解石稀土总量 $\sum \text{REE}$ 为 $3096.7 \times 10^{-6} \sim 3966.8 \times 10^{-6}$, LREE/HREE 为 $12.11 \sim 12.79$, δEu 为 0.77 , δCe 为 $0.94 \sim 1.03$, 稀土元素分布模式为一条右倾平滑曲线 (图 4), 与湖北庙垭岩浆成因的方解石的稀土元素分布模式极相似 (王中刚等, 1989)。

(3) 氟碳铈矿稀土总量 $\sum \text{REE}$ 为 $659550.1 \times 10^{-6} \sim 683062.8 \times 10^{-6}$, LREE/HREE 为 $144.72 \sim 168.71$, 说明铈组稀土在氟碳铈矿中占有绝对的富集程度。而且 $(\text{La}/\text{Sm})_n$ 也很大 ($41.27 \sim 73.45$), 表明氟碳铈矿中的铈组稀土分馏程度高。 δEu 为 $0.35 \sim 0.41$, 具有较弱的 Eu 亏损。在稀土配分型式图上 (图 4), 为 LREE 极度分馏的具负向陡倾斜的配分

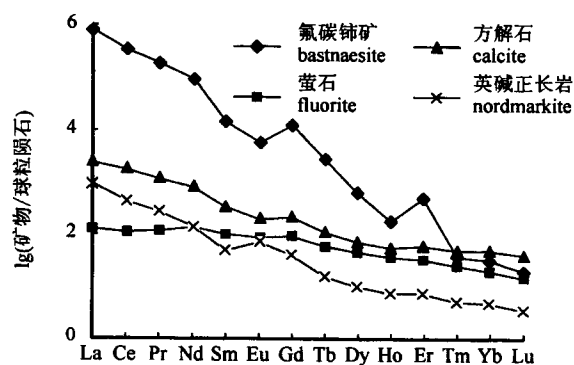


图 4 四川牦牛坪轻稀土矿床岩石及矿物稀土元素配分曲线图

Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns of rocks and minerals from the Maoniuping LREE deposit, Sichuan Province

表 3 四川牦牛坪轻稀土矿床岩石、矿物及矿物包裹体流体稀土元素组分 (矿物组分: $\times 10^{-6}$; 包裹体流体组分: $\times 10^{-9}$)
 Table 3 The REE contents of rocks, minerals and fluid embodied in the inclusions from the Maoniuping LREE deposit,
 Sichuan Province (mineral: $\times 10^{-6}$; fluid in the inclusion: $\times 10^{-9}$)

样号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
MNP-1	111.036	70.352	11.663	33.216	3.034	0.604	1.328	0.109	0.414	0.061	0.125	0.016	0.068	0.012	2.112
MNP-3	354.386	194.282	34.851	92.623	6.692	1.007	2.096	0.114	0.330	0.038	0.064	0.007	0.021	0.005	1.243
MN-8	936.943	1450.325	143.316	405.779	43.373	10.226	24.364	2.221	10.515	1.913	4.481	0.492	2.697	0.294	168.413
MNP-13	1606.263	1706.010	143.537	376.482	25.999	4.331	9.054	0.560	1.836	0.241	0.486	0.057	0.306	0.040	12.310
MNP-14	375.837	202.856	14.680	44.528	6.437	4.754	4.097	0.454	2.171	0.307	0.658	0.072	0.351	0.040	10.755
MN-3	27734.789	15708.419	2622.893	6236.385	422.343	62.213	111.886	6.447	17.851	1.859	2.693	0.216	0.856	0.090	48.888
MN-16	26020.055	25475.639	11051.425	29638.255	2082.623	370.281	701.401	39.533	118.793	13.506	17.663	1.126	3.499	0.299	454.668
MN-2	246775.043	318828.103	25937.620	69797.211	3761.231	512.140	3837.623	154.741	221.015	12.878	116.619	1.250	6.948	0.659	244.470
MN-4	287787.555	295202.718	20757.450	52708.805	2464.665	329.873	3286.759	119.556	164.164	9.905	87.151	0.953	5.200	0.448	233.523
MN-13	259880.383	306761.300	23239.000	61456.410	3302.993	468.970	3613.009	142.450	229.725	14.954	113.045	1.640	9.490	0.978	315.759
MN-16	267521.215	318570.446	24314.838	64118.628	3374.173	475.951	3834.060	152.700	228.959	14.781	115.578	1.540	8.255	0.755	330.901
平均值	265491.049	309840.642	23562.227	62020.264	3225.766	446.734	3642.863	142.362	210.966	13.130	108.098	1.346	7.473	0.710	281.163
MNP-5	30.820	82.014	12.916	70.841	15.029	4.215	16.273	1.671	8.399	1.569	4.301	0.516	2.894	0.346	162.348
MNP-6	35.299	99.019	16.229	92.388	22.739	6.840	26.396	3.084	16.003	3.046	8.069	0.909	4.705	0.511	298.850
MN-10	39.481	80.329	11.890	63.389	14.919	4.496	17.958	1.986	10.205	2.026	5.299	0.603	3.224	0.383	192.024
MNP-14-2	34.408	83.444	13.285	75.084	18.888	5.924	21.953	2.456	12.790	2.380	6.175	0.728	3.745	0.444	212.586
MNP-14-3	39.484	93.615	13.863	71.785	15.835	4.684	17.975	2.004	10.480	2.039	5.633	0.681	3.779	0.445	218.929
MNP-14-4	58.049	130.031	21.353	123.684	39.148	12.509	48.998	5.998	30.939	5.898	14.580	1.608	8.334	0.930	483.014
平均值	39.590	94.742	14.923	82.862	21.093	6.445	24.926	2.867	14.803	2.826	7.343	0.841	4.447	0.510	261.292
MNP-1	704.848	1435.230	143.280	504.234	68.724	15.892	55.114	5.247	22.581	3.897	11.399	1.391	8.613	1.165	115.084
MNP-6	1034.135	1803.412	170.465	565.152	73.347	17.629	63.516	6.275	28.896	5.366	16.248	2.134	13.413	1.749	165.075
平均值	869.4915	1619.321	156.8725	534.693	71.0355	16.7605	59.315	5.761	25.7385	4.6315	13.8235	1.7625	11.013	1.457	140.0795
① MN-7	304.141	382.491	34.754	100.809	10.441	5.564	10.955	0.781	3.441	0.578	1.640	0.181	1.049	0.126	25.53

①—英碱正长岩。

曲线。

(4)从图 4 可以看出,矿区萤石、方解石、氟碳铈矿稀土元素分布模式与区内英碱正长岩相似,表明牦牛坪轻稀土矿床成矿与英碱正长岩岩浆活动有关,成矿流体具有地幔特征。

(5)从图 5 可以看出,牦牛坪轻稀土矿床石英包裹体流体 REE 曲线平直, Eu 与 Ce 无明显异常,曲线规律性较强,与深成矿床(赵振华,1997)、东坪金矿(赵振华,1997)和大井矿床铜铅锌阶段的石英(王莉娟等,2003)以及蔡家营矿床铜铅锌阶段的闪锌矿(王莉娟等,2003)REE 曲线类似,可以认为牦牛坪轻稀土矿床成矿流体稀土元素是深源的,其成矿物质来源于地幔。

3.3 U、Th 含量

四川牦牛坪轻稀土矿床方解石、萤石、氟碳铈矿的 U、Th 含量分析结果见表 5。 $n(^{238}\text{U})$ 、 $n(^{235}\text{U})$ 和 $n(\text{Th})$ 分别根据如下公式计算:

$$n(^{238}\text{U}) (\text{mol/g}) = \frac{w(\text{U}) (\mu\text{g/g}) \times 10^{-6}}{238.029 \times 99.2745\%}$$

$$n(^{235}\text{U}) (\text{mol/g}) = \frac{w(\text{U}) (\mu\text{g/g}) \times 10^{-6}}{238.029 \times 0.7255\%}$$

$$n(^{232}\text{Th}) (\text{mol/g}) = \frac{w(\text{Th}) (\mu\text{g/g}) \times 10^{-6}}{232 \times 100\%}$$

根据 $n(^{238}\text{U})$ 、 $n(^{235}\text{U})$ 和 $n(\text{Th})$ 值,并根据放射性衰变定律和成矿时间 $t = 26.89 \text{ Ma}$,可以计算出由 U 和 Th 衰变生成的 $^4\text{He}_R$,结果列于表 6。

$$(1) ^4\text{He}_{R1} = 6 \times n(^{232}\text{Th})(e^{\lambda(^{232}\text{Th}) \cdot t} - 1)$$

$$(2) ^4\text{He}_{R2} = 8 \times n(^{238}\text{U})(e^{\lambda(^{238}\text{U}) \cdot t} - 1)$$

$$(3) ^4\text{He}_{R3} = 7 \times n(^{235}\text{U})(e^{\lambda(^{235}\text{U}) \cdot t} - 1)$$

$$(4) \sum ^4\text{He}_R = ^4\text{He}_{R1} + ^4\text{He}_{R2} + ^4\text{He}_{R3}$$

3.4 He、Ar 同位素

He、Ar 分析结果及其根据 U、Th 含量计算 $^4\text{He}_R$ 含量的结果一并列于表 6。分析结果表明,牦牛坪轻稀土矿床萤石、方解石、氟碳铈矿中 ^4He 含量为 $(13.95 \sim 119.58) \text{ cm}^3\text{STP/g}$,其 R/Ra 为 $0.02 \sim 0.11$, $^{40}\text{Ar}/\text{Ar}$ 为 $(313 \pm 1 \sim 437 \pm 2)$,明显不同于典型

地壳成因流体的稀有气体同位素组成特征,而是介于典型地幔和地壳流体稀有气体之间(图 6)。这说明萤石、方解石、氟碳铈矿捕获的包裹体含有地幔流体。需要指出的是,该区稀土矿床富含 U、Th 等放射性元素(表 5),由 U、Th 含量可以计算出 $^4\text{He}_R$ 含量为 $(1.06 \sim 2051.1) \text{ cm}^3\text{STP/g}$ (表 6)。从表 6 可以看出,由 U、Th 衰变产生的 ^4He ,有的占测定的 ^4He 含量的一半,有的甚至大于测定的 ^4He 含

表 4 四川牦牛坪轻稀土矿床岩石、矿物及矿物包裹体流体稀土元素特征值
Table 4 The REE characteristic values of rocks, minerals and fluid embodied in the inclusions from the Maoniuping LREE deposit, Sichuan Province

	样号	$\sum \text{REE}^{\text{①}}$	$\frac{\text{LREE}}{\text{HREE}}$	δEu	δCe	$\left(\frac{\text{La}}{\text{Sm}}\right)_n$	$(\text{La}/\text{Yb})_n$	$(\text{Gd}/\text{Yb})_n$
石英中包裹体水	MNP-1	234.2	54.15	0.79	0.38	23.02	1093.49	15.65
	MNP-3	687.8	174.53	0.65	0.34	33.31	11408.95	80.77
	MN-8	3205.4	13.88	0.88	0.86	13.59	234.21	7.29
	MNP-13	3887.5	155.19	0.70	0.66	38.86	3540.15	23.88
	MNP-14	668.0	34.34	2.65	0.38	36.73	721.29	9.41
	MN-3	52977.8	276.68	0.65	0.35	41.31	21840.23	105.46
	MN-16	95988.8	70.08	0.75	0.36	7.86	5013.48	161.76
氟碳铈矿	MN-2	670207.5	144.82	0.41	0.78	41.27	23947.34	445.74
	MN-4	663158.7	168.71	0.35	0.67	73.45	37312.41	510.05
	MN-13	659550.1	147.51	0.41	0.74	49.49	18462.56	307.22
	MN-16	683062.8	144.72	0.40	0.74	49.87	21848.71	374.79
萤石	MNP-5	414.2	1.09	0.82	0.99	1.29	7.18	4.54
	MNP-6	634.1	0.75	0.85	0.99	0.98	5.06	4.53
	MN-10	448.2	0.92	0.84	0.88	1.66	8.26	4.50
	MNP-14-2	494.3	0.88	0.89	0.94	1.15	6.19	4.73
	MNP-14-3	501.2	0.91	0.85	0.96	1.57	7.04	3.84
	MNP-14-4	985.1	0.64	0.87	0.89	0.93	4.70	4.74
方解石	MNP-1	3096.7	12.79	0.77	1.03	6.45	55.17	5.16
	MNP-6	3966.8	12.11	0.77	0.94	8.87	51.98	3.82
②	MN-7	882.5	18.93	1.58	0.75	18.32	195.52	8.43

注: ① 矿物中的 $\sum \text{REE}$ 含量单位为 $\times 10^{-6}$; 包裹体流体中的 $\sum \text{REE}$ 含量单位为 $\times 10^{-9}$ 。② 英碱正长岩。

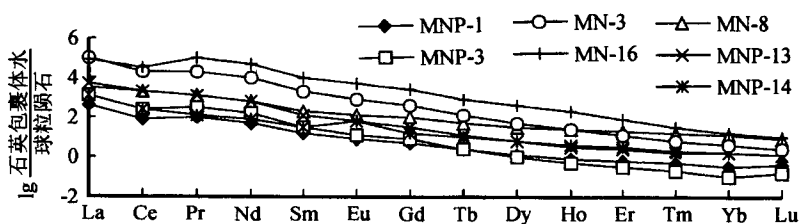


图 5 四川牦牛坪轻稀土矿床石英包裹体流体稀土元素配分曲线图
(样品号见表 3)

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns of fluid embodied in the inclusions of quartz from the Maoniuping LREE deposit, Sichuan Province

表 5 四川牦牛坪轻稀土矿床单矿物 U、Th 含量分析结果
Table 5 U and Th contents of separates from the Maoniuping
LREE deposit, Sichuan Province

样品号	矿物名称	U (μg/g)	Th (μg/g)	$n(^{238}\text{U})$ (mol/g)	$n(^{235}\text{U})$ (mol/g)	$n(^{232}\text{Th})$ (mol/g)
MNP-1	方解石	0.26	0.27	1.08×10^{-9}	7.96×10^{-12}	1.16×10^{-9}
MNP-5	萤石	0.55	0.08	2.29×10^{-9}	1.68×10^{-11}	3.45×10^{-10}
MNP-6	方解石	0.4	0.29	1.67×10^{-9}	1.23×10^{-11}	1.25×10^{-9}
MN-10	萤石	1.77	0.55	7.38×10^{-9}	5.42×10^{-11}	2.37×10^{-9}
MNP-14-3	萤石	0.57	0.07	2.38×10^{-9}	1.75×10^{-11}	3.02×10^{-10}
MNP-14-4	萤石	1.52	0.24	6.34×10^{-9}	4.66×10^{-11}	1.03×10^{-9}
MN-4	氟碳铈矿	14.15	2.19	5.9×10^{-8}	4.33×10^{-10}	9.44×10^{-9}
MN-16	氟碳铈矿	23.87	2533	9.95×10^{-8}	7.31×10^{-10}	10.92×10^{-6}

表 6 四川牦牛坪轻稀土矿床单矿物 He、Ar 同位素组成
Table 6 He and Ar isotope compositions of separates from the
Maoniuping LREE deposit, Sichuan Province

样品号	矿物名称	$^3\text{He}/^4\text{He}$ ($\times10^{-7}$)	R/Ra	^4He ($\times10^{-6}$ $\text{cm}^3\text{STP/g}$)	$^4\text{He}_\text{R}$ ($\times10^{-6}$ $\text{cm}^3\text{STP/g}$)	$\frac{^{40}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}}$	^{40}Ar ($\times10^{-7}$ $\text{cm}^3\text{STP/g}$)
MNP-1	方解石	0.94 ± 0.06	0.07	38.62	1.06	381 ± 7	43.72
MNP-5	萤石	1.14 ± 0.18	0.08	13.95	1.86	313 ± 1	3.73
MNP-6	方解石	0.72 ± 0.03	0.05	119.58	1.54	376 ± 4	22.83
MN-10	萤石	1.54 ± 0.38	0.11	12.41	6.21	361 ± 4	1.31
MNP-14-3	萤石	1.34 ± 0.29	0.09	28.14	1.92	364 ± 4	2.84
MNP-14-4	萤石	1.03 ± 0.18	0.07	23.67	5.16	437 ± 2	3.36
MN-4	氟碳铈矿	0.43 ± 0.06	0.03	97.56	48.00	400 ± 2	12.95
MN-16	氟碳铈矿	0.49 ± 0.21	0.02	>933.13	2051.10	415 ± 5	>3.92

量,因而导致所测定的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值低于包裹体捕获时原始值,使其更接近地壳的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 特征。考虑到 U、Th 等放射性元素衰变产生的 ^4He ,更有理由相信在牦牛坪轻稀土矿床形成过程中地幔流体发挥了重要作用(牛贺才等,2002)。

4 讨论

袁忠信等(1995)通过对牦牛坪英碱正长岩中锆石 U-Pb 法和矿石中黑云母、镁钠铁闪石 K-Ar 放射性同位素年龄测定,获得牦牛坪矿床的成矿作用大致发生在 12.2~40.3Ma,以及中国地质科学院矿产资源研究所王登红研究员通过 2 件辉钼矿 Re-Os 法获得成矿年龄为 26.31~27.47Ma(未发表),表明牦牛坪轻稀土矿床的形成时代为喜马拉雅期。

牦牛坪轻稀土矿区隶属攀西裂谷带中轴隆起南北向复杂断裂构造杂岩带,自东至西为康滇地轴、台缘隆褶带、盐源过渡带和甘孜地槽区(见杨光明等^⑨,图 1-1)。东部扬子地块,是前震旦纪经多次构造运动和岩浆侵入、喷溢活动形成比较稳定的地台

区。西部甘孜地槽区,是一个长期活动、经历复杂、沉降迅速的地槽区。牦牛坪矿区位于东西两种不同性质的槽台结合边缘部位,处于攀西裂谷与龙门山—锦屏山幔坡陡倾带转折部位。该陡倾带倾向北西西,坡度达 6°左右,是显著的构造变异带。根据骆耀南等(2001)提出的龙门山—锦屏山陆内造山带喜马拉雅期的“上冲下楔”模式,扬子地块呈楔形体插入龙门山地壳之中,造成莫霍面错断,地幔物质沿深大断裂上涌,幔源岩浆(碳酸岩—正长岩碱性杂岩体)侵位(许成等,2004)。另据张云湘等(1988)研究发现,攀西地区地幔顶部遗存裂谷期“异常地幔”透镜体,指出“如遇到合适的板块活动条件,推测将会又一次出现构造岩浆活化”,而喜马拉雅期印度—欧亚板块碰撞缝合提供了这一契机,使之局部熔融,成为区内喜马拉雅期岩浆活动和稀土成矿的可能策源地。

牦牛坪轻稀土矿床成矿流体的 Pb—Sr—Nd 同位素、稀土元素地

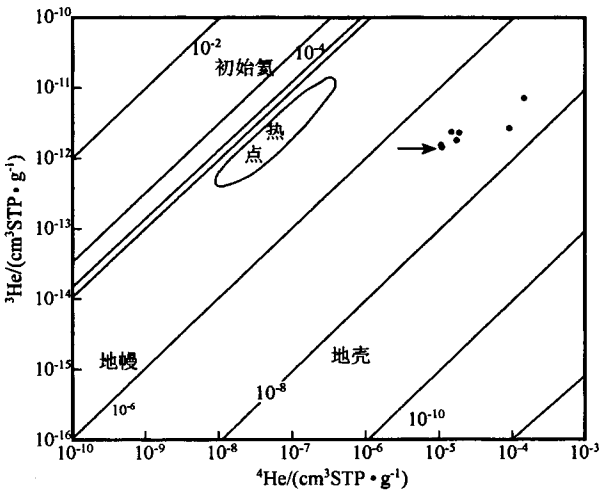


图 6 四川牦牛坪轻稀土矿床氦同位素图
(底图据 Mamyryn and Tolstikhin, 1984)
Fig. 6 Helium isotopic compositions of the
Maoniuping LREE deposit, Sichuan Province
(base diagram after Mamyryn and Tolstikhin, 1984)

球化学以及稀有气体同位素地球化学特征反映出成矿作用与地幔流体活动的内在联系。这一结论可以较好地与成矿地球化学及其他同位素资料相印证。包裹体岩相学和单个包裹体的激光拉曼特征研究表明,包裹体中以高度富 CO_2 为特征,这一结论与矿石中大量出现碳酸盐矿物组合相吻合(田世洪, 2005)。其实,一些研究已经证明富含 CO_2 的流体本身就是地幔流体的最好证据(Groves et al., 1988)。牛贺才等(1994)报道,牦牛坪轻稀土矿床成矿杂岩体及矿脉的稀土配分型式向右陡倾,与金伯利岩、钾镁煌斑岩相似,碳酸岩型矿石中方解石的($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) $_{\text{O}}$ 变化范围为0.70593~0.70598;许成等(2003)报道重晶石型矿石和碳酸盐型矿石中萤石的($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) $_{\text{O}}$ 变化范围为0.706031~0.706237,同样证明成矿流体来自岩浆或深部。硫同位素研究表明(蒲广平, 2001;田世洪等, 2003)早期重晶石和天青石中硫($\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ 值为2.5‰~6.9‰)以岩浆来源为主;后期硫化物(黄铁矿、方铅矿、辉钼矿等)中的硫($\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ 值为-2.1‰~-10.9‰)可能来源于地壳中富 ^{32}S 的沉积物或大气降水下渗循环的地下热水;英碱正长岩全岩 $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ 值为2.0‰,接近陨石硫或上地幔硫同位素组成,应视为幔源。牛贺才等(2002)从C、O同位素以及稀有气体同位素地球化学等方面证实了牦牛坪轻稀土矿床成矿与地幔过程之间的关系。此外,田世洪等(2003)也从C、H、O同位素的角度证实了牦牛坪轻稀土矿床成矿作用与地幔流体活动之间的内在联系。

综上所述,牦牛坪轻稀土矿床的成矿流体主要来自地幔。

5 结论

(1) Pb—Sr—Nd 同位素组成表明成矿物质来自富集地幔,具深源甚至幔源特征。

(2) 矿区萤石、方解石、氟碳铈矿稀土元素分布模式与区内英碱正长岩相似,表明牦牛坪轻稀土矿床成矿与英碱正长岩岩浆活动有关,成矿流体具有地幔特征;矿床中石英包裹体流体REE曲线平直, Eu与Ce无明显异常,曲线规律性较强,可以认为牦牛坪轻稀土矿床成矿流体稀土元素是深源的,其成矿物质来源于地幔。

(3) 牦牛坪轻稀土矿床萤石、方解石、氟碳铈矿中 ^4He 含量为(13.95~119.58) $\text{cm}^3\text{STP/g}$,其 R/Ra 为0.02~0.11, $^{40}\text{Ar}/\text{Ar}$ 为(313±1~437±2),明显不同于典型地壳成因流体的稀有气体同位素组成特

征,而是介于典型地幔和地壳流体稀有气体之间。这说明萤石、方解石、氟碳铈矿捕获的包裹体含有地幔流体。考虑到U、Th等放射性元素衰变产生的 ^4He ,更有理由相信在牦牛坪轻稀土矿床形成过程中地幔流体发挥了重要作用。

致谢: 野外工作得到骆耀南、蒲广平、余波等同志的大力支持和帮助;室内工作得到李延河、王登红、濮巍、赵葵东、王莉娟、朱和平、陈文明、白鸽、侯艳先、张彦辉等同志的热情帮助。在此一并表示衷心感谢!

注 释

- ① 四川省地矿局攀西地质大队裂谷研究队. 1986. “攀西裂谷带主要地质构造、地球物理特征及对矿产的控制”火成岩专题研究报告:攀西裂谷火成岩岩石组合. 第169页.
- ② 杨光明,常诚,左大华,刘学良. 1998. 四川省德昌县DL稀土矿床成矿条件研究. 1~89.

参 考 文 献

- 蒋明全. 1992. 牦牛坪轻稀土矿床构造特征及其控矿意义. 矿床地质, 11(4): 351~358.
- 骆耀南,俞如龙. 2001. 龙门山—锦屏山陆内造山带喜马拉雅期构造—岩浆作用主要特征及其动力学模式. 见:陈毓川,王登红主编. 喜马拉雅期内生矿作用研究. 北京:地震出版社, 88~96.
- 牛贺才,陈繁荣,林茂青. 1996a. 岩浆成因重晶石、萤石的稀土元素地球化学特征. 矿物学报, 16(4): 382~388.
- 牛贺才,单强,陈培荣. 1997. 岩浆—热液过渡阶段流体性质的研究——以四川冕宁矿床为例. 南京大学学报, 33: 21~27.
- 牛贺才,单强,陈小明,张海祥. 2002. 攀西裂谷带轻稀土矿床与地幔过程的关系. 中国科学(D辑), 32(增刊): 33~40.
- 牛贺才,单强,林茂青. 1996b. 四川冕宁稀土矿床包裹体研究. 地球化学, 25(6): 559~567.
- 牛贺才,林传仙. 1994. 论四川冕宁稀土矿床的成因. 矿床地质, 13(4): 345~353.
- 牛贺才,林传仙. 1995a. 萤石中流体—熔融包裹体的研究. 地质论评, 41(1): 28~33.
- 牛贺才,林传仙. 1995b. 四川冕宁稀土矿床脉石矿物的微量及稀土元素地球化学特征. 地球化学, 24(3): 287~293.
- 蒲广平. 1988. 四川西南牦牛坪碱性伟晶岩—火成碳酸岩杂岩体的发现. 地质论评, 34(1): 88~92.
- 蒲广平. 1993. 牦牛坪轻稀土矿床成矿模式及找矿方向探讨. 四川地质学报, 13(1): 46~57.
- 蒲广平. 1995. 冕西稀土成矿带成矿条件探讨. 四川地质学报, 15(1): 60~65.
- 蒲广平. 2001. 攀西地区稀土成矿历史演化与喜马拉雅期成矿基本特征. 见:陈毓川,王登红主编. 喜马拉雅期内生矿作用研究. 北京:地震出版社, 104~116.
- 田世洪,丁梯平,毛景文. 2003. 四川牦牛坪轻稀土矿床地幔流体成矿的碳、氢、氧、硫同位素证据. 地球学报, 24(6): 543~547.
- 田世洪. 2005. 青藏高原东缘喜马拉雅期冕西稀土成矿带地质地球化学特征及其成矿动力学研究. 中国地质科学院博士论文, 1~131.

- 王登红, 杨建民, 闫升好, 陈毓川, 徐珏. 2002b. 四川牦牛坪碳酸岩的同位素地球化学及其成矿动力学. 成都理工学院学报, 29(5): 539~544.
- 王登红, 余金杰, 杨建民, 闫升好, 薛春纪, 陈毓川. 2002a. 中国新生成成矿作用的惰性气体同位素研究与动力学背景. 矿床地质, 21(2): 179~186.
- 王莉娟, 王京彬, 王玉往, 朱和平. 2003. 蔡家营、大井多金属矿床成矿流体和成矿作用. 中国科学(D辑), 33(10): 941~950.
- 王中刚, 于学元, 赵振华. 1989. 稀土元素地球化学. 北京: 科学出版社, 76~93.
- 许成, 黄智龙, 刘丛强, 漆亮, 李文博, 管涛. 2002b. 四川牦牛坪轻稀土矿床碳酸岩地球化学. 中国科学(D辑), 32(8): 635~643.
- 许成, 黄智龙, 刘丛强, 漆亮, 李文博, 管涛. 2003. 四川牦牛坪轻稀土矿床萤石 Sr、Nd 同位素对地幔成矿流体的指示意义. 地球科学, 28(1): 41~46.
- 许成, 黄智龙, 刘丛强, 严再飞, 李文博, 管涛. 2004. 牦牛坪轻稀土矿床碳酸岩 Pb 同位素地球化学. 岩石学报, 20(3): 495~500.
- 许成, 黄智龙, 漆亮, 肖化云, 李文博, 刘丛强. 2001. 四川牦牛坪轻稀土矿床成矿流体来源与演化初探——萤石稀土地球化学的证据. 地质与勘探, 37(5): 24~28.
- 许成, 黄智龙, 漆亮, 肖化云, 李文博, 刘丛强. 2002a. 四川牦牛坪轻稀土矿床萤石稀土元素、同位素地球化学. 地球化学, 31(2): 180~190.
- 阳正熙, Anthony E Williams-Jones, 蒲广平. 2000. 四川冕宁牦牛坪轻稀土矿床地质特征. 矿物岩石, 20(2): 28~34.
- 阳正熙, Anthony E Williams-Jones, 蒲广平. 2001. 四川牦牛坪轻稀土矿床矿物流体包裹体研究. 矿物岩石, 21(2): 26~33.
- 叶幼兰. 1992. 牦牛坪碱性杂岩体 REE 地球化学特征及成因探讨. 地质探索, 7: 120~127.
- 袁忠信, 白鸽, 丁孝石, 施泽民, 李小渝. 1993. 四川冕宁牦牛坪碱性花岗岩锆石铀-铅同位素年龄及其地质意义. 矿床地质, 12(2): 189~192, 147.
- 袁忠信, 白鸽. 2001. 中国内生稀有稀土矿床的时空分布. 矿床地质, 20(4): 347~354.
- 袁忠信, 施泽民, 白鸽, 吴澄宇, 池汝安, 李小渝. 1995. 四川冕宁牦牛坪轻稀土矿床. 北京: 地震出版社, 1~150.
- 张云湘, 骆耀南, 杨崇喜. 1988. 攀西裂谷. 北京: 地质出版社, 224~270.
- 赵振华. 1997. 微量元素地球化学原理. 北京: 科学出版社, 10~100.
- 朱和平, 王莉娟, 刘建明. 2003. 不同成矿阶段流体包裹体气相成分的四极质谱测定. 岩石学报, 19(2): 314~318.
- Bell K and Blenkinsop J. 1987. Nd and Sr isotopic composition of east African carbonatites; implications for mantle heterogeneity. *Geology*, 15: 99~102.
- Bell K and Blenkinsop J. 1989. Nd and Sr isotope geochemistry of carbonatites. In: Bell K ed. *Carbonatites: Genesis and Evolution*. London: Unwin Hyman. 278~300.
- Bell K and Simonetti A. 1996. Carbonatite magmatism and plume activity; implications from the Nd, Pb and Sr isotope systematics of Oldoinyo Lengai. *J. Petrol.*, 37: 1321~1339.
- Groves David I, Golding Suzanne D, Rock Nicholas MS, Barley ME, McNaughton Neal J. 1988. Archaean carbon reservoirs and their significance to the fluids source for gold deposits. *Nature*, 331: 254~257.
- Kalt A, Hegner E, Satir M. 1997. Nd, Sr, and Pb isotopic evidence for diverse lithospheric mantle source of East African Rift carbonatites. *Tectonophysics*, 278: 31~45.
- Mamyrin BA and Tolstikhin IN. 1984. Helium isotopes in nature. Amsterdam. 1~273.
- Simonetti A and Bell K. 1994a. Nd, Pb, and Sr isotopic data from the Napak carbonatite—nephelinite center, eastern Uganda; an example of open-system crystal fractionation. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 115: 356~366.
- Simonetti A and Bell K. 1994b. Isotopic and geochemical investigation of the Chiwa Island carbonatite complex, Malawi; evidence for a depleted mantle source region, liquid immiscibility and open-system behavior. *J. Petrol.*, 35: 1597~1621.
- Simonetti A, Bell K, Viladkar SG. 1995. Isotopic data from the Amba Dongar carbonatite complex, west-central India; evidence for an enriched mantle source. *Chem. Geol.*, 122: 185~198.
- Tilton GR, Bryce JG, Mateen A. 1998. Pb—Sr—Nd isotope data from 30 and 300 Ma collision zone carbonatites in Northwest Pakistan. *J. Petrol.*, 39: 1865~1874.
- Wang Denghong, Yang Jianmin, Yan Shenghao, Xu Jue, Chen Yuchuan, Pu Guangping, Luo Yaonan. 2001. A special orogenic-type rare earth element deposit in Maoniuping, Sichuan, China; *Geology and Geochemistry. Resource Geology*, 15(3): 177~188.

Mantle Fluids in the Maoniuping LREE Deposit, Sichuan Province: Evidence of Pb—Sr—Nd, He—Ar Isotopes and REE

TIAN Shihong^{1, 2)}, DING Tiping^{1, 2)}, YUAN Zhongxin¹⁾

1) *Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037*

2) *Key Laboratory on Isotope Geology, Ministry of Land and Resources, Beijing, 100037*

Abstract

The Maoniuping REE deposit is the second largest light rare earth elements deposit in China. Pb—Sr—Nd isotopic, rare gas isotope geochemical and rare earth element geochemical studies are systematically carried out on this deposit. The rare earth element geochemical studies demonstrate that the REE distribution patterns of fluorite, calcite and bastnaesite are similar to those of nordmarkite, implying that the deposit is closely related to magma of nordmarkite. In addition, REE of fluid from quartz exhibits distribution pattern of flat curve with negligible Eu and Ce anomalies, showing its deep source origin. The Pb—Sr—Nd isotopes also indicate the metallogenic materials are derived from EM I, which show characteristics of a deep or mantle source. The rare gas isotope geochemical analyses also support that there is a genetic association between the light rare earth element mineralization and mantle processes.

Key words: Pb—Sr—Nd isotope; rare gas isotope; REE; mantle fluids; LREE ore deposit; Maoniuping; Sichuan