

川西喜马拉雅期碰撞造山带岩浆碳酸岩的地幔源区特征——Pb-Sr-Nd 同位素证据*

田世洪^{1,2} 侯增谦^{2,3} 袁忠信¹ 谢玉玲⁴ 费红彩¹ 尹淑苹⁴ 衣龙升⁴ 杨志明³
TIAN ShiHong^{1,2}, HOU ZengQian^{2,3}, YUAN ZhongXin¹, XIE YuLing⁴, FEI HongCai¹, YIN ShuPing⁴, YI LongSheng⁴ and YANG ZhiMing³

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开放重点实验室, 北京 100037

3. 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037

4. 北京科技大学土木与环境工程学院, 北京 100083

1. Institute of Mineral Resource, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China

2. Key Laboratory on Isotope Geology, Ministry of Land and Resources, Beijing 100037, China

3. Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China

4. Civil & Environmental Engineering School, Beijing University of Science and Technology, Beijing 100083, China

2005-12-01 收稿, 2006-02-15 改回.

Tian SH, Hou ZQ, Yuan ZX, Xie YL, Fei HC, Yin SP, Yi LS and Yang ZM. 2006. Mantle source characteristics of magmatic carbonatites from the Himalayan Collision Zone in western Sichuan, SW China: Evidence of Pb-Sr-Nd isotopes. *Acta Petrologica Sinica*, 22(3): 669–677

Abstract Pb-Sr-Nd isotopes of the Cenozoic carbonatites (WSC) in western Sichuan, east Tibet, China, are presented in this paper. The WSC develop in the eastern Indo-Asian collision zone. The results show that the WSC have extremely low $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ of $-3.2 \sim -18.7$ and relative high $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ of $0.706020 \sim 0.707923$, as well as a wide range of $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ($15.362 \sim 15.679$) and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios ($38.083 \sim 39.202$), distinguished from most carbonatites around the world, generated by anorogenic processes. Their Sr-Nd, Pb-Pb, Sr-Pb and Nd-Pb isotopic signatures indicate that most carbonatites were derived from a transitional source between EMI and EMII components, related to recycling of the pelagic/terrigenous sediments with various mass ratios and underlying MORB-like oceanic crust by subduction process in Proterozoic times, whereas some carbonatites underwent Sr-Nd-Pb contamination by crustal materials. Melting of an enriched EMI-EMII mantle source for generating the WSC with coeval potassium-rich magmas was most likely triggered by a Cenozoic asthenospheric mantle diapir formed by subduction of the Indian and Yangtze continental slabs, and took place in the tectonic regime of the transition from transpression to transtension at Eocene/Oligocene boundary in the eastern Indo-Asian collision zone.

Key words Magmatic carbonatite, Himalayan Collision Zone, Pb-Sr-Nd isotopes, Mantle source characteristics, Tectonic implication, Western Sichuan

摘要 对形成于大陆碰撞带内的川西碳酸岩进行了详细的 Pb-Sr-Nd 同位素分析。结果表明, 川西碳酸岩具有非常负的 ϵ_{Nd} 值 ($-3.2 \sim -18.7$) 和高的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值 ($0.706020 \sim 0.707923$), 以及较宽的 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值 ($15.362 \sim 15.679$) 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值 ($38.083 \sim 39.202$) 的特征, 明显不同于世界上由非造山作用形成的碳酸岩。它们的 Sr-Nd、Pb-Pb、Sr-Pb 和 Nd-Pb 同位素特征表明大多数碳酸岩来源于 EM I 与 EM II 之间的一种混合地幔, 与元古宙不同质量比的深海/陆源沉积物和下覆的似 MORB 由俯冲作用引起的洋壳的再循环有关, 而少数碳酸岩则受到地壳物质污染的结果。此外, 通过动力学背景分析可以得出, 富集地幔 EM I 与 EM II 之间的熔融产生了川西碳酸岩以及同时代的富钾岩浆岩, 这种熔融可能是由于印度大陆板片与扬子大陆板片俯冲引起的新生代软流圈物质的上涌产生的, 并发生于青藏高原东缘始新世—渐新世分界线的从转换压扭变

* 国家重点基础研究发展规划项目(编号: 2002CC412610)、国家杰出青年基金(编号: 40425014)、中国地质科学院重点开放实验室专项资金(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资金(编号: GPMR0548)联合资助。

第一作者简介: 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, E-mail: tiansh2002@sina.com

形向转换张扭变形的转变过渡的构造背景下。

关键词 岩浆碳酸岩;喜马拉雅期碰撞造山带;Pb-Sr-Nd 同位素;地幔源区特征;动力学背景;四川西部

中图分类号 P588.15; P597.3

1 引言

碳酸岩是世界上出露相对较少的幔源岩石之一,其规模通常很小,常与碱性岩形成环状杂岩体,或呈岩颈、岩墙、岩锥等产出,主要发育于大陆裂谷环境 (Woolley and Kempe, 1989; Bell and keller, 1995; Bell *et al.*, 1998)。碳酸岩的地质地球化学特征可以指示其形成时的大地构造背景和地幔交代作用;碳酸岩常常富含轻稀土、铈、磷、铁、钍等元素,形成具有重要经济价值的矿石,因此一直受到国内外地质学家的高度重视。大量实际和实验资料表明,碳酸岩母岩浆来源于交代富集地幔 (Treiman and Schedl, 1983; Wyllie, 1989; Dobson and Jones, 1996);与硅酸盐熔体相比,碳酸岩熔体相对富含挥发分,其液相线温度、粘度和密度均较低,在岩浆侵入(喷发)过程中流动性较好,受地壳物质的混染相对较小。高温高压实验岩石学研究表明 (Swesney, 1994),与碳酸岩熔体形成相关的部分熔融作用可以发生在地幔软流圈,也可以发生在岩石圈,是目前已知的最深的岩浆源区之一。因此,碳酸岩被视为研究大陆地幔地球化学的“探针岩石”,通过对这类岩石的深入研究,有助于探讨地幔组成与演化、地幔交代作用与不均一性以及岩浆形成的动力学背景 (Bell *et al.*, 1998; 杨学明等, 1998)。

尽管前人在碳酸岩研究方面取得了很多重要的研究成果,但研究的构造背景主要集中于大陆裂谷环境,即由非造山作用引起的大地构造背景,而对于碰撞造山带中的碳酸岩则很少研究 (Le Bas, 1989; Tilton *et al.*, 1998)。四川西部与正长岩有关的碳酸岩位于扬子地台北缘,构造上处于印度-亚洲大陆碰撞而成的东碰撞带内 (Wang *et al.*, 2001)。已有年龄资料表明,这些碳酸岩-正长岩杂岩体均就位位于喜山期 (蒲广平, 2001; 田世洪, 2005)。本文详细研究了青藏高原东缘三个地区的碳酸岩 Pb-Sr-Nd 同位素特征,结合前人报道的牦牛坪地区的碳酸岩地球化学数据,讨论了大陆碰撞带内的碳酸岩岩浆的来源特征及其形成时的构造环境。

2 地质背景及碳酸岩基本特征

本研究区位于印度-亚洲大陆碰撞形成的青藏高原东缘地区。构造上,该区是吸纳和调节印度-亚洲大陆碰撞应力应变的构造转换带 (Hou *et al.*, 2003),先后经历了中生代古特提斯造山作用和喜马拉雅期大规模陆内变形等构造演化 (图1)。其中生代造山作用主要表现为金沙江古特提斯洋盆俯冲消减和江达-维西弧发育 (莫宣学等, 1993)。新生代本区经历了多期变形作用 (如古新世-渐新世 (55~40Ma)

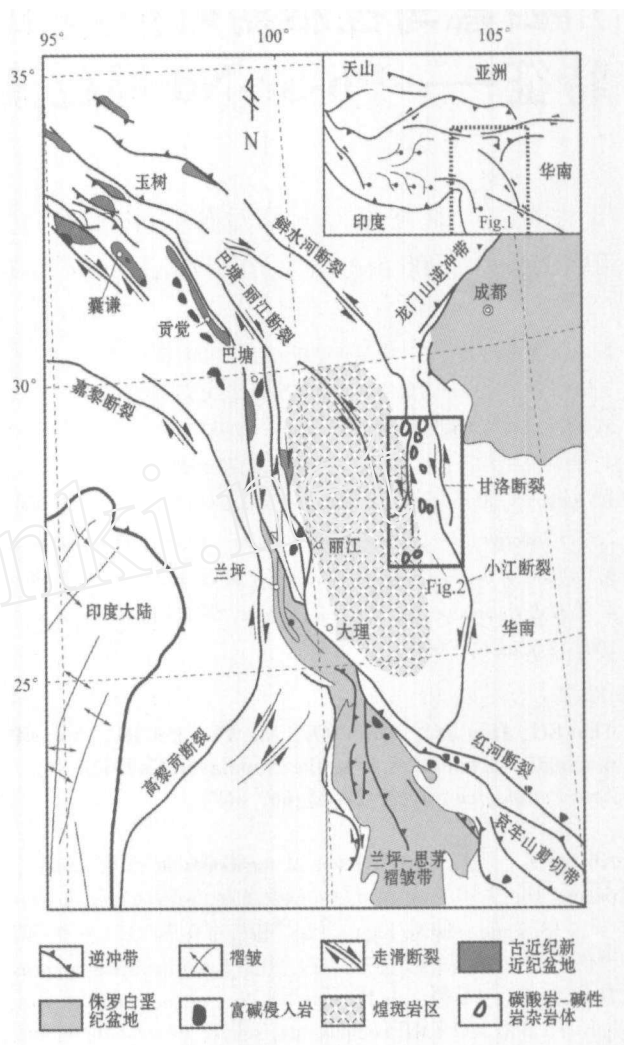


图1 青藏高原东缘新生代构造分布图 (Wang *et al.*, 2001), 显示了喜马拉雅期富碱侵入岩 (Wang *et al.*, 2001; 邓万明等, 1998; Chung *et al.*, 1998; 张玉泉和谢应雯, 1997)、钾质煌斑岩 (Guo *et al.*, 2005) 以及碳酸岩-碱性岩杂岩体 (袁忠信等, 1995) 分布

Fig. 1 Cenozoic tectonic map of the east Tibet (Wang *et al.*, 2001), showing the distribution of the Himalayan potassic felsic rock belt (Wang *et al.*, 2001; Deng *et al.*, 1998; Chung *et al.*, 1998; Zhang and Xie, 1997), shoshonitic lamprophyre district (Guo *et al.*, 2005), and carbonatite-alkalic complex belt (Yuan *et al.*, 1995).

转换压扭变形、始新世-渐新世 (40~38Ma) 转换过渡变形、早-中中新世 (24~17Ma) 转换张扭变形) 和新近纪以来东西向伸展 (Wang *et al.*, 2001; Hou *et al.*, 2003), 先后形成了一系列不同方向的走滑断裂组合。其中, 西部组合为环绕东构造结的嘉黎和高黎贡走滑断裂; 中部组合包括北段巴

塘-丽江断裂和南段哀牢山-红河断裂,前者 SN 向展布,右行走滑,后者 NW 向延伸,左行走滑,两者构成东侧的扬子陆块与西侧的羌塘地体的边界断裂带;东部组合包括龙门山逆冲带和鲜水河、小江走滑断裂(图 1)。

青藏高原东缘喜马拉雅期岩浆活动颇为频繁且具特色,构成一条由一系列新生代走滑断裂控制的半连续的钾质火成岩区(Wang *et al.*, 2001),从西至东分布有(图 1):(1)发育于囊谦逆冲系、巴塘-丽江断裂和红河断裂中的与一系列早—中新生代拉张盆地有关的 1000km 长的富碱侵入岩(Wang *et al.*, 2001; Chung *et al.*, 1998; 张玉泉和谢应雯, 1997; 邓万明等, 1998);(2)位于红河断裂东侧,约 50000 km² 的钾质煌斑岩区(Guo *et al.*, 2005);(3)以印度-亚洲大陆碰撞期间复活的、南北走向的箐河-程海断裂和安宁河断裂为界的,150km 长的碳酸岩-碱性岩杂岩体(图 1 和图 2)。所有这些岩浆活动均出现在一个相对较短的时期内(40 ~ 24Ma)。

川西碳酸岩发育于钾质火成岩区东部,通常与碱性正长岩在一起,构成碳酸岩-碱性岩杂岩体,(图 1)。这些杂岩体主要侵位于元古代结晶基底和古生代—中生代沉积盖层中。单个杂岩体形态不规则,沿次级断裂呈北北东、北北西向展布。这些杂岩体常与稀土矿化在时间上、空间上密切共生,为稀土矿床最重要的赋矿围岩,岩体产状与矿体产状一致,且其成岩时代与稀土成矿时代相近。样品取自牦牛坪、里庄和大陆槽 3 个地区的碳酸岩-碱性岩杂岩体中。

牦牛坪碳酸岩呈脉状沿杂岩体膨大部位的中心侵入,产状总体与北东向断裂一致,受哈哈断裂带控制。平面上呈带状展布。碳酸岩主脉主要分布于光头山,两侧有细脉侵入正长岩。脉宽 90 ~ 200m,沿倾向延伸 400m 尖灭。主要为肉红色方解石碳酸岩,少量白色伟晶方解石碳酸岩。碳酸岩岩脉主要由方解石组成(>90%),次要矿物为黑云母、霓石、霓辉石、钠铁闪石和正长石等(<10%),常见副矿物有磷灰石和榍石(<1%)。碳酸岩中钠铁闪石的 K-Ar 年龄为 31.7 ± 0.7 Ma(蒲广平, 2001),与正长岩(K-Ar 年龄为 40.8 Ma)和矿床形成时代($23 \sim 40.3 \pm 0.7$ Ma)相近。

大陆槽碳酸岩单脉宽几十厘米至数米,脉间为正长岩或石英闪长岩。碳酸岩与脉状稀土矿体和其它含矿岩脉,如重晶石脉、萤石脉、霓辉重晶石脉等共生,产于东部岩体破碎地段及岩体裂隙中。根据碳酸岩的产状及含矿性,碳酸岩有两种产出状况:一是呈脉状产于含矿围岩(石英正长岩)裂隙,与围岩界线清楚,脉体一般都比较规则,其走向北西方向居多,北东倾角。这种碳酸岩脉为灰白色,主要由方解石组成,含重晶石、萤石、少量石英和钠铁闪石等,常见方铅矿等硫化物,可见氟碳铈矿,具中粒结构;另一种碳酸岩产于稀土矿体中,岩石为黄褐色或不同色调的斑杂色。主要组成矿物为方解石、菱锆矿、萤石,少量重晶石、石英,含较多细粒氟碳铈矿。具细粒它形结构。它在矿床中分布广,与稀土矿体或矿化围岩界线不清。这种碳酸岩矿物与不规则状萤石及细条

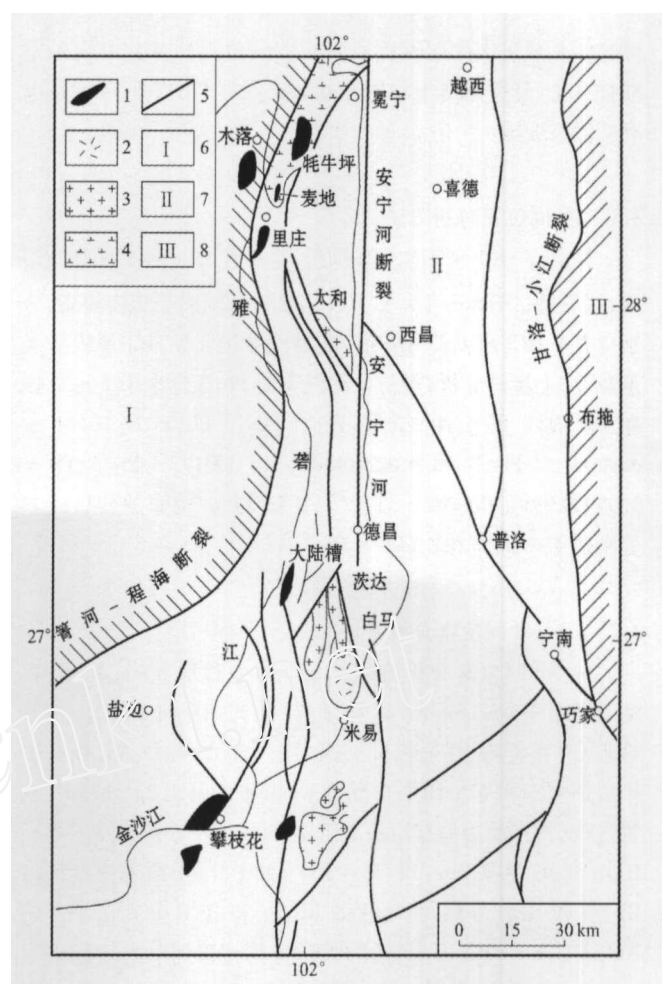


图 2 攀西裂谷稀土矿带地质构造位置略图(据袁忠信等, 1995 修改)

1-碳酸岩-碱性岩杂岩体; 2-正长岩; 3-富碱花岗岩; 4-碱长花岗岩; 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

Fig. 2 Geological and structural sketch map of REE ore belt in the Panxi rift (modified after Yuan *et al.*, 1995)

1. Carbonatite-alkalic complex; 2. Syenite; 3. Alkali-rich granite; 4. Alkali-feldspar granite; 5. Basement fracture; 6. Area of the Mesozoic marine group; 7. Area of the Presinian old land; 8. Area of the Palaeozoic group and Mesozoic continental group

状氟碳铈矿和糖粒状石英集合体共生,为矿床中角砾状矿石胶结物的主要组成矿物。因其氟碳铈矿数量多,构成碳酸岩型稀土矿石。

里庄碳酸岩呈白色,它形粒状结晶结构,块状构造。主要矿物为方解石(82%)和霓辉石;次要矿物为石英和褐铁矿。

3 分析方法

从碳酸岩中挑选出新鲜的方解石样品,粉碎至 20 ~ 40 目后,用水清洗、晾干。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 型热电质谱仪完成。

3.1 Pb 同位素分析方法

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:²⁰⁸Pb/²⁰⁶Pb = 2.16441 ± 0.00097, ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb = 0.91439 ± 0.00017, ²⁰⁴Pb/²⁰⁶Pb = 0.059003 ± 0.000084。²⁰⁴Pb/²⁰⁶Pb 和 ²⁰⁸Pb/²⁰⁶Pb 的分析误差分别优于 0.05% 和 0.005%。

3.2 Sr、Nd 同位素分析方法

Sr、Nd 同位素分析流程相似。首先称取 50mg 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 5d,样品蒸干后加入 1mL 6 N HCl,再次蒸干,再加入 1mL 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 10d。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 200μL 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:⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.710234 ± 7, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.511838 ± 8。Rb/Sr 和 Sm/Nd 分析误差均优于 0.1%。

4 分析结果

牦牛坪、大陆槽、里庄碳酸岩的 Sr-Nd 同位素组成列于表 1。从表 1 可以看出(以 $t = 35\text{Ma}$ 计算 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值和 $\varepsilon_{\text{Sr}}(t)$ 值),川西碳酸岩的 Sr-Nd 同位素组成具有非常负的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值(-3.2 ~ -18.7)和高的 (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i 值(0.706020 ~ 0.707923)。牦牛坪和里庄碳酸岩具有类似的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值(-3.2 ~ -5.6)和 (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i 值(0.706020 ~ 0.706997),在 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ -(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i 图中均位于 EM I 和 EM II 之间的狭小区域,相对更靠近 EM I (图 3A)。而大陆槽碳酸岩具有异常高的 (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i 值(0.707905 ~ 0.707923)和很低的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值(-6.4 ~ -18.7),在 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ -(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i 图中远离 EM I 和 EM II 地幔端元之间。从图 3 可以看出,川西碳酸岩低的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值(-3.2 ~ -18.7)和高的 (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i 值(0.706020 ~ 0.707923)明显不同于由非造山作用生成的大多数碳酸岩所具有的正的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值和负的 $\varepsilon_{\text{Sr}}(t)$ 值,如东非裂谷碳酸岩 (Bell and Blenkinsop, 1987; Simonetti and Bell, 1994a,

1994b; Bell and Simonetti, 1996; Kalt *et al.*, 1997),也明显不同于具有负的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值,但 $\varepsilon_{\text{Sr}}(t)$ 值较低的巴基斯坦碰撞带碳酸岩 (Tilton *et al.*, 1998)。川西碳酸岩所具有的高的 (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i 值和低的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值特征,与印度 Amba Dongar 碳酸岩的特征相似,后者被认为是受到地壳物质的混染的结果 (Simonetti *et al.*, 1995)。

牦牛坪、大陆槽、里庄碳酸岩的 Pb 同位素组成亦列于表 1。从表 1 可以看出,川西碳酸岩的 ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb、²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb、²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb 分别为 17.887 ~ 18.866、15.362 ~ 15.679、38.083 ~ 39.202。其中,牦牛坪碳酸岩的 ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb 值低(38.083 ~ 38.683)、大陆槽碳酸岩的 ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb 值高(38.631 ~ 39.202)、而里庄碳酸岩的 ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb 值位于中间(38.401 ~ 38.434)。在 ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb-²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb (图 3B)、⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb (图 3C) 和 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ -²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb (图 3D) 图解上,牦牛坪和里庄碳酸岩总体上所显示的特征基本一致,而不同于大陆槽碳酸岩的特征。从图 3B、C、D 可以看出,川西碳酸岩总体上均远离印度 Amba Dongar 碳酸岩 (60Ma) (Simonetti *et al.*, 1995)、巴基斯坦碰撞带碳酸岩 (30Ma) (Tilton *et al.*, 1998) 以及东非裂谷碳酸岩 (Bell and Blenkinsop, 1987; Simonetti and Bell, 1994a, 1994b; Bell and Simonetti, 1996; Kalt *et al.*, 1997),反映岩石具有相对特殊的地幔源区。

5 讨论

5.1 地幔源区特征

图 3A 显示了川西碳酸岩的 Sr-Nd 同位素与世界上其它年轻 (<200Ma) 的碳酸岩的对比。由图可见,川西碳酸岩的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值全为负值(-3.2 ~ -18.7),但 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 值很高(0.706020 ~ 0.707923)。据文献资料统计,成岩时代小于 100Ma 碳酸岩, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 值大于或接近 0.706 的只有印度 Amba Dongar 碳酸岩 (Simonetti *et al.*, 1995); $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) < 0$ 的碳酸岩有巴西南部碳酸岩 (80Ma)、印度 Amba Dongar 碳酸岩 (60Ma)、巴基斯坦碰撞带碳酸岩 (30Ma) 和部分东非裂谷碳酸岩 (0 ~ 100Ma)。Bell and Blenkinsop (1987, 1989) 研究并发现部分东非裂谷碳酸岩 (0 ~ 100Ma) 具有负的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值(-0.5 ~ -3.7),并和一些具有正的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值的样品绘于同一个 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ -(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i 图中(图 3A),并将其定义为所谓的东非裂谷碳酸岩演化线 (East African Carbonatite Line 即 EACL),该演化线位于现今的 HIMU-EM I 地幔端元之间。Tilton *et al.* (1998) 研究并发现巴基斯坦碰撞带碳酸岩 (30Ma),虽然具有负的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值(-3.1 ~ -3.8),但仍位于 HIMU-EM I 地幔端元之间(图 3A),并认为 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) < 0$ 的碳酸岩成因也可能与 HIMU-EM I 地幔端元的混合作用有关。Simonetti *et al.* (1995) 的研究也发现印度 Amba Dongar 碳酸岩 (60Ma) 具有高的 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 值和负的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值,在图 3A 中偏离了东非裂谷碳酸岩演化线,并认为碳酸岩中出现 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) < 0$

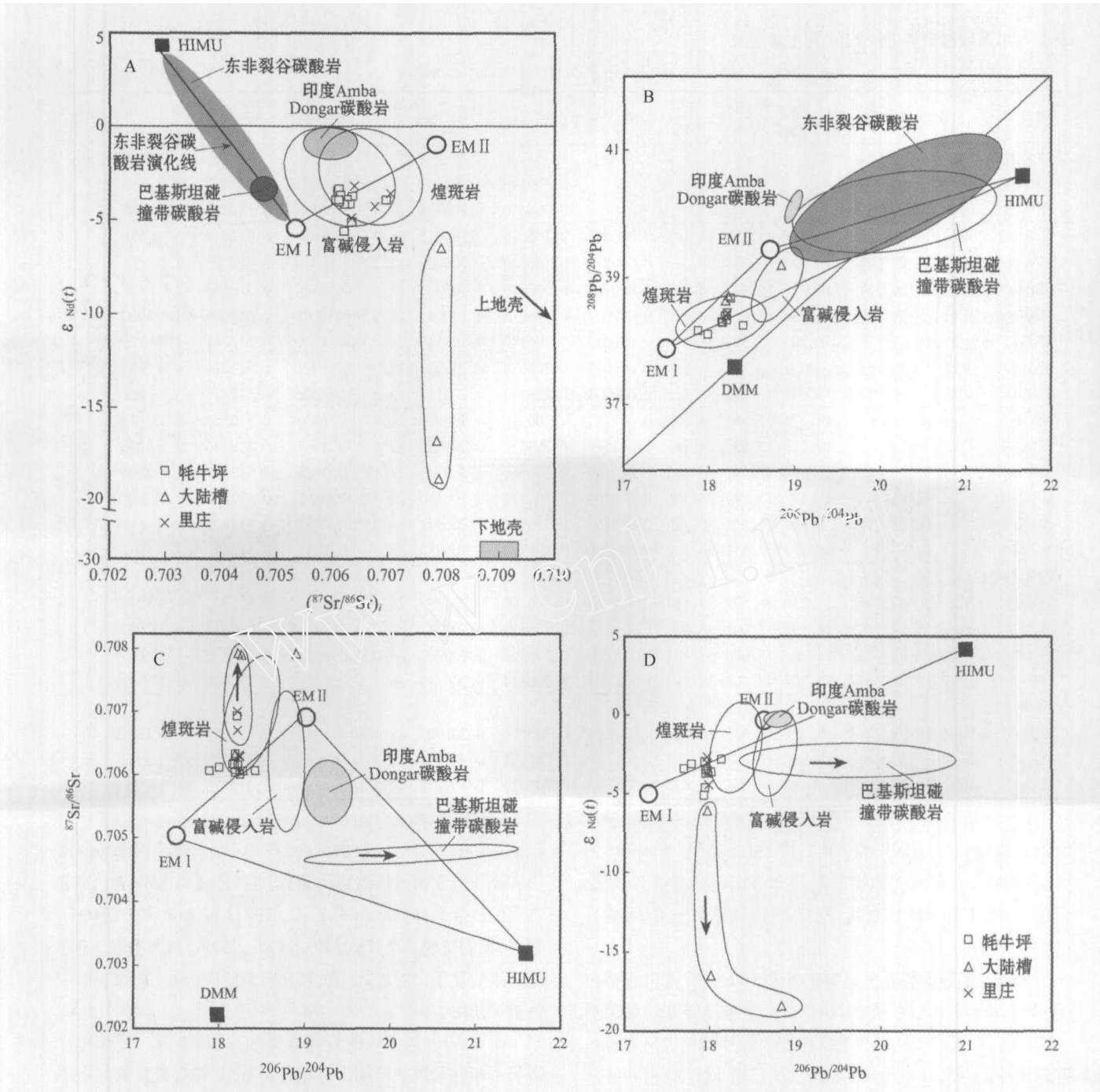


图3 川西碳酸岩和世界碳酸岩 (<200Ma) 的 Nd-Sr (A)、Pb-Pb (B)、Sr-Pb (C) 和 Nd-Pb (D) 图解 (Tilton *et al.*, 1998; Simonetti *et al.*, 1995; Bell and Blenkinsop, 1987; Simonetti and Bell, 1994a, 1994b; Bell and Simonetti, 1996; Kalt *et al.*, 1997)

Fig. 3 Nd-Sr (A), Pb-Pb (B), Sr-Pb (C) and Nd-Pb (D) isotopic characteristics of the carbonatites in Western Sichuan and young (<200Ma) carbonatites from around the world

可能与 HIMU 地幔源区受下地壳物质污染有关。尽管川西碳酸岩与巴基斯坦碰撞带碳酸岩 (30Ma) 和印度 Amba Dongar 碳酸岩 (60Ma) 一样, $\epsilon_{Nd}(t)$ 值都是负值, 但川西碳酸岩 ($31.7 \pm 0.7\text{Ma}$) 的 Sr, Nd 同位素组成与上述的碳酸岩仍存在较明显的差别, 在 $\epsilon_{Nd}-(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 图上川西碳酸岩远离 HIMU-EM I 地幔端元之间, 而位于 EM I 和 EM II 之间, 相对更靠近 EM I 端元。从图 3A 可以看出, 部分碳酸岩位于远离

EM I 和 EM II 地幔端元之间, 表明源区受到地壳物质污染的结果 (Simonetti *et al.*, 1995; Hou *et al.*, 2006)。

川西碳酸岩在 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (图 3B)、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (图 3C) 和 $\epsilon_{Nd}(t)$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (图 3D) 图解上也有类似情况。在图 3C 中, 巴基斯坦碰撞带碳酸岩拟合为一个不规则的 Sr 和 Pb 模式, 暗示源区受到了 Pb 的污染 (Tilton *et al.*, 1998), 而印度 Amba Dongar 碳酸岩由于受到

表1 川西碳酸岩的 Pb-Sr-Nd 同位素组成

Table 1 Pb-Sr-Nd isotopic compositions of the carbonatites in Western Sichuan, China

样品号	矿物和岩石	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	ϵ_{Sr} (t)	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$	ϵ_{Nd} (t)	t_{DM} (Ma)	来源
牦牛坪地区													
MO-67	碳酸岩中的方解石					0.706240	0.706240		0.07946	0.512413	-3.9	839	本文
MO-69	碳酸岩中的方解石					0.706330	0.706330		0.04904	0.512407	-3.8	690	
MNP-10	碳酸岩中的方解石	17.887	15.362	38.141	0.000021	0.706075	0.706075	22.9	0.08884	0.512414	-3.9	901	许成 等, 2002, 2004
MNP-13	碳酸岩中的方解石	18.223	15.538	38.323	0.000855	0.706020	0.706020	22.2	0.08363	0.512405	-4.0	875	
MNP-15	碳酸岩中的方解石	18.417	15.429	38.233	0.000121	0.706079	0.706079	23.0	0.08367	0.512436	-3.4	839	
MNP-16	碳酸岩中的方解石	18.264	15.556	38.683	0.000054	0.706075	0.706075	22.9	0.10010	0.512405	-4.1	1002	
MNP-125	碳酸岩中的方解石	18.220	15.587	38.452	0.000052	0.706149	0.706149	24.0	0.09825	0.512411	-4.0	978	
MNP-135	碳酸岩中的方解石				0.000073	0.706074	0.706074	22.9	0.09456	0.512411	-4.0	948	
MNP-142	碳酸岩中的方解石	18.001	15.435	38.083	0.000095	0.706113	0.706113	23.5	0.09426	0.512427	-3.7	925	
MN-1-2	碳酸岩	18.174	15.545	38.301	0.000163	0.706320	0.706320	26.4	0.1006	0.512357	-5.1	1071	王登红 等, 2002
MN-1-4	碳酸岩	18.172	15.536	38.283	0.001510	0.706050	0.706050	22.6	0.1081	0.512436	-3.5	1033	
MN-2-7	碳酸岩	18.162	15.541	38.295	0.000139	0.706160	0.706160	24.1	0.0888	0.512327	-5.6	1006	
MN-2-10	碳酸岩	18.177	15.547	38.306	0.000106	0.706170	0.706170	24.3	0.0886	0.512396	-4.2	921	
MN-2-6	碳酸岩	18.187	15.567	38.390	0.000468	0.706911	0.706911	34.8	0.0965	0.512408	-4.0	965	
MN-40	碳酸岩	18.194	15.551	38.352	0.000309	0.706280	0.706280	25.8	0.1044	0.512403	-4.2	1044	
里庄地区													
LZ-01	碳酸岩中的方解石	18.220	15.602	38.434	0.0044013	0.706305	0.706305	26.2	0.12314036	0.512372	-4.9	1311	本文
LZ-03	碳酸岩中的方解石	18.197	15.601	38.401	0.0050497	0.706713	0.706713	32.0	0.15472272	0.512412	-4.2	1907	
LZ-09	碳酸岩中的方解石	18.201	15.603	38.408	0.0020513	0.706997	0.706997	36.0	0.09658887	0.512432	-3.6	937	
LZ-17	碳酸岩中的方解石	18.207	15.604	38.424	0.0012489	0.706314	0.706314	26.3	0.05652777	0.512441	-3.2	690	
大陆槽地区													
DL-17	碳酸岩中的方解石	18.232	15.653	38.724	0.0004530	0.707905	0.707905	48.9	0.08384753	0.511759	-16.6	1632	本文
DL-20	碳酸岩中的方解石	18.866	15.679	39.202	0.0002345	0.707923	0.707923	49.2	0.06995599	0.511649	-18.7	1591	
DL-22	碳酸岩中的方解石	18.198	15.635	38.631	0.0001804	0.707922	0.707922	49.2	0.04065084	0.512275	-6.4	773	

Sr 的污染而位于 HIMU 和 EM I 和 EM II 之间 (Simonetti *et al.*, 1995)。川西大多数碳酸岩的 Pb-Pb、Sr-Pb、Nd-Pb 数据都位于 EM I 和 EM II 之间, 明显不同其它年轻的碳酸岩 (图 3)。

川西大多数碳酸岩所具有的 Sr-Nd-Pb 同位素组成都位于 EM I 和 EM II 之间, 在印度-亚洲大陆碰撞带东缘的钾质火成岩区, 与碳酸岩同时代的富碱侵入岩和钾质煌斑岩也具有这些特征 (图 3)。火成岩区从西 (巴塘-丽江断裂和红河断裂) 至东 (扬子克拉通内部) 主要岩石岩性变化为: 富碱侵入岩→钾质煌斑岩→碳酸岩-碱性岩杂岩体 (图 1), 对应的不相容微量元素丰度和比值也相应地显示出分带特征 (Guo *et al.*, 2005)。三套火成岩的 Sr-Nd-Pb 同位素组成, 相互重叠, 多位于 EM I 和 EM II 之间的区域, 从西 (富碱侵入岩、钾质煌斑岩) 至东 (碳酸岩-碱性岩杂岩体), 总体上显示出从 EM II→EM I 的变化趋势 (图 3)。

青藏高原东缘钾质火成岩区的 Sr-Nd-Pb 同位素组成不但位于富集地幔组分 EM I 和 EM II 之间, 它们的 Ba/Nb 和 Ba/Th 比值也位于 EM I 与 EM II 的中间。因此, 川西碳酸岩的来源可能是 EM I 和 EM II 两个富集端元的混合。假如这些富集组分是随着时间的推移通过地壳来源的物质的循环而产生的, 则可通过这种方式获得连续的富集组分 (Weis

et al., 1993)。此外, 假如在过去 2 Ga 以来俯冲到地幔的深海和陆源沉积物的作用是活动的, 也可能获得 EM I 和 EM II 之间的过渡组分 (Chauvel *et al.*, 1992; Weis *et al.*, 1993)。为此, 我们赞成一个模式 (Hou *et al.*, 2006): EM I 和 EM II 端元组分是不大的、孤立的、独立产生的库, 而且来源于单一的俯冲作用。

研究表明, 川西碳酸岩具有强烈亏损 Nb、Ta、Ti 和明显富集不相容元素的特征 (田世洪, 2005)。对这些现象的合理解释是: Nb-Ta-Ti 的亏损是一种来自深部地幔的富集流体/熔体所具有的特征 (Hou *et al.*, 2006), 在形成川西碳酸岩之前, 西藏东缘下部的次大陆岩石圈地幔已经被这种流体/熔体所交代。这种交代作用产生了一种含水的富集地幔域, 榴石和金红石等矿物稳定残留其中, 并导致了 Nb、Ta、Ti 的亏损 (Tatsumi, 1986; Foley and Wheller, 1990)。骆耀南等 (1998) 通过对扬子克拉通西缘的元古宙康定岛弧花岗岩和有关的同时代岛弧火山岩研究认为, 洋壳板块在元古宙可能就存在俯冲。至于这次俯冲的地幔富集事件的时间也可以通过川西碳酸岩计算的 Nd 同位素模式年龄 (t_{DM}) 得到进一步地限制。根据现今的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51315$ (Peucat *et al.*, 1988) 和 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.225$ (McCulloch *et al.*, 1983), 川西碳酸岩计算的 Nd 同位素模式年龄 t_{DM} 为 690 ~

1907Ma(表1),表明俯冲作用和随后的西藏东缘下部的次大陆岩石圈地幔的交代富集主要发生在元古宙。

上覆的深海/陆源沉积物和似 MORB 洋壳通过俯冲作用的循环能有效地影响次大陆岩石圈地幔源的同位素组成,并熔融生成川西碳酸岩(Hou *et al.*, 2006)。这是因为深海沉积物和陆源沉积物的 $U(2 \times 10^{-6})$ 、 $Th(12 \times 10^{-6} \sim 14 \times 10^{-6})$ 、 $Pb(25 \times 10^{-6} \sim 33 \times 10^{-6})$ 含量高,能支配玄武岩壳与沉积物混合后的同位素演化。Chauvel *et al.* (1992)在法国玻利尼西亚通过假设具有平均地壳的 Pb 同位素组成的沉积物和下覆的似 MORB 洋壳一起俯冲、循环进入地幔,定量模拟了 EM I、EM II 熔岩的 Pb 同位素组成。他们研究发现,少量深海沉积物(<1%),即可导致地幔具有 EM I 型地幔 Pb 同位素组成,而陆源沉积物(<5%)加入,将使地幔 Pb 同位素组成向 EM II 端元演化。根据这种模式,在循环的洋壳-沉积混合物中的、具有不同质量比的、百分之几的深海沉积物 + 陆源沉积物可生成 EM I 与 EM II 之间的连续组分。Hou *et al.* (2006)研究表明:通过 5% ~ 6% 的深海沉积物 + 陆源沉积物和下覆的洋壳,可以导致形成 EM I 和 EM II 混合地幔源,而川西碳酸岩和同时代的印度-亚洲大陆碰撞带东缘的火成岩的 Sr-Nd 同位素组成位于 EM I 与 EM II 之间的区域。如果这种模式计算是正确的,可以预测,进入西藏东缘下部地幔的深海/陆源沉积物的质量比从西(巴塘-丽江断裂和红河断裂)至东(扬子克拉通内部)将增加。这也与元古宙俯冲带的结构一致,古大洋板块向东俯冲,具有深海沉积物的俯冲前缘进入到扬子克拉通下部的深部地幔中(Guo *et al.*, 2005)。

5.2 动力学背景

青藏高原东缘新生代钾质岩浆作用归因于以下几种模式:大陆俯冲(Wang *et al.*, 2001)、地幔岩石圈的对流减薄(Chung *et al.*, 1998)、大陆裂谷(张玉泉等, 2000)、以及沿走滑断裂的伸展(Guo *et al.*, 2005)。这些不一致在某种程度上反映了前人只对青藏高原东缘的一小部分地区或单个火成岩带进行了详细研究,因而构造背景、岩浆活动以及单个火成岩带中岩石成因联系等之间的关系仍然比较模糊不清。前人和我们的研究表明印度大陆与亚洲大陆碰撞于 65 ~ 45Ma,并有三类重大地质事件在西藏东缘发生了响应:(1)印度-亚洲大陆碰撞带东缘的一系列新生代走滑断裂体系(Wang *et al.*, 2001)和复活的断裂体系(Guo *et al.*, 2005)以及巨型剪切带(Wang *et al.*, 2001);(2)早—中第三纪兰坪-思茅褶皱带(Wang *et al.*, 2001),和由走滑断裂限制的始新世拉张盆地(Hou *et al.*, 2003);(3)始新世—渐新世钾质火成岩区,包括富碱侵入岩、钾质煌斑岩以及碳酸岩-碱性岩杂岩体,从西至东,在岩石学、不相容元素丰度和 Sr-Nd-Pb 同位素组成上显示出明显的分带特征。因此,关于产生钾质岩浆岩的任何热力学解释或构造模式必须考虑到这三类地质事件。

Chung *et al.* (1998)认为沿红河断裂带分布的富碱侵入岩是因开始于 40Ma 的下部岩石圈的对流减薄产生的。然而,这种机制不但在物理上是难以令人相信的(Lenardic and Kaula, 1995),而且在时空上与古新世收缩或转换压扭变形有关的岩浆作用是不一致的(Wang *et al.*, 2001)。Wang *et al.* (2001)对同一火成岩带提出了一种构造模式,强调在转换压扭变形机制下沿红河断裂带的局部大陆俯冲导致了流体渗滤并进入到上覆的地幔楔形体和随后的熔体中。很明显地,这样的局部俯冲不能提供一种富集地幔的部分熔融产生同时代的钾质煌斑岩和富 CO_2 的硅酸盐岩浆的机制。对于碳酸岩的成因,尽管一些研究者把它的产生归因于地幔柱活动(Bell and Simonetti, 1996),然而,由于古磁场数据显示峨眉山地幔柱在二叠纪可能位于赤道附近,川西碳酸岩不可能与峨眉山地幔柱有关而形成峨眉山大火成岩区(卢记仁, 1996)。

青藏高原东缘三套幔源岩浆岩的时代相同,表明它们应来自一个共同的热力机制。根据地球物理研究,这种机制归因于新生代软流圈物质上涌(钟大赉等, 2000)。软流圈物质的上涌是因为受到扬子大陆板片向南西方向俯冲而引起的(刘福田等, 2000)或因印度大陆板片和扬子大陆板片自古新世以来向西藏东缘的俯冲引起的(侯增谦等, 2003)。考虑到印度大陆从北东方向楔入(图1)以及自印度大陆-亚洲大陆碰撞以来西藏东缘的大规模地壳减薄和顺时针旋转(Wang and Buechfiel, 1997),可以预测在始新世软流圈地幔的上涌可能位于印度-亚洲大陆碰撞带下部,并沿扬子克拉通西缘呈直立的“瓦板状”(钟大赉等, 2000)。软流圈地幔物质的上涌可能诱发了西藏东缘下部的 EM I 和 EM II 幔源的部分熔融,反过来也导致了印度-亚洲大陆碰撞带东缘始新世—渐新世火成岩区的形成。

除了需要从软流圈物质保持足够高的热量外,减压熔融是产生青藏高原东缘钾质岩浆岩的一种合理的机制。这种减压熔融是与在始新世—渐新世分界线从转换压扭变形向转换张扭变形的转变过渡有关的。早—中第三纪兰坪-思茅褶皱带(Wang *et al.*, 2001)以及由走滑断裂限制的始新世拉张盆地(Hou *et al.*, 2003)的发展,均表明转换压扭变形构造环境发生于 50 ~ 42Ma。一系列由走滑断裂限制的拉张盆地充填有 2600 m 厚的第三纪红层沉积岩和 38 ~ 42Ma (K-Ar 法)的粗面状火山岩,表明从转换压扭变形向转换张扭变形的转变过渡发生于 40Ma 左右。这个时期的转换过渡总体上与印度-亚洲大陆碰撞带东缘钾质岩浆岩的主要成岩期相一致,暗示了在始新世—渐新世分界线的应力松弛可能是导致西藏东缘下部的 EM I 和 EM II 富集地幔的减压熔融。而且,诸如拉分盆地、走滑断裂以及复活断裂的这些转换拉张构造,将使钾质岩浆岩通过已有断裂的上升和浅部侵位变得更容易。

6 结论

(1) 川西碳酸岩是形成于大陆碰撞带内的一个典型例子, 具有非常负的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值 ($-3.2 \sim -5.6$) 和高的 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 值 ($0.706020 \sim 0.706997$), 以及较宽的 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值 ($15.362 \sim 15.604$) 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值 ($38.083 \sim 38.683$) 的特征, 表明属于 EM I 与 EM II 之间一种混合地幔来源, 来源于在元古宙通过俯冲作用具有不同质量比的深海/陆源沉积物和下覆的似 MORB 洋壳的循环。部分碳酸岩具有异常负的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值 ($-6.4 \sim -18.7$) 和高的 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 值 ($0.707905 \sim 0.707923$), 表明其源区为受到地壳物质混染的结果。

(2) 富集地幔 EM I 与 EM II 之间的熔融产生了川西碳酸岩以及同时代的富钾岩浆岩。这种熔融可能是因受印度大陆板片与扬子大陆板片的俯冲形成的新生代软流圈物质的上涌引起的, 并发生于青藏高原东缘始新世—渐新世分界线的从转换压扭变形向转换张扭变形的转变过渡的构造背景下。

致谢 野外工作期间, 得到四川省地质勘查与开发局 109 地质队蒲广平总工、李小渝高级工程师、余波高级工程师等同志的大力支持和帮助; 室内工作期间, 得到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蒋少涌教授、濮巍女士、赵葵东博士等的大力支持, 在此表示诚挚的感谢!

References

- 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 Keller J. 1995. Carbonatite Volcanism: Oldoinyo Lengai and Petrogenesis of natrocarbonatites. *IAVCEI Proceedings of Volcanology*. Berlin: Springer-Verlag, 36–68
- 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
- Bell K, Kjarsgaard BA and Simonetti A. 1998. Carbonatite into the twenty-first century. *J. Petrol.*, 39 (11/12): 1839–1845
- Chauvel C, Hofmann AW and Vidal P. 1992. HIMU-EM: The French Polynesian connection. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 110: 99–119
- Chung SL, Lo CH, Lee TY, et al. 1998. Dischronous uplift of the Tibetan plateau starting from 40 My ago. *Nature*, 349: 769–773
- Deng WM, Huang X and Zhong DL. 1998. Petrological characteristics and genesis of Cenozoic alkali-rich porphyry in west Yunnan. *Scientia Geol. Sinica*, 33: 412–425 (in Chinese with English abstract)
- Dobson DP and Jones AP. 1996. In-situ measurement of viscosity and density of carbonate melts at high pressure. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 143: 207–215
- Foley SF and Wheller GF. 1990. Parallels in the origin of the geochemical signatures of island-arc volcanics and continental potassic igneous rocks: The role of residual titanates. *Chem. Geol.*, 85: 1–18
- Guo ZF, Hertogen J, Liu JQ, et al. 2005. Potassic magmatism in western Sichuan and Yunnan provinces, SE Tibet, China: Petrological and geochemical constraints on petrogenesis. *J. Petrol.*, 46: 33–78
- Hou ZQ, Lu QT, Wang AJ, et al. 2003. Continental collision and related metallogeny: a case study of mineralization in Tibetan orogen. *Mineral Deposits*, 22: 319–333 (in Chinese with English abstract)
- Hou ZQ, Ma HW, Zaw K, et al. 2003. The Himalayan Yulong porphyry copper belt: produced by large-scale strike-slip faulting at Eastern Tibet. *Econ. Geol.*, 98: 125–145
- Hou ZQ, Tian SH, Yuan ZX, et al. 2006. The Himalayan Collision Zone Carbonatites in Western Sichuan, SW China: Petrogenesis, Mantle Source and Tectonic Implication. 2nd submitted to *Earth Planet. Sci. Lett.*
- Kalt A, Hegner E and Satir M. 1997. Nd, Sr, and Pb isotopic evidence for diverse lithospheric mantle source of East African Rift carbonatites. *Tectonophysics*, 278: 31–45
- Le Bas MJ. 1989. Diversification of carbonatite. In: Bell K (ed). *Carbonatites: Genesis and Evolution*. London: Unwin Hyman, 428–447
- Lenardic A and Kaula WM. 1995. More thoughts on convergent crustal plateau formation and mantle dynamics with regard to Tibet. *J. Geophys. Res.*, 100: 15193–15203
- Liu FT, Liu JH, Zhong DL, et al. 2000. The subducted slab of Yangtze continental block beneath the Tethyan orogen in western Yunnan. *Chinese Science Bulletin*, 45: 466–472 (in Chinese)
- Lu JR. 1996. Dynamical characteristics of the Emei mantle plume. *Acta Geoscientia Sinica*, 17: 424–438 (in Chinese with English abstract)
- Luo YN, Yu RL, Hou LW, et al. 1998. Longmenshan-Jinpingshan intracontinental orogenic belt. Chengdu: Sichuan Science and Technology Publishing House. 1–171 (in Chinese with English abstract)
- McCulloch MT, Jaques AL, Nelson DR, et al. 1983. Nd and Sr isotopes in kimberlites and lamproites from Western Australia: an enriched mantle origin. *Nature*, 302: 400–403
- Mo XX, Lu FX, Shen SY, et al. 1993. Sanjiang Tethyan volcanism and related mineralization. Beijing: Geol. Publishing House. 1–267 (in Chinese with English abstract)
- Peucat JJ, Vidal P, Bernard-Griffiths J, et al. 1988. Sr, Nd and Pb isotope systematics in the Archaean low-to high-grade transition zone of south India: Syn-accretion vs post-accretion granulites. *J. Geol.*, 97: 537–550
- Pu GP. 2001. The evolution history of rare earth elements mineralization and major features of Himalayan REE deposits in the Panzhihua-Xichang area, Sichuan. In: Chen YC and Wang DH (eds). *Study on Himalayan Endogenic Mineralization*. Beijing: Seismological Press. 104–116 (in Chinese with English abstract)
- 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 and 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
- Sweeney RJ. 1994. Carbonatite melt compositions in the Earth's mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 128: 259–270
- Tatsumi Y. 1986. Chemical characteristics of fluid phase released from a subduction lithosphere and origin of arc magma: Evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *J. Volcano. Geotherm. Res.*, 29: 293–309
- Tian SH. 2005. The Himalayan Mianxi REE belt on the eastern margin of the Tibetan plateau: geology, geochemistry and geodynamics of the Mineralization, unpub. Ph. D dissertation. Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing. 1–131
- Tilton GR, Bryce JG and Mateen A. 1998. Pb-Sr-Nd isotope data from 30 and 300 Ma collision zone carbonatites in Northwest Pakistan. *J. Petrol.*, 39: 1865–1874
- Treiman AH and Schedl A. 1983. Properties of carbonatite magma and processes in carbonatite magma chambers. *J. Geol.*, 91: 437–447
- Wang DH, Yang JM, Yan SH, *et al.* 2002. Dynamics of the REE mineralization in Maoniuping area, Sichuan Province: Isotopic geochemistry of carbonatites. *J. of Chengdu Univ. of Tech.*, 29 (5): 539–544 (in Chinese with English abstract)
- Wang E and Buechfel BC. 1997. Interpretation of Cenozoic tectonics in the right-lateral accommodation zone between the Ailao Shan shear zone and the eastern Himalayan syntaxis. *Int. Geol. Rev.*, 39: 191–219
- Wang JH, Yin A, Harrison TM, *et al.* 2001. A tectonic model for Cenozoic igneous activities in the eastern Indo-Asian collision zone. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 188: 123–133
- Weis D, Frey FA, Leyrit H, *et al.* 1993. Revisited: geochemical and isotopic study of the southeast province lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 118: 101–119
- Woolley AR and Kempe DRC. 1989. Carbonatites: nomenclature, average chemical compositions, and element distribution. In: Bell K (ed.). *Carbonatites: Genesis and Evolution*. London: Unwin Hyman, 1–14
- Wyllie PJ. 1989. Origin of carbonatites: evidence from phase equilibrium studies. In: Bell K (ed.). *Carbonatites-Genesis and Evolution*. London: Unwin Hyman, 15–37
- Xu C, Huang ZL, Liu CQ, *et al.* 2002. Geochemistry of carbonatites in Maoniuping REE deposit, Sichuan Province, China. *Science in China*, 32: 635–643 (in Chinese)
- Xu C, Huang ZL, Liu CQ, *et al.* 2004. Pb isotopic geochemistry of carbonatites in Maoniuping REE deposit, Sichuan Province, China. *Acta Petrologica Sinica*, 20: 495–500 (in Chinese with English abstract)
- Yang XM, Yang XY and Le Bas MJ. 1998. Geological and geochemical characteristics of carbonatites and their implication for tectonic settings. *Advance in Earth Sciences*, 13 (5): 457–466 (in Chinese with English abstract)
- Yuan ZX, Shi ZM, Bai G, *et al.* 1995. The Maoniuping rare earth ore deposit, Mianning County, Sichuan Province. Beijing: Seismological Press. 1–150 (in Chinese with English abstract)
- Zhang YQ and Xie YW. 1997. Geochronology of alkali-rich intrusions and Nd, Sr isotopic characteristics in Ailao Shan-Jinsha River. *Science in China*, 27: 289–293 (in Chinese)
- Zhang YQ, Xie YW, Li XH, *et al.* 2000. Isotopic characteristics of shoshonitic rocks in eastern Qinghai-Tibet Plateau: Petrogenesis and its tectonic implication. *Science in China*, 30: 493–498 (in Chinese)
- Zhong DL, Ding L, Liu FT, *et al.* 2000. The multi-direction layer and frame structure of rock layers in orogenic belt and its control on Cenozoic magmatic activities: An example from Sanjiang and its neighboring area. *Science in China*, 30: 1–8 (in Chinese)

附中文参考文献

- 邓万明, 黄萱, 钟大赉. 1998. 滇西新生代富碱斑岩的岩石特征与成因. *地质科学*, 33(4): 412–425
- 侯增谦, 吕庆田, 王安建等. 2003. 初论陆-陆碰撞与成矿作用——以青藏高原造山带为例. *矿床地质*, 22(4): 319–333
- 刘福田, 刘建华, 何建坤等. 2000. 滇西特提斯造山带下扬子地块的俯冲板片. *科学通报*, 45(1): 79–84
- 卢记仁. 1996. 峨眉地幔柱的动力学特征. *地球学报*, 17(4): 424–438
- 骆耀南, 俞如龙, 侯立玮等. 1998. 龙门山—锦屏山陆内造山带. 成都: 四川科学技术出版社. 1–171
- 莫宣学, 路凤香, 沈上越等. 1993. 三江特提斯火山作用与成矿. 北京: 地质出版社. 1–267
- 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. 喜马拉雅期内生成矿作用研究. 北京: 地震出版社. 104–116
- 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, 闫升好等. 2002. 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
- 许成, 黄智龙, 刘丛强等. 2002. 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, 刘丛强等. 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
- 杨学明, 杨晓勇, Le Bas M. J. 1998. 碳酸岩的地质地球化学特征及其大地构造意义. *地球科学进展*, 13(5): 457–466
- 袁忠信, 施泽民, 白鸽等. 1995. 四川冕宁牦牛坪轻稀土矿床. 北京: 地震出版社. 1–150.
- 张玉泉, 谢应雯, 李献华等. 2000. 青藏高原东部钾玄岩系岩浆岩同位素特征: 岩石成因及其构造意义. *中国科学(D辑)*, 30(5): 493–498
- 张玉泉, 谢应雯. 1997. 哀牢山—金沙江富碱侵入岩年代学和 Nd, Sr 同位素特征. *中国科学(D辑)*, 27(4): 289–293
- 钟大赉, 丁林, 刘福田等. 2000. 造山带岩石层多向层架构造及其对新生代岩浆活动约束——以三江及邻区为例. *中国科学*, 30: 1–8