

文章编号: 1000-4734(2012)03-0370-09

小秦岭碳酸岩的 Sr-Nd-Pb 同位素地球化学

王林均^{1,2,3}, 许成⁴, 吴敏^{1,2}, 宋文磊⁴, 唐红峰¹

- (1. 中国科学院 地球化学研究所 地球深部物质与流体作用地球化学研究室, 贵州 贵阳 550002;
2. 中国科学院 研究生院, 北京 100049; 3. 贵州民族大学 建筑工程学院, 贵州 贵阳 550025;
4. 北京大学 造山带与地壳演化教育部重点实验室, 北京 100871)

摘要:小秦岭碳酸岩位于华北板块南缘,其(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i与ε_{Nd}值分别介于0.70495~0.70552和-10.1~4.6之间,紧靠EM1地幔端元,但相对EM1具有低Sr和低Nd特征。Pb同位素与华北板块南缘完全不同,而是落在了南秦岭下地壳范围之内,这表明华北板块南缘下地壳或地幔已经受到南秦岭地壳物质俯冲置换的影响,即在晚三叠纪时期,秦岭地区的碰撞造山作用可能已经结束,转入伸展拉张的构造环境。并进一步论述了秦岭地区三叠纪花岗岩是在深部拉张的构造环境下形成以及具有幔源物质参与的特征。

关键词:碳酸岩; 同位素地球化学; 花岗岩; 构造背景; 小秦岭

中图分类号: P588.121 文献标识码: A

作者简介:王林均,男,1982年生,博士研究生,岩石地球化学专业。E-mail: wlj0825@yahoo.com.cn

秦岭地区三叠纪的构造背景已经成为当前秦岭造山带构造演化和成岩成矿研究的关键问题之一。然而,该时期的构造演化和成矿背景还存在很大的争论:①与扬子板块与华北板块大陆碰撞造山过程有关^[1-2];②与碰撞造山晚期地幔蠕动或脱气过程有关^[3]。华北克拉通自中生代以来遭受了强烈的活化改造,发生了大规模的构造变形和岩浆活动,形成了多种类型的盆地,并伴随产生了大量金属矿产和油气资源,致使原有的克拉通的结构和性质遭到明显的破坏,被认为是世界上古克拉通被移离的最佳实例。华北板块是世界上克拉通破坏最为典型的地区,但有关破坏发生的时限、空间范围、机制和动力学背景等彼此相关联的科学问题还存在激烈的争论:①破坏发生的起始时间;②破坏机制;③克拉通破坏的地球动力学等。因此,研究秦岭造山带三叠纪的构造背景,不仅涉及到华北板块与扬子板块的碰撞演化,勉略缝合带从洋壳俯冲拼合到陆陆碰撞造山过程,也为探讨华北克拉通破坏,秦岭燕山期岩体和矿床的地球动力学背景提供切实的依据^[4-6]。

在小秦岭的陕西华阳川、黄龙铺等地发育了典型的碳酸岩。碳酸岩是地球表面出露相对较少

的幔源岩石之一,具有较高的Sr-Nd含量,能缓冲地壳物质的混染,因此碳酸岩的Sr-Nd同位素地球化学对探讨地幔源区的特征具有重要的参考价值^[7]。邱家骥^[8]等获得了华阳川碳酸岩内长石的K-Ar年龄为204~206 Ma,黄典豪等^[9]获得了黄龙铺碳酸岩辉钼矿Re-Os年龄221 Ma,均指示小秦岭碳酸岩为三叠纪产物。本文通过对这些碳酸岩的Sr-Nd-Pb同位素特征研究,以清晰认识秦岭造山带的演化历史,确定三叠纪时期秦岭造山带的大地构造背景,也对该时期秦岭三叠纪花岗岩的背景争论起到指示作用。

1 地质背景

秦岭造山带是华北与扬子两大古板块的接合带,具有复杂的物质组成和结构构造,经历了长期的演化历史,并在不同的构造演化阶段以不同的构造体制发展演化而最终形成复合型大陆造山带,在我国大陆地质构造演化中占有重要地位。前人发现了商丹和勉略缝合带,将其划分为华北克拉通南缘、北秦岭造山带、南秦岭造山带和扬子克拉通北缘等4个构造单元,确定了秦岭造山带的板块构造格局^[10-17]。

小秦岭位于华北板块的南缘,区内断裂构造较复杂,具有多期活动的特点,东西向构造是区内构造的基础,由太古界太华群组成的太华复背斜

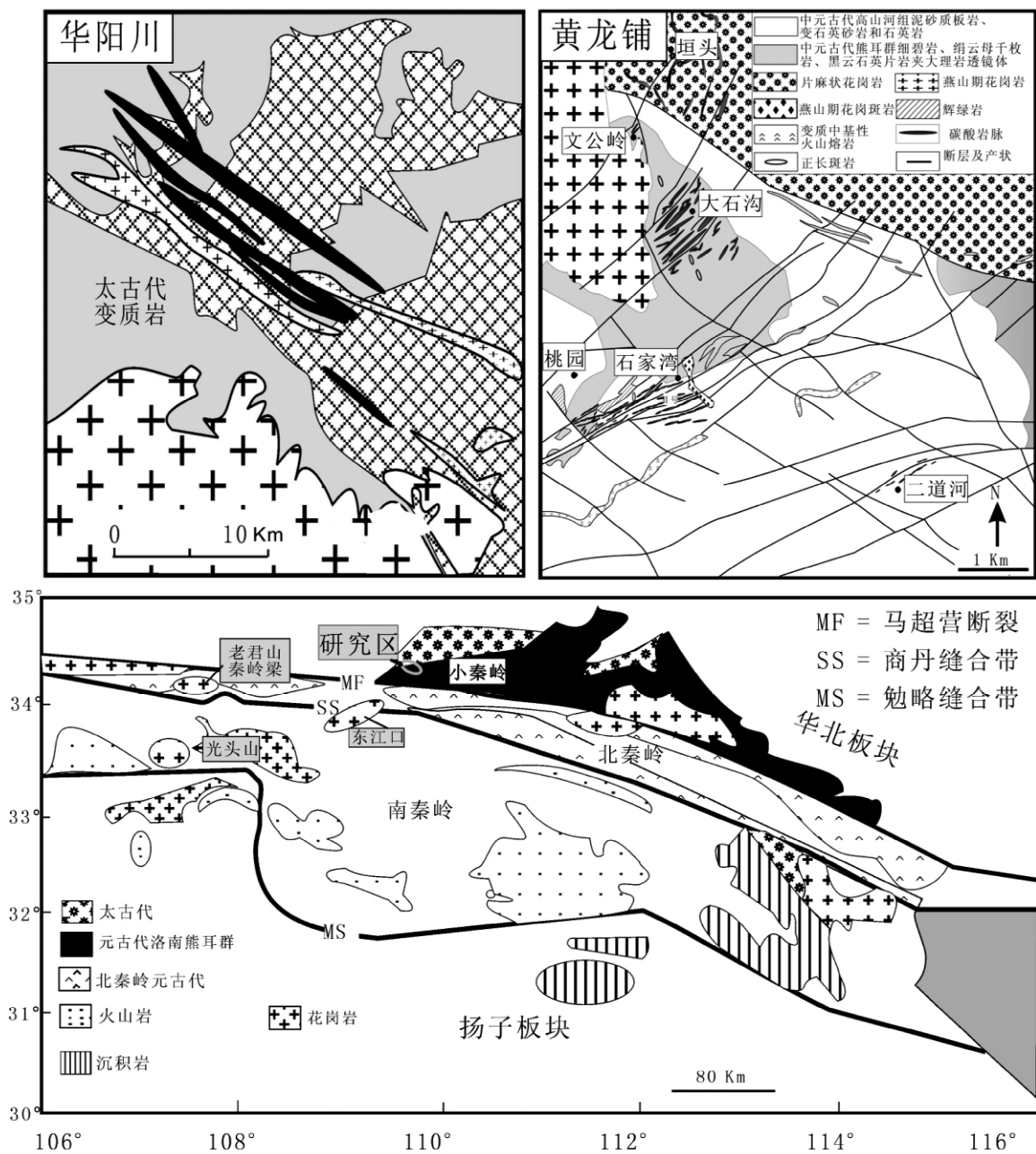


图1 秦岭造山带地质分布简图(据文献[21]改绘)
Fig. 1. Geological sketch map of the Qinling orogenic belt.

位于北部(大月坪 金罗斑),中部和南部分布了回马坪 朱家沟、铁炉子 三要东西向断裂,而中生代以来的北东向、北西向构造对东西向构造起了一定的改造作用^[18]。区内出露地层主要是太古代太华群的一套老变质岩系和元古界熊耳群高山河组的变质火山岩和变质硅质岩、变质泥质岩。岩石类型主要包括角闪斜长片麻岩、黑云斜长片麻岩、混合岩化黑云斜长片麻岩、花岗质混合片麻岩、变安山岩、石英岩及板岩等。其围岩蚀变主要有黑云母化、绿帘石化、霓长岩化、硅化等。

小秦岭地区华阳川碳酸岩侵入太古界太华群,呈脉状和网脉状产出,受NW向张性和张扭断裂带及其伴生的次级裂隙构造控制,其产状、形态规模和空间分布与断裂和裂隙的发育密切相关(图1)。碳酸岩脉主要由粗粒(>1 mm)的方解石组成,次要矿物为石英、金云母、微斜长石、钠铁闪石和霓辉石等,常见副矿物有磷灰石、钼石、独居石等稀土和放射性元素矿物。黄龙铺大石沟碳酸岩侵入中元古界熊耳群的变质岩中,呈北东向脉体产出,受北西和北东向断裂控制,单脉最长可达

500 m 左右,粗脉形态较规则,而细脉则构成网脉。围岩蚀变仅局限于矿脉两侧,主要有黑云母化、绿帘石化、黄铁矿化、碳酸盐化、硬石膏化和沸石化。碳酸岩矿物成分主要包括方解石、石英、天青石、微斜长石、黄铁矿、方铅矿、辉钼矿、氟碳铈矿、独居石、金红石、铌钛铀矿和铅铀钛铁矿。地质和地球物理资料表明,不同方向、不同规模和不同性质的断裂构造或裂隙在空间上相互穿插、叠加,形成本区复杂的断裂构造体系,控制了本区岩浆活动,特别是脉岩的形成^[19-20]。

2 分析测试方法

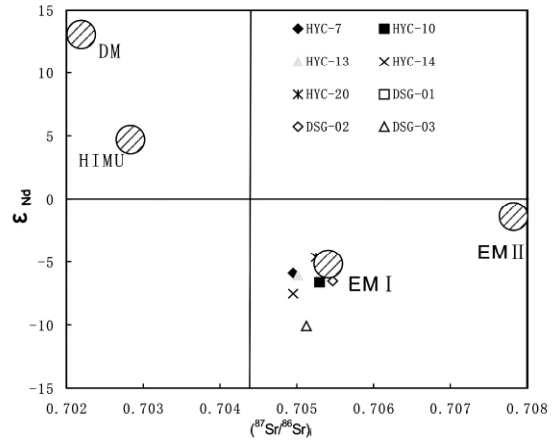
样品的 Sr、Nd 同位素分析在英国南安普敦大学的国家海洋中心测试完成,用 VG Sector 54 质谱仪。实验流程中 Sr 的空白值 < 1.1 ng, Nd 的空白值 < < 0.2 ng。国际标样 NBS987 和 JMC321 分析值分别为 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710252 \pm 11(2\sigma, n = 169)$ 和 $0.511125 \pm 11(2\sigma, n = 45)$ 。

碳酸岩中方解石的 Pb 同位素分析在澳大利亚国立大学测试完成,利用原位激光 LA-ICPMS 测定 ^{206}Pb 、 ^{207}Pb 、 ^{208}Pb 同位素组成(由于 ^{204}Pb 含量较低和系统内 ^{204}Hg 的干扰, ^{204}Pb 将不检测),根据标样比值,计算 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 和 ^{208}Pb 和 ^{206}Pb 比值。

3 分析结果

表 1 中列举了小秦岭地区碳酸岩岩体的 Sr、Nd 和 Pb 同位素组成数据,这些岩石的 ($^{87}\text{Sr}/$

^{86}Sr)_i 比值介于 0.70495 ~ 0.70552 之间, ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i 比值介于 0.512027 ~ 0.512287, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 比值介于 -10.1 ~ 4.6,按 $t = 220 \text{ Ma}$ 计算。在 $\epsilon_{\text{Nd}}(t) - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 图中,其 Sr、Nd 同位素紧靠 EM1 地幔端元,但相对于 EM1 具有低 Sr 和低 Nd 特征(图 2)。



DMM、HIMU、EM1、EM2 地幔端元值引自 [23], ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_{UR} = 0.7045 引自 [24]

图 2 $\epsilon_{\text{Nd}}(t) - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 图

Fig. 2. Diagram of $\epsilon_{\text{Nd}}(t) - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$.

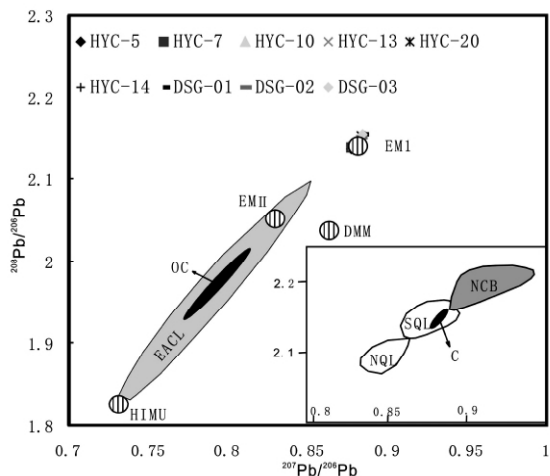
在图 3 中,小秦岭碳酸岩 Pb 同位素变化范围稳定,显示固定的位置,位于地幔端元 EM1。这种特征明显不同于东非裂谷碳酸岩的 Pb 同位素数据^[22]。地球化学特征表明,Pb 同位素明显受区域基底的控制,不同的块体内部具有高度的耦合现象,而且有各自的 Pb 同位素演化趋势,因为

表 1 小秦岭华阳川和黄龙铺大石沟地区 Sr-Nd-Pb 同位素组成

Table 1. Sr-Nd-Pb isotopic compositions of carbonatites from Lesser Qinling

样号	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$T_{2\text{DM}}(\text{Ga})$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_i$	$(^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_i$
HYC-5											$0.878 \pm 10 (n=10)$	2.136 ± 30
HYC-7			0.70496	0.1561	0.512277 ± 12	-5.9	1.47				$0.878 \pm 15 (n=17)$	2.138 ± 29
HYC-10			0.70530	0.1229	0.512196 ± 23	-6.6	1.53				$0.881 \pm 7 (n=10)$	2.143 ± 20
HYC-13			0.70501	0.1428	0.512247 ± 13	-6.1	1.49				$0.879 \pm 19 (n=14)$	2.141 ± 31
HYC-14			0.70495	0.1260	0.512151 ± 12	-7.5	1.61					
HYC-20			0.70525	0.1547	0.512341 ± 12	-4.6	1.37				$0.884 \pm 13 (n=12)$	2.153 ± 21
DSG-01	0.0003	0.705392 ± 11	0.70539	0.1439	0.512280 ± 7	-5.8	1.46	17.656	15.474	37.650	0.885	2.155
DSG-02	0.0003	0.705471 ± 11	0.70547	0.1830	0.512287 ± 22	-6.5	1.51	17.486	15.465	37.664	0.884	2.151
DSG-03	0.0003	0.705123 ± 11	0.70512	0.1305	0.512027 ± 20	-10.1	1.81	17.518	15.471	37.642	0.885	2.155

注:初始的 Sr、Nd 和 Pb 同位素比值来自于 ICPMS 测试的 Rb、Sr、Sm、Nd、U、Th 和 Pb 数值,初始值按 220 Ma 计算; $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 测试值计算基于 ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$)_{CHUR} = 0.1967 和 ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_{CHUR} = 0.512638, $T_{2\text{DM}}$ 测试值计算基于 ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$)_{DM} = 0.2137 和 ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_{DM} = 0.51315。



图中 EACL(东非裂谷)碳酸岩及其范围引自文献[26],南秦岭(NQL)和北秦岭(SQL)和华北板块南缘(NCB) Pb 同位素范围引自文献[27]。地幔端元 EM1、EM2、HIMU 和 DMM 引自文献[28]

图 3 小秦岭碳酸岩 Pb 同位素 $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 图解

Fig. 3. Diagram of $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

在构造分区及演化等方面具有良好的约束作用^[25]。值得注意的是,通过与南秦岭和北秦岭 Pb 同位素范围进行对比,小秦岭碳酸岩的 Pb 同位素特征与华北板块南缘的同位素特征完全不同,而是落在了南秦岭下地壳范围之内,因此可以推测其岩浆的源区与南秦岭下地壳密切相关。

4 讨论

4.1 小秦岭碳酸岩构造背景分析

在太古界时期,华北板块南缘处于亏损地幔源区^[29]。在古生代时期,华北板块南缘的金伯利岩岩浆作用以低($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀(~0.703)和高 ϵ_{Nd} (~2.2)为特征^[27]。然而在中生代,大量的铁镁质和长英质岩石同位素组成指出其来自于岩石圈富集源区。华北板块中心位置的早白垩纪的橄榄岩捕虏体,其 Sr-Nd 同位素组成也具有富集地幔特征^[30]。三叠纪小秦岭地区碳酸岩中的方解石 C、O 同位素非常稳定,均落在“初始火成碳酸岩”范围之内,说明未受到次生过程的影响^[31]。该岩体的 Sr、Nd 同位素紧靠 EM1 地幔端元,这个特征表明华北板块南缘在早中生代就已经出现了 EM1 富集地幔的特征。经过前人多年的研究总结,富集地幔 EM1 的起源可能有以下 4 个方面:

①来自于幔源物质(岩石圈地幔或者软流圈)的热侵蚀;②洋壳物质的俯冲交代;③造山阶段地壳物质的俯冲混合;④造山后的下地壳拆层作用^[32]。

碳酸岩通常含有高的不相容元素如 Sr、Ba、LREE 等,其母体被公认为是富 CO₂ 的橄榄岩或榴辉岩低程度部分熔融的产物(F < 1%)^[33]。高温高压实验表明,在压力为 2~3.5 GPa 的地幔深度,地幔的部分熔融作用(0.1% 以下)可以直接分异富碱(5%~7%)的镁质碳酸岩熔体。分异的镁质碳酸岩熔体粘度低,能快速上升,在压力小于 2 GPa 的地幔深度与围岩反应,改变熔体组成, CaO/MgO 值升高,形成富“方解石”成分。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,也可以发生在大陆岩石圈,是目前已知的最深的源区岩浆之一^[34]。

在板块之间发生的俯冲碰撞过程中,上覆的深海/陆缘沉积物和似 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,这是因为其 U、Th、Pb 含量高,能支配玄武岩类与沉积物混合后的同位素演化。已有研究表明^[27],北秦岭不属于华北克拉通的组成部分,而是古元古代在强亏损地幔之上的新生地壳基础上发展的微古陆,最初可能具有洋岛性质,并临近华北陆块边缘。北秦岭经历了复杂的构造演化,以发育向北逆冲推覆的厚皮叠瓦状逆冲推覆构造为特征。中-新元古代华北陆块洋壳的俯冲缝合,导致北秦岭与华北陆板的最终拼合,而中-新元古代洋壳物质的深俯冲,也为三叠纪小秦岭碳酸岩的形成提供了 C 源。洋壳碳酸盐岩矿物有非常低的 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 和 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 比值(0.014 和 0.11),长时间的演化对其 Sr、Nd 同位素特征影响甚微;但 $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ 相对较高(~22)^[35-36],长期演化必然导致 Pb 同位素变低。因此循环进入深部地幔源区的古碳酸质洋壳,在长达 1 Ga(或更长时间)就能形成 EM1 型的碳酸质源区。

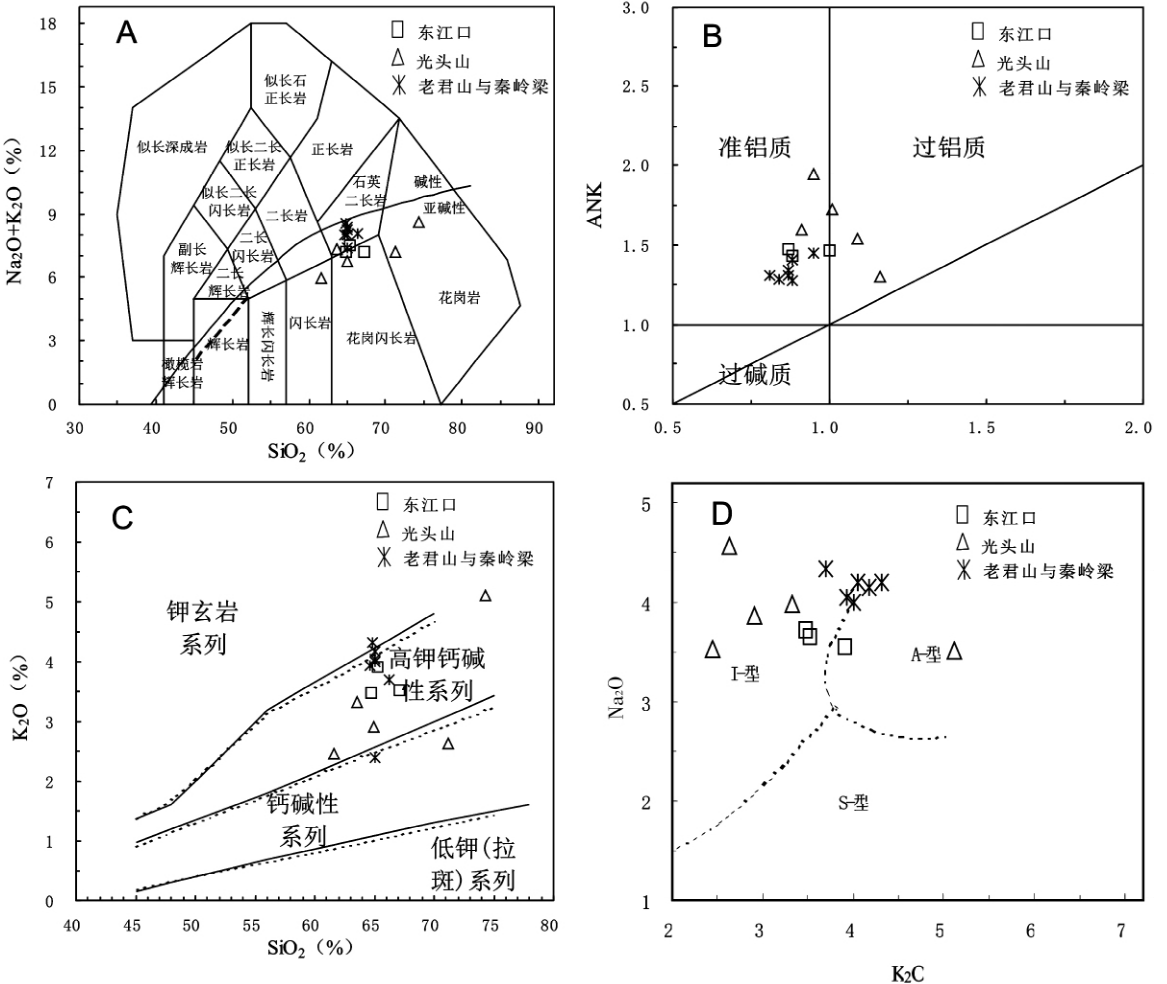
蛇绿岩套通常认为是古老洋壳的残余体。勉略构造带也存在一个蛇绿构造混杂岩带,赖绍聪^[37]对勉略带蛇绿岩及相关火山岩研究表明,勉略洋自泥盆纪打开,石炭-二叠纪主体扩张形成,三叠纪闭合,曾经历过一个较完整的有限洋盆发生、发展与消亡过程,即其沿线存在已消失的古洋盆与古碰撞缝合带。但是南秦岭勉略带蛇绿岩-镁铁质岩的形成时代比较复杂,李曙光等^[38-39]研

究勉略洋盆的闭合时代在 221 ~ 242 Ma,测定蛇绿岩的定年范围较大。在扬子与华北板块发生碰撞的构造背景下,南秦岭的基底地壳物质有条件俯冲至华北板块南缘^[40]。地球物理、地球化学和地质研究表明,陆陆碰撞使南秦岭下地壳滑脱,俯冲于北秦岭地壳之下^[1,16]。

侯增谦等^[41-42]提出碰撞造山作用主要分为3个阶段:主碰撞期、晚碰撞期和后碰撞期,且不同碰撞阶段的应力场会发生周期性或旋回性变化。主碰撞阶段早期为碰撞挤压,晚期出现伸展松弛;晚碰撞阶段早期主体为逆冲推覆,晚期总体为走滑剪切;后碰撞阶段早期为侧向挤出,晚期发生伸展张裂。并在研究川西喜马拉雅碰撞造山带碳酸岩时发现,其形成构造背景为晚碰撞阶段构造转换环境,具有高的 (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i 值(0.706020 ~ 0.707923),非常负的 ε_{Nd} 值(-18.7 ~ -3.2),表明

该构造背景下的碳酸岩是来源于 EM I 和 EM II 之间的一种混合地幔^[43],这与小秦岭碳酸岩 Sr、Nd 同位素组成具有明显区别。

后碰撞期岩浆作用以发育与俯冲板块撕裂和岩石圈减薄有关的伸展岩浆组合为特征,是以岩石圈拆沉作用,挤压向伸展转换为特色^[44-45]。通过研究发现,小秦岭地区三叠纪碳酸岩其 Pb 同位素特征与南秦岭基底类似,表明位于华北板块南部边缘的小秦岭已经受到南秦岭基底的影响。一种可能的解释就是在勉略洋向北俯冲消减闭合,扬子板块与华北板块全面对接,开始陆陆碰撞造山,南北两大陆块碰撞作用致使南秦岭下地壳俯冲垫置于华北南缘下地壳,导致该区域下地壳加厚,岩石圈发生拆沉作用,并受到元古代俯冲至地幔深部的具有典型 EM1 富碳质源区分异的流体交代,通过低程度部分熔融作用,形成华南北缘接



(A) TAS 分类图解; (B) 铝饱和指数图解; (C) K₂O-SiO₂ 图解; (D) K₂O-Na₂O 图解

图 4 花岗岩分类图解(数据引自文献[13,46-51])

近 EM1 的低 Sr 和低 Nd 的碳酸岩。因此,可以判定在晚三叠纪时期,小秦岭碳酸岩形成于秦岭造山带碰撞作用已经结束后的伸展拉张阶段。

4.2 对秦岭造山带三叠纪花岗岩的指示意义

值得注意的是,在秦岭造山带的光头山、东江口、老君山与秦岭梁地区分布了大量的三叠纪花岗岩(图 1)。孙卫东^[11]提出南秦岭花岗岩的形成可能于勉略古生代洋盆闭合后随之发生的洋壳俯冲作用有关,而张成立^[13]提出南秦岭勉略带北部花岗岩很可能是板块碰撞汇聚后向伸展的转折有关。因此,三个岩体群其构造背景是属于大陆造山带碰撞作用时期,还是之后向伸展转折的产物,一直处于争论中。

根据前人的研究表明,三个岩体群在 K_2O-Na_2O 岩石成因类型图解中,大多数投入在 I 型区,表现出了高钾钙碱性系列的准铝质或过铝质特征(图 4)。但是,同一岩体群中的岩体也具有独特的特征,如光头山岩体群中的姜家坝岩体,稀土模式具有明显的 Eu 异常,亏损 Sr、Ba、Eu、Ti 等元素,与典型的 A 型花岗岩(强烈亏损 Sr、Ba、Eu、Ti,富集 Zr、Y 和 Yb)具有明显的相似性。老君山和秦岭梁环斑花岗岩体高铝富钠,且在成因图上位于 I 和 A 型花岗岩的边界附近,显示 I-A 型过渡的花岗岩特征。在 $\epsilon_{Nd}-(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 图上(图 5)花岗岩岩石基本均分布于第 IV 象限,这反映了岩浆源区中具有两端元(或多端元)的混合

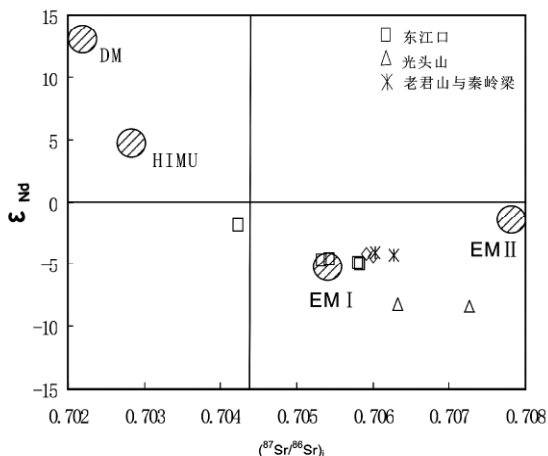
趋势。

一般来说, I 型花岗岩既可以形成于岛弧环境,也可以形成于主碰撞作用之后的后碰撞阶段^[56]。岩石、构造及地球动力学的研究结果指出,不同类型花岗岩的成因明显受地球动力学环境的制约。高钾钙碱性花岗岩和花岗闪长岩出现在各种不同的地球动力学环境中,它们实际上指示的是一种构造体制的变化而不是一个特定的地球动力学环境,既可以产生在碰撞事件的主峰期分开的张弛阶段,也可以产生在挤压体制转变为拉张体制的过程中^[57]。后碰撞花岗岩主要表现为高钾钙碱性系列到碱性系列的强过铝质岩石地球化学特征^[41]。卢欣详等^[52]认为,环斑花岗岩分为两类:非造山和造山后,并分别代表稳定大陆伸展环境和造山带后期伸展或由挤压向拉张转换的环境。张旗等^[58]提到受构造背景及岩浆自身演化作用的影响,可能会先后出现具 I 型向 A 型过渡特征的环斑花岗岩体,这与大陆造山带碰撞后岩石圈松弛阶段,由会聚挤压向离散转折过程中,出现富钾钙碱性花岗岩类以及富钾和钾长石斑晶钙碱性花岗岩特征相一致。王晓霞^[49-50]提出,老君山和秦岭梁环斑花岗岩的特征表明寄主岩石岩浆的起源可能与加厚地壳的部分熔融有关,其成因是由于原始壳幔岩浆被幔源基性岩浆注入混合形成,岩体具有钙碱性到碱性或 I-A 型花岗岩过渡特点。

值得注意的是,本文中的 3 个花岗岩岩体群的年龄在 211~217 Ma 之间^[11,52],略晚于小秦岭碳酸岩(221 Ma)的形成年龄,进一步表明它们可能是属于南北两大陆块的碰撞作用致使大陆地壳岩石发生增厚,岩石圈发生拆沉作用,与地幔源区交代,其构造背景向伸展拉张阶段转化,大量幔源岩浆交代下地壳,导致地壳物质大规模熔融,形成具有壳幔混合特征的花岗岩。

5 结 论

小秦岭地区其 Sr、Nd 同位素紧靠 EM1 地幔端元,但相对于 EM1 具有低 Sr 和低 Nd 特征。Pb 同位素变化范围稳定,其特征与南秦岭基底类似,表明受到了南秦岭下地壳物质俯冲置换的影响。揭示了在三叠纪晚期,秦岭地区的碰撞造山作用可能已经结束,进入伸展拉张的阶段。位于秦岭造山带中勉略和商丹缝合线附近的花岗岩体群为三叠纪晚期(211~217 Ma)形成,其花岗岩表现



(数据引自 [53-54], DM、EM I、EM II 据 Zindler 和 Hart^[55])

图 5 花岗岩 $\epsilon_{Nd}-(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 图

出向强分异 A 型过渡的高钾过铝质和准铝质的钙碱性特征, 晚于小秦岭碳酸岩(221 Ma) 形成年龄, 进一步证实该时期花岗岩可能为碰撞结束后向拉张转换背景下壳幔物质混合的产物。

参 考 文 献:

- [1] 陈衍景, 富士谷. 豫西金矿成矿规律[M]. 北京: 地震出版社, 1992: 234.
- [2] Chen Y J, Chen H Y, Zaw K, Pirajno F, Zhang Z J. Geodynamic settings and tectonic model of skarn gold deposits in China: An overview [J]. *Ore Geology Reviews*, 2007, 31: 139-169.
- [3] 毛景文, 谢桂春, 张作衡, 李晓峰, 王义天, 张长青, 李永峰. 中国北方大规模成矿作用的期次及其地球动力学背景[J]. 岩石学报, 2005, 21: 169-188.
- [4] 吴福元, 徐义刚, 高山. 华北岩石圈减薄与克拉通破坏研究的主要学术争论[J]. 岩石学报, 2008, 24: 1145-1174.
- [5] 吴福元, 葛文春, 孙德有, 等. 中国东部岩石圈减薄研究中的几个问题[J]. 地学前缘, 2003, 10: 51-60.
- [6] 高山, 章军锋, 许文良, 等. 拆沉作用与华北克拉通破坏[J]. 科学通报, 2009, 54: 1962-1973.
- [7] Bell K, Tilton G R. Nd, Pb and Sr isotopic compositions of East African carbonatites: Evidence for mantle mixing and plume inhomogeneity [J]. *Petrol*, 2001, 42: 1927-1945.
- [8] 邱家骥, 曾广策, 李昌年, 等. 秦巴碱性岩[M]. 北京: 地质出版社, 1993.
- [9] 黄典豪, 吴澄宇, 杜安道, 何红蓼. 东秦岭地区钼矿床的铼-钨同位素年龄及其意义[J]. 矿床地质, 1994, 13: 221-230.
- [10] 张国伟, 张本仁, 袁学城, 肖庆辉. 秦岭造山带与大地动力学[M]. 北京: 科学出版社, 2001.
- [11] 孙卫东, 李曙光, Chen Yadong, 李育敬. 南秦岭花岗岩锆石 U-Pb 定年及其地质意义[J]. 地球化学, 2000, 29(3): 209-308.
- [12] 张国伟, 孟庆任, 赖绍聪. 秦岭造山带的结构构造[J]. 中国科学(B), 1995, 25: 994-1003.
- [13] 张成立, 张国伟, 宴学翔, 王煜. 南秦岭勉略带北光头山花岗岩体群的成因及其构造意义[J]. 岩石学报, 2005, 21(3): 711-720.
- [14] 贾承造, 施央申, 郭令智. 东秦岭板块构造[M]. 南京: 南京大学出版社, 1988.
- [15] 李春昱, 刘仰文, 朱宝清. 秦岭及祁连山构造发展史[A]. 国际交流地质学术论文集 1 卷[C]. 北京: 地质出版社, 1978: 174-187.
- [16] 胡受奚, 林潜龙, 陈泽铭. 华北与华南古板块拼合带地质和成矿[M]. 南京: 南京大学出版社, 1988.
- [17] 张本仁, 高山, 张宏飞, 韩吟文. 秦岭造山带地球化学[M]. 北京: 科学出版社, 2002.
- [18] 方微董. 陕西小秦岭地区断裂构造地球化学特征[J]. 地质与勘探, 1990, 12: 40-43.
- [19] 黄典豪, 王义昌, 聂凤军, 江秀杰. 陕西黄龙铺钼(铅)矿床类型、成因及铼分布特点的研究[J]. 中国地质科学院矿床地质研究所所刊, 1985, 第4号(总第16号): 1-88.
- [20] 喻学惠. 陕西华阳川碳酸岩地质学和岩石学特征及其成因初探[J]. 地球科学, 1992, 17: 151-159.
- [21] Xu Cheng, Taylor R N, Kynicky J, Anton R C, Song Wenlei, Wang Linjun. The origin of enriched mantle beneath North China block: Evidence from young carbonatites [J]. *Lithos*, 2011, 127: 1-9.
- [22] Simonetti A, Bell K. Nd, Sr and Pb isotopic data from the Napak carbonatite-Nephelinite center, eastern Uganda: an example of open-system crystal fractionation [J]. *Contrib Mineral Petrol*, 1994, 115: 356-366.
- [23] Hart S R, Hauri E H, Oschmann L A, Whitehead J A. Mantle plumes and entrainment: Isotopic evidence [J]. *Science*, 1992, 256(5056): 517-520.
- [24] DePaolo D J, Wasserburg G J. Geochim petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1979, 43: 615-627.
- [25] 张欢, 高振敏, 马德云, 陶琰, 党立春, 刘鸿. 个旧锡多金属硫化物矿床铅同位素组成特征及其成因意义[J]. 矿物学报, 2004, 24(1): 87-91.
- [26] Harmer R E, Gittins J. The case for primary, mantle-derived carbonatite magma [J]. *Journal of Petrology*, 1998, 39: 1895-1903.
- [27] 张本仁. 秦岭地幔柱源岩浆活动及其动力学意义[J]. 地学前缘, 2001, 8(3): 57-66.
- [28] Hart S R. Heterogeneous mantle domains: Signatures, genesis and mixing chronologies [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1988, 90: 273-296.
- [29] 李曙光, 张忠清. 华北太古代上地幔钨同位素组成、演化及对该区岩石圈地幔不均一性的制约[J]. 地球化学, 1990, 4: 277-285.
- [30] 许文良, 等. 华北地台中部中生代闪长质岩石及深源岩石包体[M]. 北京: 地质出版社, 1993.
- [31] 许成, 宋文磊, 漆亮, 王林均. 黄龙铺钼矿田含矿碳酸岩地球化学特征及其形成构造背景[J]. 岩石学报, 2009, 25(2): 422-430.
- [32] Rollison H R. 岩石地球化学[M]. 杨学明, 杨晓勇, 陈双喜, 译. 合肥: 中国科技大学出版社, 2000: 167-205.

- [33] Nelson D R, Chivas A R, Chappell B W, McCulloch M T. Geochemical and isotopic systematic in carbonatites and implications for the evolution of ocean-islands sources [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1988, 52: 1-17.
- [34] Sweeney R. Carbonatite melt compositions in the earth mantle [J]. *Earth Planet Sci. Lett*, 1994, 128: 259-270.
- [35] Faure G. *Principles of Isotope Geology* [M]. Chichester: Wiley, 1986.
- [36] Hoernle K, Tilton G R, Schmincke H U. Sr-Nd-Pb isotopic evolution of gran Canaria: Evidence for shallow enriched mantle beneath the Canary Islands [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1991, 106: 44-63.
- [37] 赖绍聪, 张国伟, 董云鹏, 裴先治, 陈亮. 秦岭-大别勉略构造带蛇绿岩与相关火山岩性质及其时空分布 [J]. *中国科学*, 2003, 33(11): 1175-1185.
- [38] 李曙光, 孙卫东, 张国伟, 陈家义, 杨永成. 南秦岭勉略构造带黑沟峡变质火山岩的年代学和地球化学-古生代洋盆及其闭合时代的证据 [J]. *中国科学(D)*, 1996, 26: 223-230.
- [39] 闫全人, 王宗起, 闫臻, 向忠金, 陈隽璐, 王涛. 秦岭勉略构造混杂带康县-勉县段蛇绿岩块-铁镁质岩块的 SHRIMP 年代及其意义 [J]. *地质论评*, 2007, 53(6): 755-764.
- [40] Meng Q R, Zhang G W. Timing of collision of the North and South China blocks: Controversy and reconciliation [J]. *Geology*, 1992, 20: 123-126.
- [41] 侯增谦, 曲晓明, 周继荣, 杨岳清, 黄典豪, 吕庆田, 唐绍华, 余今杰, 王海平, 赵金花. 三江地区义敦岛弧碰撞造山过程: 花岗岩记录 [J]. *地质学报*, 2001, 75(4): 484-497.
- [42] 侯增谦, 王二七. 印度-亚洲大陆碰撞成矿作用主要研究进展 [J]. *地球学报*, 2008, 29(3): 275-292.
- [43] 田世洪, 侯增谦, 等. 川西喜马拉雅碰撞造山带岩浆碳酸岩的地幔源区特征—Sr-Nd-Pb 同位素证据 [J]. *岩石学报*, 2006, 22(03): 669-677.
- [44] 莫宣学, 赵志丹, Depaolo D J, 周肃, 董国臣. 青藏高原拉萨地块碰撞 后碰撞岩浆作用的三种类型及其对大陆俯冲和成矿作用的启示: Sr-Nd 同位素证据 [J]. *岩石学报*, 2006, 22(4): 795-803.
- [45] 侯增谦, 莫宣学, 高永丰, 杨志明, 董国臣, 丁林. 印度大陆与亚洲大陆早期碰撞过程与动力学模型: 来自西藏冈底斯新生代火成岩证据 [J]. *地质学报*, 2006, 80(9): 1233-1248.
- [46] 弓虎军, 朱赖民, 孙博亚, 李森, 郭波, 王建其. 南秦岭地体东江口花岗岩及其基性包体的锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素组成 [J]. *岩石学报*, 2009, 25(11): 3029-3042.
- [47] 朱茂旭, 骆庭川, 张宏飞. 南秦岭东江口岩体群 Pb、Sr 和 Nd 同位素地球化学特征及其对物源的制约 [J]. *地质地球化学*, 1998, 1: 30-36.
- [48] 王晓霞, 王涛, 卢欣祥, 肖庆辉. 北秦岭老君山和秦岭梁环斑结构花岗岩及构造环境: 一种可能的造山型环斑花岗岩 [J]. *岩石学报*, 2003, 19: 650-660.
- [49] 王晓霞, 王涛, Tlmar H Happala, 卢欣祥. 秦岭环斑结构花岗岩中暗色包体的岩浆混合成因及其岩石学意义——元素和 Nd、Sr 同位素地球化学证据 [J]. *岩石学报*, 2005, 21: 935-946.
- [50] 王晓霞, 王涛, 卢欣祥, 肖庆辉. 北秦岭老君山、秦岭梁环斑结构花岗岩岩浆混合的岩相学证据及其意义 [J]. *地质通报*, 2002, 21(8-9): 523-529.
- [51] 黄莹, 吴利仁. 陕西地区岩浆岩 Nd、Sr 同位素特征及其与大地构造发展的联系 [J]. *岩石学报*, 1990, 5(2): 1-11.
- [52] 卢欣祥, 尉向东, 肖庆辉, 张宗清, 李慧民, 王为. 秦岭环斑花岗岩的年代学研究及其意义 [J]. *高校地质学报*, 1999, 5(4): 372-377.
- [53] 张宏飞, 欧阳建平, 凌文黎, 陈岳龙. 南秦岭宁陕地区花岗岩类 Pb、Sr、Nd 同位素组成及其深部地质信息 [J]. *岩石矿物学*, 1997, 16(1): 22-32.
- [54] 洪大卫, 王涛, 同英, 王晓霞. 华北地台和秦岭-大别-苏鲁造山带的中生代花岗岩与深部地球动力学过程 [J]. *地学前缘*, 2003, 10(3): 231-256.
- [55] Zindler A, Hart S. Chemical geodynamics, *Ann Rev* [J]. *Earth Planet Sci*, 1986, 14: 493-571.
- [56] Pitcher W S. *The Nature and Origin of Granite* [M]. London: Chapman and Hall, 1993: 193-291.
- [57] 肖庆辉, 邓晋福, 马大铨, 等. 花岗岩研究思维与方法 [M]. 北京: 地质出版社, 2001: 12-63.
- [58] 张旗, 王焰, 熊小林. 埃达克岩和花岗岩: 挑战与机遇 [M]. 北京: 中国大地出版社, 2008: 69-176.

Sr-Nd-Pb Isotope Geochemistry of Lesser Qinling

WANG Lin-jun^{1,2,3}, XU Cheng⁴, WU Min^{1,2}, SONG Wen-lei⁴, TANG Hong-feng¹

(1. *Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China;*

2. *Graduate School of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China;*

3. *Laboratory of Orogenic Belts and Crustal Evolution, Peking University, Beijing 100871, China)*

Abstract: The Lesser Qinling carbonatite is located at the southern margin of North China craton. The Sr, Nd isotopic characteristics are close to the EM1 mantle member [$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.70495 \sim 0.70552$; $\epsilon_{\text{Nd}} = -10.1 \sim 4.6$], but with low Sr and Nd compared to EM1. The Pb isotopic characteristics of the carbonate rocks are in the range of southern Qinling Mountains, completely different from the North China plate. This implies that the lower crust or mantle of the southern margin of the North China Craton has been mixed with the lower crust of South Qinling. So the carbonatites formed at the stage of extension after collision in the Qinling orogenic belt. This paper also argues that the Triassic granitoids formed under an extension background and were involved in mantle materials from Qinling Orogenic belt.

Key words: carbonatite; isotopic geochemistry; granite; tectonic background; lesser Qinling