

滇东北昭通地区峨眉山玄武岩钕-锶-铅同位素特征 ——峨眉山幔柱源区性质与 Rodinia 超大陆事件的耦合关系

王晓峰^{1,2}, 熊波^{1,2}, 戚戎辉^{1*}, 刘军平^{1,2}, 关学卿¹, 吴嘉林¹

WANG Xiaofeng^{1,2}, XIONG Bo^{1,2}, QI Ronghui^{1*}, LIU Junping^{1,2}, GUAN Xueqing¹, WU Jialin¹

1. 云南省地质调查院, 云南 昆明 650216;

2. 自然资源部三江成矿作用及资源勘查利用重点实验室, 云南 昆明 650051

1. Yunnan Institute of Geological Survey, Kunming 650216, Yunnan, China;

2. MNR Key Laboratory of Sanjiang Metallogeny and Resources Exploration and Utilization, Kunming 650051, Yunnan, China

摘要:滇东北昭通地区峨眉山玄武岩 Nd-Sr-Pb 同位素的最新研究结果表明, 该区玄武岩样品普遍具有 1000~900 Ma 的亏损地幔 Nd 模式年龄, 其源区可能为来自下地幔类似地幔集中带 (FOZO) 组分 (10%~40%) 的地幔橄辉岩和来自古老再循环洋壳的类似 EM1 组分 (60%~90%) 不同比例混合而成。样品满足 Dupal 异常边界条件, 暗示峨眉山玄武岩岩浆形成及侵位时与目前所处的纬度有较大差异, 二者可能有较大的空间距离。据此, 提出新的峨眉山幔柱形成模式: 1000~900 Ma, 源于 Rodinia 超大陆事件中衍生的洋壳发生了俯冲消减作用, 洋壳经部分熔融后的固态残留物在 660 km 地幔过渡带中堆积, 形成较冷的难熔“巨石体”。晚二叠世 (约 260 Ma), 这些“巨石体” (很可能是榴辉岩相的超高压变质岩) 受重力驱动作用进一步下沉到核幔边界“D”层时, 发生钙钛矿→后钙钛矿的矿物相转变, 这是一个强烈的放热反应, 导致下地幔及俯冲板片堆积体自身的部分熔融, 引起深部高温富铁、富钛的熔融体上涌进入地幔, 形成地幔柱。这些岩浆大规模的上涌、喷发, 形成了扬子陆块西缘规模巨大的峨眉山大火成岩省 (LIPs)。此时古地理位置还处于南半球的某个位置, 古特提斯大洋关闭后, 这些携带南半球特有的地球化学烙印 (Dupal 异常) 的玄武岩随着扬子板块一路向北漂移, 到达今天的位置。

关键词:峨眉山玄武岩; Nd-Sr-Pb 同位素; 地幔柱; Rodinia 超大陆; 洋壳的俯冲、再循环

中图分类号: P588.14⁺5; P597 **文献标志码:** A **文章编号:** 1671-2552(2021)07-1084-10

Wang X F, Xiong B, Qi R H, Liu J P, Guan X Q, Wu J L. Nd-Sr-Pb isotopes of Emeishan basalt in the Zhaotong area of northeastern Yunnan—Coupling relationship between source of Emeishan mantle plume and Rodinia supercontinent. *Geological Bulletin of China*, 2021, 40(7): 1084-1093

Abstract: The latest Nd-Sr-Pb isotopes study of Emeishan basalt in the Zhaotong area of northeastern Yunnan Province shows that the basalt samples generally have a 1000~900 Ma Nd model age of depleted mantle. The source could be generated by mixing of different proportions of a recycled ancient oceanic crust component (EM1-like, 60%~90%) and a peridotite component from the lower mantle (FOZO-like component, 10%~40%). The sample satisfies the Dupal anomaly boundary condition, suggesting that the latitude of Emeishan basalt magma formation and emplacement is quite different from the current latitude, and there may exist a large space distance between them. Therefore, a new model for the formation of the Emeishan mantle plume is proposed. During 1000~900 Ma, the oceanic crust derived from the Rodinia supercontinent event subducted and subsided, and the remnants of the oceanic crust piled on the 660 km

收稿日期: 2019-07-11; 修订日期: 2020-04-16

资助项目: 中国地质调查局项目《全国陆域及海区地质图件更新与共享》子项目《云南省系列地质图件数据处理与洋板块地质研究》(编号: DD20190370)、《云南乌蒙山区 1:5 万龙树街、塘房、昭通县、鲁甸县 4 幅区域地质调查》(编号: 121201010000150002-02)

作者简介: 王晓峰 (1985-), 男, 硕士, 工程师, 从事区域地质调查工作。E-mail: 1045503848@qq.com

* 通信作者: 戚戎辉 (1985-), 女, 工程师, 从事区域地质调查工作。E-mail: 196747518@qq.com

mantle transition zone to form relatively cold refractory megaliths. In the Late Permian (~260 Ma), these megaliths (probably eclogite facies super-compressive metamorphic rocks) further subsided down to the "D" layer of the core-mantle transition, and resulted in the transformation from perovskite to post-perovskite, which was a strong exothermic reaction resulting in partial melting of lower mantle and subducting plate accumulations themselves, leading to upwelling of high temperature iron and titanium to form the mantle plume. The large scale upwelling and eruption of these magmas formed the large-scale Emeishan Igneous Province (LIPs) in the west of Yangtze block. At this time, the paleogeographic location was still in a certain position in the southern hemisphere. After the closure of the Paleotethys, these basalts bearing the unique geochemical imprint of the southern hemisphere (Dupal anomaly) drifted northward along with the Yangtze plate and reached the present position.

Key words: Emeishan basalt; Nd-Sr-Pb isotopes; mantle plume; Rodinia supercontinent subducted and recycled ancient oceanic crust

在漫长的地质历史中,有过多次超大陆的聚合和裂解,这些超大陆旋回与地球深部动力学过程关系密切。作为地球深部动力学的经典学说——地幔柱构造理论^[1],从提出开始,人们就注意到地幔柱活动的产物——溢流玄武岩与大陆裂解的时空耦合关系^[1-3],如 Karoo 溢流玄武岩与非洲和大洋洲板块之间的裂解有关,Deccan 高原玄武岩与印度板块和 Seycheies/Mascarene 高地的离散有关,北大西洋火山省与欧洲西北部和格陵兰板块的裂解有关,埃塞俄比亚和阿丹溢流玄武岩与非洲和阿拉伯板块的裂解有关。但是,有关地幔热柱活动与超大陆旋回之间的成因模型的提出,主要基于古地磁和岩相古地理研究,显然这一模型有待同位素示踪研究的验证。

广泛分布于中国西南的二叠纪玄武岩,是全球为数不多的几个大火成岩省(LIPs)之一^[4-7]。自1929年赵亚曾先生命名峨眉山玄武岩以来,几代地质学家对峨眉山玄武岩的岩浆性质和成因、形成的构造环境、地幔源区特征等进行了深入研究,获得了大量的研究成果^[8-16],目前其成因被广泛归因于地幔柱^[4-6]。由于地幔柱理论涉及到地球深部结构,又独立于板块构造理论,与地幔柱活动密切相关的LIPs中玄武岩本身包含许多有关地幔组成、时空演化和能量转换的重要信息,而且地幔柱活动与一系列重大地质事件,如LIPs的形成^[4-6]、生物灭绝^[7, 17-20]、地球磁极倒转、大型矿产资源的形成^[21-22]关系密切,因此,地幔柱和LIPs研究成为当今国际深部地球动力学领域的热点之一。

本次研究以地幔柱构造学说为基础,系统采集昭通地区峨眉山LIPs中Nd-Sr-Pb同位素示踪样品,以全球超大陆的旋回事件为背景,将分布广泛的峨眉山玄武岩与区域地质构造乃至全球地质构造演化进行有机的关联,建立峨眉山地幔柱源区与

超大陆旋回的耦合机制,揭示其形成过程中蕴藏的岩浆源区、地幔柱活动过程,以及喷发古地理位置等信息。

1 地质背景

峨眉山LIPs呈菱形分布于中国西南部地区,包括扬子地台西缘的云南、四川和贵州部分地区,总面积超过 $50 \times 10^4 \text{ km}^2$ (图1)。岩浆喷发时限较短,在1~5 Ma之间^[24-25],主喷发期时间为260 Ma^[26]。熔岩的厚度总体自西向东减薄,西部宾川一带熔岩的厚度最大,超过5 km,东部贵州一带仅为几十米至几百米。总体上,丽江、宾川等地为海相喷发环境(部分地段还发育良好的枕状构造),红河、建水、文山等地区亦为海相喷发环境,其余均为陆相喷发环境。峨眉山LIPs中95%以上为拉斑玄武岩,按照含钛量的不同可分为低钛和高钛熔岩^[27-28]。高钛类熔岩广泛分布于整个峨眉山LIPs中,体积上占绝对优势,而低钛类熔岩主要分布于西部地区(丽江、宾川)下部层序中。在西部地区(宾川、永胜、二滩等地)还有少量苦橄岩产出,分布在不同的火山层序中,而镁铁质碱性熔岩多分布在层序底部,粗面岩或流纹岩则分布于层序顶部。此外,峨眉山LIPs还包括许多侵入相,如镁铁质、超镁铁质岩脉和一些规模巨大的层状侵入体^[29],部分侵入体中含有铜、镍硫化物矿床和超大型钒、钛磁铁矿矿床^[21-22]。

2 测试方法

样品采自滇东北昭通市乐居乡、苏甲乡等地,按照峨眉山LIPs的空间分布特征,研究区属于峨眉山LIPs的东区(图1)。从火山岩层序底部到顶部,共采集22件Nd-Sr-Pb同位素示踪样品,均为新鲜岩石样品,且在双目镜下均未见明显蚀变特征。同位素样品由自然资源部中南矿产资源监督检查中

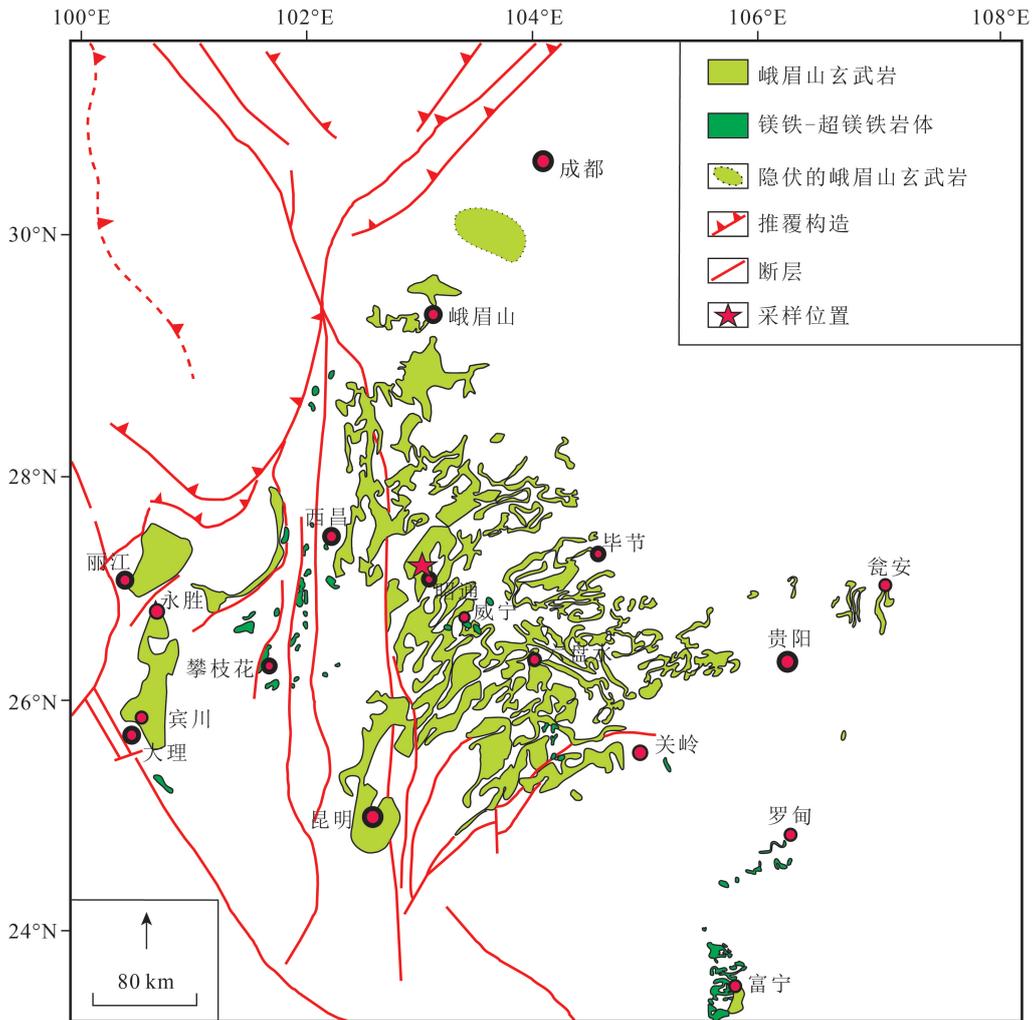


图1 峨眉山大火成岩省分布图(据参考文献[23]修改)

Fig. 1 Distribution of Emeishan Large Igneous Province

心(武汉地质矿产研究所)测定,分析过程和使用仪器如下: Sr、Nd 同位素粉末岩样加入 $^{85}\text{Rb}+^{84}\text{Sr}$ 混合稀释剂,用氢氟酸和高氯酸溶解样品,采用阳离子树脂(Dowex×8)交换法分离和纯化 Rb、Sr,并用热电质谱仪 TRITON 分析其同位素组成,用同位素稀释法计算试样中的 Rb、Sr 含量及 Sr 同位素比值。分析过程用 NBS987、NBS607 和 GBW04411 标准物质分别对仪器和分析流程进行监控;铅同位素粉末样品置于聚四氟乙烯密封溶样罐中,加适量氢氟酸和硝酸溶解,蒸干后用热电质谱仪 MAT-261 测定同位素比值,并使用标准物质 NBS981 监控仪器状态。在对样品同位素测试值的处理、分析和讨论过程中使用如下统一参数: $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_{\text{CHUR}} = 0.0847$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{CHUR}} = 0.7045$; $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} =$

0.1967 , $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.512638$; $(^{147}\text{Sr}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0.2137$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0.51315$, $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137.88$;地球年龄 T 取 4.57 Ga ;地球原始铅同位素组成取 $a_0 = 9.307$, $b_0 = 10.294$, $c_0 = 29.476$;同位素特征值计算采用 $259.1 \pm 0.5\text{ Ma}$ 的年龄值^[26]。测试结果及计算的特征值见表 1、表 2、表 3。另外,还在研究区采集了 39 件岩石学样品,结果表明,研究区岩石的 TiO_2 含量为 $2.81\% \sim 4.82\%$,按照徐义刚等的^[27-28]分类方案,滇东北昭通地区的玄武岩均为高钛玄武岩。

3 结果

3.1 Pb、Sr、Nd 同位素特征

表 1、表 2、表 3 中列出了滇东北峨眉山玄武岩

22 个全岩样品中的同位素数据,研究区全岩样品 $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2.169 \sim 2.137$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.888 \sim 0.868$, 平均值分别为 2.157 和 0.882。 $\Delta^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 4.22 \sim 24.02$, $\Delta^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 97.49 \sim 128.82$, $\Delta\text{Sr} = 49.8 \sim 69.4$, 满足 Dupal 异常边界条件 ($\Delta^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 3$, $\Delta^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 60$, $\Delta\text{Sr} > 50$)^[30]。而 Dupal 异常最早是由 Dupre 和 Allegre 在研究中印度洋脊玄武岩时发现的 Pb、Sr 同位素组成的异常地幔, Hart^[30] 总结了世界范围内已有的资料, 进一步指出这种 Pb、Sr 同位素组成异常的地幔在南半球各大洋中普遍存在, 而在北半球及两极地区基本不存在, 其真正的源区是发育在南半球且特指在赤道和南纬 60° 之间的连续环南半球分布的巨型异常带^[31-32]。近年, 越来越多的资料表明, Dupal 现象不只在洋中脊玄武

岩中出现, 在洋岛玄武岩、岛弧火山岩和大洋溢流玄武岩中也存在同步的地球化学分区现象^[14], 并常以此作为推断板块古地理位置的重要依据^[15]。而滇东北昭通地区玄武岩亦出现了 Dupal 异常, 暗示峨眉山玄武岩岩浆形成及侵位时与目前所处的纬度有较大差异。另据古地磁资料显示, 峨眉山 LIPs 在晚二叠世的古地磁极为北纬 54.9°、东经 252.8°, 也进一步确认峨眉山 LIPs 形成之初应处于南半球低纬度地区, 与现在所处的位置有较大的空间距离。

Sr 同位素初始值 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ 为 0.704979 ~ 0.706938, 钕同位素初始值为 0.512276 ~ 0.512420, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为 -0.39 ~ +2.26。以前发表的峨眉山 LIPs 的玄武岩全岩同位素数据显示出巨大的差异性 (Sr 初始值为 0.70393 ~ 0.70759, $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -4.7 \sim +4.8$ ^[33];

表 1 峨眉山玄武岩 Pb 同位素分析成果

Table 1 Pb isotopic compositions of Emeishan basalts

样品编号	同位素比值			主要参数				
	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	μ	ω	Th/U	$\Delta 7/4$	$\Delta 8/4$
PM002-8-1	17.606	15.570	37.973	8.38	35.29	4.08	17.05	106.03
PM002-11-1	17.638	15.590	38.071	8.41	35.69	4.11	18.70	111.97
PM021-7-1	17.663	15.591	38.067	8.43	35.68	4.09	18.53	108.54
PM021-8-1	17.636	15.625	38.131	8.41	35.94	4.14	22.23	118.21
PM021-11-1	17.692	15.649	38.230	8.46	36.35	4.16	24.02	121.34
PM008-8-1	17.837	15.597	38.315	8.61	36.71	4.13	17.25	112.31
PM002-12-1	17.687	15.555	38.038	8.46	35.56	4.07	14.67	102.74
PM008-13-1	17.589	15.605	38.098	8.36	35.81	4.15	20.74	120.59
PM008-20-1	17.788	15.585	38.167	8.56	36.09	4.08	16.58	103.43
PM021-27-1	17.678	15.619	38.173	8.45	36.12	4.14	21.17	117.33
PM021-44-1	17.689	15.606	38.122	8.46	35.90	4.11	19.75	110.90
PM022-7-1	17.626	15.640	38.225	8.40	36.33	4.19	23.83	128.82
PM002-19-1	17.895	15.473	38.237	8.67	36.38	4.06	4.22	97.49
PM022-15-1	17.677	15.606	38.154	8.45	36.04	4.13	19.88	115.55
PM022-20-1	17.624	15.572	38.016	8.39	35.46	4.09	17.06	108.16
PM002-26-1	17.690	15.530	38.041	8.46	35.57	4.07	12.14	102.68
PM008-26-1	17.572	15.557	37.963	8.34	35.24	4.09	16.12	109.15
PM008-35-1	17.578	15.612	38.113	8.35	35.87	4.16	21.55	123.42
PM022-23-1	17.657	15.619	38.166	8.43	36.09	4.14	21.40	119.17
PM002-29-1	17.578	15.530	37.920	8.35	35.07	4.07	13.35	104.12
PM008-29-1	17.777	15.562	38.143	8.55	35.99	4.07	14.40	102.36
PM002-56-1	17.602	15.578	38.070	8.37	35.69	4.13	17.89	116.22

表2 昭通地区峨眉山玄武岩 Sr 同位素分析成果
Table 2 Sr isotopic compositions of Emeishan basalts in the Zhaotong area

样品编号	同位素比值			主要参数		
	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	$\varepsilon_{\text{Sr}}(t)$	Rb/Sr	ΔSr
PM002-8-1	0.1396	0.70658	0.706066	26.66	0.05	60.7
PM002-11-1	0.2836	0.70681	0.705765	22.40	0.10	57.7
PM021-7-1	0.3718	0.70726	0.705890	24.17	0.13	58.9
PM021-8-1	0.1542	0.70617	0.705602	20.08	0.05	56.0
PM021-11-1	0.7069	0.70915	0.706545	33.48	0.25	65.5
PM008-8-1	0.2033	0.70718	0.706431	31.85	0.07	64.3
PM002-12-1	0.1689	0.70607	0.705448	17.89	0.06	54.5
PM008-13-1	0.1985	0.70663	0.705899	24.29	0.07	59.0
PM008-20-1	0.2215	0.70662	0.705804	22.95	0.08	58.0
PM021-27-1	0.1547	0.70631	0.705740	22.04	0.05	57.4
PM021-44-1	0.2007	0.70632	0.705581	19.78	0.07	55.8
PM022-7-1	0.2200	0.70579	0.704979	11.24	0.08	49.8
PM002-19-1	0.1521	0.70719	0.706630	34.67	0.05	66.3
PM022-15-1	0.4582	0.70737	0.705682	21.21	0.16	56.8
PM022-20-1	0.1815	0.70650	0.705831	23.34	0.06	58.3
PM002-26-1	0.2064	0.70640	0.705640	20.61	0.07	56.4
PM008-26-1	0.1201	0.70601	0.705567	19.59	0.04	55.7
PM008-35-1	0.1745	0.70649	0.705847	23.56	0.06	58.5
PM022-23-1	0.1852	0.70639	0.705708	21.58	0.06	57.1
PM002-29-1	0.1783	0.70633	0.705673	21.09	0.06	56.7
PM008-29-1	0.2182	0.70635	0.705546	19.29	0.08	55.5
PM002-56-1	0.3480	0.70822	0.706938	39.05	0.12	69.4

表3 昭通地区峨眉山玄武岩 Nd 同位素分析成果
Table 3 Nd isotopic compositions of Emeishan basalts in the Zhaotong area

样品编号	同位素比值			主要参数		
	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$	Sm/Nd	t_{DM}/Ma
PM002-8-1	0.1199	0.512504	0.512301	-0.07	0.20	1049
PM002-11-1	0.1215	0.512540	0.512334	0.58	0.20	1008
PM021-7-1	0.1235	0.512538	0.512329	0.47	0.20	1034
PM021-8-1	0.1217	0.512541	0.512335	0.59	0.20	1009
PM021-11-1	0.1204	0.512480	0.512276	-0.56	0.20	1094
PM008-8-1	0.1170	0.512483	0.512285	-0.39	0.19	1051
PM002-12-1	0.1196	0.512548	0.512345	0.79	0.20	975
PM008-13-1	0.1268	0.512588	0.512373	1.34	0.21	986
PM008-20-1	0.1285	0.512614	0.512396	1.79	0.21	959
PM021-27-1	0.1215	0.512548	0.512342	0.73	0.20	995
PM021-44-1	0.1253	0.512613	0.512401	1.87	0.21	926
PM022-7-1	0.1208	0.512567	0.512362	1.13	0.20	957
PM002-19-1	0.1274	0.512563	0.512347	0.83	0.21	1037
PM022-15-1	0.1287	0.512614	0.512396	1.78	0.21	961
PM022-20-1	0.1303	0.512620	0.512399	1.85	0.22	969
PM002-26-1	0.1284	0.512621	0.512403	1.93	0.21	945
PM008-26-1	0.1255	0.512633	0.512420	2.26	0.21	894
PM008-35-1	0.1232	0.512607	0.512398	1.83	0.20	915
PM022-23-1	0.1310	0.512630	0.512408	2.02	0.22	958
PM002-29-1	0.1257	0.512627	0.512414	2.13	0.21	906
PM008-29-1	0.1282	0.512597	0.512380	1.47	0.21	986
PM002-56-1	0.1276	0.512587	0.512371	1.29	0.21	997

$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2.079 \sim 2.129$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.842 \sim 0.867$, 铈初始值为 $0.70437 \sim 0.70757$, $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) = -4.0 \sim +4.4$ ^[34]; 铈初始值为 $0.706025 \sim 0.715257$, $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) = -9.4 \sim -9.0$ ^[29], 说明样品广泛受到低温蚀变及地壳混染的影响。为尽可能排除蚀变和混染的影响, Ren 等^[23]采用包裹体分析技术对大理地区峨眉山玄武岩中的苦橄岩熔体包裹体进行测试分析, 得出 Pb 同位素 $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 和 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 值分别为 $2.061 \sim 2.118$ 和 $0.833 \sim 0.862$ 。与之相比, 昭通地区玄武岩 $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2.169 \sim 2.137$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.888 \sim 0.868$, 均显示了较小的变化区间。

$\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 是判定岩浆源区特征或岩石圈混染程度的特征值, $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) < 0$ 一般被解释成岩石圈地幔或地壳物质混染的结果, 而 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) > 0$ 代表地幔物质熔融的结果^[35-36]。昭通地区峨眉山玄武岩的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) = -0.56 \sim 2.26$ (平均为 1.17), 除少数样品外 (PM002-8-1, PM021-11-1, PM008-8-1), 大多数样品的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值均大于零 (表 3)。由此可见, 昭通地区峨眉山玄武岩是地幔物质熔融的结果, 且基本不受地壳物质的混染。前人在进行峨眉山 LIPs 低钛、高钛玄武岩质岩浆混染研究时也认为, 低钛玄武岩质 (主要分布于西部的丽江、宾川一带) 岩浆明显受壳源物质的混染, 而高钛玄武岩 (主要分布于东部的昭通等地) 混染较弱^[13]。

3.2 同位素年龄

基于 Sm、Nd 这对母、子体同位素具有特殊的地球化学性质, 除在岩浆作用过程中 Sm/Nd 会发生一定的变化外, 在一般的地质作用中, Sm、Nd 很难发生分离, 特别是在地质体形成以后所经受的风化、热液蚀变与变质作用过程中, Nd 同位素的组成通常都不会发生变化。因此, 自 DePaolo^[37] 和 McCulloch^[38] 提出 Sm-Nd 同位素模式年龄概念以来, 岩石 Sm-Nd 同位素模式年龄 (以下简称 Nd 模式年龄) 已被广泛用于估计壳-幔分异的时间或大陆壳从地幔储库中分离的时间^[38-40]。对火成岩来说, Nd 模式年龄主要反映岩浆的源区物质从地幔储库中分离的时间, 即源岩的“成岩”年龄。

Nd 同位素模式年龄的计算公式^[37] 如下:

$$T_{\text{DM}} = \frac{1}{\lambda} \ln \left[1 + \frac{(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}) - (\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}})_{\text{DM}}}{(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}) - (\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}})_{\text{DM}}} \right]$$

式中, $\lambda = 0.0654 \times E^{-10} \text{ a}^{-1}$, $(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}})$ 和 $(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}})$ 分别代表样品现今的同位素比值,

$(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}})_{\text{DM}}$ 和 $(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}})_{\text{DM}}$ 分别为亏损地幔现今的同位素比值, 其中, $(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}})_{\text{DM}} = 0.2137$, $(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}})_{\text{DM}} = 0.51315$ 。

利用上述公式, 本文对峨眉山玄武岩样品计算模式年龄。结果表明, 昭通地区峨眉山玄武岩普遍具有 $1000 \sim 900 \text{ Ma}$ 的亏损地幔 Nd 模式年龄 (表 3)。

4 讨论

4.1 源岩组成

峨眉山 LIPs 已被广泛归因于地幔柱成因^[4-6], 相对国外一些 LIPs, 既有相似性又有自身的特点, 现有的模式很难圆满地解释其成因, 尤其是对峨眉山 LIPs 源区性质的认识, 形成了很多观点。徐义刚等^[27-28]认为, 橄橄榄岩是峨眉山玄武岩的源区物质组成, 低钛岩浆由富集次大陆岩石圈地幔组成, 高钛岩浆来源更深; 宋谢炎等^[41]则认为其源区包含有洋壳再循环的岩石圈地幔; Zhou 等^[29]认为, 高钛熔岩是富集的、OIB 型软流圈地幔低程度部分熔融形成的, 而低钛系列可能来自 EM2 型岩石圈地幔; Shellnutt 等^[42]认为高钛和低钛系列应来自同一地幔源区; Kamenetsky 等^[43]认为, 次大陆岩石圈地幔中的橄橄榄岩和石榴子石辉石岩分别是低钛和高钛岩浆的来源; Ren 等^[23]认为, 低钛和高钛熔岩的源区母岩是较橄橄榄岩相对易熔的辉石岩, 而与以往认识的橄橄榄岩源熔融过程不同。笔者根据滇东北昭通地区 Sr、Nd、Pb 同位素组成特征, 并结合前人研究成果, 探讨峨眉山 LIPs 源区性质。

如前所述, 滇东北昭通地区峨眉山 LIPs 的同位素成分变化范围较小, 与世界其他溢流玄武岩相比, 如印度 Deccan 溢流玄武岩的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为 $-15 \sim +8$ ^[35-36], 与峨眉山玄武岩几乎同时喷发的 Siberian 溢流玄武岩的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为 $-11 \sim +6$ ^[36], 而其他一些大洋溢流玄武岩 (包括 Ontong java plateau, Nauru basin, Manihiki plateau, Caribbean basin, Wrangellia terrane) 为 $0 \sim +10$ ^[44], 尤其是 Pb 同位素, 昭通地区玄武岩显示了比 Ontong java plateau 玄武岩更窄的变化范围 (图 2)。而 Ontong java plateau 是世界上最大的海洋高原 (火山成因), 因其较窄的 Nd-Sr-Pb-Hf 同位素变化范围而引起广泛关注^[45-46]。研究认为, 正是由于其地幔源区的相对均一性才导致较窄的 Nd-Sr-Pb-Hf 同位素变化范围^[47]。据此推

断,昭通地区峨眉山玄武岩也应该具有相对均一的地幔源区特征。

在 Pb 同位素相图(图 2、图 3)中,昭通地区玄武岩同位素投影点与 Ren 等^[23]从大理苦橄岩包裹体分析所得的数据投影点均在 EM1 和 FOZO 组分之间,共同形成一个连续的演化序列,而并未见明显向 EM2、HIMU、MORB 组分演化的趋势。结合前述高度集中的同位素比值(变化范围较小)说明源区具有相对均一性的特征,笔者认为,峨眉山 LIPs 的源区可能只涉及 EM1 和 FOZO 组分,且昭通地区全岩同位素更靠近 EM1 组分端元。

EM1 组分通常被解释为来源于古老的再循环洋壳^[48-51]。FOZO 组分是来自下地幔的常见组分,可能是高³He/⁴He 的地幔储层,代表了一种共同的可能来自深部 OIB 萃取的下地幔组分^[52-53]。Hananand 等^[54]和 Farley 等^[55]提出了类似的地幔端元,称为“公共地幔端元”(C)和“高³He/⁴He 地幔组分”(PHEM)。

综上所述,峨眉山 LIPs 的源区应为来自下地幔类似 FOZO 组分的地幔橄榄岩和来自古老的再循环洋壳类似 EM1 组分的混合,这与 Ren 等^[23]从大理熔体包裹体中获得的分析结论一致,略有差别的是,跨越低钛、高钛系列的大理苦橄岩包裹体更靠近 FOZO 端元,而昭通地区高钛类熔岩的全岩同位素更靠近 EM1 端元(图 2),暗示高钛类熔岩的源区有更多古老的再循环洋壳物质的加入。同位素混合模拟结果(图 3)显示,昭通地区的铅同位素组成可以通过下地幔的古老的再循环洋壳组分(60%~90%)和橄榄岩组分(10%~40%)不同比例混合而成。

4.2 源区形成的时限

正如上述的峨眉山地幔柱源区是来自古老的再循环洋壳类似 EM1 组分和来自下地幔类似 FOZO 组分的地幔橄榄岩的混合,那么,古老的再循环洋壳是基于对哪个超大陆旋回的响应?其年代学依据什么?在至今尚无有关地幔热柱活动直接产物的报道前提下,同位素示踪理论无疑提供了新的验证方法。

本文对峨眉山玄武岩样品计算了 Nd 模式年龄,普遍具有 1000~900 Ma 的亏损地幔 Nd 模式年龄(表 3)。虽然,杨晓松等^[56]认为,模式年龄并不一定代表一次壳幔分异事件发生的时间,而仅是

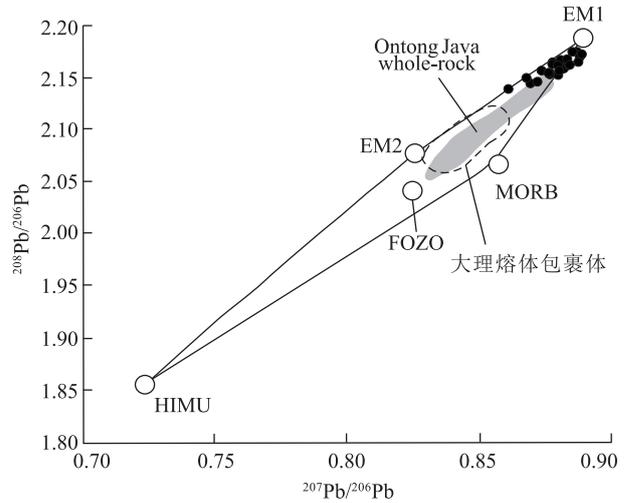


图 2 Pb 同位素相图

Fig. 2 Phase diagram of Pb isotope
EM1—富集地幔 1 型;EM2—富集地幔 2 型;HIMU—高 μ 地幔;
MORB—洋中脊玄武岩;FOZO—地幔集中带;
Ontong Java whole-rock—翁通爪哇全岩投影点范围

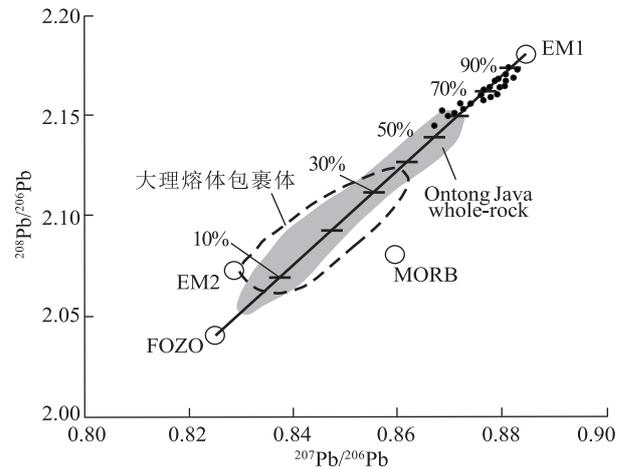


图 3 Pb 同位素混合模拟图(图中代号注释见图 2)

Fig. 3 Simulation diagram of Pb isotope mixing

同时间从地幔派生的物质形成的混合体的平均年龄,故在一定程度上,模式年龄忽略了原始物质端元组成,造成模式年龄值的离散性。但是,对于具有相对均匀源区特征的峨眉山 LIPs 来说,尤其是在获得高精度锆石结晶年龄的前提下,Nd 模式年龄无疑具有重要的意义。上述 1000~900 Ma 的年龄值与 Rodinia 超大陆汇聚事件对应,暗示峨眉山地幔柱源区可能与 Rodinia 超大陆旋回中衍生的洋壳有某种内在联系,即岩浆源区涉及青白口纪洋壳的

俯冲、再循环作用。事实上,在二叠纪玄武岩中有许多 1000~800 Ma 继承性锆石的记录^[57],这些捕获锆石正是 Rodinia 超大陆汇聚事件的直接证据。

4.3 峨眉山地幔柱源区性质与 Rodinia 超大陆事件的耦合关系

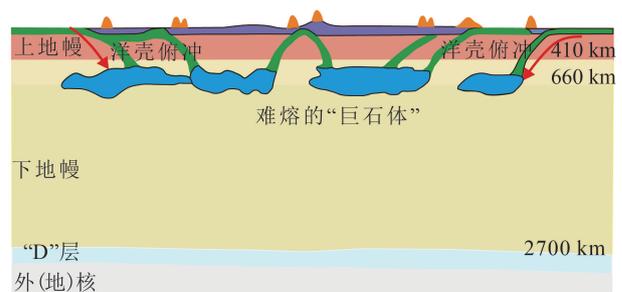
峨眉山 LIPs 的地幔柱成因,已是不争的事实^[4-6],而地幔柱的起源常被归因于俯冲洋壳熔融后固态残留物到达核幔边界后引起的热扰动事件^[58-60],但是对于这类俯冲、再循环洋壳的研究,目前还鲜有报道。前人在研究峨眉山 LIPs 同位素年代学时,对于其中 1000~800 Ma 的继承性锆石也仅作简单论述,认为其可能涉及青白口纪的构造热事件^[57]。本次在昭通地区采集的 22 件 Nd-Sr-Pb 同位素示踪样品,均显示了 1000~900 Ma 的亏损地幔 Nd 模式年龄。同时,现有资料显示,在永胜大迪里剖面、宾川上仓剖面^[34]和昭通闹鹰岩剖面^[13]均有相同的 Nd 模式年龄值,而 1000~900 Ma 对应 Rodinia 超大陆汇聚时间。笔者认为,这并非是数据的巧合,而是暗示了某种内在的成因关系。

基于前述 2 个因素,即峨眉山地幔柱源区涉及古老的俯冲、再循环洋壳(物质组成)和 1000~900 Ma 的年龄值(源区形成时间),并结合前人对地幔柱深部动力学的研究成果^[23,61],本文对峨眉山地幔柱源区性质与 Rodinia 超大陆事件的耦合关系提出了初步认识:1000~900 Ma,源于 Rodinia 超大陆事件中衍生的洋壳发生了俯冲消减作用(图 4-a),洋壳经部分熔融后的固态残留物在 660 km 地幔过渡带中堆积,形成较冷的难熔“巨石体”^[58];在晚二叠世(约 260 Ma),这些“巨石体”(很可能是榴辉岩相的超高压变质岩)受重力驱动作用进一步下沉,并在约 2700 km 的深度(核幔边界)再次堆积,形成“板片垃圾堆积体”^[59-60],这种堆积于核幔边界的俯冲板片堆积体被认为是产生地幔柱的触发器^[60,62],因为这些堆积体在核幔边界发生了钙钛矿→后钙钛矿的矿物相转变,这是一个强烈的放热反应,导致下地幔及俯冲板片堆积体自身的部分熔融,从而沟通了处于局部熔融状态的下地幔“D”层与富铁的液态外地核,引起深部高温富铁、富钛的熔融体上涌进入地幔中,形成地幔柱(图 4-b)。随后大规模的岩浆上涌,由于减压,在不同深度发生了不同程度的部分熔融作用,正是这种部分熔融程度的高低主导了整个峨眉山 LIPs 低钛和高钛类熔岩的地球

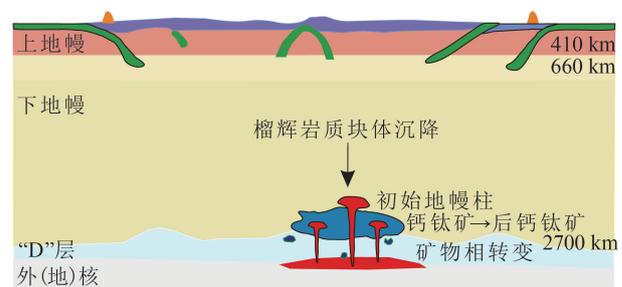
化学差异性。到达刚性的岩石圈底部后,部分熔融体直接穿越岩石圈,喷发到地表形成火山岩,而部分熔融体由于地幔柱活动的减弱,仅达到岩石圈,呈镁铁质(层状)侵入岩状产出,最终形成扬子陆块西缘规模巨大的峨眉山 LIPs(图 4-c)。此时古地理位置还处于南半球的某个位置,古特提斯大洋关闭后,这些携带着南半球特有的地球化学烙印(Dupal 异常)的玄武岩随着扬子板块一路向北漂移,到达今天的位置。

本文从昭通地区峨眉山玄武岩中获得 1000~900 Ma 的 Nd 模式年龄,以及富宁地区峨眉山玄武岩中普遍具有 1000~800 Ma 的捕获锆石^[57],是对 Rodinia 超大陆事件中衍生的洋壳的年代学记录,代表了峨眉山地幔柱源区的形成时间。而整个峨眉

(a)1000~900 Ma



(b)约260 Ma



(c)260 Ma

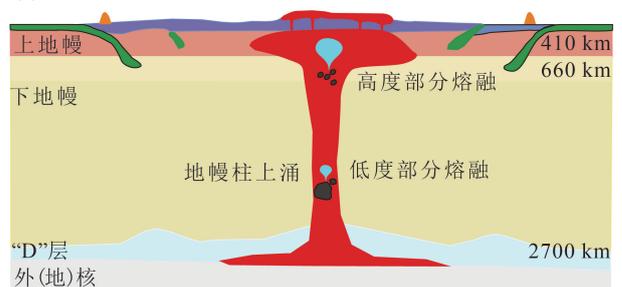


图 4 峨眉山地幔柱演化模式(据参考文献[60]修改)

Fig. 4 Tectonic evolution model of Emeishan mantle plume

山 LIPs 中 260 Ma 的锆石结晶年龄^[23]是地幔柱上涌、岩浆喷发这一过程的年代学记录,代表了峨眉山 LIPs 的形成时间。

从上述源区年龄到喷发年龄看,地幔柱的形成是一个漫长的地质演化历程,即从古老洋壳的俯冲→固态残留物沉降→下地幔“D”层与富铁的液态外地核的沟通→地幔柱上涌→LIPs 的形成,不可能在短时间内完成,而是经历了数亿年(700~800 Ma)漫长而复杂的地质演化过程。同时,从地幔柱的演化时间看,700~800 Ma 是 2 次超大陆旋回的间隔时间,是否一次超大陆的汇聚诱发了一个超级地幔柱的孕育? 历经 700~800 Ma 的演化,超级地幔柱的爆发是否为导致下一次超大陆裂解的主要原因? 当然,这需要多方面的证据予以佐证,本文不做过多论述。

5 结 论

(1) 昭通地区峨眉山玄武岩源区应为来自下地幔类似 FOZO 组分(10%~40%)的地幔橄榄岩和来自古老的再循环洋壳类似 EM1 组分(60%~90%)不同比例混合而成。

(2) 昭通地区峨眉山玄武岩普遍具有 1000~900 Ma 的亏损地幔 Nd 模式年龄,是 Rodinia 超大陆事件中衍生的洋壳发生了俯冲消减作用的年代学记录,该年龄是源区的“成岩”年龄,代表了峨眉山地幔柱源区的形成时间。

(3) 昭通地区玄武岩出现 Dupal 异常,暗示峨眉山玄武岩岩浆形成及侵位时与目前所处的纬度有较大差异,且二者可能有较大的空间距离。

致谢:项目组成员参加了野外调查和研究工作,同位素样品测定得到自然资源部中南矿产资源监督检查中心(武汉地质矿产研究所)工作人员的支持和指导,论文写作过程中得到云南省地质调查院李静教授级高工的热心帮助,在此一并致谢。

参考文献

- [1] Morgan W J. Convection plumes in the lower mantle[J]. *Nature*, 1971, 230: 42-43.
- [2] White R S, Mckenzie D P. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts[J]. *Geophys. Res.*, 1989, 94: 7685-7729.
- [3] Hill R I. Starting plume and continental break-up[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1991, 104: 398-416.
- [4] Chung S L, Jahn B M. Plume-lithosphere interaction in generation of the Emeishan flood basalts at the Permian-Triassic boundary[J].

- Geology*, 1995, 23(10): 889-892.
- [5] Courtillot V, Jaupart C, Manighetti I, et al. On causal links between flood basalts and continental breakup[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1999, 166(3): 177-195.
- [6] 张招崇. 关于峨眉山大火成岩省一些重要问题的讨论[J]. *中国地质*, 2009, 36(3): 634-646.
- [7] Wignall P B. Large Igneous Provinces and mass extinctions[J]. *Earth-Science Reviews*, 2001, 53(1/2): 1-33.
- [8] 何冰辉. 关于峨眉山大火成岩省一些问题的研究现状[J]. *地球科学进展*, 2016, 31(1): 23-42.
- [9] 侯增谦, 卢记仁, 林盛中. 峨眉山地幔柱轴部的榴辉岩-地幔岩源区: 主元素、恒量元素及 Sr、Nd、Pb 同位素证据[J]. *岩石学报*, 2005, 79(2): 200-219.
- [10] 张招崇, John J Mahoney, 王福生, 等. 峨眉山大火成岩省西部苦橄岩及其共生玄武岩的地球化学: 地幔柱头部分熔融的证据[J]. *岩石学报*, 2006, 22(6): 1538-1552
- [11] 夏林圻, 徐学义, 李向民, 等. 亚洲 3 个大火成岩省(峨眉山、西伯利亚、德干)对比研究[J]. *西北地质*, 2012, 45(2): 1-26.
- [12] 李宏博, 张招崇, 李永生, 等. 峨眉山地幔柱轴部位置的讨论[J]. *地质评论*, 2013, 59(2): 201-208.
- [13] 姜寒冰. 峨眉山高钛和低钛玄武岩的岩石成因[D]. 长安大学硕士学位论文, 2006.
- [14] 朱炳泉. 全球幔源岩 Pb-Sr-Nd 同位素体系[J]. *地学前缘*, 2007, 14(2): 24-36.
- [15] 周德进, 沈丽璞, 张旗, 等. 滇西古特提斯构造带玄武岩的 Dupar 异常[J]. *地球物理学进展*, 1995, 10(2): 39-44.
- [16] 刘成英. 峨眉山玄武岩的古地磁研究[D]. 中国科学院大学博士学位论文, 2012.
- [17] Lo C H, Chung S L, Lee T Y, et al. Age of the Emeishan flood magmatism and relations to Permian-Triassic boundary events[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, 198(3): 449-458.
- [18] 赖旭龙, 孙亚东, 江海水. 峨眉山大火成岩省火山活动与中晚二叠世之交生物大灭绝[J]. *中国科学基金*, 2009, (6): 353-356.
- [19] 朱江, 张招崇, 侯通, 等. 贵州盘县峨眉山玄武岩系顶部凝灰岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄: 对峨眉山大火成岩省与生物大规模灭绝关系的约束[J]. *岩石学报*, 2011, 27(9): 2743-2751.
- [20] 朱江, 张招崇. 大火成岩省与二叠纪两次生物灭绝关系研究进展[J]. *地质论评*, 2013, 59(1): 137-148.
- [21] Ali J R, Thompson G M, Zhou M F, et al. Emeishan Large Igneous Province, SW China[J]. *Lithos*, 2005, 79(3/4): 475-489.
- [22] Zhang Z C, Mao J W, Saunders A D, et al. Petrogenetic modeling of three mafic-ultramafic layered intrusions in the Emeishan Large Igneous Province, SW China, based on isotopic and bulk chemical constraints[J]. *Lithos*, 2009, 113(3/4): 369-392.
- [23] Ren Z Y, Wu Y D, Le Zhang, et al. Primary magmas and mantle sources of Emeishan basalts constrained from major element, trace element and Pb isotope compositions of olivine-hosted melt inclusions[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2017, 208: 63-85.
- [24] Ernst R E, Buchan K L, Campbell Ian H. Frontiers in Large Igneous Province research[J]. *Lithos*, 2005, 79(3/4): 271-297.
- [25] Bryan S E, Ernst R E. Revised definition of Large Igneous Province research (LIPs)[J]. *Earth-Science Reviews*, 2008, 86(1/4): 175-201.
- [26] Zhong Y T, He B, Mundil R, et al. CA-TIMS zircon U-Pb dating of felsic ignimbrite from the Bingchuan section: Implications for the

- termination age of Emeishan Large Igneous Province[J].Lithos,2014, 204(3): 14-19.
- [27] 徐义刚,钟孙霖.峨眉山大火成岩省:地幔柱活动的证据及其熔融条件[J].地质化学,2001,30(1): 1-9.
- [28] 徐义刚.地幔柱构造、大火成岩省及其地质效应[J].地学前缘, 2002,9(4): 341-353.
- [29] Zhou M F, Zhao J H, Qi L, et al. Zircon U-Pb geochronology and elemental and Sr-Nd isotope geochemistry of Permian mafic rocks in the Funing area, SW China[J].Contrib Mineral Petrol.,2006,151: 1-19.
- [30] Hart S R. A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle[J].Nature,1984,309: 753-757
- [31] 邢光福. Dupal 同位素异常的概念、成因及其地质意义[J].火山地质与矿产,1997,18(4): 281-291.
- [32] Dupre B, Allegre C J. Pb-Sr isotope variation in Indian Ocean basalts and mixing phenomena[J].Nature,1983,303: 142-149.
- [33] Xu Y, Chung S, Jahn B, et al. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southern China[J].Lithos,2001,58: 145-168.
- [34] 张招崇,王福生.峨眉山玄武岩 Sr-Nd-Pb 同位素特征及其物源[J].地球科学,2003,28(4): 431-439.
- [35] Peng Z, Mahoney J J. Drilling lavas from the northwestern Deccan traps, and the evolution of Reunion hotspot mantle[J].Earth Planet. Sci. Lett.,1995,134: 169-185.
- [36] Sharma M A, Basu R, Nesterenko G V. Temporal Sr-Nd- and Pb- isotopic variations in the Siberian flood basalts: implications for the plume-source characteristics[J].Earth Planet. Sci. Lett.,1992,113: 365-381.
- [37] De Paolo D J. Inferences about magma sources and mantle structures using variations of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ [J].Geophys Res Lett.,1976,3: 743-746.
- [38] Mc Culloch M T, Wasserbug G J. Sm-Nd and Rb-Sr chronology of continental crust formation[J].Science,1978,200: 1003-1011.
- [39] 沈渭洲,朱金初.从 Nd 模式年龄谈华南地壳的形成时间[J].南京大学学报(地球科学版),1990,3: 82-92.
- [40] 李献华,赵振华.华南前寒武纪地壳形成的 Sm-Nd 和 U-Pb 同位素制约[J].地球化学,1991,6: 353-356.
- [41] 宋谢炎,侯增谦,汪云亮,等.峨眉山玄武岩的地幔热柱成因[J].矿物岩石,2002,22(4): 27-32.
- [42] Shellnutt J G, Jahn B M. Formation of the Late Permian Panzhihua plutonic-hypabyssal-volcanic igneous complex: Implications of the genesis of Fe-Ti oxide deposits and A-type granites of SW China[J]. Earth Planet. Sci. Lett.,2010,289(3): 509-519.
- [43] Kamenetsky V S, Chuan S L, Kamenetsky M B, et al. Picrites from the Emeishan Large Igneous Province, SW China: A compositional continuum in primitive magmas and their respective mantle sources [J].Journal of Petrology,2012,53(10): 2095-2113.
- [44] Lassiter J C, Depaolo D J. Plume/lithosphere interaction in the generation of continental and oceanic flood basalts: chemical and isotope constraints [C]//Mahoney J. Large igneous provinces: continental, oceanic, and planetary flood volcanism. American Geophysical Union,1997: 335-355.
- [45] Mahoney J J. An isotopic survey of Pacific oceanic plateaus: Implications for their nature and origin [C]//Keating B H, Fryer P, Batiza R, et al. American Geophysical Union Monograph 43, Washington, DC, 1987: 207-220.
- [46] Mahoney J J, Storey M, Duncan R A, et al. Geochemistry and age of the Ontong Java Plateau [C]//Pringle M S, Sager W W, Sliter W V, et al. Geophysical Monograph. American Geophysical Union, Washington, 1993, 77: 233-261.
- [47] Tejada M L G, Mahoney J J, Castillo P R, et al. Pin-pricking the elephant: Evidence on the origin of the Ontong Java Plateau from Pb-Sr-Hf-Nd isotopic characteristics of ODP Leg 192 basalts [C]//Fitton J G, Mahoney J J, Wallace P J, et al. Origin and Evolution of the Ontong Java Plateau. Geological Society Special Publication, Geological Society of London, 2004, 229: 133-150.
- [48] Weaver B L. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints [J]. Earth Planet. Sci. Lett., 1991, 104: 381-397.
- [49] Hauri E H. Major-element variability in the Hawaiian mantle plume [J]. Nature, 1996, 382: 415-419.
- [50] Hofmann A W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism [J]. Nature, 1997, 385: 219-229.
- [51] Lassiter J C, Hauri E H. Osmium-isotope variations in Hawaiian lavas: evidence for recycled oceanic lithosphere in the Hawaiian plume [J]. Earth Planet. Sci. Lett., 1998, 164: 483-496.
- [52] Hart S R, Hauri E H, Oschmann L A. Mantle plumes and entrainment: isotope evidence [J]. Science, 1992, 256: 517-520.
- [53] Lee C T, Luffi P, Hoink T, et al. Upside-down differentiation and generation of a 'primordial' lower mantle [J]. Nature, 2010, 463: 930-935.
- [54] Hanan B B, Graham D W. Lead and helium isotope evidence from oceanic basalts for a common deep source of mantle plumes [J]. Science, 1996, 272: 991-995.
- [55] Farley K A, Natland J H, Craig H. Binary mixing of enriched and undegassed (primitive) mantle components (He, Sr, Nd, Pb) in Samoan lavas [J]. Earth Planet. Sci. Lett., 1992, 111: 183-199.
- [56] 杨晓松,胡家杰.二元混合体系的端元 Sm-Nd 模式年龄计算方法[J].地质科学,1993,28(1): 37-43.
- [57] 刘兵,李小军,关奇,等.滇东南富宁地区基性侵入岩及喷出岩时代[J].地质通报,2018,37(11): 2021-2031.
- [58] Ringwood A E. Phase transformations and differentiation in subducted lithosphere; implications for mantle dynamics, basalt petrogenesis and crustal evolution [J]. Journal of Geology, 1982, 314: 611-643.
- [59] Zhao G C, Sun M. A paleo-mesoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup [J]. Earth-Science Review, 2004, 67: 91-123.
- [60] Maruyama S, Santosh M. Superplume, supercontinent, and post-perovskite: mantle dynamics and anti-plate tectonics on the core-mantle boundary [J]. Gondwana Research, 2007, 11: 7-73.
- [61] 夏林圻. 超大陆构造、地幔动力学和岩浆-成矿相应 [J]. 西北地质, 2013, 46(3): 1-45.
- [62] Santosh M A. Synopsis of recent conceptual models on supercontinent tectonics in relation to mantle dynamics, life evolution and surface environment [J]. Journal of Geodynamics, 2010, 50: 11-133.