第 53 卷　第 3 期　　成都理工大学学报（自然科学版）　　Vol. 53　No. 3
2026 年 6 月　　JOURNAL OF CHENGDU UNIVERSITY OF TECHNOLOGY（Science & Technology Edition）　　Jun. 2026

DOI：10.12474/cdlgzrkx.2024111902　　**期刊主页**：https://xbzrkx.cdut.edu.cn/

峨眉山大火成岩省米易晚二叠世正长岩的成因及其对地幔柱–岩石圈相互作用的启示

韩东星，陈　越*，夏　瑛

成都理工大学 地球与行星科学学院，成都 610059

［**摘要**］扬子板块西缘广泛发育晚二叠世岩浆活动，包括大规模的溢流玄武岩以及与其时空紧密联系的碱性岩。峨眉山大火成岩省（ELIP）碱性岩具有从钠质到高钾质的复杂成分，其成因仍存在争议。本文采集四川省米易地区的钠质到高钾质正长岩，通过岩石学和地球化学研究，探讨地壳物质在米易正长岩复杂成分变化中的作用，并进一步约束 ELIP 地幔柱–岩石圈相互作用过程。米易正长岩由碱性长石、斜长石、霓辉石构成，其中霓辉石具有富集高场强元素和亏损大离子亲石元素的特征，以及明显的 Ta、Sr 和 Eu 的负异常。锆石 U-Pb 年代学揭示米易正长岩的年龄为（258.8±1.7）Ma（MSWD = 0.78），属于峨眉山地幔柱活动晚期。米易正长岩具有中等的 SiO_2 质量分数（58.91%～66.19%），高的全碱含量［$w(Na_2O+K_2O)$ = 9.48%～11.50%］，铝饱和指数为 1.20～1.34，莱特碱度率为 2.17～5.14，为典型的碱性岩。岩石相对富集轻稀土元素和亏损重稀土元素，$(La/Yb)_N$ = 9.38～16.50。岩石具有富集的 Sr-Nd-Pb 同位素组成［$(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ = 0.707 26，$\varepsilon_{Nd}(t)$ = −1.87，$(^{206}Pb/^{204}Pb)_t$ = 18.835］。热力学模拟结果表明：米易正长岩可以由高钛玄武质岩浆分离结晶产生，分离结晶的矿物组合为～35% 斜长石、～17% 单斜辉石、～11% 橄榄石和～4% 氧化物。微量元素和同位素模拟结果表明，米易正长岩是由受到少量地壳物质混染（～10%）的高钛玄武质岩浆经过 30%～70% 分离结晶产生。因此本文认为在 ELIP 晚期拉张背景下，由于地幔柱来源的幔源岩浆的结晶分异及其与地壳物质的相互作用，形成了 ELIP 内带广泛发育的钠质到高钾质正长岩。

［**关键词**］峨眉山大火成岩省；碱性岩；同化混染和分离结晶作用；地幔柱–岩石圈相互作用

［**分类号**］P581；P588.15　　［**文献标志码**］A

Petrogenesis of Miyi Late Permian syenites and implications for plume-lithosphere interaction in the Emeishan large igneous province

HAN Dongxing，CHEN Yue*，XIA Ying

College of Earth and Planetary Sciences, Chengdu University of Technology, Chengdu　610059, China

Abstract: The western margin of the Yangtze Block is widely characterized by extensive magmatic activities that

收稿日期：2024-11-19；**改回日期**：2025-01-07。　　**责任编辑**：甘娟娟。

基金项目：国家自然科学基金青年科学基金（42203053）；四川省自然科学基金（23NSFSC1557）。

第一作者：韩东星（1999—），男，硕士研究生，研究方向：矿物学和岩石学，E-mail: handongxing@stu.cdut.edu.cn。

***通信作者**：陈越（1987—），女，讲师，研究方向：环青藏高原岩浆作用和深部过程，E-mail: cyue518@126.com。

引用格式：韩东星，陈越，夏瑛，2026. 峨眉山大火成岩省米易晚二叠世正长岩的成因及其对地幔柱–岩石圈相互作用的启示［J］. 成都理工大学学报（自然科学版），53（3）：620—633.

Han D X, Chen Y, Xia Y, 2026. Petrogenesis of Miyi Late Permian syenites and implications for plume-lithosphere interaction in the Emeishan large igneous province［J］. Journal of Chengdu University of Technology（Science & Technology Edition），53（3）：620—633.

occurred during the Late Permian, including large-scale flood basalt and alkaline rocks that were closely associated in both time and space. These alkaline rocks of the Emeishan large igneous province (ELIP) exhibits variable compositions ranging from sodic type to ultrapotassic type, and their petrogeneses are controversial. Therefore, through petrology and geochemistry analyses, this study focused on syenite, ranging from sodic type to ultrapotassic type, in the Miyi region, Sichuan Province, to explore the role of crustal materials in the process of composition transformation of Miyi syenites, and further constrain the plume-lithosphere interaction of the ELIP. The Miyi syenites are composed of alkali feldspar, plagioclase, and aegirine-augite. The aegirine-augite exhibits characteristics of enrichment in high-field-strength elements, depletion in large-ionic-lithophile elements, and negative anomalies in Ta, Sr, and Eu. Zircon U-Pb dating reveals that the Miyi syenites have an age of (258.8 ± 1.7) Ma (MSWD = 0.78), corresponding to the late stage of Emeishan mantle plume activity. The Miyi syenites display moderate SiO_2 (58.91% to 66.19%), high AK (Na_2O +K_2O = 9.48% to 11.50%), A/CNK values of 1.20 to 1.34, and A.R values of 2.17 to 5.14. The syenite is relatively enriched in light rare earth elements and depleted in heavy rare earth elements, with $(La/Yb)_N$ = 9.38 to 16.50. The rocks exhibit evolved Sr-Nd-Pb isotope compositions, with $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ = 0.707 26, $\varepsilon_{Nd}(t)$ = −1.87, and $(^{206}Pb/^{204}Pb)_t$ = 18.835. The thermodynamic modeling results indicate that the Miyi syenites could have been produced by fractional crystallization of high-Ti basaltic magma. The fractionated mineral assemblage consists of ～35% plagioclase, ～17% clinopyroxene, ～11% olivine, and ～4% oxide. The results of the trace element and isotopic modeling indicate that the Miyi syenites were derived from high-Ti basaltic magma that underwent 30% to 70% fractional crystallization with minor crustal assimilation (～10%). Therefore, this paper argues that in the extensional settings of the late stage of the ELIP, fractional crystallization of mantle-plume-derived magma, and its interaction with crustal material led to the widespread development of sodic-type to ultrapotassic-type syenites within the inner zone of the ELIP.

Key words: Emeishan large igneous province; alkaline rocks; assimilation and fractional crystallization; plume-lithosphere interaction

大火成岩省（large igneous province, LIP）一般是指由地幔柱引发的短时间内（1～5 Ma）产生的巨量镁铁质岩为主的岩浆活动（>10^5 km^2）（Coffin and Eldholm, 1994; Bryan and Ernst, 2008）。晚二叠世峨眉山地幔柱事件形成了横跨中国西南部的峨眉山大火成岩省（ELIP），是中国最早被公认的大火成岩省（Xu et al., 2001; Shellnutt et al., 2020）。ELIP 中的镁铁质岩被认为是地幔柱上升和岩石圈伸展所引起的地幔大规模减压熔融的产物，但对于其中共生的中酸性岩石，尤其是内带大面积分布的正长岩，其成因以及与地幔柱的联系一直是研究的热点（Shellnutt et al., 2009; Zhong et al., 2009; Zhang et al., 2019; Xu et al., 2022）。

一方面，部分研究认为正长岩是地幔柱岩浆的派生产物，如高钛玄武质岩浆分离结晶形成的攀枝花钠质正长岩（Zhong et al., 2009）或米易钾质石英正长岩（Zhang et al., 2019）；另一方面，大量研究认为其是地幔柱−岩石圈相互作用的产物（Luo et al., 2013; Zeng et al., 2022），如 Xu et al.（2022）通过对攀枝花黑么村钾质−高钾质正长岩的研究，认为其成因与地幔柱活动导致的玄武质岩浆底侵下地壳并引发地壳部分熔融密切相关。

前人研究认为钾质正长岩具有亏损 Nd 同位素特征［$\varepsilon_{Nd}(t)$ = +2.4～+3.2; Shellnutt et al., 2009; Zhang et al., 2020］，来源于高钛玄武质岩浆的分离结晶。但是，在地幔柱导致的大规模地幔熔融以及岩石圈伸展的过程中，钠质的高钛或低钛幔源岩浆如何分离结晶形成钾质正长岩，以及是否存在钾质或者高钾质地壳熔体的参与需要更深入的探讨。因此针对上述问题，本文试图通过米易钠质至高钾质正长岩的岩石学和地球化学研究，并结合区域正长岩的地球化学特征，探讨地壳物质在米易正长岩成分变化过程中的作用，并进一步约束 ELIP 地幔柱−岩石圈相互作用过程。

1　地质背景及样品特征

晚二叠世（约 260 Ma）的 ELIP 位于扬子板块西缘，覆盖在中国西南地区和越南北部的桑达地区，出露面积约 0.5 × 10^6 km^2，被西北方向的鲜水河断裂带以及西南方向的红河断裂带所约束

(图 1-A; Xu et al., 2001; Shellnutt, 2014)。这是由于印度—欧亚板块的碰撞导致中生代和新生代断层发育,通过构造变形和抬升将该火成岩省分割(Chung and Jahn, 1995; Zhang et al., 2006)。根据二叠系茅口组灰岩的剥蚀程度,ELIP 被细分为外带、中带、内带 3 个大致同心圆的区域(图 1-A; He et al., 2003)。峨眉山大火成岩的中心区域被称为内带,是地壳厚度最大的区域,并从内带向外带厚度逐渐变薄(Xu and He, 2007; Shellnutt and Jahn, 2011)。该大火成岩省主要由溢流玄武岩、火山碎屑,以及空间上相联系的长英质岩体和层状镁铁质–超镁铁质侵入体组成(Shellnutt, 2014)。米易正长岩整体上沿断层呈南北向断续展布,多以岩株状产出,并受同时代的超镁铁质–镁铁质岩侵入,周围接触同时代的高钛玄武岩(图 1-B; Xu and He, 2007; Xu et al., 2008; Zhang et al., 2019)。

本次共采米易岩石样品 6 块,岩石类型为霓辉石正长岩,野外照片见图 2,岩石呈灰–灰白色,细粒至中粒不等粒结构,块状构造,部分岩体存在大小不一的球状或椭球状暗色辉长岩包体(图 2-B)。经手标本和显微镜观察,米易霓辉石正长岩岩石学特征如下:主要造岩矿物为碱性长石(70%～75%),霓辉石(10%～15%)、斜长石(5%～10%)和石英(～5%)。碱性长石主要为钾长石,发育卡氏双晶(图 2-D);斜长石为钠长石,发育聚片双晶(图 2-D、E);霓辉石颗粒粒径 200～1 000 μm 不等,颜色为暗绿色、黑绿色以及褐绿色,正高突起,呈他形生长在碱性长石空隙中(图 2-D～F);石英呈他形粒状,粒径较小(图 2-E、F);副矿物主要为榍石、磁铁矿等。

2 分析方法

2.1 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学分析

采用标准重液分离技术和磁性分选技术,在河北廊坊宇弘岩矿科技有限公司通过双目显微镜仔细挑选正长岩中的锆石。在湖北武汉上谱分析科技有限公司,使用操作条件为 15 kV 和 4 nA 的设备拍摄了阴极发光(CL)图像,用于研究锆石内部的结构,并选择合适的位置进行锆石 U-Pb 定年。在中国地质大学(北京)的 Milma 实验室,使用连接到 New Wave 193 nm 准分子 ArF 激光剥蚀系统的 Agilent 7900 ICP-MS 测量锆石 U-

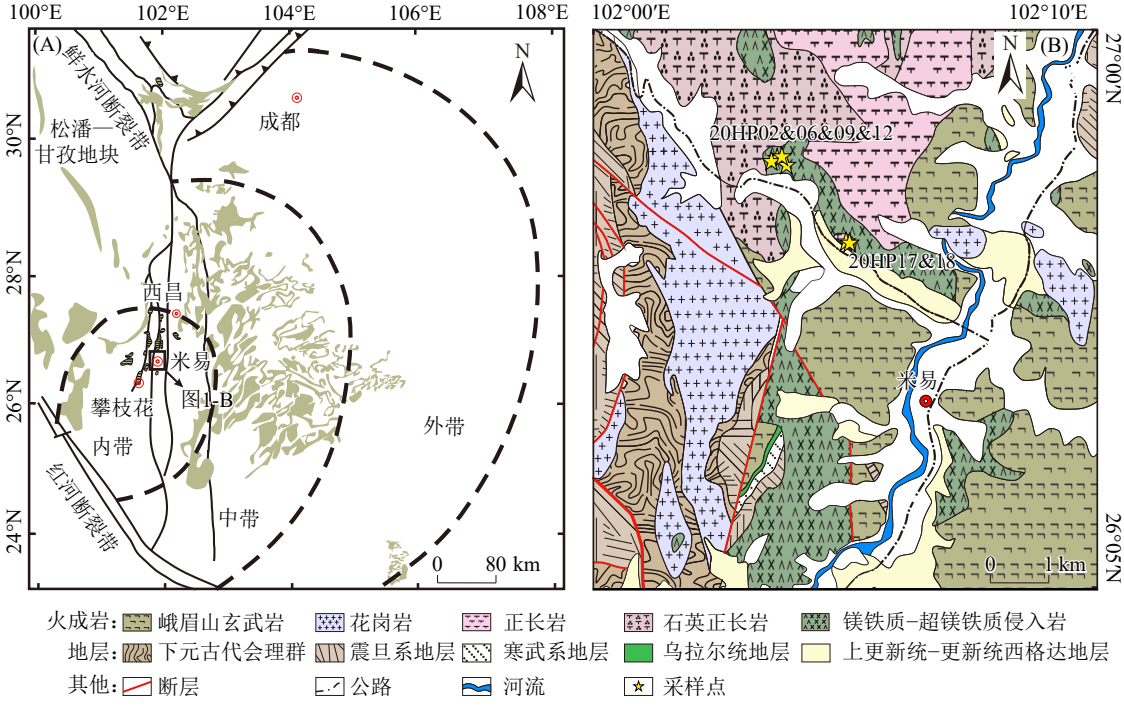


图 1 研究区地质图

Fig. 1 Geological map of the study area

(A)峨眉山大火成岩省地质图,黑色虚线显示峨眉山大火成岩省同心区域(据 Shellnutt, 2014 修改);

(B)米易地区构造–岩浆岩地质简图(据 Zhang et al., 2019 修改)

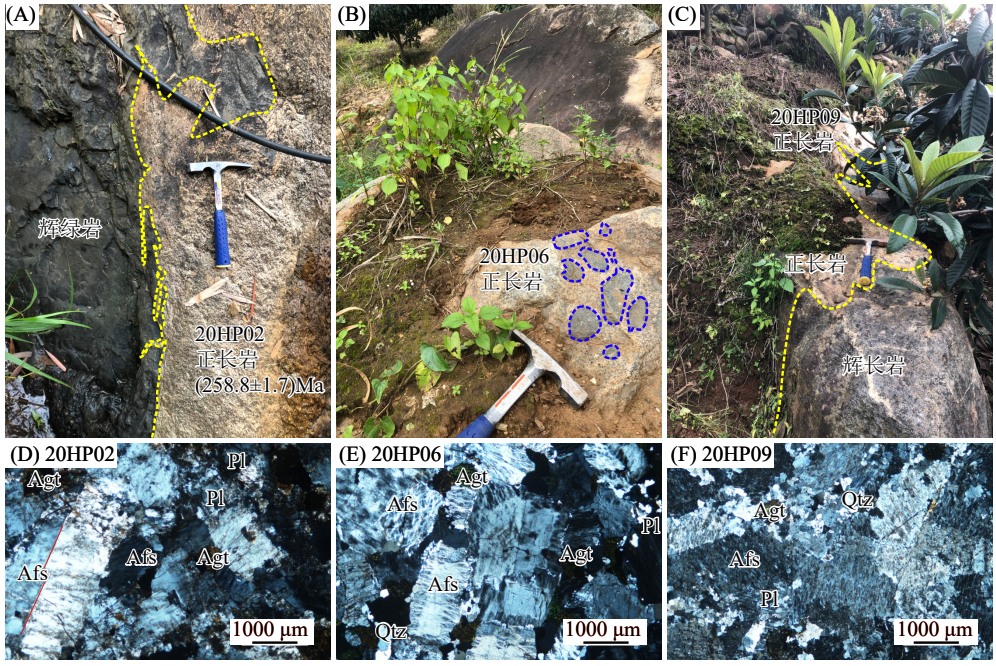


图 2　米易正长岩野外及镜下显微照片

Fig. 2　Field and microscope photographs of Miyi syenites

（A）米易正长岩和辉绿岩接触界线；（B）含辉长岩包体的米易正长岩；（C）米易正长岩和辉长岩接触界线；（D）～（F）米易正长岩镜下显微照片（Pl. 斜长石；Afs. 碱性长石；Agt. 霓辉石；Qtz. 石英）

Pb 同位素，束斑尺寸为 35 μm（能量密度：4.0 J/m^2）。锆石标准样品 Plešovice 和 GJ-1 的加权平均年龄与推荐值（Jackson et al., 2004; Sláma et al., 2008）在 LA-ICP-MS 的不确定性范围内一致（2RSD = 4%, Li et al., 2015）。使用 $^{207}Pb/^{235}U$ 和 $^{208}Pb/^{238}U$ 年龄的比值来量化不一致性，比值大于 10% 的数据被过滤掉。

2.2　电子探针矿物分析

利用西南石油大学地球科学与技术学院的 JEOL-JXA-8230 电子探针对矿物进行了分析。使用 ZAF（原子序数效应、X 射线吸收效应和荧光效应）校正程序在线校正数据。标样为透长石（K）、镁铝石榴子石（Al）、铁铝石榴子石（Fe）、透辉石（Ca、Mg）、硬玉（Na）、蔷薇辉石（Mn）、橄榄石（Si）、金红石（Ti）、镍（Ni）和氧化铬（Cr）。

2.3　LA-ICP-MS 矿物分析

矿物的微量元素浓度通过激光剥蚀电感耦合等离子体质谱（LA-ICP-MS）在中国地质大学（北京）的 Millma 实验室使用 Agilent 7500a ICP-MS，配备 New Wave Research 193 nm 激光剥蚀系统进行测定。NIST-610 用作外标进行校准，NIST-612 和 BCR-2G 用作监测标准。数据处理使用 Iolite 软件完成。标准样品的微量元素浓度与推荐值的偏差小于 10%（Jochum et al., 2005）。

2.4　全岩主量元素和微量元素地球化学分析

在湖北武汉上谱分析科技有限公司使用 X 射线荧光光谱仪（Axios MAX）对全岩主量元素进行测量，使用 Agilent 7500a 光谱仪通过电感耦合等离子体质谱仪（ICP-MS）对全岩微量元素进行测量。分析过程中反复测定标准样品 BHVO-1 和 AGV-1 来监控数据质量，数据的准确性和精密度通常优于 3%。

2.5　Sr-Nd-Pb 同位素分析

采取同样的全岩粉末进行 Rb-Sr、Sm-Nd 和 U-Th-Pb 同位素分析。Sr-Nd-Pb 同位素分析在湖北武汉上谱分析科技有限公司使用 Neptune Plue 多接收电感耦合等离子体质谱仪（MC-ICP-MS）进行。Sr 标准 NBS 978 和 Nd 标准 GSB 的同位素测量值分别为 $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.724\,1 \pm 12$（2SD）和 $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512\,439 \pm 10$（2SD）。Pb 同位素基于国际标准 NIST981（$^{208}Pb/^{204}Pb = 36.726\,2 \pm 0.003\,1$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.500\,0 \pm 0.001\,3$, $^{206}Pb/^{204}Pb = 16.941\,6 \pm 0.001\,3$）（Baker et al., 2004）反复分析，对测得的 Pb 同位素比值的质量分馏进行校正。USGS 标样 BCR-2（玄武岩）得到的结果分别为 $^{208}Pb/^{204}Pb = 38.736 \pm 0.017$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.628 \pm 0.003$, $^{206}Pb/^{204}Pb =$

18.756 ± 0.010 (2SD, n = 2), 与标准值(Zhang et al., 2020)在 0.03% 的误差范围内一致。详细的分析程序见 Li et al. (2012)。

3 分析结果

3.1 锆石 U-Pb 年代学

锆石测年分析结果见附表 1。从样品 20HP02 中共挑选 23 颗锆石进行 LA-ICP-MS 定年, 所选锆石主要为棱角或次棱角状, 粒径为 100～210 μm, 单偏光下呈无色透亮至浅黄褐色。在 CL 图像中, 锆石呈现不规则的韵律环带结构(图 3-A)。结合锆石的 $w(^{232}Th)$为(75.2～650.0) ×10^6, $w(^{238}U)$为(111～464) × 10^6, Th/U 值为 0.58～1.40, 表明锆石为岩浆成因(Hoskin and Schaltegger, 2003)。剔除掉不谐和的年龄点后, 锆石 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄为 263～253 Ma, 17 个有效点计算得到的 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄加权平均值为(258.8 ± 1.7) Ma (MSWD = 0.78), 代表了米易正长岩的结晶年龄(图 3-B、C)。

3.2 矿物地球化学元素

3.2.1 主量元素

本文对米易正长岩中碱性长石、斜长石、霓辉石、榍石和磁铁矿等矿物进行电子探针测试, 分析结果见附表 2。

结果显示, 米易正长岩中碱性辉石具有高的 FeO 质量分数(25.0%～25.9%)、CaO 质量分数(14.1%～16.1%)和 Na_2O 质量分数(3.54%～4.48%), 中等的 SiO_2 质量分数(49.6%～50.5%)和 MgO 质量分数为(1.61%～1.88%)以及低的 TiO_2 质量分数(0.146%～0.451%)、Al_2O_3 质量分数(0.283%～0.448%)。米易正长岩碱性辉石计算出的化学式为(Na, Ca)(Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mg, Al)Si_2O_6, 在 Q-J 图解中成分属于 Ca-Na 单斜辉石(图 4-A), 进一步在 WEF-Jd-Ae 图解中划定为霓辉石(图 4-B)。

米易正长岩同时出现斜长石和碱性长石。斜长石具有高 SiO_2 质量分数(68.2%～68.6%)、Na_2O 质量分数(11.3%～11.7%), 中等 Al_2O_3 质量分数(19.8%～20.5%)以及低的 CaO(0.41%～0.87%)和 K_2O(0.10%～0.12%)质量分数, 在长石分类图解中成分属于钠长石(图 4-C)。碱性长石具有高 SiO_2 质量分数(65.2%～69.6%)、K_2O 质量分数(4.78%～16.7%), 中等 Al_2O_3 质量分数(17.4%～18.3%)以及低的 Na_2O 质量分数(0.30%～8.17%), 在长石分类图解中进一步划分为歪长石和钾长石(图 4-C)。

榍石具有中等的 SiO_2(29.3%～29.6%)和 TiO_2(32.7%～34.6%)质量分数; 石英主要为 SiO_2(101%～102%); 磁铁矿主要为 FeO(85.5%～91.3%)和少量 TiO_2(1.38%～5.84%)。

3.2.2 微量元素

本文进一步对霓辉石进行激光剥蚀微量元素测定, 结果见附表 3。

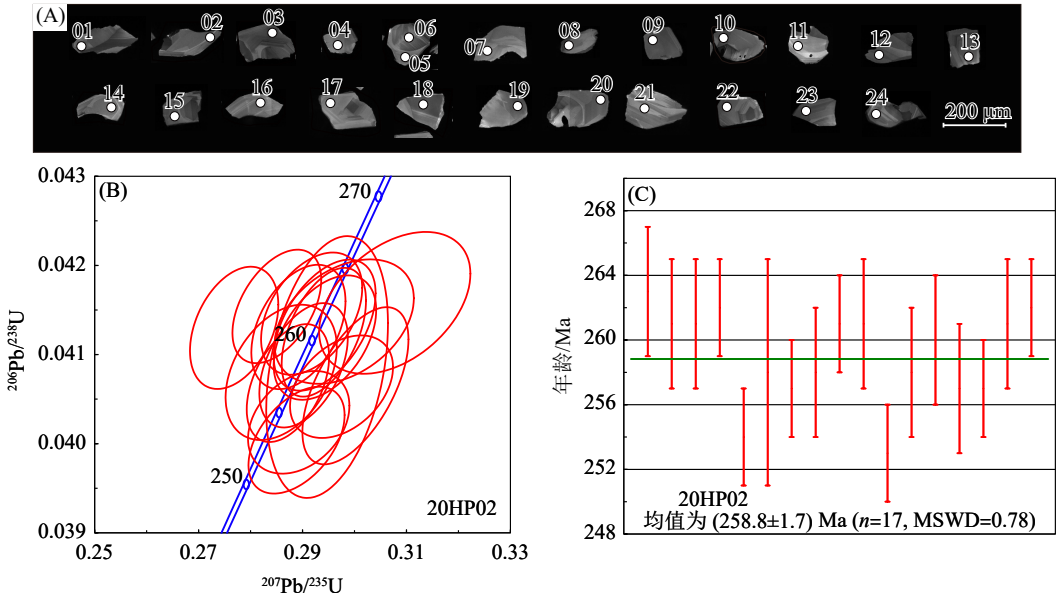


图 3 米易正长岩锆石阴极发光图像、U-Pb 年龄谐和图和加权平均年龄图

Fig. 3 CL images of zircons, concordia diagrams of the zircons, and weighted mean age diagram of the Miyi syenites

(A)锆石阴极发光图像; (B)U-Pb 年龄谐和图; (C)加权平均年龄图

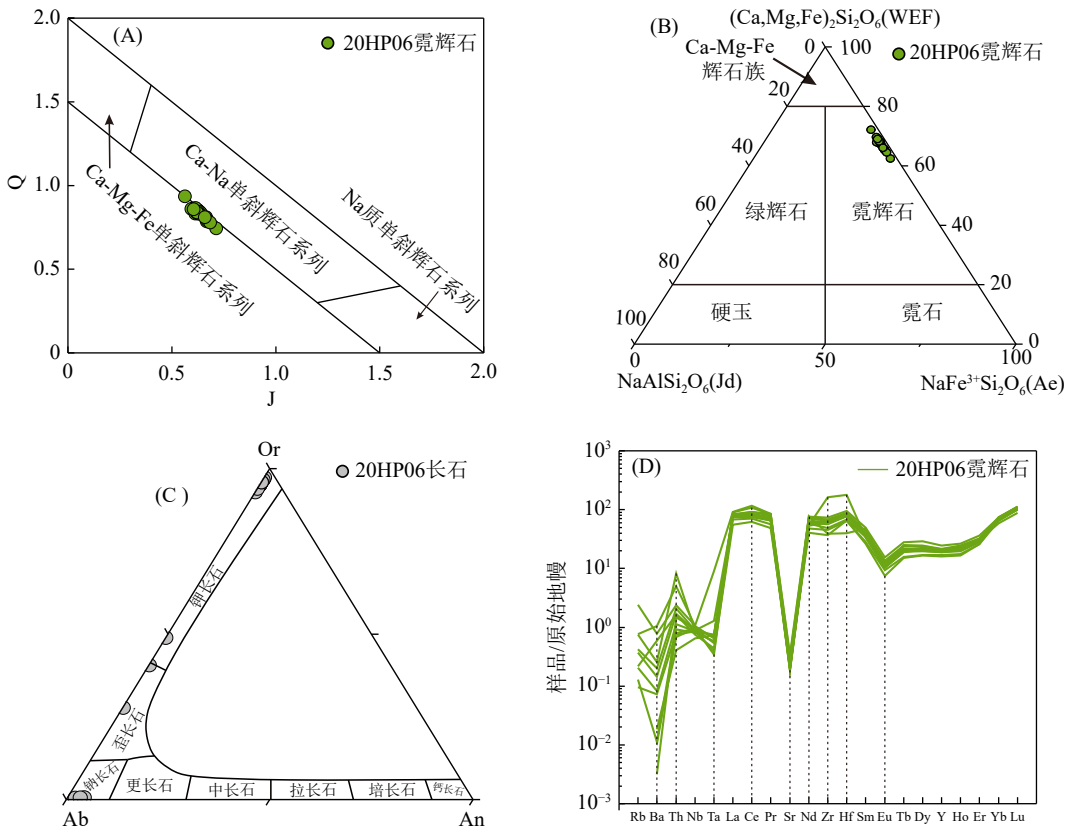


图 4　米易正长岩矿物地球化学图解

Fig. 4　Mineral geochemistry diagram of the Miyi syenites

（A）单斜辉石 Q-J 图解（底图据 Morimoto, 1988）；（B）单斜辉石 WEF-Jd-Ae 图解（底图据 Morimoto, 1988）；（C）长石矿物分类图解（底图据 Smith, 1974）；（D）霓辉石的微量元素原始地幔标准化图解（标准化数据引自 Sun and McDonough, 1989）

注：Q = Ca + Mg + Fe^{2+}；J= 2Na；WEF 为 Wo（硅灰石）、En（顽火辉石）、Fs（铁辉石）；Jd 为硬玉；Ae 为霓石；Or 为正长石；Ab 为钠长石；An 为钙长石。

结果表明，这些霓辉石具有高的 REE 质量分数［如 La =（37.8～63.1）×10^{-6}］。在微量元素原始地幔标准化图解上表现出富集高场强元素（如 Zr 和 Hf）和亏损大离子亲石元素（如 Rb 和 Ba）的特征，具有明显 Ta、Sr 和 Eu 的负异常（图 4-D）。

3.3　全岩地球化学特征

ELIP 米易正长岩的全岩主量元素和微量元素分析结果见附表 4。所研究的正长岩样品均为新鲜样品，表现出较低的烧失量（< 0.52%），这一结果与岩相学观察符合，表明米易正长岩只经历了低程度的蚀变。

3.3.1　主量元素地球化学特征

米易正长岩具有中等的 SiO_2 质量分数（58.91%～66.19%；平均值为 61.73%），属于中性岩。样品全碱含量高［w（$Na_2O + K_2O$）= 9.48%～11.5%］，在全碱－SiO_2 图解中落入正长岩区域中（图 5-A）。样品 Al_2O_3 质量分数为 13.82%～18.03%（平均值 16.30%），铝饱和指数（A/CNK）为 1.20～1.34，表明其属于过铝质岩石（图 5-B）。米易正长岩具有相对较高的 Na_2O（3.66%～6.43%）和 K_2O（3.31%～8.26%）质量分数，莱特碱度率（AR）为 2.17～5.14，在 AR-SiO_2 图解中落入碱性区域（图 5-C）。同时样品的里特曼指数 σ=（Na_2O+K_2O）^{2}/（SiO_2–43）为 4.56～8.47，属于典型的碱性岩。根据 Middlemost（1972）提出的 Na_2O-K_2O 关系图解（图 5-D），米易正长岩从钠质向钾质和高钾质连续分布，与区域上正长岩特征一致。在主量元素变化图解中（图 6），米易正长岩的 Al_2O_3、FeO、MgO、CaO、Na_2O 和 K_2O 与镁铁质侵入体表现出良好的相关性。

3.3.2　微量元素地球化学特征

峨眉山米易正长岩稀土总量差异较大，w（∑REE）为（106～497）× 10^{-6}。米易正长岩具有右倾的球粒陨石标准化稀土元素分布（图 7-A），其（La/Yb）$_N$ = 9.38～16.50（N 表示球粒陨石标准

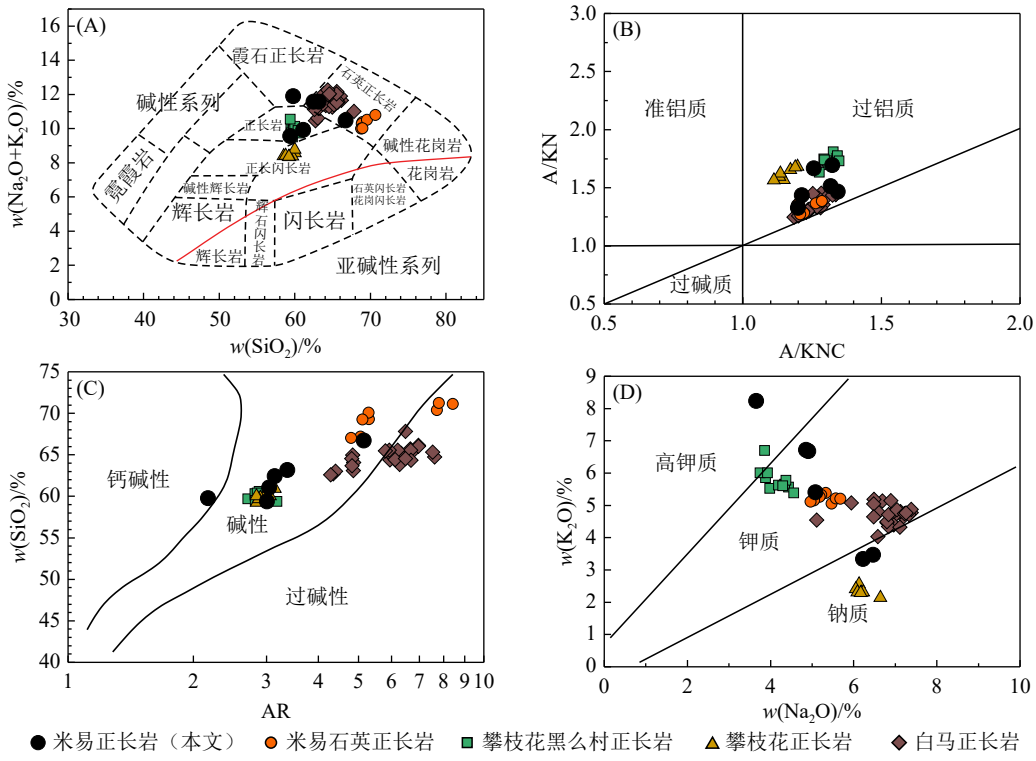


图 5 米易正长岩判别图解

Fig. 5 Discrimination diagrams of the Miyi syenites

(A)全碱−SiO_2 图解(底图据 Wilson, 1989);(B)A/KN-A/KNC 图解;(C)SiO_2-AR 图解(底图据 Wright, 1969);(D)K_2O-Na_2O图解(底图据 Middlemost, 1972)

注:米易石英正长岩数据引自 Zhang et al., 2019;攀枝花黑么村正长岩数据引自 Xu et al., 2022;攀枝花正长岩数据引自 Zhong et al., 2009;白马正长岩数据引自 Shellnutt et al., 2009。A/KN = $Al_2O_3/(K_2O + Na_2O)$;A/KNC = $Al_2O_3/(K_2O + Na_2O + CaO)$;AR = $(Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)/(Al_2O_3 + CaO - Na_2O - K_2O)$。

化,标准化数据来自 Sun and McDonough, 1989)。米易正长岩除了样品 20HP02、20HP17 和 20HP18 表现出轻微的正异常(Eu/Eu* = 1.02～1.22),其余样品均表现出明显 Eu 负异常(Eu/Eu* = 0.38～0.78)。米易正长岩在微量元素原始地幔标准化图解显示与同期高钛玄武岩相似的富集大离子亲石元素特征,具有显著 Zr、Hf、Ti 和 Sr 的负异常(图 7-B)。

3.3.3 全岩 Sr-Nd-Pb 同位素地球化学特征

米易正长岩的全岩 Sr-Nd-Pb 同位素分析结果见附表 4,根据 260 Ma 的年龄计算出米易正长岩的 Sr-Nd-Pb 初始同位素。米易正长岩的($^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ = 0.707 26,($^{143}Nd/^{144}Nd)_t$ = 0.512 207,($^{206}Pb/^{204}Pb)_t$=18.835,($^{207}Pb/^{204}Pb)_t$=15.654,($^{208}Pb/^{204}Pb)_t$=39.548(图 8)。相较于同时代的猴子山角闪正长岩亏损的 Nd 同位素[$\varepsilon_{Nd}(t)$ = +2.4～+2.5; Zhang et al., 2020]以及攀枝花黑么村正长岩强富集的 Nd 同位素[$\varepsilon_{Nd}(t)$=−7.77～−6.09; Xu et al., 2022],米易正长岩则表现出弱富集的特征[$\varepsilon_{Nd}(t)$=−1.87]。

4 讨论

4.1 米易正长岩与 ELIP 的时间联系

ELIP 广泛发育大陆溢流玄武岩,同时发育中酸性侵入体、镁铁质−超镁铁质侵入体和各种岩石类型的脉体,它们在空间上密切联系。由于二叠纪瓜德鲁普世末期全球范围内海平面的下降以及峨眉山地幔柱上涌造成的地壳抬升,使得茅口组与吴家坪组之间存在平行不整合,对生物地层精确定年造成一定的困难。为解决这一问题,一些学者尝试使用峨眉山玄武岩中凝灰岩夹层中的锆石年龄替代。根据 Huang et al.(2022)在宜宾剖面最新研究表明,峨眉山火山活动始于(260.55 ± 0.07) Ma,并持续到(257.22 ± 0.37) Ma 或更晚。此外,Zhong et al.(2014)通过单颗粒锆石 CA-ID-TIMS 方法对宾川地区峨眉山玄武岩顶部酸性凝灰岩和朝天剖面瓜德鲁普统−乐平统界

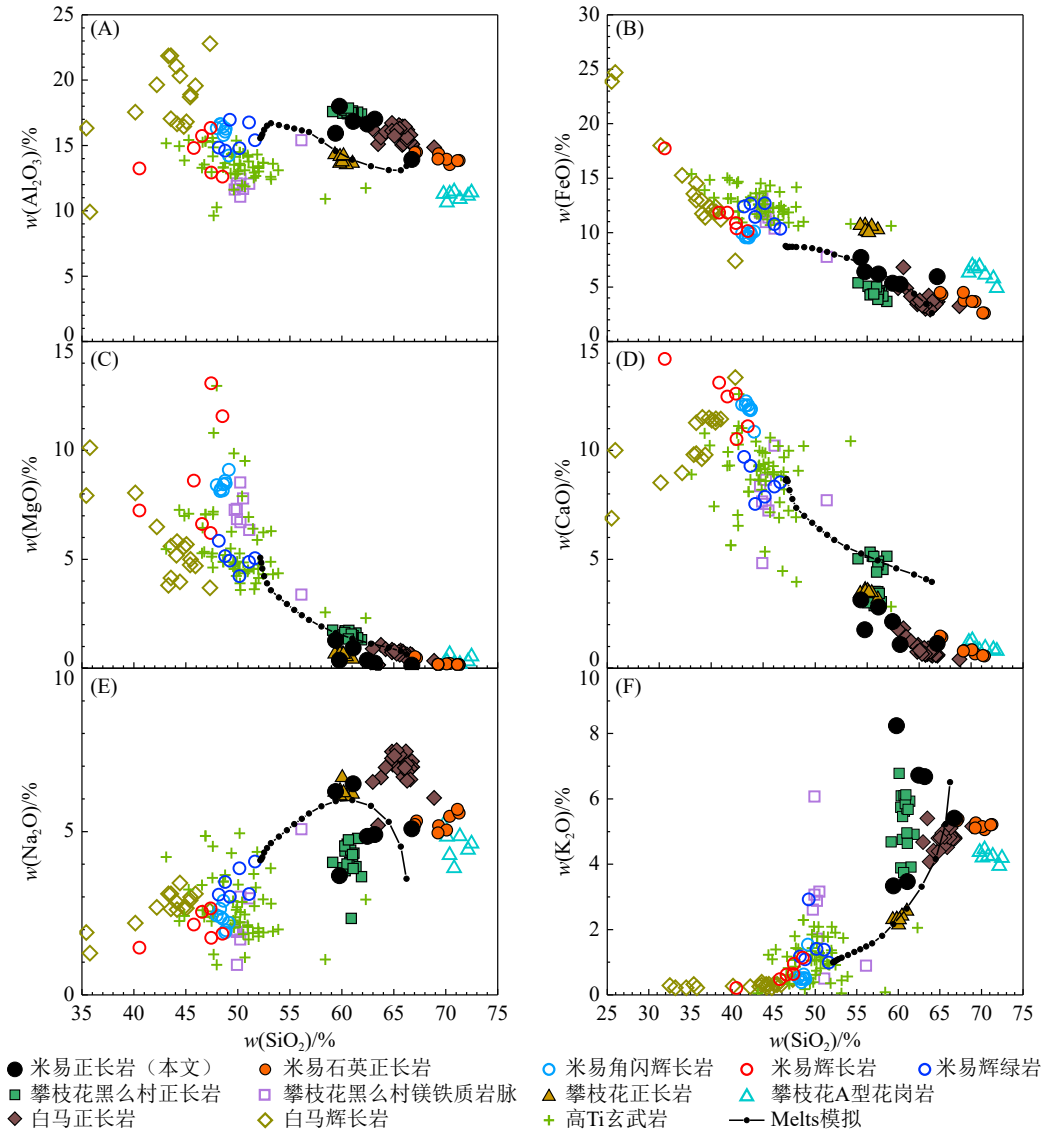


图 6　米易正长岩部分主量元素变化图解

Fig. 6　Variation diagrams of selected major elements in the Miyi syenites

（数据来源：米易石英正长岩和米易角闪辉长岩引自 Zhang et al., 2019；米易辉长岩和米易辉绿岩引自 Xia et al., 2023；攀枝花黑么村正长岩和黑么村镁铁质岩脉引自 Xu et al., 2022；攀枝花正长岩和攀枝花 A 型花岗岩引自 Zhong et al., 2009；白马正长岩和白马辉长岩引自 Shellnutt et al., 2009；高钛玄武岩引自 Tian et al., 2017）

限黏土岩中的锆石进行高精度定年，测得酸性凝灰岩和黏土岩的年龄分别为（259.1 ± 0.5）Ma 和（259.2 ± 0.3）Ma，两者在误差范围内完全一致。这也就限定了 ELIP 主喷发期的年龄为 259.2～259.1 Ma，持续时间小于 1 Ma（陈军和徐义刚，2017）。

本文收集了 ELIP 内带中酸性岩石及相关岩石的锆石 U-Pb 和全岩 Ar-Ar 年龄数据（附表 5），表明它们主要形成于 258 Ma 左右（图 9）。本文中米易正长岩的锆石 U-Pb 年龄为（258.8 ± 1.7）Ma，与 ELIP 的喷发期吻合，代表了 ELIP 后期的岩浆活动。因此，米易正长岩与 ELIP 内带其他地区的正长岩、镁铁质–超镁铁质侵入体以及宾川剖面的火山序列是同时期的，是 ELIP 的组成部分。

4.2　米易正长岩的成因

近年来对正长岩成因机制的研究中，主要存在以下几种观点：（1）下地壳岩石的部分熔融（Litvinovsky et al., 2000；Xu et al., 2022）；（2）富集岩石圈地幔部分熔融的碱性玄武质岩浆结晶分异的产物（Brown and Becker, 1986；Rios et al., 2007）；（3）壳源酸性岩浆与幔源基性岩浆混合后分异的产物（Riishuus et al., 2005）。

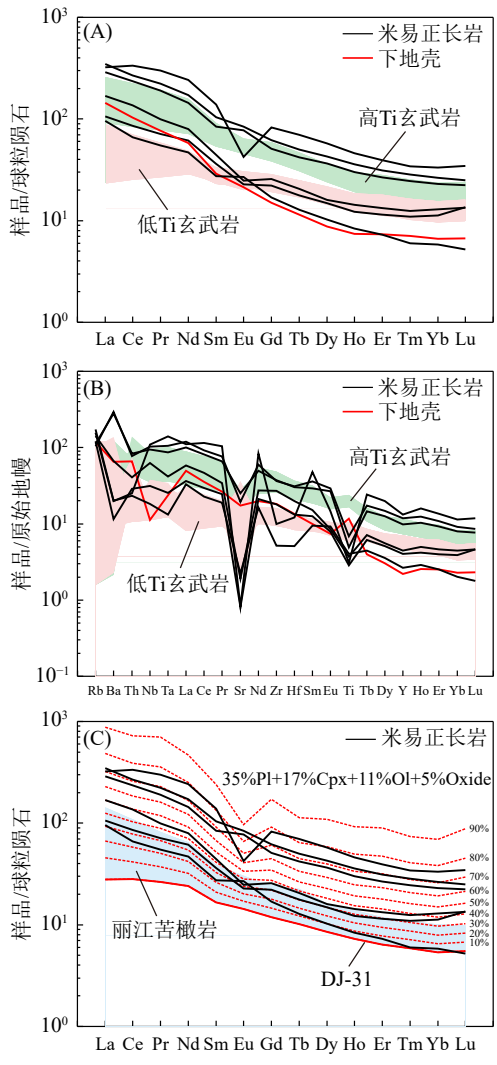


图 7 米易正长岩稀土元素球粒陨石标准化配分模式图和微量元素原始地幔标准化图解

Fig. 7 Diagrams of chondrite-normalized rare earth element (REE) patterns and primitive mantle-normalized trace elements in the Miyi syenites

(A)稀土元素球粒陨石标准化配分模式图;(B)微量元素原始地幔标准化图解;(C)模拟同化混染和分离结晶作用的稀土元素球粒陨石标准化配分模式图

(红色虚线表示同化混染和分离结晶作用模拟结果。标准化数据引自 Sun and McDonough, 1989; 高钛玄武岩和低钛玄武岩数据引自 Xiao et al., 2004; 丽江苦橄岩数据引自 Zhang et al., 2006; 下地壳数据 HK-21 引自 Gao et al., 1999。Pl.斜长石; Cpx.单斜辉石; Ol.橄榄石; Oxide.氧化物)

扬子板块具有古老的下地壳,其具有富集大离子亲石元素和亏损高场强元素的特征,具有高 Th/Nb 比值(Th/Nb = 5.87)和低 Nb/U 比值(Nb/U = 0.1)(Gao et al., 1999),以及富集的 Nd 同位素特征[$\varepsilon_{Nd}(t)$ = −7.04 ~ −3.99, T = 260 Ma; Zhu et al., 2017]。前人通过对攀枝花黑么村正长岩的研究表明其具有显著的 Nb-Ta 负异常(Nb/La = 0.48~0.71),富集的 Nd 同位素特征[$\varepsilon_{Nd}(t)$ = −7.77~−6.09],认为其来源于扬子板块中元古代地壳部分熔融(Xu et al., 2022)。米易正长岩具有较低的 Th/Nb 比值(Th/Nb = 0.23~1.28)和高的 Nb/U 比值(Nb/U = 44.3~205),和弱富集的 Nd 同位素特征[$\varepsilon_{Nd}(t)$ = −1.87],与攀枝花黑么村正长岩以及扬子板块古老下地壳的地球化学元素特征并不一致,表明其并非来自纯的扬子板块中元古代地壳部分熔融。

对于壳源酸性岩浆与幔源基性岩浆混合而成的正长岩通常在矿物组分和地球化学特征上显示出两者过渡的特征。米易正长岩在镜下并未观察到明显的富含镁和铁的矿物组分(图 2-D~F),同时具有低的 MgO(0.14%~1.27%)和 $Fe_2O_3^T$(5.80%~8.50%)质量分数,不具有基性岩浆混合的特征。扬子地壳具有富集的 Sr-Nd-Pb 同位素[$(^{89}Sr/^{86}Sr)_t$ = 0.728 37, $(^{143}Nd/^{144}Nd)_t$ = 0.510 63, $\varepsilon_{Nd}(t)$ = −36.01, $(^{206}Pb/^{204}Pb)_t$ = 39.7](Gao et al., 1999),而米易正长岩的同位素结果更接近纯的幔源岩浆,三者不具有连续的过渡特征(图 8),因此米易正长岩不是来源于壳源酸性岩浆与幔源基性岩浆混合后分异的产物。

许多学者认为 ELIP 中的正长岩是由玄武质岩浆分离结晶形成的,因为它们有着一致同位素组成和不相容元素比值(Shellnutt et al., 2009; Zhang et al., 2019; Zhang et al., 2020)。ELIP 的玄武岩具有高钛和低钛 2 种类型,高钛玄武岩的 La/Yb 具有明显高于低钛玄武岩的特征[高钛 $(La/Yb)_N$ = 8.10~16.56, 低钛 $(La/Yb)_N$ = 1.55~8.59]。高钛玄武岩同时具有富集和亏损的 Sr-Nd 同位素特征[$(^{89}Sr/^{86}Sr)_t$ = 0.703 93~0.707 59, $(^{143}Nd/^{144}Nd)_t$ = 0.512 08~0.512 57, $\varepsilon_{Nd}(t)$ = −4.52~+4.98],而低钛玄武岩则相对更富集[$(^{89}Sr/^{86}Sr)_t$ = 0.704 62~0.706 74, $(^{143}Nd/^{144}Nd)_t$ = 0.512 08~0.512 41, $\varepsilon_{Nd}(t)$ = −8.18~+1.79](Xu et al., 2001, 2007; Xiao et al., 2004; Zhang et al., 2006; Tian et al., 2017)。尽管米易正长岩具有弱富集的 $\varepsilon_{Nd}(t)$,但其具有远高于低钛玄武岩的 La/Yb 比值(La/Yb = 13.1~23.0)和 LREE 含量,表明其不是来源于低钛玄武质岩浆的分离结晶。攀枝花正长岩具有与峨眉山高钛玄武质岩浆一致的 La/Yb(4.06~8.25),和

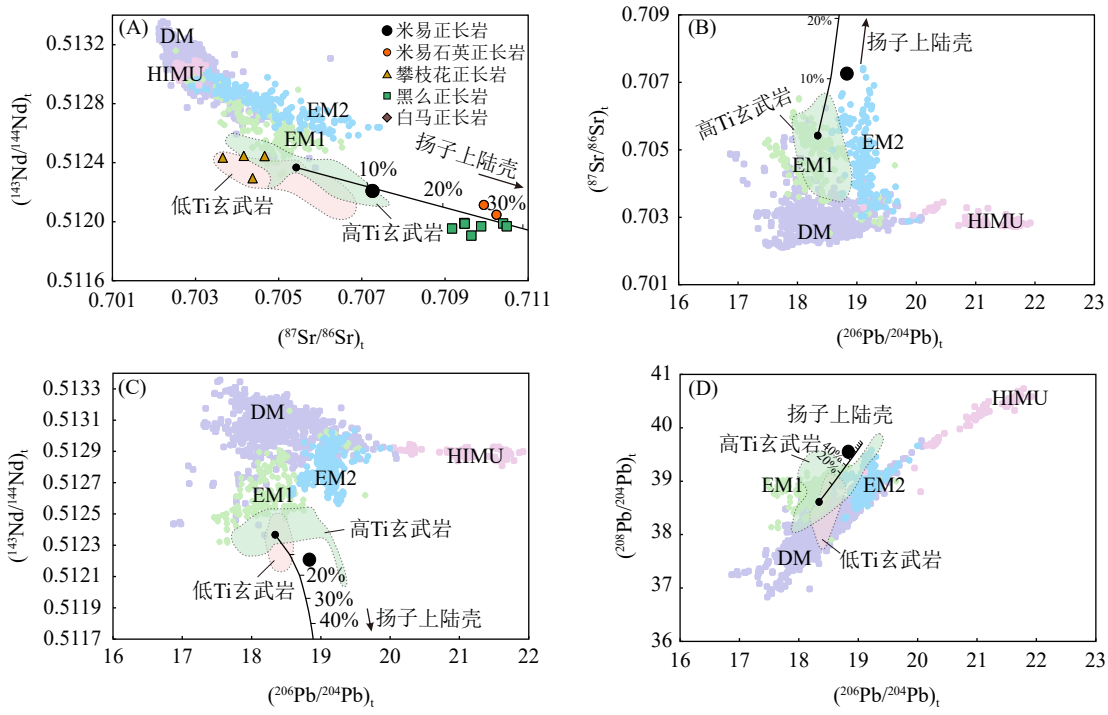


图 8　米易正长岩全岩 Sr-Nd-Pb 同位素图解

Fig. 8　Whole-rock Sr-Nd-Pb isotopes in the Miyi syenites

（A）$(^{143}Nd/^{144}Nd)_t$-$(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ 图解；（B）$(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$-$(^{206}Pb/^{204}Pb)_t$ 图解；（C）$(^{143}Nd/^{144}Nd)_t$-$(^{206}Pb/^{204}Pb)_t$ 图解；（D）$(^{208}Pb/^{204}Pb)_t$-$(^{206}Pb/^{204}Pb)_t$ 图解

注：Ⅰ型富集地幔（EM1）、Ⅱ型富集地幔（EM2）、亏损地幔（DM）和高 $^{238}U/^{204}Pb$ 地幔（HIMU）数据引自 Stracke et al., 2003；高钛玄武岩和低钛玄武岩引自 Xu et al., 2001, 2007; Xiao et al., 2004; Zhang et al., 2006; Tian et al., 2017；米易石英正长岩引自 Zhang et al., 2019；攀枝花黑么村正长岩引自 Xu et al., 2022；攀枝花正长岩引自 Zhong et al., 2009；白马正长岩引自 Shellnutt et al., 2009；实线表示母岩浆与扬子上陆壳之间的同化混染曲线，计算上地壳端元的数据为 $Sr = 356 \times 10^{-6}$、$Nd = 27 \times 10^{-6}$、$Pb = 19 \times 10^{-6}$、$(^{89}Sr/^{86}Sr)_t = 0.72837$、$(^{143}Nd/^{144}Nd)_t = 0.510628$、$(^{206}Pb/^{204}Pb)_t = 39.7$ 引自 Gao et al., 1999。

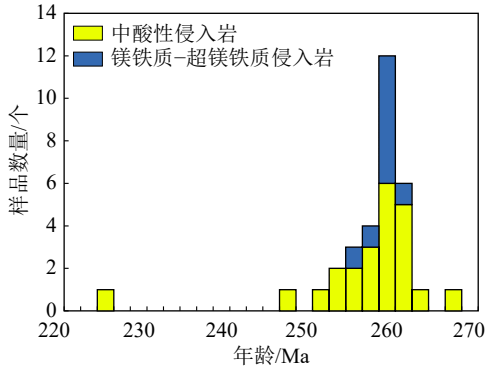


图 9　峨眉山大火成岩省内带火成岩年龄分布图
（数据来源于附表 5）

Fig. 9　Age distribution diagram of igneous rocks from the inner zone of the ELIP

Sr-Nd 同位素特征［$(^{87}Sr/^{86}Sr)_t = 0.704\,1 \sim 0.704\,6$，$\varepsilon_{Nd}(t) = +2.65$］，被认为来源于高钛玄武岩的分离结晶（Zhong et al., 2009）。米易正长岩高的 La/Yb 和 LREE 以及富集的 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 说明其并非单纯来源于高钛玄武质岩浆分离结晶后的残余熔体，而可能受到地壳同化的影响。

在主量元素变化图解中（图 6），米易正长岩的 Al_2O_3、FeO、MgO、GaO、Na_2O 和 K_2O 与镁铁质侵入体表现出良好的相关性。样品的 $Fe_2O_3^T$ 和 TiO_2 含量与 MgO 含量呈正相关关系（图 10-A、B），趋势符合 Fe-Ti 氧化物的分离结晶和霓辉石的堆晶。辉石含有高的 CaO 含量和低的 Al_2O_3 含量，在霓辉石的分离结晶和堆晶下会导致 MgO 和 CaO/Al_2O_3 形成正相关关系（图 10-C）；Zr 在霓辉石中的含量远高于 Sm 和 Nb（附表 3），因此岩浆的 Zr/Sm 比值会随霓辉石的堆晶而逐渐增大（图 10-D）；米易正长岩低的 Ni［（0.80～2.49）×10^{-6}］，Cr［（1.52～4.72）×10^{-6}］和 MgO（0.14%～1.27%）质量分数，也表明经历了霓辉石的分离结晶（Frost and Ronald Frost, 1997）。样品 20HP02、20HP17 和 20HP18 具有弱的 Eu 正异常伴随弱的

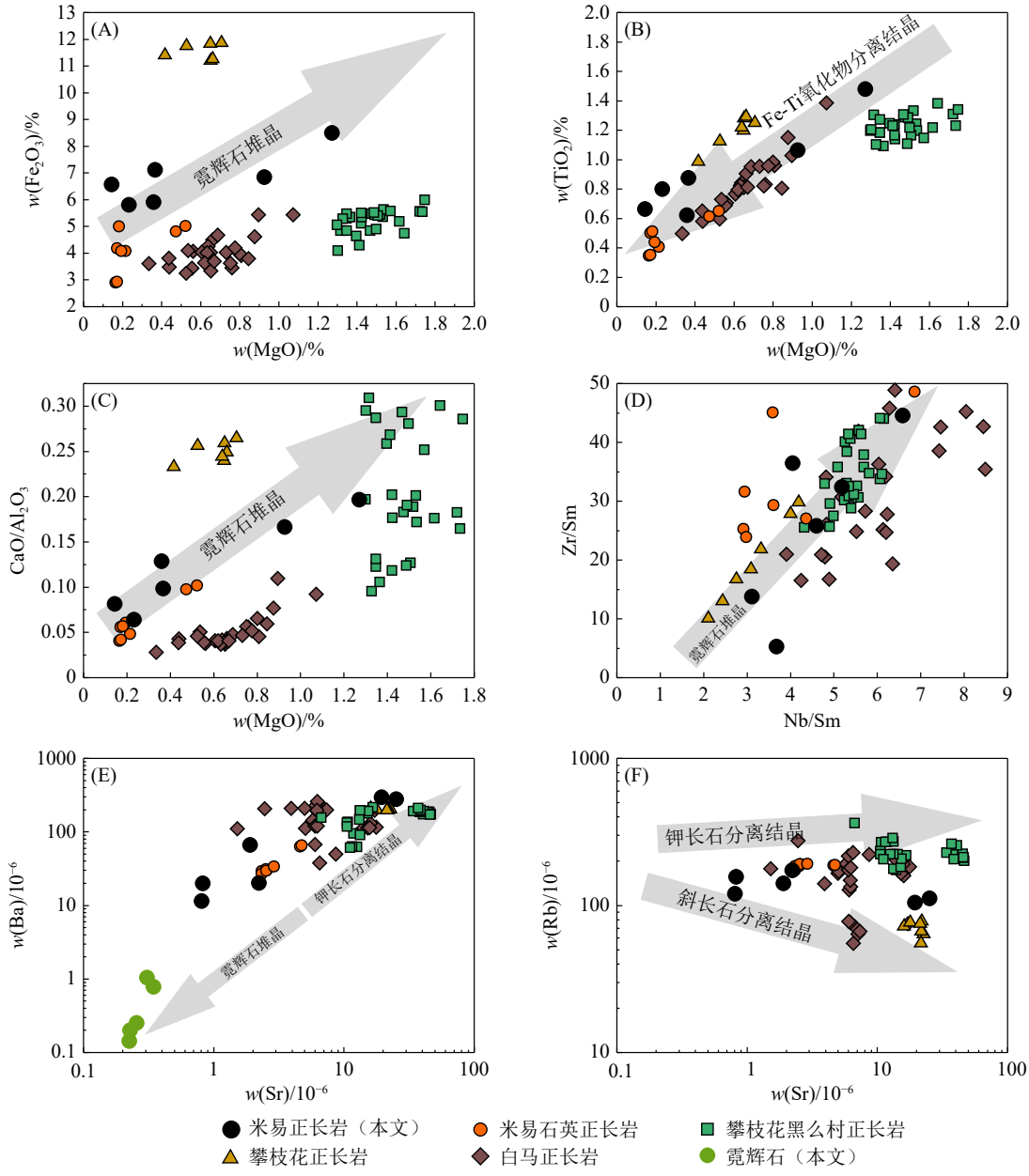


图 10 米易正长岩元素协变图解

Fig. 10 Element covariance diagram of the Miyi syenites

(A)Fe_2O_3-MgO 图解;(B)TiO_2-MgO 图解;(C)CaO/Al_2O_3-MgO 图解;(D)Zr/Sm-Nb/Sm 图解;(E)Ba-Sr 图解;(F)Rb-Sr 图解

(数据来源:米易石英正长岩引自 Zhang et al., 2019;攀枝花黑么村正长岩引自 Xu et al., 2022;攀枝花正长岩引自 Zhong et al., 2009;白马正长岩引自 Shellnutt et al., 2009)

Sr 负异常、Rb 正异常和 Ba 正异常,表明存在斜长石的堆晶(图 7 和图 10-E、F);尽管斜长石含量很高,但其他样品仍存在显著的 Eu 负异常,并伴随强的 Sr 负异常、Rb 正异常以及 Ba 负异常,表明斜长石的分离结晶广泛存在,导致 Eu 的消耗(图 7-A 和图 10-E、F)。米易正长岩的 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 与高钛玄武质岩浆分离结晶形成的镁铁质侵入体相似[样品 20HP07 的 $\varepsilon_{Nd}(t) = -1.31$ 来自 Xia et al., 2023],表明它们可能来源于同一源区。Xia et al.(2023)通过平衡实验和 MELTS 热力学模拟结果表明,在湿润(1.5%~1.6% H_2O)和低压(< 100 Mpa)条件下,米易地区的辉绿岩成分可作为母岩浆再现辉长岩的结晶序列和矿物组成,因此本文使用辉绿岩样品(20HP08-2 来自 Xia et al., 2023)代表熔体模拟的起始岩浆成分,设置起始温度为 1 400 ℃,结束温度为 800℃,H_2O = 1.5%,压力为

100 Mpa。模拟结果表明（附表 6），岩浆温度降至约 990℃ 时，～35% 斜长石、～17% 单斜辉石、～11% 橄榄石和～4% 氧化物的矿物组合分离结晶 30%～70% 产生与米易正长岩相近的岩浆成分（图 7-C）。

米易正长岩的成分表明岩浆不仅经历了分离结晶作用，还经历了地壳的同化作用（图 7-C）。一些微量元素比值（如 Ce/Pb）由于在地幔熔融的过程中没有发生分异，因此可以有效地评估地壳同化的影响（Hofmann et al., 1986）。典型的洋岛玄武岩（OIBs）具有较高的 Ce/Pb（25 ± 5）比值，而大陆地壳则具有较低的 Ce/Pb（< 5）比值（Rudnick and Gao, 2003）。米易正长岩的 Ce/Pb（4.27～38.49）表明地壳的同化混染作用可能在米易正长岩的演化过程中发挥了作用。根据同位素二端元混合模拟的结果表明（图 8），米易正长岩的形成受到了～10% 的地壳熔体混合。稀土元素的同化混染和分离结晶作用模拟曲线说明米易正长岩的形成是同化混染和分离结晶 30%～70% 的结果（图 7-C）。大陆地壳的同化作用也就解释了米易正长岩中 Na_2O 和 K_2O 含量较热力学模拟略高的原因。

综上所述，米易正长岩是由高钛玄武质岩浆的母岩浆受到地壳物质同化混染后经历高程度结晶分异而成，是 ELIP 地幔柱–岩石圈相互作用的结果。由于不同程度的同化混染和分离结晶作用造成了米易正长岩钠质到高钾质的成分变化。

4.3　成因模型

ELIP 中的溢流玄武岩、火山碎屑岩、长英质岩体以及层状镁铁质–超镁铁质侵入体在时间和空间上密切联系（Shellnutt, 2014）。地球化学证据表明，米易正长岩的形成是 ELIP 幔源岩浆侵入地壳后经历同化混染和分离结晶作用的结果。为了解释 ELIP 晚期的地幔柱–岩石圈相互作用以及米易正长岩的形成，本文提出以下岩石成因模式。

ELIP 岩浆活动最强烈的时期发生在 260 Ma 左右（Huang et al., 2022）。由于地幔柱的底侵作用使得岩石圈拉伸变薄，仅扬子板块西缘就有大量高温地幔柱岩浆附着在基底处，造成地壳成分巨大改变，上下地壳成分差异减小，使得 ELIP 内带存在高地震波速层（Xu et al., 2008; Shellnutt, 2014）。在此期间，大量玄武质岩浆喷发，形成了以大陆溢流玄武岩为主体的 ELIP，同时幔源岩浆侵入地壳，形成大型岩浆房。在 ELIP 岩浆活动晚期，由于岩浆供给量的减小，使得岩浆在岩浆房中滞留时间长，与地壳围岩发生同化混染，并伴随强烈的分离结晶作用（Zhang et al., 2019），形成了 ELIP 中的镁铁质–超镁铁质侵入岩体和同时期正长岩岩体（图 11）。

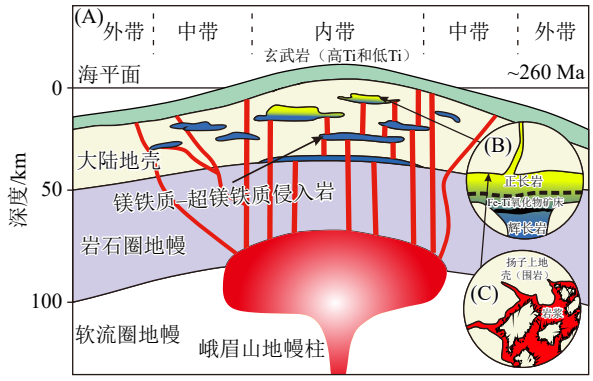


图 11　峨眉山大火成岩省地幔柱–岩石圈相互作用及米易正长岩成因模式图

Fig. 11　Modeling the plume-lithosphere interaction during the ELIP and the formation of the Miyi syenites

（A）峨眉山大火成岩省地幔柱–岩石圈相互作用模式图（据 Shellnutt, 2014 修改）；（B）米易正长岩成因模式图；（C）地壳同化混染示意图

总之，根据本文的研究结果并结合前人研究成果表明，米易正长岩形成时间～260 Ma，代表了地幔柱活动的晚期。峨眉山地幔柱头部在晚二叠世经历低程度的部分熔融形成类似高钛玄武岩的母岩浆，并在下地壳岩浆房中发生结晶分异。随后，演化的母岩浆迅速上升至浅层，下部形成了斜长石和橄榄石早期饱和的辉长岩单元（Xia et al., 2023），上部受地壳物质混染形成正长岩单元。这些岩石单元记录了 ELIP 岩浆活动的晚期阶段，有助于我们了解峨眉山地幔柱晚期地幔柱–岩石圈相互作用的过程。

5　结论

（1）米易正长岩的锆石 U-Pb 年代学结果显示其结晶年龄为（258.8 ± 1.7）Ma（MSWD = 0.78），稍晚于 ELIP 主喷发期（～260 Ma）。

（2）热力学模拟以及同化混染和分离结晶作用模拟结果表明，米易正长岩是由受到约 10% 地壳物质同化混染的高钛玄武质岩浆经过分离结晶 30%～70% 的斜长石、单斜辉石和橄榄石等矿物组合而成。

(3)峨眉山地幔柱活动的晚期,高钛玄武质岩浆在下地壳岩浆房中发生结晶分异,随后演化的母岩浆上升至地壳,受地壳物质不同程度的同化混染后形成了钠质到高钾质成分变化的米易正长岩。

附加材料:附表由作者提供,数据真实性由作者负责,在线查看网址:https://xbzrkx.cdut.edu.cn/article/doi/10.12474/cdlgzrkx.2024111902。

利益冲突声明:本文所有作者声明本研究无任何利益冲突。所有作者均阅读并同意最终稿件的提交。

致谢:感谢西北大学秦江锋教授、长江大学孙杨副教授以及审稿专家对本文提出的宝贵修改意见。

[参 考 文 献]

陈军, 徐义刚, 2017. 二叠纪大火成岩省的环境与生物效应: 进展与前瞻[J]. 矿物岩石地球化学通报, 36(3): 374—393.

Chen J, Xu Y G, 2017. Permian large igneous provinces and their impact on paleoenvironment and biodiversity: progresses and perspectives[J]. Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, 36(3): 374—393. (in Chinese)

Baker J, Peate D, Waight T, et al., 2004. Pb isotopic analysis of standards and samples using a ^{207}Pb-^{204}Pb double spike and thallium to correct for mass bias with a double-focusing MC-ICP-MS[J]. Chemical Geology, 211(3/4): 275—303.

Brown P E, Becker S M, 1986. Fractionation, hybridisation and magma-mixing in the Kialineq centre East Greenland[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 92(1): 57—70.

Bryan S E, Ernst R E, 2008. Revised definition of Large Igneous Provinces (LIPs)[J]. Earth-Science Reviews, 86(1/2/3/4): 175—202.

Chung S L, Jahn B M, 1995. Plume-lithosphere interaction in generation of the Emeishan flood basalts at the Permian-Triassic boundary[J]. Geology, 23(10): 889—892.

Coffin M F, Eldholm O, 1994. Large igneous provinces: crustal structure, dimensions, and external consequences[J]. Reviews of Geophysics, 32(1): 1—36.

Frost C D, Ronald Frost B, 1997. Reduced rapakivi-type granites: the tholeiite connection[J]. Geology, 25(7): 647—650.

Gao S, Ling W L, Qiu Y M, et al., 1999. Contrasting geochemical and Sm-Nd isotopic compositions of Archean metasediments from the Kongling high-grade terrain of the Yangtze craton: evidence for cratonic evolution and redistribution of REE during crustal anatexis[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 63(13/14): 2071—2088.

He B, Xu Y G, Chung S L, et al., 2003. Sedimentary evidence for a rapid, kilometer-scale crustal doming prior to the eruption of the Emeishan flood basalts[J]. Earth and Planetary Science Letters, 213(3/4): 391—405.

Hofmann A W, Jochum K P, Seufert M, et al., 1986. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution[J]. Earth and Planetary Science Letters, 79(1/2): 33—45.

Hoskin P W O, Schaltegger U, 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis[J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 53(1): 27—62.

Huang H, Huyskens M H, Yin Q Z, et al., 2022. Eruptive tempo of Emeishan large igneous province, southwestern China and northern Vietnam: relations to biotic crises and paleoclimate changes around the Guadalupian-Lopingian boundary[J]. Geology, 50(9): 1083—1087.

Jackson S E, Pearson N J, Griffin W L, et al., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology[J]. Chemical Geology, 211(1/2): 47—69.

Jochum K P, Nohl U, Herwig K, et al., 2005. GeoReM: a new geochemical database for reference materials and isotopic standards[J]. Geostandards and Geoanalytical Research, 29(3): 333—338.

Li C F, Li X H, Li Q L, et al., 2012. Rapid and precise determination of Sr and Nd isotopic ratios in geological samples from the same filament loading by thermal ionization mass spectrometry employing a single-step separation scheme[J]. Analytica Chimica Acta, 727: 54—60.

Li X H, Liu X M, Liu Y S, et al., 2015. Accuracy of LA-ICPMS zircon U-Pb age determination: an inter-laboratory comparison[J]. Science China Earth Sciences, 58(10): 1722—1730.

Litvinovsky B A, Steele I M, Wickham S M, 2000. Silicic magma formation in overthickened crust: melting of charnockite and leucogranite at 15, 20 and 25 kbar[J]. Journal of Petrology, 41(5): 717—737.

Luo W J, Zhang Z C, Hou T, et al., 2013. Geochronology-geochemistry of the Cida bimodal intrusive complex, central Emeishan large igneous province, southwest China: petrogenesis and plume-lithosphere interaction[J]. International Geology Review, 55(1): 88—114.

Middlemost E A K, 1972. A simple classification of volcanic rocks[J]. Bulletin Volcanologique, 36(2): 382—397.

Morimoto N, 1988. Nomenclature of pyroxenes[J]. Mineralogy and Petrology, 39(1): 55—76.

Riishuus M S, Peate D W, Tegner C, et al., 2005. Petrogenesis of syenites at a rifted continental margin: origin, contamination and interaction of alkaline mafic and felsic magmas in the Astrophyllite Bay Complex, East Greenland[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 149(3): 350—371.

Rios D C, Conceição H, Davis D W, et al., 2007. Paleoproterozoic potassic–ultrapotassic magmatism: Morro do Afonso Syenite Pluton, Bahia, Brazil[J]. Precambrian Research,

154(1/2)：1—30.

Rudnick R L, Gao S, 2003. Composition of the continental crust[M]//Rudnick R L, Holland H D, Turekian K K. Treatise on geochemistry. Oxford：Elsevier：1—64.

Shellnutt J G, 2014. The Emeishan large igneous province：a synthesis[J]. Geoscience Frontiers, 5(3)：369—394.

Shellnutt J G, Jahn B M, 2011. Origin of Late Permian Emeishan basaltic rocks from the Panxi region (SW China)：implications for the Ti-classification and spatial-compositional distribution of the Emeishan flood basalts[J]. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 199(1/2)：85—95.

Shellnutt J G, Pham T T, Denyszyn S W, et al., 2020. Magmatic duration of the Emeishan large igneous province：insight from northern Vietnam[J]. Geology, 48(5)：457—461.

Shellnutt J G, Zhou M F, Zellmer G F, 2009. The role of Fe-Ti oxide crystallization in the formation of A-type granitoids with implications for the Daly gap：an example from the Permian Baima igneous complex, SW China[J]. Chemical Geology, 259(3/4)：204—217.

Sláma J, Košler J, Condon D J, et al., 2008. Plešovice zircon—a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis[J]. Chemical Geology, 249(1/2)：1—35.

Smith J V, 1974. Feldspar minerals[M]. Berlin：Springer.

Stracke A, Bizimis M, Salters V J M, 2003. Recycling oceanic crust：quantitative constraints[J]. Geochemistry Geophysics Geosystems, 4(3)：8003.

Sun S S, McDonough W F, 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts：implications for mantle composition and processes[J]. Geological Society, Special Publications, 42(1)：313—345.

Tian H C, Yang W, Li S G, et al., 2017. Could sedimentary carbonates be recycled into the lower mantle? Constraints from Mg isotopic composition of Emeishan basalts[J]. Lithos, 292/293：250—261.

Wilson M, 1989. Igneous petrogenesis[M]. Dordrecht：Springer.

Wright J B, 1969. A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis[J]. Geological Magazine, 106(4)：370—384.

Xia Y, Chen Y, Chen A Q, et al., 2023. A tholeiitic damp parental magma for the Miyi mafic intrusion：implications for water heterogeneity in the Emeishan large igneous province[J]. Lithos, 456/457：107338.

Xiao L, Xu Y G, Mei H J, et al., 2004. Distinct mantle sources of low-Ti and high-Ti basalts from the western Emeishan large igneous province, SW China：implications for plume-lithosphere interaction[J]. Earth and Planetary Science Letters, 228(3/4)：525—546.

Xu G W, Zhu W G, Chen L, et al., 2022. Ancient crust-derived syenitic and A-type granitic intrusions in the Emeishan large igneous province, SW China[J]. Lithos, 430/431：106844.

Xu J F, Suzuki K, Xu Y G, et al., 2007. Os, Pb, and Nd isotope geochemistry of the Permian Emeishan continental flood basalts：insights into the source of a large igneous province[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 71(8)：2104—2119.

Xu Y G, Chung S L, Jahn B M, et al., 2001. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in Southwestern China[J]. Lithos, 58(3/4)：145—168.

Xu Y G, He B, 2007. Thick, high-velocity crust in the Emeishan large igneous province, Southwestern China：evidence for crustal growth by magmatic underplating or intraplating[M]// Foulger G R, Jurdy D M. Plates, plumes and planetary processes. Boulder：Geological Society of America.

Xu Y G, Luo Z Y, Huang X L, et al., 2008. Zircon U-Pb and Hf isotope constraints on crustal melting associated with the Emeishan mantle plume[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 72(13)：3084—3104.

Zeng X, Li X C, Fan H R, et al., 2022. Generation of REE-rich syenite-(carbonatite) complex through lithosphere-asthenosphere interaction：an in-situ Sr-Nd-O isotopic study of the Mesozoic Weishan pluton, Northern China[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 230：105191.

Zhang Z C, Mahoney J J, Mao J W, et al., 2006. Geochemistry of picritic and associated basalt flows of the western Emeishan flood basalt province, China[J]. Journal of Petrology, 47(10)：1997—2019.

Zhang Z Z, Qin J F, Lai S C, et al., 2019. Origin of Late Permian syenite and gabbro from the Panxi rift, SW China：the fractionation process of mafic magma in the inner zone of the Emeishan mantle plume[J]. Lithos, 346/347：105160.

Zhang Z Z, Qin J F, Lai S C, et al., 2020. Origin of Late Permian amphibole syenite from the Panxi area, SW China：highdegree fractional crystallization of basaltic magma in theinner zone of the Emeishan mantle plume[J]. International Geology Review, 62(2)：210—224.

Zhong H, Zhu W G, Hu R Z, et al., 2009. Zircon U-Pb age and Sr-Nd-Hf isotope geochemistry of the Panzhihua A-type syenitic intrusion in the Emeishan large igneous province, southwest China and implications for growth of juvenile crust[J]. Lithos, 110(1/2/3/4)：109—128.

Zhong Y T, He B, Mundil R, et al., 2014. CA-TIMS zircon U-Pb dating of felsic ignimbrite from the Binchuan section：implications for the termination age of Emeishan large igneous province[J]. Lithos, 204：14—19.

Zhu W G, Bai Z J, Zhong H, et al., 2017. The origin of the *c*. 1.7 Ga gabbroic intrusion in the Hekou area, SW China：constraints from SIMS U-Pb zircon geochronology and elemental and Nd isotopic geochemistry[J]. Geological Magazine, 154(2)：286—304.