

doi: 10.12097/gbc.2023.01.021

扬子地块西缘乌蒙山地区早白垩世橄榄玄武玢岩的发现及其对陆缘碰撞造山事件陆内响应的启示

张宏辉^{1,2}, 袁永盛¹, 李致伟¹, 谢财富³, 张七道^{1*}, 陈贵仁^{1,2}, 吴亮¹, 朱利东⁴,
潘江涛¹, 李仕忠¹, 胡关云¹, 张沥元⁵

ZHANG Honghui^{1,2}, YUAN Yongsheng¹, LI Zhiwei¹, XIE Caifu³, ZHANG Qidao^{1*}, CHEN Guiren^{1,2},
WU Liang¹, ZHU Lidong⁴, PAN Jiangtao¹, LI Shizhong¹, HU Guanyun¹, ZHANG Liyuan⁵

1. 中国地质调查局昆明自然资源综合调查中心, 云南 昆明 650111;

2. 自然资源部自然生态系统碳汇工程技术创新中心, 云南 昆明 650111;

3. 东华理工大学地球科学学院, 江西 南昌 330013;

4. 成都理工大学沉积地质研究院, 四川 成都 610059;

5. 中国地质调查局地球物理调查中心, 河北 廊坊 065000

1. Kunming General Survey of Natural Resources Center of China Geological Survey, Kunming 650111, Yunnan, China;

2. Technology Innovation Center for Natural Ecosystem Carbon Sink, Ministry of Natural Resources, Kunming 650111, Yunnan, China;

3. School of Earth Sciences, East China University of Technology, Nanchang 330013, Jiangxi, China;

4. Institute of Sedimentary, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, Sichuan, China;

5. Geophysical Investigation Center of China Geological Survey, Langfang 065000, Hebei, China

摘要:【研究目的】扬子板块西缘燕山期岩浆活动的缺失致使该时期的构造运动缺乏精确的时间记录,本次工作首次在滇东北乌蒙山地区发现了早白垩世的基性侵入岩,探讨其成因及地质意义对于探索扬子西缘燕山期构造活动具有重要意义。【研究方法】通过详细的野外地质观测、镜下鉴定、锆石 U-Pb 测年和岩石地球化学方法对新发现的侵入岩进行研究。【研究结果】早白垩世基性侵入岩的岩性为橄榄玄武玢岩,呈斑状结构,杏仁状构造,斑晶以斜长石及橄榄石为主;其 31 个锆石测点的 U-Pb 谐和年龄为 134.0 ± 0.4 Ma,形成时代为早白垩世早期。岩石地球化学特征显示其具有富碱、高 Ti、高 Al、低 SiO_2 的特征,稀土元素总量较高,重稀土元素亏损,轻、重稀土元素分馏明显,与研究区二叠纪峨眉山玄武岩具有高度相似的地球化学特征,二者应同源,可能是二叠纪形成的峨眉山幔柱尾部交代富集地幔,在班公湖-怒江结合带俯冲-碰撞作用的远程挤压效应下引起软流圈部分熔融,上升侵位过程中与地壳发生轻度混染,形成的基性—超基性侵入岩。【结论】早白垩世橄榄玄武岩玢岩的地球化学特征表明,特提斯构造域与扬子板块西缘的陆缘碰撞造山运动具有巨大的远程效应,其发现也将滇西地区燕山期岩浆活动的研究扩展到了小江断裂带以东的乌蒙山区一带,填补了四川盆地周缘燕山期岩浆活动的空白,同时,橄榄玄武玢岩的形成也表明,扬子板块西缘大规模陆内挤压造山达到高峰,134 Ma 左右是扬子板块西缘陆内造山温压达到高峰的时间记录。

关键词: 基性侵入岩;碰撞造山;扬子板块西缘;燕山期;峨眉山幔柱

创新点: 在乌蒙山地区首次发现燕山期基性侵入岩,其源于峨眉山幔柱。

中图分类号: P534.53; P588.12 **文献标志码:** A **文章编号:** 1671-2552(2025)02/03-0477-16

收稿日期: 2023-01-13; 修订日期: 2023-06-21

资助项目: 自然资源综合调查指挥中心科创基金《滇东北峨眉山幔柱活动与地表系统响应之间的耦合关系》(编号: KC20230020)、中国地质调查局项目《滇中楚雄地区云龙镇等 4 幅 1:5 万区域地质调查》(编号: DD20220987)及《云南乌蒙山区 1:5 万瓦岗等 9 幅区域地质调查》(编号: DD20191012-01)

作者简介: 张宏辉(1989-),男,硕士,高级工程师,从事区域地质调查工作。E-mail: 673872084@qq.com

* 通信作者: 张七道(1987-),男,硕士,高级工程师,从事区域地质矿产调查工作。E-mail: 506676421@qq.com

Zhang H H, Yuan Y S, Li Z W, Xie C F, Zhang Q D, Chen G R, Wu L, Zhu L D, Pan J T, Li S Z, Hu G Y, Zhang L Y. The discovery of the Early Cretaceous olivine basaltic porphyrite in the Wumengshan area on the western margin of the Yangtze block and its implications for the intracontinental response to the continental margin collision orogenic event. *Geological Bulletin of China*, 2025, 44(2/3): 477–492

Abstract: [Objective] The absence of Yanshanian magmatic activities in the western margin of the Yangtze block has led to a lack of precise time records of tectonic movements during this period. In this study, Early Cretaceous basic intrusive rocks were discovered for the first time in the Wumengshan area of northeastern Yunnan. This discovery is of great significance for exploring the Yanshanian tectonic activities in the western margin of the Yangtze block. [Methods] This paper conducts research on the newly discovered intrusive rocks through detailed field geological observations, microscopic identification, zircon U–Pb dating, and petrogeochemical methods, and explores their genesis and geological significance. [Results] The lithology of the Early Cretaceous basic intrusive rocks is olivine basaltic porphyrite, which has a porphyritic texture and amygdaloidal structure. The phenocrysts are mainly plagioclase and olivine. The U–Pb concordia age of 31 zircon measurement points is 134.0 ± 0.4 Ma, indicating that the formation age is the early stage of the Early Cretaceous. Petrogeochemical characteristics show that these rocks are rich in alkalis, high in Ti and Al, and low in SiO_2 . They have a relatively high total rare earth content, depleted heavy rare earths, and obvious fractionation between light and heavy rare earths elements. These characteristics are highly similar to those of the Permian Emeishan basalts in the study area, suggesting that they are the same origin. They may be the metasomatized and enriched mantle at the tail of the Emeishan mantle plume formed in the Permian. Under the long-range extrusion effect of the subduction–collision in the Bangonghu–Nujiang suture zone, partial melting of the asthenosphere occurred. During the ascending and emplacement process, they underwent mild contamination with the crust, forming basic–ultrabasic intrusive rocks. [Conclusions] The Early Cretaceous olivine basaltic porphyrite indicates that the continental–margin collision orogeny between the Tethys tectonic domain and the western margin of the Yangtze Block has a significant long-range effect. Its discovery has extended the research on Yanshanian magmatic activities in western Yunnan to the Wumengshan area east of the Xiaojiang Fault Zone, filling the gap in the study of Yanshanian magmatic activities around the Sichuan Basin. The formation of olivine basaltic porphyrite also indicates that the large-scale intra-continental compressional orogeny in the western margin of the Yangtze Plate reached its peak. 134 Ma is the time record when the temperature and pressure of the intra-continental orogeny in the western margin of the Yangtze block reached their peak.

Key words: basic intrusive rock; collision orogeny; western margin of the Yangtze; Yanshan epoch; Emeishan mantle plume

Highlights: The Yanshan-period basic intrusive rocks were discovered for the first time in the Wumeng Mountain area, and they are derived from the Emeishan mantle plume.

对于扬子板块西缘而言,燕山运动是一场翻天覆地的构造运动,它奠定了扬子板块西缘地质构造的基本格架,并伴随有汞、金、锑、砷、铅、锌等成矿热液活动(何熙琦等, 2004; 戴传固等, 2017; 董树文等, 2019; 张岳桥和董树文, 2019)。董树文等(2000; 2008; 2019)认为燕山运动是东亚陆缘汇聚作用的结果,在中晚侏罗世—早白垩世早期(170~135 Ma),多个板块汇聚形成了复杂的东亚汇聚构造体系。Hou et al. (2002) 利用激光探针 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法测年技术在扬子板块西缘的峨眉山玄武岩中获得大量的 177~135 Ma 年龄值,认为扬子板块西缘燕山期广泛分布的区域构造热事件是扬子板块西缘及周缘板块自晚三叠世末期以来的汇聚作用在扬子板块西缘的主要体现,是陆内碰撞造山作用达到温压高峰的时间记录;张宏辉等(2021)利用 LA-ICP-MS 锆石 U–Pb 测年

技术在峨眉山玄武岩中获得大量的中生代同位素年龄数据,证实峨眉山玄武岩在形成后受到了燕山期构造热事件的巨大影响;黄诚等(2019)在扬子板块西缘的云南倘甸地区发现古近纪始新世浅成基性侵入岩(约 58 Ma),被认为是与峨眉山玄武岩同源的产物,与古近纪以来扬子板块陆内俯冲作用导致软流圈上隆和壳幔混合层的部分熔融有关。

扬子板块西缘燕山期造山作用被认为是由特提斯构造域汇聚体制俯冲消减转变的产物,在特提斯构造域,晚侏罗世—早白垩世,伴随着班公湖—怒江缝合带俯冲消减、碰撞等过程(董树文等, 2008; 朱日祥等, 2021),扬子板块西缘作为特提斯构造域相邻的板块,不仅详细记录了沉积盆地的形成与演化历史,也记载了与其相邻造山带的构造演化过程(Ruddiman et al., 1997)。在长时间的地质过程中,扬子板块西缘

记录了大量特提斯构造域的岩浆活动,如晚二叠世宣威组上部酸性凝灰岩(Zhong et al., 2020; 张晗等, 2020)、早中三叠世之交关岭组中的“绿豆岩”(刘建清等, 2021; 钊茂山等, 2024),以及新生代喜马拉雅期沿金沙江-红河断裂带发育的长约 2000 km 的新生代钾质岩浆岩带(邓军等, 2011)等。然而,在青藏高原东南的扬子板块西缘几乎没有燕山期岩浆岩活动的报道,岩浆活动的缺失让学者们在研究扬子板块西缘的构造运动时缺少较精确的时间记录。张岳桥等(2011)认为,四川盆地周缘(包括乌蒙山地区)燕山期无岩浆岩活动的原因是该时期构造具有薄皮构造样式和弥散型分布的特征,无论是否卷入前震旦纪的变质基底,构造样式都表现为基底和盖层的滑脱,无下地壳的卷入,所以没有岩浆活动。

乌蒙山地区地处扬子板块西缘,早白垩世橄榄玄武玢岩属首次在滇东北乌蒙山地区发现燕山期基性侵入岩,填补了该时期岩浆活动记录的空白,其侵入于中晚二叠世形成的峨眉山玄武岩,化学特征也与峨眉山玄武岩极相似,利用 LA-ICP-MS 方法获得 31 个锆石的 U-Pb 谐和年龄为 134.0 ± 0.4 Ma。其形成与特提斯构造域的相关性更大,可能与班公湖-怒江结合带俯冲碰撞的远程效应有关。早白垩世橄榄玄武玢岩在大地构造背景上与二叠纪峨眉山大火成岩省有巨大的差异,其发现给予了二叠纪峨眉山地幔柱事件、燕山期陆内造山运动、班公湖-怒江结合俯冲碰撞三者相关而又不同时空维度思考的新视角。本文从乌蒙山地区早白垩世橄榄玄武玢岩的岩石岩相学特征、年代学特征、地球化学特征出发,结合研究区地质背景,探讨其成因及陆缘碰撞造山事件对陆内响应的启示。

1 区域地质背景及橄榄玄武玢岩岩相学特征

乌蒙山地区地理上位于云贵川三省交界处,大地构造上位于扬子板块西缘,根据张克信等(2015)对大地构造单元的划分方案,研究区属于扬子陆块区(一级构造区划)—上扬子地块分区(二级构造区划)—扬子陆块南部碳酸盐台地(三级构造区划)—威宁-昭通褶-冲带(四级构造区划),地质构造较复杂,研究区地史发展演化与上扬子陆块相一致,地史发展明显分为三大阶段,即前南华纪基底形成阶段、震旦纪—中三叠世陆块早期稳定发展阶段及晚三叠世至今的陆块后期陆内改造阶段。在新特提

斯构造域,早二叠世—早白垩世,拉萨地块向北漂移并与羌塘地块发生碰撞,导致班公湖-怒江洋关闭,也致使包括扬子陆块在内的多个陆块开始拼合(朱日祥等, 2021)。

研究区出露地层为震旦系—下志留统、中二叠统一侏罗系。其中震旦系—寒武系为陆表海沉积,以碎屑岩为主,夹少量碳酸盐岩;奥陶系—下志留统以碳酸盐沉积及深水陆棚相黑色页岩为主,夹少量砂岩;中二叠统平行不整合于志留系之上,以碳酸盐岩为主,底部为梁山组含煤碎屑岩,中、晚二叠世之交形成的峨眉山玄武岩广泛发育于研究区,平行不整合于中二叠统茅口组之上;上二叠统一下中三叠统平行不整合于峨眉山玄武岩之上,以海相陆源碎屑岩及碳酸盐岩为主;上三叠统及侏罗系为陆相沉积岩,平行不整合于中三叠统之上。研究区基本构造样式与四川盆地及周缘的构造样式一致,为“侏罗山式”褶皱—冲断的“薄皮”构造格局(张岳桥等, 2011),总体构造线以北东向、北北东向为主。其中,莲峰断裂为研究区最大的断裂,控制着研究区的构造格局,主要构造线与其相关,徐涛等(2015)利用地震波对峨眉山大火成岩省的研究表明,莲峰断裂可能是小江断裂北东向的分支,很可能是一条超壳断裂(图 1-a)。

峨眉山玄武岩是研究区分布最广泛、最厚的地层,以 4 层广泛发育的沉积岩夹层自下而上可分为 4 段,一段底部为含凝灰质泥岩,向上岩性以灰质玄武质火山角砾(集块)岩为主,火山角砾(集块)大多为峨眉山玄武岩下伏的茅口组灰岩,可见少量玄武岩,砾石磨圆程度不一,圆状—棱角状均有,含量变化大,为 40%~90%,大小为 0.5×10 cm~ 20×40 cm,胶结物以玄武质为主,含有大量斜长石,可见少量火山灰,厚 50~200 m;二段底部为含凝灰质的砂泥岩,向上为斜斑玄武岩,厚 200~400 m,从底到顶斜长石斑晶逐渐减少,顶部未见斜长石斑晶;三、四段底部为含凝灰质碎屑岩沉积夹层,沉积夹层之上为没有斜长石斑晶的玄武岩,厚度分别为 200~320 m 及 20~80 m。对各亚旋回底部凝灰岩锆石的 U-Pb 同位素测年表明,研究区峨眉山玄武岩第一至第四段的喷发年龄分别为 261.9 ± 2.0 Ma, 261.8 ± 3.7 Ma, 261.6 ± 1.9 Ma, 261.5 ± 2.1 Ma,持续时间很短,在测年误差范围之内(张宏辉等, 2022)。何斌等(2003)根据峨眉山玄武岩之下茅口组灰岩的差异剥蚀情况及生物地

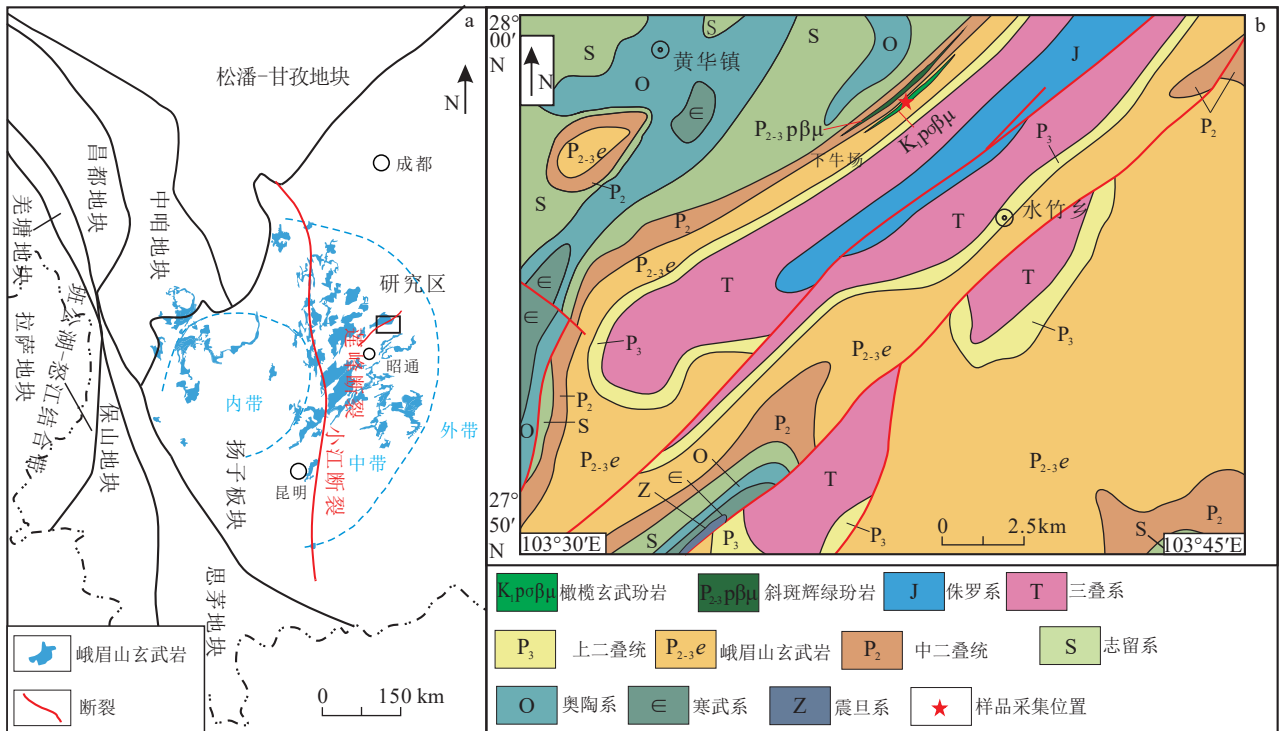


图1 研究区大地构造位置(a)及地质简图(b)(据 Hou et al., 2002; 潘江涛等, 2022a 修改)

Fig. 1 Tectonic outline (a) and simplified geological map (b) of the research area

层等的研究,将峨眉山大火成岩省分为内带、中带及外带,在这个方案中,研究区位于峨眉山大火成岩省中带。

早白垩世橄榄玄武玢岩出露于永善县水竹乡下牛厂一带,呈近直立倒三角脉状北东走向侵入于峨眉山玄武岩一段的灰屑玄武质火山角砾(集块)岩中(图1-b),为本次研究新发现,出露最宽约4 m,向上尖灭于峨眉山玄武岩一段,高约6 m,该处发育的地层走向北东,倾向南东,倾角 $50^{\circ}\sim 65^{\circ}$ 。该处南东侧出露北东向莲峰断裂,其切割的最新地层为上侏罗统,最新活动时代应晚于侏罗世,橄榄玄武玢岩不是直接产于北东向断裂中,但可能是受莲峰断裂旁侧的次级裂隙控制。该点北西侧约70 m处还可见一层厚约69 m、与峨眉山玄武岩同期同源异相的斜斑辉绿玢岩顺层侵入于峨眉山玄武岩下伏的茅口组中。早白垩世橄榄玄武玢岩较破碎,呈深灰绿色,斑状结构,杏仁状构造,整体碳酸岩化较强,斑晶为斜长石,含量为10%~15%,大小为 $1\times 2\text{ mm}\sim 3\times 8\text{ mm}$,白色,长柱状,杏仁体含量约为3%,大小为 $0.5\times 1\text{ mm}\sim 1\times 2\text{ mm}$,主要成分为绿泥石及方解石,基质为隐晶质。镜下观察显示斜长石斑晶中包裹或半包裹橄榄石颗粒,橄榄石已全部蚀变为绿泥石,保留橄榄石尖角外形,橄榄石含量约为5%,基质由斜长石和暗色

矿物组成,呈间粒间隐结构,斜长石呈自形长条状,可见聚片双晶,粒度均小于0.3 mm,大部分为0.05 mm左右,含量约20%,构成不规则格架,其中充填绿泥石、褐铁矿、碳酸盐等矿物(可能为暗色矿物及玻璃质等的蚀变产物)(图2)。岩石整体碳酸岩化较强,可能是因为橄榄玄武玢岩侵入过程中围岩以碳酸盐岩为主。同时,人工重砂鉴定结果及薄片鉴定显示,与研究区的峨眉山玄武岩相比(潘江涛等, 2022b),早白垩世橄榄玄武玢岩中含有较多的橄榄石、钛铁矿、钛磁铁矿等重矿物。

2 样品采集及分析方法

本次工作于橄榄玄武玢岩中采集了1件锆石U-Pb同位素测年样品及11件岩石全分析样品,样品采集尽可能选择新鲜、风化弱的岩石。

锆石U-Pb测年样品的分选、制靶、阴极发光(CL)照相及锆石U-Pb测年在北京铅年领航科技有限公司完成,锆石U-Pb定年使用激光剥蚀-电感耦合等离子体质谱仪连接的Resolution SE型193 nm激光剥蚀平台深紫外激光剥蚀系统(Applied Spectra, 美国)进行测试。质谱仪采用Agilent 7900型电感耦合等离子体质谱仪(Agilent, 美国),详

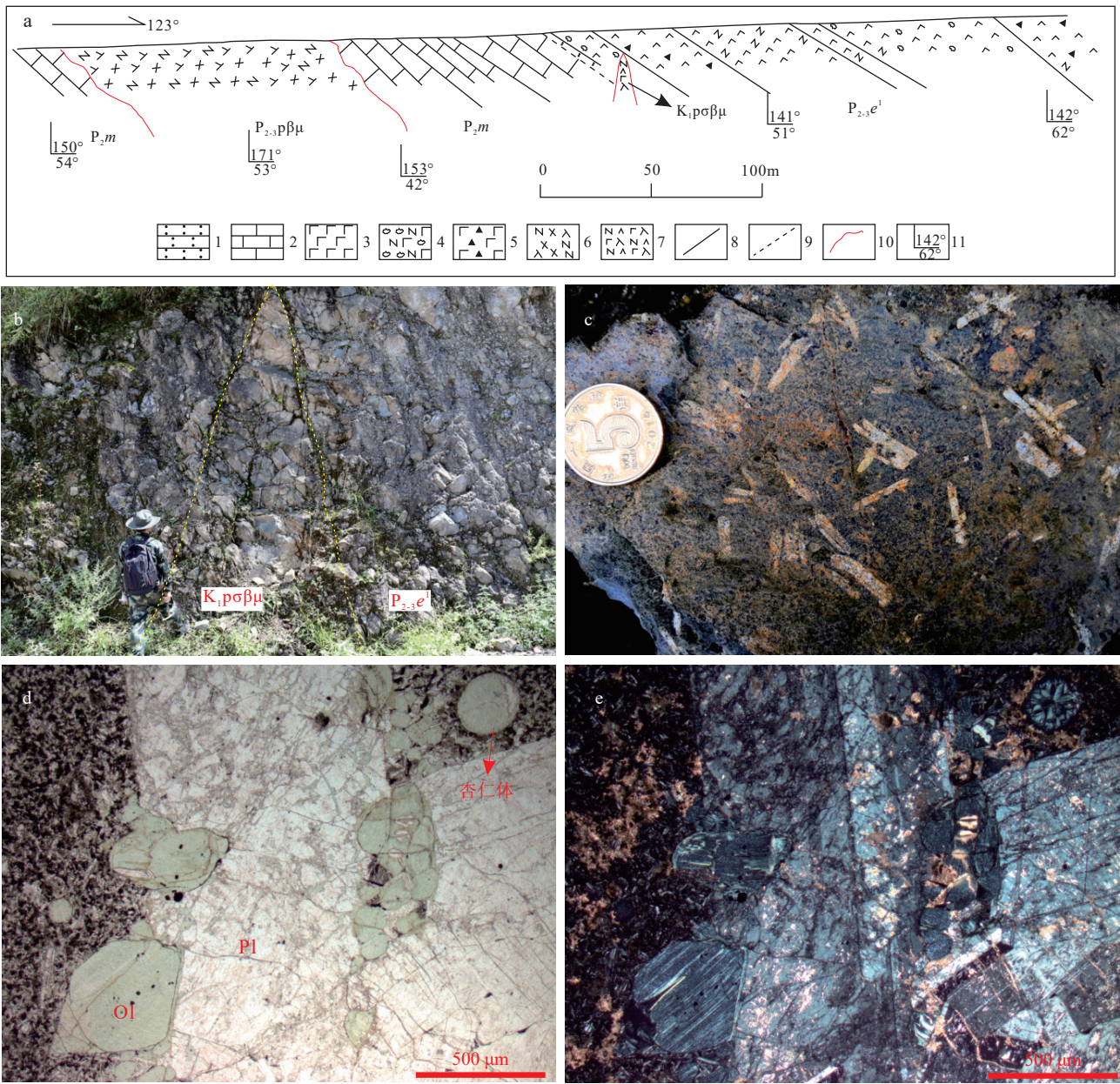


图 2 橄榄玄武玢岩野外出露特征及镜下照片

Fig. 2 Field outcrop characteristics and micrographs of the olivine basaltic porphyrite

a—橄榄玄武玢岩产出示意图;b—橄榄玄武玢岩侵入于峨眉山玄武岩一段火山集块岩中;c—橄榄玄武玢岩手标本照片;d—橄榄玄武玢岩镜下照片(单偏光);e—橄榄玄武玢岩镜下照片(正交偏光);1—凝灰岩;2—灰岩;3—玄武岩;4—灰屑斜斑玄武质火山集块岩;5—玄武质火山角砾岩;6—斜斑辉绿玢岩;7—橄榄玄武玢岩;8—分层线;9—平行不整合界线;10—侵入接触界线;11—产状;P_{2m}—茅口组;P₂₋₃e¹—峨眉山玄武岩一段;K₁pσβμ—早白垩世橄榄玄武玢岩;P₂₋₃pβμ—二叠纪斜斑辉绿玢岩;Ol—橄榄石;Pl—斜长石

细调谐参数见 Thompson et al.(2018)。测试过程为采用 5 个激光脉冲对每个剥蚀区域进行预剥蚀(剥蚀深度约 0.3 μm),以去除样品表面可能的污染,在束斑直径 30 μm、剥蚀频率 5 Hz、能量密度 2 J/cm² 的激光条件下分析样品。数据处理采用 Iolite 程序,锆石 91500 作为校正标样,GJ-1 作为监测标样,每隔

10~12 个样品点分析 2 个 91500 标样及 1 个 GJ-1 标样,通常采集 20 s 的气体空白,35~40 s 的信号区间进行数据处理,按指数方程进行深度分馏校正 Paton et al. (2010)。以 NIST 610 作为外标,91Zr 作为内标计算微量元素含量。本次实验过程中测定的 91500(1061.5±3.2 Ma, 1σ)、GJ-1 (604±6 Ma, 1σ)年

龄在不确定范围内与推荐值一致。Plesovice 标样作为未知样品的分析结果为 337.5 ± 1.5 Ma ($n=11$, 1σ), 对应的年龄推荐值为 337.13 ± 0.37 Ma (1σ) (Slama et al., 2008), 在不确定范围内与推荐值一致。样品的同位素比值及元素含量计算采用 ICP-MS DATACAL 数据处理程序, 上述实验过程完成后, 对于年龄值小于 1 Ga 的系用 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 值和 1σ 及对应的年龄值和误差值, 大于 1 Ga 的系用 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 值和 1σ 及对应的年龄值和误差值, 锆石 U-Pb 年龄加权平均值的计算及锆石 U-Pb 谐和图的绘制采用 Isoplot4.15 完成 (Ludwig, 2003)。

11 件岩石的碎样和化学全分析均在中国地质调查局昆明综合资源调查中心分析实验室完成。其方法流程是, 首先在破碎机中将岩石样品破碎成粒径小于 10 mm 的碎片, 然后在磨样机中磨成 100 目以下的岩石粉末, 最后利用仪器进行分析测试。样品的主量元素用 X 荧光光谱仪 (XRF) 分析, 稀土及微量元素采用等离子体发射光谱仪 (ICP-AES) 及电感耦合等离子体质谱仪 (ICP-MS) 分析, 分析流程及其误差等见 Ramsey et al. (1995)。

3 分析结果

3.1 锆石 U-Pb 年龄

从锆石阴极发光图 (图 3-a) 可以看出, 锆石呈短柱—长柱状, 自形程度较好, 未见磨圆, 锆石粒径长 20~150 μm , 宽 20~70 μm , 长宽比 2:1~6:1, 结构较简单, 大多可见清晰的锆石振荡生长环带, 韵律环带清晰, Th/U 值均大于 0.3 (0.30~1.50), 具有岩浆锆石的特征 (周剑雄和陈剑宇, 2007)。

本次共测试了 34 个锆石点, 结果见表 1, 除去谐和度小于 90% 的 3 个测试点外, 样品 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测试分析结果显示, 31 个分析点分析结果具有一致的谐和年龄 (图 3-b, c), 谐和年龄值为 134.0 ± 0.4 Ma, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄加权平均值为 134.0 ± 0.8 Ma, 属于早白垩世, 代表橄榄玄武玢岩的形成年龄。

3.2 主量元素特征

早白垩世橄榄玄武玢岩整体碳酸盐化较强, 样品烧失量较大, 烧失量均值为 5.23%, CO_2 的含量较高, 均值为 4.68%, 由 C.I.P.W 标准矿物计算可得其方解石含量为 7.19%~14.38%, 均值为 10.75%, 变化较大, 大于研究区的二叠纪斜斑辉绿玢岩 (1.32%, 二叠纪斜斑辉绿玢岩与研究区峨眉山玄武岩同源同时

异相的侵入岩 (潘江涛等, 2022b; 下同), 据此估算橄榄玄武玢岩在侵入形成过程中可能混入了少量灰岩。11 件样品中, SiO_2 含量为 44.12%~48.58%, 均值为 46.59%, 略大于 45%, 小于研究区的斜斑辉绿玢岩 (49.02%), 为基性岩; $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ 含量为 2.60%~3.16%, 均值为 2.82%, 小于研究区的斜斑辉绿玢岩 (4.00%); TiO_2 的含量为 3.63%~3.99%, 均值为 3.78%, 大于 2.5%, Ti/Y 值为 606.9~726.1, 均值为 639.6, 大于 500, 略小于研究区的斜斑辉绿玢岩 (623.3), 为高钛玄武质岩浆岩系列 (Xiao et al., 2003); Al_2O_3 含量为 11.81%~13.81%, 平均值 12.82%, 含量较高, 略小于研究区二叠纪斜斑辉绿玢岩 (13.63%); 橄榄玄武玢岩中的 $\text{MgO} < 8\%$, 可以应用 TAS 图解, 对 11 个样品进行投图, TAS 图解 (图 4-a) 显示, 本批样品落于 Irvine 分界线下方的亚碱性岩石区 (Irvine et al., 1971), 这也与岩相学观察具较多的斜长石斑晶而无普通辉石斑晶 (斜长石结晶早) 相符, 橄榄玄武玢岩为浅成—超浅成侵入岩, 样品基本落于亚碱性辉长岩及橄榄辉长岩内。在火成岩的 Nb/Y-Zr/($\text{TiO}_2 \times 10^4$) 岩石系列图解 (图 4-b) 上, 橄榄玄武玢岩样品落入碱性玄武岩区域, 为富碱型玄武岩系列。

3.3 稀土和微量元素特征

11 个样品的主量、微量和稀土元素分析结果列于表 2。从表 2 可以看出, 样品稀土元素总量较高, 为 244.6×10^{-6} ~ 273.0×10^{-6} , 平均值为 255.5×10^{-6} , 与研究区二叠纪斜斑辉绿玢岩持平 (248.4×10^{-6})。在稀土元素球粒陨石标准化分布模式图 (图 5-a) 上, 各样品稀土元素配分模式较一致, 显示出其成因的一致性, 且与研究区二叠纪斜斑辉绿玢岩稀土元素特征高度相似。所有样品分布曲线呈向右陡倾, 无负 Eu 异常, δEu 值为 0.94~1.04, 均值为 0.99, 与斜斑辉绿玢岩持平 (0.96); 轻稀土元素 (LREE) 富集, LREE 为 218.64×10^{-6} ~ 244.82×10^{-6} , 均值为 228.07×10^{-6} , 与斜斑辉绿玢岩持平 (221.55×10^{-6}); 重稀土元素 (HREE) 亏损, HREE 为 25.19×10^{-6} ~ 28.42×10^{-6} , 均值为 27.44×10^{-6} , 与斜斑辉绿玢岩持平 (26.84×10^{-6}); 轻、重稀土元素分馏明显, LREE/HREE 值为 7.91~8.71, 均值为 8.31, (La/Yb)_N 值为 10.80~13.05, 均值为 11.83, HREE 相对于 LREE 极度亏损。由微量元素原始地幔标准化蛛网图 (图 5-b) 可以看出, 橄榄玄武玢岩富集 U、Hf、Zr、La、U 等高场强元素, 说明岩浆

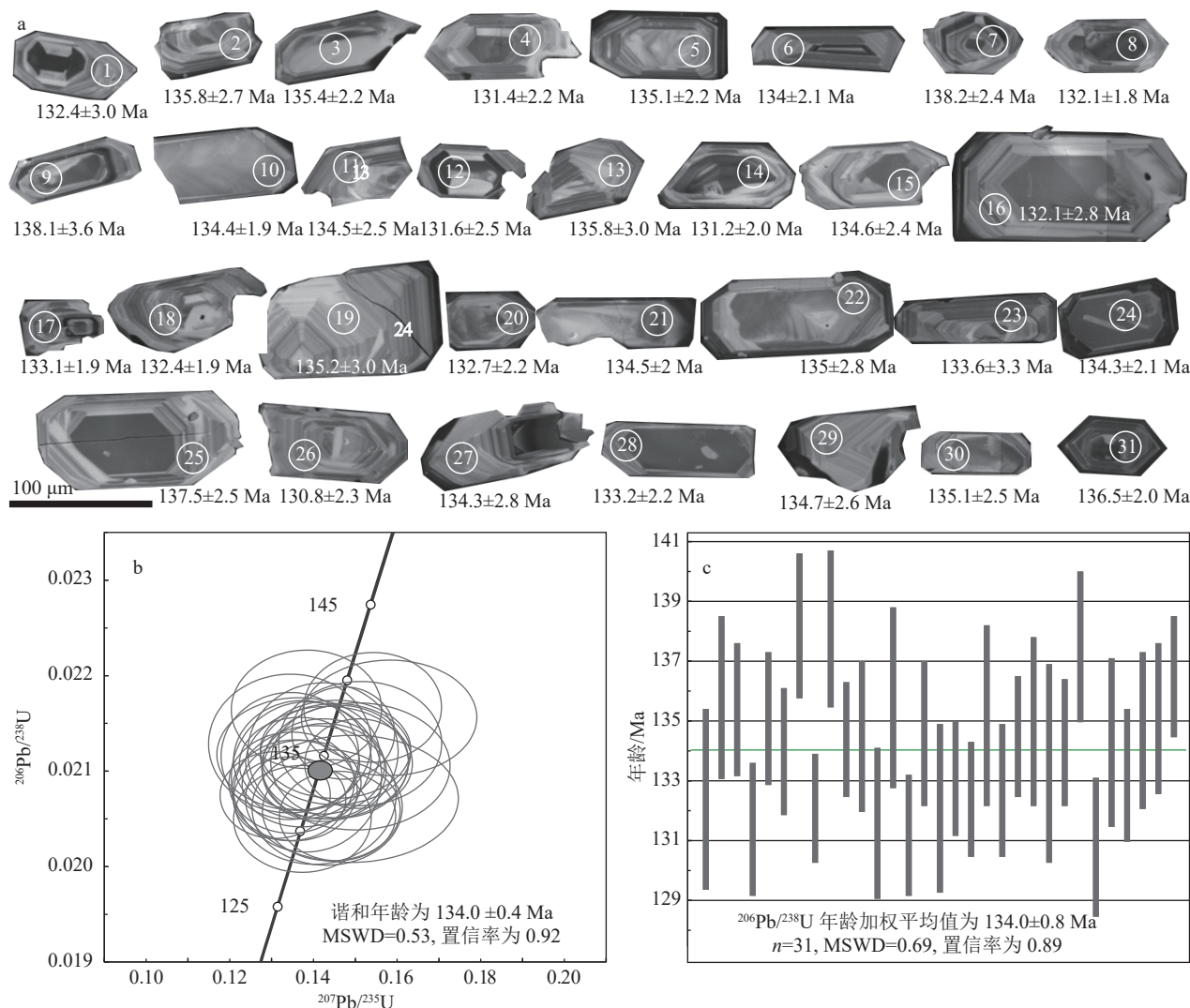


图 3 橄榄玄武玢岩锆石阴极发光(CL)(a)及锆石 U-Pb 年龄(b, c)

Fig. 3 Zircon CL images (a) and zircon U-Pb age diagrams (b, c) of the olivine basaltic porphyrite

可能起源于富集地幔。大离子亲石元素 K、Sr、P 亏损较多, K 的亏损预示着源区缺乏金云母和角闪石; P 的亏损反映了源区缺少磷灰石或熔融程度较低; Sr 为负异常说明发生了斜长石的结晶分离。无论是微量元素还是稀土元素, 早白垩世橄榄玄武玢岩与二叠纪斜斑辉绿玢岩都具有高度相似性。

4 讨论

4.1 岩浆演化

一般认为玄武质岩石的原生岩浆是由地幔橄榄岩部分熔融形成的, 原始岩浆的性质和组成受到地幔成分、潜能温度等影响, 在上升运移过程中, 起源于深部地幔的原生岩浆受到软流圈地幔、岩石圈地

幔、地壳、分离结晶等的影响, 导致玄武质岩浆的成分变得复杂(邓晋福等, 2004)。前人曾列举出了分辨与地幔橄榄岩平衡的原生岩浆的标志: Green et al. (1967) 认为, 原生岩浆的 $\text{Mg}^\#$ 值为 60~73, MgO 含量约为 12%; Tatsumi et al. (1983) 认为原生岩浆的 TFeO/MgO 值小于 1; Frey et al. (1978) 认为原生岩浆中 Ni 的含量大于 290×10^{-6} , $\text{Mg}^\#$ 值为 68~75 之间。本次采用 $\text{Mg}^\#$ 值为 60~75, TFeO/MgO 小于 1, Ni 含量大于 290×10^{-6} 作为分辨其是否为原生岩浆的标准。

早白垩世橄榄玄武玢岩的 $\text{Mg}^\#$ 值为 46.59~58.41, 均值为 53.09; TFeO/MgO 值为 2.34~2.86, 均值为 2.63; Ni 含量为 $44.13 \times 10^{-6} \sim 49.64 \times 10^{-6}$, 均值为 46.88×10^{-6} 。可见早白垩世橄榄玄武玢岩的这

表 1 乌蒙山地区橄榄玄武玢岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Th-Pb 分析结果

Table 1 LA-ICP-MS zircon U-Th-Pb data for the olivine basaltic porphyrite in Wumengshan area

点号	元素含量/ 10^{-6}				同位素比值及误差								年龄/Ma								谐和度/%
	Pb*	^{232}Th	^{238}U	^{235}U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$		
					比值	1 σ	比值	1 σ	比值	1 σ	比值	1 σ	年龄	1 σ	年龄	1 σ	年龄	1 σ	年龄	1 σ	
1	6.7	163.2	294.5	0.55	0.0488	0.0047	0.1400	0.0130	0.0208	0.0005	0.0064	0.0005	60.0	190.0	132.0	11.0	132.4	3.0	129.7	10.0	100
2	3.8	62.9	160.4	0.39	0.0505	0.0043	0.1510	0.0130	0.0213	0.0004	0.0070	0.0006	120.0	160.0	141.0	11.0	135.8	2.7	141.4	11.0	96
3	5.5	108.2	228.7	0.47	0.0489	0.0039	0.1450	0.0120	0.0212	0.0003	0.0065	0.0005	40.0	150.0	135.5	10.0	135.4	2.2	130.1	9.3	100
4	5.4	111.4	227.2	0.49	0.0513	0.0040	0.1440	0.0110	0.0206	0.0004	0.0062	0.0004	120.0	150.0	136.4	10.0	131.4	2.2	124.3	8.5	96
5	5.2	86.0	224.2	0.38	0.0501	0.0041	0.1450	0.0120	0.0212	0.0004	0.0066	0.0005	80.0	150.0	137.0	11.0	135.1	2.2	132.2	11.0	99
6	7.1	103.3	302.4	0.34	0.0489	0.0033	0.1423	0.0099	0.0210	0.0003	0.0070	0.0005	60.0	130.0	133.7	8.8	134.0	2.1	140.4	10.0	100
7	5.1	92.4	211.5	0.44	0.0515	0.0036	0.1540	0.0110	0.0217	0.0004	0.0075	0.0005	150.0	140.0	144.1	9.5	138.2	2.4	150.2	9.4	96
8	8.0	151.0	329.7	0.46	0.0465	0.0031	0.1339	0.0090	0.0207	0.0003	0.0063	0.0004	0.0	130.0	126.5	8.0	132.1	1.8	126.2	7.5	96
9	4.2	77.6	191.8	0.40	0.0456	0.0039	0.1380	0.0120	0.0217	0.0004	0.0065	0.0005	90.0	150.0	130.0	11.0	138.1	2.6	131.4	11.0	94
10	5.7	383.0	254.8	1.50	0.0514	0.0028	0.1506	0.0086	0.0211	0.0003	0.0036	0.0003	230.0	120.0	143.6	8.0	134.4	1.9	72.6	5.8	93
11	3.5	58.1	151.4	0.38	0.0495	0.0046	0.1430	0.0130	0.0211	0.0004	0.0067	0.0006	50.0	170.0	134.0	12.0	134.5	2.5	135.0	12.0	100
12	4.6	82.0	189.9	0.43	0.0501	0.0041	0.1430	0.0120	0.0206	0.0004	0.0066	0.0005	100.0	160.0	135.0	11.0	131.6	2.5	133.6	11.0	97
13	3.0	39.0	129.5	0.30	0.0455	0.0046	0.1340	0.0130	0.0213	0.0005	0.0068	0.0008	100.0	180.0	126.0	12.0	135.8	3.0	137.0	15.0	93
14	7.8	147.4	331.3	0.44	0.0506	0.0031	0.1455	0.0093	0.0205	0.0003	0.0064	0.0004	150.0	120.0	136.8	8.2	131.2	2.0	129.0	8.9	96
15	5.2	95.5	215.1	0.44	0.0502	0.0039	0.1460	0.0110	0.0211	0.0004	0.0064	0.0005	80.0	150.0	136.8	10.0	134.6	2.4	129.6	9.3	98
16	4.8	68.1	217.3	0.31	0.0524	0.0060	0.1490	0.0170	0.0207	0.0004	0.0073	0.0009	140.0	210.0	139.0	15.0	132.1	2.8	148.0	17.0	95
17	7.7	135.7	322.9	0.42	0.0475	0.0032	0.1368	0.0095	0.0209	0.0003	0.0066	0.0004	20.0	130.0	128.9	8.5	133.1	1.9	132.9	8.4	97
18	6.8	120.9	297.9	0.41	0.0451	0.0029	0.1304	0.0088	0.0208	0.0003	0.0065	0.0004	50.0	120.0	123.5	7.8	132.4	1.9	130.4	8.8	93
19	5.9	89.4	243.6	0.37	0.0496	0.0044	0.1420	0.0120	0.0212	0.0005	0.0064	0.0006	90.0	170.0	135.0	11.0	135.2	3.0	128.0	12.0	100
20	4.9	72.6	206.7	0.35	0.0477	0.0036	0.1351	0.0100	0.0208	0.0004	0.0063	0.0005	0.0	140.0	128.3	9.2	132.7	2.2	127.6	11.0	97
21	6.4	94.1	277.8	0.34	0.0470	0.0032	0.1363	0.0096	0.0211	0.0003	0.0068	0.0005	10.0	130.0	128.6	8.5	134.5	2.0	136.5	10.0	96
22	4.8	67.0	201.5	0.33	0.0461	0.0039	0.1340	0.0110	0.0212	0.0004	0.0071	0.0006	60.0	150.0	127.5	10.0	135.0	2.8	142.0	13.0	94
23	6.3	129.0	275.1	0.47	0.0487	0.0046	0.1380	0.0120	0.0209	0.0005	0.0066	0.0006	60.0	170.0	132.0	12.0	133.6	3.3	134.0	13.0	99
24	6.8	106.7	271.0	0.39	0.0484	0.0032	0.1420	0.0098	0.0211	0.0003	0.0067	0.0004	50.0	130.0	133.5	8.6	134.3	2.1	134.3	8.4	99
25	4.7	69.3	191.2	0.36	0.0529	0.0046	0.1580	0.0140	0.0216	0.0004	0.0074	0.0006	140.0	170.0	146.0	12.0	137.5	2.5	148.0	13.0	94
26	4.3	78.6	191.7	0.41	0.0482	0.0038	0.1370	0.0110	0.0205	0.0004	0.0064	0.0005	20.0	140.0	128.7	9.5	130.8	2.3	128.9	10.0	98
27	4.2	60.5	188.7	0.32	0.0527	0.0055	0.1500	0.0150	0.0211	0.0004	0.0069	0.0007	100.0	190.0	139.0	13.0	134.3	2.8	138.0	15.0	97
28	6.4	104.2	269.2	0.39	0.0466	0.0035	0.1344	0.0100	0.0209	0.0004	0.0065	0.0005	20.0	140.0	126.6	9.2	133.2	2.2	130.5	9.7	95
29	4.8	69.4	203.8	0.34	0.0475	0.0038	0.1370	0.0110	0.0211	0.0004	0.0063	0.0006	0.0	150.0	129.1	9.8	134.7	2.6	126.0	11.0	96
30	4.3	60.2	181.4	0.33	0.0470	0.0045	0.1360	0.0130	0.0212	0.0004	0.0064	0.0006	30.0	180.0	130.0	12.0	135.1	2.5	129.0	12.0	96
31	9.5	208.5	375.8	0.55	0.0494	0.0026	0.1469	0.0082	0.0214	0.0003	0.0068	0.0004	140.0	110.0	138.3	7.2	136.5	2.0	136.7	7.7	99
32	6.7	115.8	292.0	0.40	0.0574	0.006	0.1680	0.0170	0.0212	0.0006	0.0212	0.0006	330.0	210.0	156.2	14.9	135.4	3.5	160.2	15.3	86
33	3.8	123.2	204.8	0.60	0.0582	0.0044	0.1650	0.0130	0.0205	0.0004	0.0205	0.0004	380.0	160.0	154.3	11.2	130.9	2.3	120.9	10.2	84
34	5.5	85.3	219.1	0.39	0.0593	0.0084	0.1720	0.0140	0.0211	0.0004	0.0078	0.0006	390.0	170.0	159.5	12.3	134.7	2.5	158.3	12.1	83

注: Pb*为全Pb; 谐和度计算公式为: 谐和度=100*(1-abs((($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$)age-($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$)age))/(($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$)age+($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$)age)/2)))

三项值都与地幔原生岩浆的值有较明显区别, 应是从适度演化的岩浆中形成的。由此说明, 形成橄榄玄武玢岩的岩浆已经不是原生岩浆, 而是一种演化岩浆。

4.2 地幔源区

早白垩世橄榄玄武玢岩富集大离子亲石元素及高场强元素, 与研究区二叠纪斜斑辉绿玢岩一致, 具

有与 OIB(洋岛玄武岩)类似的地球化学性质, 暗示其源于富集地幔。原始地幔同位素特征与 OIB 源区类似, 但原始地幔与 OIB 在 Zr/Nb、Ba/Th 等不相容元素比值上存在显著差异, 橄榄玄武玢岩不相容元素特征与 EM II 型 OIB 更加相似(表 3), 表明其可能起源于 EM II-OIB 型富集地幔。

表 2 乌蒙山地区橄榄玄武玢岩样品主量、稀土和微量元素分析结果及相关参数

Table 2 Analysis results and related parameters of major, rare earth and trace elements of samples for the olivine basaltic porphyrite in Wumengshan area

样品编号	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	CO ₂	烧失量	TFe ₂ O ₃
P24-1QY	44.82	13.81	9.04	5.07	4.31	9.03	3.99	0.42	2.02	0.83	0.22	5.51	6.23	14.35
P24-5YQ	48.02	13.44	8.47	4.85	2.75	9.91	3.84	0.39	1.92	1.18	0.20	4.09	4.77	13.77
P24-6YQ	47.23	13.75	9.01	4.91	3.08	9.45	3.84	0.44	2.03	1.13	0.20	4.24	4.70	13.60
P24-7YQ	47.87	12.65	8.31	6.16	5.21	8.63	3.81	0.29	1.96	0.80	0.21	3.61	3.88	14.82
P24-8YQ	48.38	13.27	7.80	5.90	5.14	8.73	3.79	0.29	1.81	0.81	0.20	3.13	3.66	14.86
P24-9YQ	48.58	13.02	8.76	6.19	5.89	7.85	3.77	0.29	1.81	0.93	0.21	4.25	2.51	14.63
P24-10YQ	48.13	12.52	8.89	5.80	4.60	8.54	3.75	0.29	1.91	0.89	0.20	4.16	4.32	14.11
P24-11YQ	46.50	12.41	9.34	6.09	5.26	8.05	3.63	0.30	1.89	0.89	0.19	4.51	5.28	14.22
P24-20YQ	44.24	12.23	8.87	5.51	5.88	8.89	3.70	0.27	1.43	1.37	0.09	6.23	7.34	15.78
P24-21YQ	44.60	11.81	8.70	5.66	5.38	9.37	3.63	0.26	1.32	1.51	0.09	6.03	7.59	15.81
P24-22YQ	44.12	12.10	8.95	5.74	5.80	9.02	3.77	0.28	1.45	1.15	0.10	5.72	7.29	15.84
样品编号	Na ₂ O+K ₂ O	Mg [#]	TFeO/MgO	Ir	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho
P24-1QY	2.85	50.06	4.81	0.89	46.3	99.9	13.9	59.1	11.4	3.51	10.2	1.49	7.84	1.34
P24-5YQ	3.11	46.59	5.12	1.32	45.5	95.6	12.5	52.5	10.1	3.23	9.49	1.31	6.81	1.16
P24-6YQ	3.16	48.10	4.91	0.83	45.6	97.9	13.2	56.4	10.5	3.41	9.76	1.37	7.31	1.3
P24-7YQ	2.76	55.97	3.97	0.79	45	94.4	13.4	57.4	11.8	3.5	10.2	1.51	7.86	1.36
P24-8YQ	2.62	54.64	4.17	1.27	42.6	92	13	56	11.6	3.44	9.91	1.47	7.65	1.33
P24-9YQ	2.74	58.41	3.78	0.39	45	95.7	13.3	56.7	11.6	3.39	9.96	1.48	7.7	1.35
P24-10YQ	2.80	54.75	4.07	0.71	47.8	98.9	13.7	58.5	11.9	3.42	10.1	1.48	7.72	1.35
P24-11YQ	2.78	57.41	3.81	0.99	51.4	104	14.2	59.8	12	3.42	10.3	1.5	7.73	1.35
P24-20YQ	2.81	52.52	4.65	1.33	46.6	94.8	13.4	56.9	11.6	3.64	9.8	1.44	7.54	1.32
P24-21YQ	2.83	51.85	4.64	0.21	45.1	92.7	13.1	55.9	11.4	3.46	9.61	1.42	7.39	1.28
P24-22YQ	2.60	53.14	4.51	0.05	47.4	96.2	13.6	58.2	11.7	3.62	9.89	1.48	7.63	1.33
样品编号	Er	Tm	Yb	Lu	Y	ΣREE	LREE	HREE	LREE/HREE	Sm/Nd	(La/Yb) _N	(Tb/Yb) _N	(La/Sm) _N	δEu
P24-1QY	3.54	0.47	2.82	0.44	35.5	262.25	234.11	28.14	8.32	0.19	11.78	2.35	2.62	1.00
P24-5YQ	3.16	0.43	2.5	0.33	31.7	244.62	219.43	25.19	8.71	0.19	13.05	2.10	2.91	1.01
P24-6YQ	3.44	0.46	2.74	0.37	32.7	253.76	227.01	26.75	8.49	0.19	11.94	2.49	2.80	1.03
P24-7YQ	3.67	0.48	2.92	0.42	36.9	253.92	225.50	28.42	7.93	0.21	11.05	2.50	2.46	0.98
P24-8YQ	3.54	0.48	2.83	0.41	35.9	246.26	218.64	27.62	7.92	0.21	10.80	2.29	2.37	0.98
P24-9YQ	3.58	0.48	2.9	0.41	36.1	253.55	225.69	27.86	8.10	0.20	11.13	2.38	2.50	0.96
P24-10YQ	3.59	0.49	2.9	0.41	36.3	262.26	234.22	28.04	8.35	0.20	11.82	2.39	2.59	0.95
P24-11YQ	3.59	0.48	2.88	0.42	37	273.07	244.82	28.25	8.67	0.20	12.80	2.35	2.77	0.94
P24-20YQ	3.52	0.47	2.84	0.42	36.6	254.29	226.94	27.35	8.30	0.20	11.77	2.32	2.59	1.04
P24-21YQ	3.39	0.45	2.71	0.4	35.1	248.31	221.66	26.65	8.32	0.20	11.94	2.27	2.55	1.01
P24-22YQ	3.56	0.48	2.83	0.42	37	258.34	230.72	27.62	8.35	0.20	12.01	2.48	2.62	1.03
样品编号	δCe	Ni	Co	Cu	Pb	W	As	Se	Cr	V	Ga	In	Rb	Cs
P24-1QY	0.97	49.6	48.6	226	10.3	1.83	0.72	0.28	79.4	487	28.5	0.1	23.3	1.17
P24-5YQ	0.98	44.7	46.8	217	10.5	2.43	0.83	0.32	73.8	447	25.6	0.09	31.7	0.85
P24-6YQ	0.98	47.9	48.3	217	8.65	4.32	0.73	0.3	75.9	450	26.5	0.1	24.1	0.9
P24-7YQ	0.94	47.3	48.1	220	10.7	15.8	0.98	0.29	78.6	463	28.1	0.097	20.5	1.2
P24-8YQ	0.96	49.3	75.6	226	11.4	41.7	0.68	0.28	77.6	455	28.5	0.099	20.1	1.23
P24-9YQ	0.96	47.4	47.8	219	10.7	21.1	0.83	0.29	73.4	448	28.1	0.1	23.5	1.64
P24-10YQ	0.95	47.8	45.4	231	12.9	4.04	0.51	0.28	76	445	28.3	0.099	22.2	1.02
P24-11YQ	0.94	45.8	46.4	211	11.1	3.56	0.77	0.28	73.5	452	29	0.1	25.2	1.1
P24-20YQ	0.93	45.4	43.8	198	9.82	0.61	0.34	0.27	76	463	26.8	0.096	44.1	1.54
P24-21YQ	0.94	44.1	44.6	195	9.86	0.61	0.34	0.26	74.4	445	27.2	0.1	42.8	1.6
P24-22YQ	0.93	46.4	45.6	204	7.92	0.53	0.34	0.27	76.6	472	27.7	0.11	35.1	1.64
样品编号	Th	Hf	Zr	Nb	Ta	U	Li	B	Sr	Cd	Ge	Sn	F	Ba
P24-1QY	5.75	10.9	327	34.4	2.71	1.29	20.5	4.04	592	0.062	1.37	2.64	892	255
P24-5YQ	4.81	9.26	317	32.3	2.48	1.16	18	4.68	561	0.06	1.47	2.98	792	358
P24-6YQ	5.29	9.75	317	33	2.68	1.27	17.6	4.43	573	0.05	1.38	2.52	944	324
P24-7YQ	5.64	9.37	332	34.6	2.61	1.33	19.8	7.15	567	0.062	1.46	2.88	789	327
P24-8YQ	5.77	9.51	342	34.8	2.68	1.33	19.2	9.27	544	0.055	1.5	3.4	783	342
P24-9YQ	5.98	9.47	333	33.8	2.6	1.46	19.6	12.5	553	0.06	1.48	2.62	737	423
P24-10YQ	5.39	9.29	330	33.7	2.58	1.29	17.3	7.35	562	0.058	1.41	2.86	823	322
P24-11YQ	5.34	9.06	319	33.5	2.51	1.27	21.6	6.88	568	0.059	1.46	3.24	671	324
P24-20YQ	5.54	9	320	36	2.48	1.28	27.8	5.41	583	0.07	1.02	3.15	560	350
P24-21YQ	5.53	9.19	307	33.4	2.53	1.3	27.9	5.13	580	0.063	0.98	3.19	511	386
P24-22YQ	5.34	9.23	315	34.1	2.49	1.26	28.3	4.85	618	0.061	1.09	2.7	529	306

注: $Mg^{\#} = (100 \times Mg^{2+}) / (Mg^{2+} + Fe^{2+})$; $Mg^{2+} = MgO / 40.30$; $TFeO = FeO + Fe_2O_3 \times 0.8998$; $TFe_2O_3 = Fe_2O_3 + FeO \times 1.1113$; $\delta Ce = Ce_N / ((La_N + Pr_N) / 2)$;

$\delta Eu = Eu_N / ((Sm_N + Gd_N) / 2)$; 主量元素含量单位为%, 微量和稀土元素含量单位为 10^{-6}

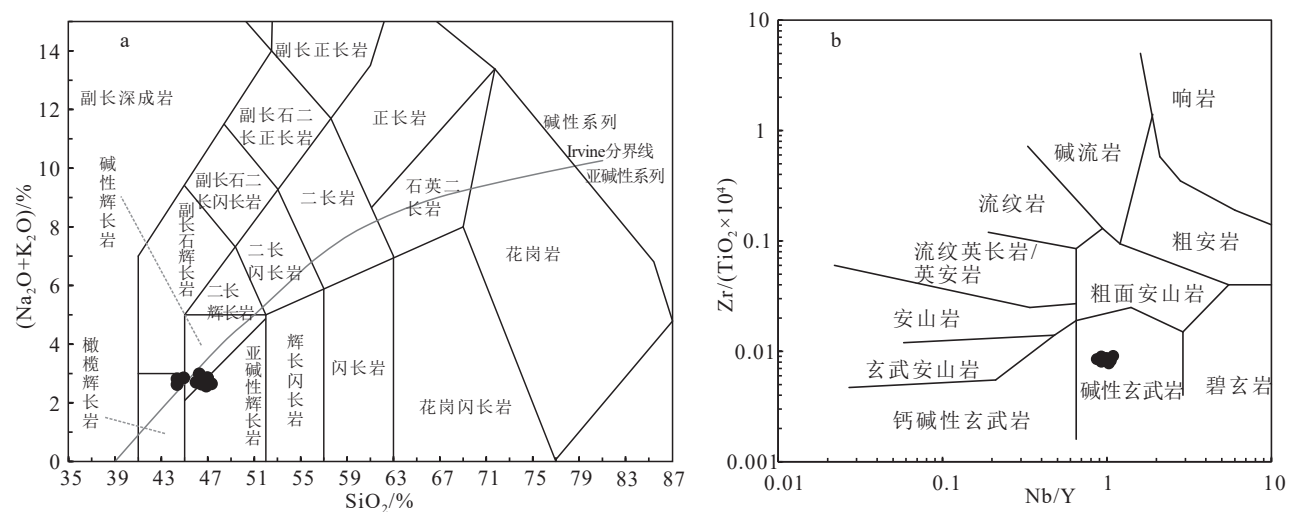


图 4 橄榄玄武玢岩 TAS 图解(a)及 Nb/Y-Zr/(TiO₂×10⁴) 图解(b)(图 a 据 Middlemost, 1994); 图 b 据 Winchester and Floyd, 1977)

Fig. 4 TAS diagram (a) and Nb/Y-Zr/(TiO₂×10⁴) diagram (b) for the olivine basaltic porphyrite

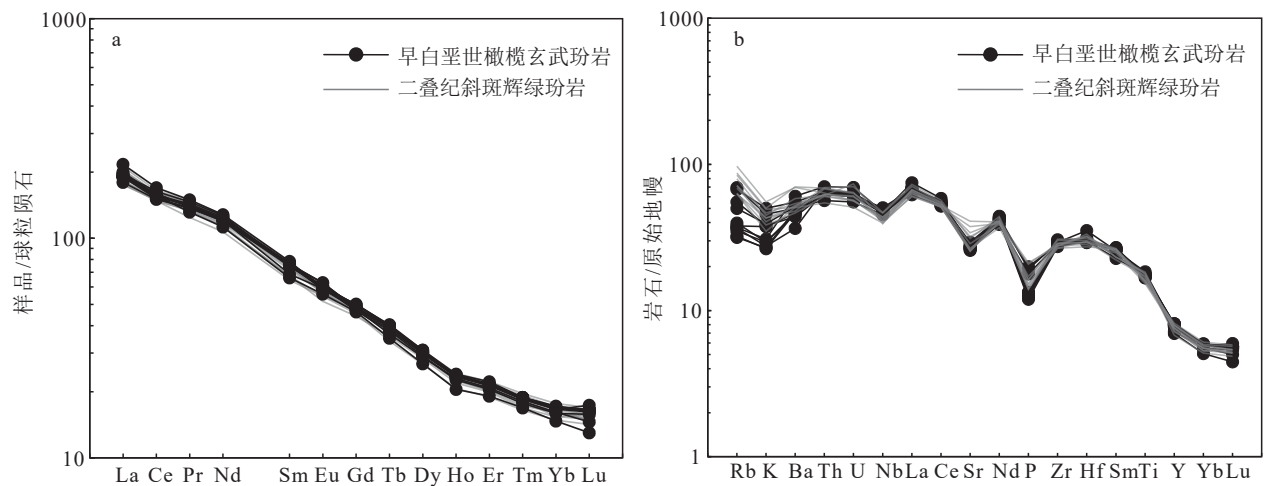


图 5 橄榄玄武玢岩稀土元素配分曲线图(a)及微量元素蛛网图(b)(二叠纪斜斑辉绿玢岩数据据潘江涛等, 2022b; 球粒陨石和原始地幔标准化值据 Sun et al., 1989)

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle normalized trace element spider diagrams(b) of the olivine basaltic porphyrite

表 3 橄榄玄武玢岩和 OIB 端元及各主要化学储库不相容元素比值

Table 3 Ratio of incompatible elements for the olivine basaltic porphyrite and end member component								
元素	Zr/Nb	La/Nb	Ba/Nb	Ba/Th	Rb/Nb	Th/Nb	Th/La	Ba/La
原始地幔	14.8	0.94	9	77	0.91	0.117	0.125	9.6
N-MORB	330	1.07	4.3	60	0.36	0.071	0.067	4
EM I -OIB	5~13.1	0.78~1.32	9.1~23.4	80~204	0.69~1.41	0.094~0.130	0.089~0.147	11.2~19.1
EM II -OIB	4.4~7.8	0.79~1.19	6.4~11.3	57~105	0.58~0.87	0.105~0.168	0.108~0.183	7.3~13.5
HIMU-OIB	3.2~5	0.66~0.77	4.9~5.9	63~77	0.35~0.38	0.078~0.101	0.107~0.133	6.8~8.7
橄榄玄武玢岩	9.52	1.36	9.95	61.56	0.83	0.16	0.12	7.31
斜斑辉绿玢岩	10.48	1.48	12.64	71.92	1.53	0.17	0.12	8.53

注: 原始地幔、N-MORB、HIMU-OIB、EM I -OIB和EM II -OIB元素比值据Weaver, 1991

轻稀土元素及重稀土元素在不同矿物间分配系数差异巨大, 所以常被用于研究地幔源区的矿物组成和部分熔融程度 (McDonough, 1990)。轻稀土元素与中稀土元素在尖晶石及石榴子石中均为不相容元素, 而重稀土元素侧重于在石榴子石中富集, 可以造成熔体中的中稀土元素相对重稀土元素较明显富集, McKenzie et al. (1991) 将 $(\text{Tb/Yb})_N=1.8$ 作为石榴子石相和尖晶石相分界线, 从橄榄玄武玢岩的 $(\text{La/Sm})_N-(\text{Tb/Yb})_N$ 判别图 (图 6-a) 上可看出, 橄榄玄武玢岩来源于石榴子石稳定区。由于分离结晶作用引起的 La/Sm 和 Sm/Yb 值变化较小, 用这 2 个值比较可以推断源区的特性及部分熔融的程度。在 Sm/Yb-La/Sm 图 (图 6-b) 中, 橄榄玄武玢岩的所有测试点都落在由石榴子石二辉橄榄岩组成的原始地幔熔点线上, 说明其源区为石榴二辉橄榄岩 (Baker and Wyllie, 1992)。

由于石榴子石稳定区的深度在 75 km 以上 (Nickel, 1986), 所以橄榄玄武玢岩地幔源区深度较大, 且与研究区的二叠纪斜斑辉绿玢岩及峨眉山玄武岩相比 $(\text{Tb/Yb})_N$ 值更高, 表明其来源深度较峨眉山玄武岩及与峨眉山玄武岩同源的斜斑辉绿玢岩更大, 若三者同源, 则二叠纪斜斑辉绿玢岩及早白垩世橄榄玄武玢岩的原始岩浆应处于岩浆房的底部, 这与早白垩世橄榄玄武玢岩在地球化学特征上更偏基性、含有更多钛铁矿等重矿物, 以及含有大量的橄榄石一致, 推测在岩浆房中, 由于分离结晶作用的影响, 较重矿物下沉到了岩浆房的底部。

4.3 同化混染

岩浆在上升运移过程中处于一个相对较开放的系统内, 或多或少会与其他物质发生混染作用, 与围岩也会产生能量交换, 此外, 岩浆在上升过程中伴随着温度、压力等多重因素的改变, 也会引起结晶分离, 伴随着结晶分离, 岩浆向贫相容元素、富不相容元素演化, 在这一过程中, 总分配系数较大或相似的元素受岩浆混染和结晶分异作用的影响甚微 (魏杰, 2018)。

Lassiter et al. (1997) 认为来自地幔岩浆的 La/Ta 值低, 为 8~15, 而 La/Ta 值在遭受大陆地壳混染后会迅速增加, 一般在 25 以上; 同时 La/Sm 值在地幔岩浆中变化不大, 一般小于 5, 如果混染了地壳物质, La/Sm 值迅速增高, 一般在 5 以上。Weaver (1991) 认为, 原始地幔中 La/Nb 值为 0.94, 而大陆地壳中 La/Nb 值为 2.2, 岩浆受地壳混染会使 La/Nb 值升高。

早白垩世橄榄玄武玢岩的 La/Ta 值为 15.90~20.47, 均值为 17.93; La/Sm 值为 3.67~4.50, 均值为 4.07; La/Nb 值为 1.22~1.53, 均值为 1.36。橄榄玄武玢岩与上述地幔岩浆中的数值相比存在一定的差异, 但差异并不明显, 与地壳物质相比差异较大, 说明其岩浆在演化过程中遭受了一定地壳物质的混染。

4.4 形成构造环境

研究区位于扬子板块西缘, 1000~800 Ma 时, 北部和南部边缘的洋壳俯冲造成扬子板块陆下岩石圈的交代富集, 其后到晚古生代, 扬子板块西缘处于稳定的被动大陆边缘环境 (李献华等, 2012), 约在 260 Ma 时, 峨眉山地幔柱的活动, 造成大规模的岩浆活动及边缘一些块体的裂解。晚三叠世 (约 220 Ma), 思茅地块沿着向西俯冲的金沙江缝合带增生到扬子克拉通西缘, 自此, 扬子板块结束了海相沉积, 进入了陆内发展阶段。随后, 约 180 Ma 时, 拉萨地块向北移动 (Li et al., 2016), 在早白垩世与羌塘陆块发生俯冲碰撞, 致使班公湖-怒江洋关闭 (Yan et al., 2016; Ma et al., 2018), 也导致了扬子板块西缘的陆内碰撞造山。

研究区在晚三叠世以后进入内陆发展阶段, 继续连续沉积了上三叠统须家河组 (T_3x)、下侏罗统自流井组 (J_1z)、中侏罗统沙溪庙组 (J_2sx)、上侏罗统遂宁组 (J_3s) 及蓬莱镇组 (J_3p), 蓬莱镇组是该套地层的最后一个组, 形成时代为晚侏罗世, 此后至第四纪再无沉积 (张宏辉等, 2024)。研究区及周边自晚震旦世—晚侏罗世沉积的地层之间均为整合或平行不整合接触关系, 表明自晚侏罗世之前都处于较稳定的沉积环境, 构造运动以升降为主, 发生于晚侏罗世之后的陆内挤压造山运动使研究区发生大规模的褶皱及断层, 是震旦纪以来最大的一次构造运动, 结束了研究区自震旦纪以来的沉积历史。这些构造以东北—南西向为主, 基本奠定了研究区的构造格局, 在研究区东侧的毕节地区可见上白垩统茅台组角度不整合于前白垩纪地层之上 (何熙琦等, 2004), 可见这次陆内造山作用主要发生于晚侏罗世—晚白垩世之间。橄榄玄武玢岩正是形成于该时段, 此时, 受班公湖-怒江洋俯冲消减推挤力的影响, 乌蒙山地区整体处于挤压状态, 研究区岩石圈可能发生逃逸, 使莲峰断裂 (莲峰断裂应是小江断裂带北东方向的分支) 带活化。莲峰断裂可能是一条超壳断裂, 它的活动弱化了岩石圈地幔, 从而造成软流圈上涌, 使二叠纪形成的地幔柱尾部交代富集地幔 (或岩石圈底部交代形

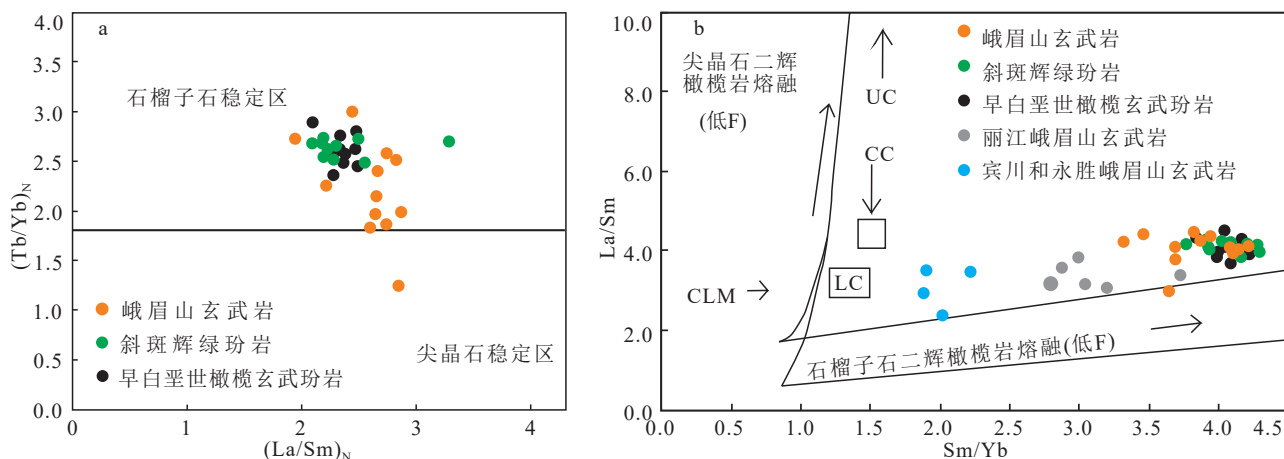


图6 橄榄玄武玢岩 $(\text{La}/\text{Sm})_N-(\text{Tb}/\text{Yb})_N$ 图解(a)及 $\text{Sm}/\text{Yb}-\text{La}/\text{Sm}$ 图解(b)(a据 McKenzie et al., 1991; b据 Lassiter et al., 1997; 峨眉山玄武岩数据及斜斑辉绿玢岩据潘江涛等, 2022b; 丽江玄武岩、宾川和永胜玄武岩数据据张招崇等, 2005)

Fig. 6 $(\text{La}/\text{Sm})_N-(\text{Tb}/\text{Yb})_N$ diagram (a) and $\text{Sm}/\text{Yb}-\text{La}/\text{Sm}$ diagram (b) for the olivine basaltic porphyrite

UC—上地壳; CC—地壳; LC—下地壳; CLM—大陆岩石圈地幔

成的 OIB 型地幔)在石榴子石稳定域发生低程度部分熔融,形成 OIB 型高 Ti 玄武质岩浆,上升侵位过程中与地壳发生轻度混染,形成基性—超基性侵入岩。在橄榄玄武玢岩侵入的北西侧约 70 m 处可见与峨眉山玄武岩同源异相的二叠纪斜斑辉绿玢岩,也表明该处可能为峨眉山玄武岩的一个火山通道或与其相关的裂隙,后期的火山岩也可能更容易沿该处的通道或裂隙侵入,更增加了其与峨眉山玄武岩

同源的可能性,在各种构造环境判别图解中,研究区橄榄玄武玢岩也和研究区峨眉山玄武岩一样落入板内环境,且与峨眉山玄武岩一样具有 OIB 的特征,但它反映的是源区的特点,而不是真正的岩石形成构造环境,表明其与峨眉山玄武岩同源(图 7)。

4.5 动力学机制

橄榄玄武玢岩在滇东北乌蒙山地区属首次发现,早白垩世 OIB 型高钛拉斑玄武质基性侵入岩,将

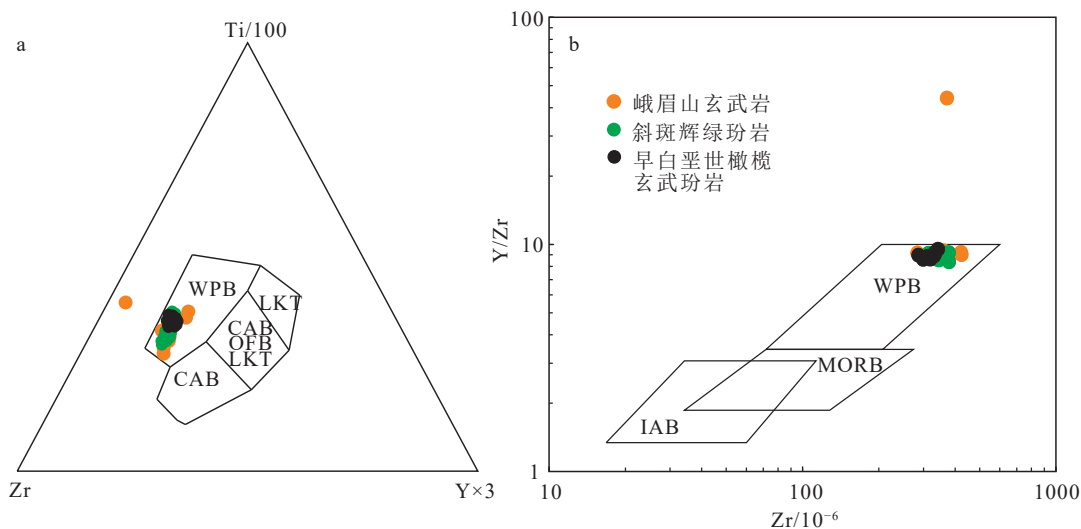


图7 橄榄玄武玢岩的 $\text{Ti}/100-\text{Zr}-\text{Y}\times 3$ 图解(a,据 Pearce and Cann, 1973 修改)及 $\text{Zr}-\text{Y}/\text{Zr}$ 图解(b,据 Pearce and Norry, 1979 修改)

Fig. 7 $\text{Ti}/100-\text{Zr}-\text{Y}\times 3$ diagram (a) and $\text{Zr}-\text{Y}/\text{Zr}$ diagram (b) for the plagioclase olivine basaltic porphyrite

CAB—岛弧拉斑玄武岩; OFB—岛弧拉斑玄武岩和钙碱性玄武岩; LKT—钙碱性玄武岩; WPB—板内玄武岩; WPB—板内玄武岩; MORB—洋中脊玄武岩; IAB—火山岛弧玄武岩

滇西地区燕山期岩浆活动的研究扩展到了小江断裂带以东乌蒙山一带,对探讨青藏高原东南部及扬子板块西缘的中生代岩浆演化具有重要意义。存在二叠纪峨眉山大火成岩省、燕山期陆内碰撞造山2种背景的白垩纪岩浆活动记录的发现,给予了在扬子板块西缘、新特提斯构造域2个相关又不同的时空维度思考“扬子板块西缘的晚古生代与中生代岩浆活动的关系”、“新特提斯构造岩浆活动在扬子板块西缘的响应关系”等重要科学问题的条件。

前人曾指出,软流圈上涌并不一定需要岩石圈分离或破裂,其他机制,如对流剥离或对流减薄、碰撞后大陆岩石圈的持续逆冲、热-机械侵蚀或热-机械-化学耦合侵蚀均可能导致软流圈的上涌 (Houseman et al, 1981; Turner, et al., 1993; Houseman and Molnar, 1997; Xu, 1999; Zhang, 2009; Lu et al., 2018)。而断裂带下的岩石圈地幔因断裂作用被机械削弱,容易受到软流圈地幔流的热-机械侵蚀和减薄,反过来,软流圈上涌引起加热作用将进一步软化和削弱断裂带底部先前较冷的岩石圈地幔物质 (Houseman et al., 1981; Houseman and Molnar, 1997)。板块边界力的远程反作用力被普遍认为是驱动陆内造山运动最重要的动力机制 (Gorczyk et al., 2013; 赵淑娟等, 2016),早白垩世橄榄玄武玢岩形成于燕山期陆内造山挤压环境,其形成环境向西与特提斯活动的相关性更大,与班公湖-怒江结合带俯冲消减相关,早白垩世的挤压环境使深大断裂(莲峰断裂)可能被重新激活,这些深大断裂有利于软流圈的上涌和岩石圈变薄,导致基性岩浆侵入。Xie et al. (2020) 的研究表明,俯冲-碰撞作用的远程效应引起软流圈沿陆内薄弱带(深大断裂)上涌,也可导致软流圈或岩石圈地幔部分熔融形成基性岩浆,并不一定需要拉张伸展环境。

Liu et al. (2004) 依据云南西部地区的地震层析成像数据模拟认为,在大陆俯冲和碰撞的驱动下,会产生软流圈地幔的侧向挤压与流动,并在其推进方向上造成软流圈上升,这一结果也能间接解释早白垩世橄榄玄武玢岩与峨眉山玄武岩具有相似源区的特征。同时,扬子板块西缘陆内造山活动导致橄榄玄武玢岩的侵入,是陆内造山达到温压高峰时期的时间记录,潘江涛等(2022b)在研究区峨眉山玄武岩中获得182个锆石U-Pb年龄,显示峨眉山玄武岩在形成后遭受了多次区域构造热事件的影响,其中最

大峰值也为约134 Ma,可见约134 Ma的造山事件是二叠纪以后扬子板块西缘遭受的一次巨大的构造热事件。

5 结 论

(1)早白垩世橄榄玄武玢岩是乌蒙山地区首次发现的燕山期基性侵入岩,用LA-ICP-MS法测得31个锆石测点的U-Pb谐和年龄为 134.0 ± 0.4 Ma,与乌蒙山地区二叠纪峨眉山玄武岩具有高度相似的地球化学特征,二者应属同源,可能是二叠纪形成的峨眉山幔柱尾部交代富集地幔,在班公湖-怒江结合带俯冲-碰撞作用的远程挤压效应下引起的软流圈部分熔融,上升侵位过程中与地壳发生轻度混染,形成的基性—超基性侵入岩。

(2)早白垩世橄榄玄武岩玢岩表明,特提斯构造域与扬子板块西缘的陆缘碰撞造山运动具有巨大的远程效应,该发现也将滇西地区燕山期岩浆活动的研究扩展到了小江断裂带以东的乌蒙山区一带,填补了四川盆地周缘燕山期岩浆活动的空白;同时,橄榄玄武玢岩的形成也表明,扬子板块西缘大规模陆内挤压造山达到高峰,约134 Ma是扬子板块西缘陆内造山温压达到高峰的时间记录。

致谢: 云南地质调查院刘军平正高级工程师在论文撰写中给予悉心指导和帮助;审稿老师提出了建设性的修改意见;锆石U-Pb测年得到了北京锆年领航章双荣老师的帮助;野外工作中得到了中国地质调查局昆明自然资源综合调查中心李鸿、赵见波及魏总的帮助,一并表示感谢。

References

- Baker M B, Wyllie P J. 1992. High-pressure apatite solubility in carbonate-rich liquids: Implications for mantle metasomatism[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(9): 3409–3422.
- Chuan M S, Hu L, Lin R X, et al. 2024. Origin and tectonic implication of early Mesozoic “mung bean rock” in the western margin of the Yangtze Platform: Zircon U-Pb age, trace element and Hf isotope constraints[J]. *Earth Science Frontiers*, 31(2): 204–223(in Chinese with English abstract).
- Dai C G, Wang X H, Chen J S, et al. 2017. Editorial Board of the Regional Geology of China, Guizhou Province[M]. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese with English abstract).
- Deng J F, Luo Z H, Su S G, et al. 2004. Petrogenesis, Tectonic Environment and Mineralization[M]. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Deng J, Yang L Q, Wang C M. 2011. Research advances of superimposed

- orogenesis and metallogenesis in the Sanjiang Tethys[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 27(9): 2501–2509(in Chinese with English abstract).
- Dong S W, Wu X H, Wu Z H, et al. 2000. On tectonic seesawing of the East Asia Continent—Global implication of the Yanshanian movement[J]. *Geological Review*, 46(1): 8–13(in Chinese with English abstract).
- Dong S W, Zhang Y Q, Chen X H, et al. 2008. The formation and deformational characteristics of East Asia multi-direction convergent tectonic system in Late Jurassic[J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 29(3): 306–317(in Chinese with English abstract).
- Dong S W, Zhang Y Q, Li H L, et al. 2019. The Yanshan orogeny and late Mesozoic multi-plate convergence in East Asia—Commemorating 90th years of the “Yanshan Orogeny” [J]. *Science China Earth Sciences*, 49(6): 913–938(in Chinese with English abstract).
- Frey F A, Green D H, Roy S D. 1978. Integrated models of basalt petrogenesis: A study of quartz tholeiites to olivine melilitites from south eastern australia utilizing geochemical and experimental petrological data[J]. *Journal of Petrology*, 19(3): 463–513.
- Gorczyk W, Hobbs B, Gessner K, et al. 2013. Intracratonic geodynamics[J]. *Gondwana Research*, 24(3): 838–848.
- Green H D, Ringwood E A. 1967. The genesis of basaltic magmas[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 15(2): 103–190.
- He B, Xu Y G, Xiao L, et al. 2003. Generation and spatial distribution of the Emeishan large igneous province: New evidence from stratigraphic records[J]. *Acta Geological Sinica*, 77(2): 194–202(in Chinese with English abstract).
- He X Q, Liu A M, Xiao J F, et al. 2004. Report on the results of 1 : 250 000 regional geological survey of Bijie County Sheet[R]. Guiyang: Guizhou Institute of Geological Survey(in Chinese).
- Huang C, Ding W P, Zhang H H, et al. 2019. Report on 1 : 50 000 regional geological survey of Dianweijie, Cangxi, Majie and Duomaga Sheets in Western Wumengshan, Yunnan[R]. Haikou: The 9th Detachment of the PAP gold force(in Chinese).
- Hou Z Q, Chen W, Lu J R. 2002. Collision event during 177–135 Ma on the eastern margin of the Qinghai–Tibet Plateau: Evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating for basalts on the western margin of the Yangtze Platform[J]. *Acta Geologica Sinica*, 76(2): 194–204.
- Houseman G A, McKenzie D P, Molnar P. 1981. Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts[J]. *Journal of Geophysical Research*, 86(B7): 6115–6132.
- Houseman G A, Molnar P. 1997. Gravitational (rayleigh–taylor) instability of a layer with non-linear viscosity and convective thinning of continental lithosphere[J]. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 128(1): 125–150.
- Irvine T N, Baragar W R. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks[J]. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5): 523–548.
- Lassiter J C, Depaolo D J, Mahoney J J, et al. 1997. Plume/lithosphere interaction in the generation of continental and oceanic flood basalts: Chemical and isotopic constraints[J]. *Geophysical Monograph*, 100: 335–355.
- Li X H, Li W X, He B. 2012. Building of the South China Block and its relevance to assembly and breakup of Rodinia supercontinent: Observations, interpretations and tests[J]. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 31(6): 543–559(in Chinese with English abstract).
- Li Z Y, Lippert P, Ding L, et al. 2016. Paleomagnetic constraints on the Mesozoic drift of the Lhasa terrane (Tibet) from Gondwana to Eurasia[J]. *Geology*, 44(9): 727–730.
- Lu H J, Tian X B, Yun K, et al. 2018. Convective removal of the Tibetan Plateau mantle lithosphere by ~26 Ma[J]. *Tectonophysics*, 731–732: 17–34.
- Liu J Q, He L, Chen F L, et al. 2021. Studies on the chronology and geochemistry of the green pisolites at the bottom of the Middle Triassic Guanling Formation in Yanjin area, northeastern Yunnan Province[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 37(7): 2245–2255(in Chinese with English abstract).
- Liu M, Cui X J, Liu F T. 2004. Cenozoic rifting and volcanism in eastern China: A mantle dynamic link to the Indo–Asian collision?[J]. *Tectonophysics*, 393(1): 29–42.
- Ludwig K R. 2003. Isoplot/Ex: a geochronological toolkit for Microsoft Excel, Version 3.00[M]. Berkeley: Geochronology Center, Special Publication.
- Ma Y M, Yang T S, Bian W W, et al. 2018. A stable southern margin of Asia during the Cretaceous: Paleomagnetic constraints on the Lhasa–Qiangtang collision and the maximum width of the Neo–Tethys[J]. *Tectonics*, 37(9/10): 3853–3876.
- McDonough W F. 1990. Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 101(1): 1–18.
- McKenzie D P, O’Nions R K. 1991. Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations[J]. *Journal of Petrology*, 32(1): 21–91.
- Middlemost E A K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system[J]. *Earth–Sci. Rev.*, 37(3/4): 215–224.
- Nickel K G. 1986. Phase equilibria in the system $\text{SiO}_2\text{--MgO--Al}_2\text{O}_3\text{--CaO--Cr}_2\text{O}_3$ (SMACCR) and their bearing on spinel/garnet lherzolite relationships[J]. *Neues Jahrbuch Für Mineralogie–Abhandlungen*, 155(3): 259–287.
- Pan J T, Liu H H, Yuan Y S, et al. 2022a. Late Permian Xuanwei Formation tuff from the western margin of the Upper Yangtze: Constraints on volcanica ctivity and Paleotethyan arc volcanism in the Emeishan Large Igneous Province[J]. *Acta Geologica Sinica*, 96(6): 1985–2000(in Chinese with English abstract).
- Pan J T, Wu L, Zhang H H, et al. 2022b. Report on 1 : 50 000 regional geological survey of 9 Sheets including Wagang, Huanggeshu, Dawazi, Shiziba, Lianfeng, Daguang County, Huoshaoba, Wuzhai and Zhashang in Wumeng Mountain Area, Yunnan [R]. Kunming: Kunming General Resources Comprehensive Investigation Center of China Geological Survey(in Chinese).

- Paton C, Woodhead J D, Hellstrom J C, et al. 2010. Improved laser ablation U–Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction[J]. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 11(3): 1–36.
- Pearce J A, Cann J R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19(2): 290–300.
- Pearce J A, Norry M J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks[J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69(1): 33–47.
- Ramsey M H, Potts P J, Webb P C, et al. 1995. An objective assessment of analytical method precision: Comparison of ICP–AES and XRF for the analysis of silicate rocks[J]. *Chemical Geology*, 124(1/2): 1–19.
- Ruddiman W F, Raymo M E, Prell W L, et al. 1997. The uplift–climate connection: A synthesis[M]. New York and London: Plenum Press: 471–515.
- Slama J, Kosler J, Condon D J, et al. 2008. Plesovice zircon: A new natural reference material for U/Pb and Hf isotopic microanalysis[J]. *Chemical Geology*, 249(1/2): 1–35.
- Sun S S, McDonough W F, Saunders A D, et al. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes[J]. *Geological Society Special Publications*, 42(1): 313–345.
- Tatsumi Y, Sakuyama M, Fukuyama H, et al. 1983. Generation of arc basalt magmas and thermal structure of the mantle wedge in subduction zones[J]. *Journal of Geophysical Research*, 88(B7): 5815–5825.
- Thompson J M, Meffre S, Danyushevsky L. 2018. Impact of air, laser pulse width and fluence on U–Pb dating of zircons by LA–ICPMS[J]. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 33(2): 221–230.
- Turner S, Hawkesworth C, Liu J Q, et al. 1993. Timing of tibetan uplift constrained by analysis of volcanic rocks[J]. *Nature*, 364(6432): 50–54.
- Weaver B L. 1991. Trace element evidence for the origin of ocean–island basalts[J]. *Geology*, 19(2): 123–127.
- Wei J. 2018. Petrology, petrogeochemistry and geodynamic significance of Emeishan basalt[D]. Master's Thesis of Chengdu University of Technology (in Chinese with English abstract).
- Winchester J A, Floyd P A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements[J]. *Chemical Geology*, 20: 325–343.
- Xiao L, Xu Y G, Chung S L, et al. 2003. Chemostratigraphic correlation of Upper Permian lavas from Yunnan Province, China: Extent of the emeishan large igneous province[J]. *International geology review*, 45(8): 753–766.
- Xie Y X, Ma L Y, Zhao G C, et al. 2020. Origin of the heping granodiorite pluton: Implications for syn–convergent extension and asthenosphere upwelling accompanying the Early Paleozoic orogeny in South China[J]. *Gondwana Research*, 85(4): 149–168.
- Xu T, Zhang Z J, Liu B F, et al. 2015. Crustal velocity structure in the Emeishan large igneous province and evidence of the Permian mantle plume activity[J]. *Science China: Earth Sciences*, 45(5): 561–576 (in Chinese with English abstract).
- Xu Y G. 1999. Roles of thermo–mechanic and chemical erosion in continental lithospheric thinning[J]. *Petrology and Geochemistry*, 18(1): 1–5.
- Yan M D, Zhang D W, Fang X M, et al. 2016. Paleomagnetic data bearing on the Mesozoic deformation of the Qiangtang block: Implications for the evolution of the Paleo–and Meso–Tethys[J]. *Gondwana Research*, 39: 292–316.
- Zhang H, Huang H, Hou M C. 2020. Origin of tuffs from Upper Permian Wujiaping Formation in Chaotian section of Guangyuan area, Sichuan, China and its geological significance[J]. *Journal of Earth Sciences and Environment*. 42(1): 36–48(in Chinese with English abstract).
- Zhang H F. 2009. Peridotite–melt interaction: A key point for the destruction of cratonic lithospheric mantle[J]. *Chinese Science Bulletin*, 54(19): 3417–3437.
- Zhang H H, Wu. L, Li H, et al. 2022. Relation between the Emeishan mantle plume activity and Wumengshan volcanic–sedimentary Basin in Northeastern Yunnan[J]. *Geoscience*, 2022, 36(1): 225–243(in Chinese with English abstract).
- Zhang H H, Yang Z, Li Z W, et al. 2024. Discovery of volcanic matter in the Upper Maokou Formation of the Wumengshan area : Evidence of early activity of the Emeishan mantle plume[J]. *Geological Bulletin of China*, 43(7): 1207–1220.
- Zhang H H, Yuan Y S, Yu Y Z, et al. 2021. The response relationship between Emei mantle plume activity and volcanic sedimentary Basin in Wumengshan area of Northeast Yunnan[J]. *Geoscience*, 35(5): 1155–1177(in Chinese with English abstract).
- Zhang K X, Pan G T, He W H, et al. 2015. New division of tectonic–strata superregion in China[J]. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 40(2): 206–233(in Chinese with English abstract).
- Zhang Y Q, Dong S W. 2019. East Asia multi–plate convergence in Late Mesozoic and the development of continental tectonic systems[J]. *Journal of Geomechanics*, 25(5): 613–641(in Chinese with English abstract).
- Zhang Y Q, Dong S W, Li J H, et al. 2011. Mesozoic multi–directional compressive tectonic action and the formation–reformation of the Sichuan Basin[J]. *Geology in China*, 38(2): 233–250(in Chinese with English abstract).
- Zhang Z C, Wang F S, Hao Y L. 2005. Picrites in the Emeishan Large Igneous Province: Evidence for mantle plume activity[J]. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 24(1): 17–22(in Chinese with English abstract).
- Zhao S J, Li S Z, Yu S, et al. 2016. Proto–Tethys ocean in East Asia(Ⅲ): Structures of ductile shear zones in the North Qinling[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 32(9): 2645–2655(in Chinese with English abstract).
- Zhong Y T, Roland M, Chen J, et al. 2020. Geochemical, biostratigraphic, and high–resolution geochronological constraints on the Waning stage of Emeishan large igneous province[J]. *Geological Society of America bulletin*, 132(9/10): 1969–1986.
- Zhou J X, Chen Z Y. 2007. Research on cathodoluminescence of zircon

under electron probe[M]. Chengdu: University of Electronic Science and Technology Press(in Chinese).

Zhu R X, Zhao P, Zhao Li. 2022. Tectonic evolution and geodynamics of the Neo-Tethys Ocean[J]. *Scientia Sinica (Terrae)*, 52(1): 1-25(in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 钊茂山, 胡乐, 蔺如喜, 等. 2024. 扬子板块西缘早中生代“绿豆岩”成因及构造启示: 锆石 U-Pb 年龄、微量元素及 Hf 同位素约束[J]. *地学前缘*, 31(2): 204-223.
- 戴传固, 王雪华, 陈建书, 等. 2017. 中国区域地质志·贵州志 [M]. 北京: 地质出版社.
- 邓晋福, 罗照华, 苏尚国, 等. 2004. 岩石成因、构造环境与成矿作用 [M]. 北京: 地质出版社.
- 邓军, 杨立强, 王长明. 2011. 三江特提斯复合造山与成矿作用研究进展[J]. *岩石学报*, 27(9): 2501-2509.
- 董树文, 吴锡浩, 吴珍汉, 等. 2000. 论东亚大陆的构造翘变——燕山运动的全球意义[J]. *地质论评*, 46(1): 8-13.
- 董树文, 张岳桥, 陈宣华, 等. 2008. 晚侏罗世东亚多向汇聚构造体系的形成与变形特征[J]. *地球学报*, 29(3): 306-317.
- 董树文, 张岳桥, 李海龙, 等. 2019. “燕山运动”与东亚大陆晚中生代多板块汇聚构造——纪念“燕山运动”90 周年[J]. *中国科学: 地球科学*, 49(6): 913-938.
- 何斌, 徐义刚, 肖龙, 等. 2003. 峨眉山大火成岩省的形成机制及空间展布: 来自沉积地层学的新证据[J]. *地质学报*, 77(2): 194-202.
- 何熙琦, 刘爱民, 肖加飞, 等. 2004. 1:25 万毕节县幅区域地质调查成果报告 [R]. 贵阳: 贵州省地质调查院.
- 黄诚, 丁伟品, 张宏辉, 等. 2019. 云南乌蒙山西部甸尾街、沧溪、马街、朵马夏幅 1:5 万区域地质调查报告 [R]. 海口: 武警黄金第九支队.
- 李献华, 李武显, 何斌. 2012. 华南陆块的形成与 Rodinia 超大陆聚合-裂解——观察、解释与检验[J]. *矿物岩石地球化学通报*, 31(6): 543-559.
- 刘建清, 何利, 陈风霖, 等. 2021. 滇东北盐津地区中三叠统关岭组底部绿豆岩年代学及地球化学研究[J]. *岩石学报*, 37(7): 2245-2255.
- 潘江涛, 刘红豪, 袁永盛, 等. 2022a. 上扬子西缘晚二叠世宣威组凝灰岩: 对峨眉山大火成岩省火山活动及古特提斯弧火山作用的约束[J]. *地质学报*, 96(6): 1985-2000.
- 潘江涛, 吴亮, 张宏辉, 等. 2022b. 云南乌蒙山区 1:5 万瓦岗、黄葛树、大湾子、柿子坝、莲峰、大关县、火烧坝、五寨、闸上 9 幅区域地质调查报告 [R]. 昆明: 中国地质调查局昆明自然资源综合调查中心.
- 魏杰. 2018. 峨眉山玄武岩岩石学、岩石地球化学及其地球动力学意义 [D]. 成都理工大学硕士学位论文: 1-69.
- 徐涛, 张忠杰, 刘宝峰, 等. 2015. 峨眉山大火成岩省地壳速度结构与古地幔柱活动遗迹: 来自丽江-清镇宽角地震资料的约束[J]. *中国科学: 地球科学*, 45(5): 561-576.
- 张晗, 黄虎, 侯明才. 2020. 四川广元地区朝天剖面上二叠统吴家坪组凝灰岩成因及其地质意义[J]. *地球科学与环境学报*, 42(1): 36-48.
- 张宏辉, 吴亮, 李鸿, 等. 2022. 滇东北乌蒙山地区峨眉地幔柱活动与火山-沉积盆地的响应关系[J]. *现代地质*, 36(1): 225-243.
- 张宏辉, 杨朝, 李致伟, 等. 2024. 乌蒙山地区茅口组中上部火山物质的发现: 峨眉地幔柱早期活动的证据[J]. *地质通报*, 43(7): 1207-1220.
- 张宏辉, 袁永盛, 余杨忠, 等. 2021. 扬子板块西缘中生代—新生代碰撞造山事件的记录: 来自峨眉山玄武岩的锆石 U-Pb 同位素证据[J]. *现代地质*, 35(5): 1155-1177.
- 张克信, 潘桂棠, 何卫红, 等. 2015. 中国构造-地层大区划分新方案[J]. *地球科学 (中国地质大学学报)*, 40(2): 206-233.
- 张岳桥, 董树文. 2019. 晚中生代东亚多板块汇聚与大陆构造体系的发展[J]. *地质力学学报*, 25(5): 613-641.
- 张岳桥, 董树文, 李建华, 等. 2011. 中生代多向挤压构造作用与四川盆地的形成和改造[J]. *中国地质*, 38(2): 233-250.
- 张招崇, 王福生, 郝艳丽. 2005. 峨眉山大火成岩省中的苦橄岩: 地幔柱活动证据[J]. *矿物岩石地球化学通报*, 24(1): 17-22.
- 赵淑娟, 李三忠, 余珊, 等. 2016. 东亚原特提斯洋 (Ⅲ): 北秦岭韧性剪切带构造特征[J]. *岩石学报*, 32(9): 2645-2655.
- 周剑雄, 陈振宇. 2007. 电子探针下锆石阴极发光的研究 [M]. 成都: 电子科技大学出版社.
- 朱日祥, 赵盼, 赵亮. 2021. 新特提斯洋演化与动力过程[J]. *中国科学: 地球科学*, 52(1): 1-25.