

峨眉山大火成岩省东区普安玄武岩系年代学、 地球化学及成因研究

戢兴忠¹, 陈 强², 程志国³, 王 倩¹, 马克忠¹, 刘 旭²

(1. 中国地质科学院 矿产资源研究所, 自然资源部成矿作用与资源评价重点实验室, 北京 100037; 2. 贵州省地质矿产勘查开发局 106 地质大队, 贵州 遵义 563099; 3. 中国地质大学 地质过程与矿产资源国家重点实验室, 北京 100083)

摘 要: 广泛分布于中国西南川、滇、黔三省的峨眉山玄武岩是我国最早被国际认可的大火成岩省, 受到了国内外学者的广泛关注。前人对大火成岩省西区玄武岩已达成多项共识, 而对东区玄武岩的岩石组合、火山活动时限、岩石成因等方面还存在诸多争议。本文以峨眉山大火成岩省东区贵州普安玄武岩系为研究对象, 通过解析典型剖面, 明确该区玄武岩系岩石类型从底到顶总体为第 1 旋回的爆发相火山角砾岩、第 2 旋回的溢流相玄武岩以及第 3 旋回的火山沉积相凝灰岩。玄武岩系顶部凝灰岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 测年结果限定了大火成岩省东区火山活动时间持续上限为 250 Ma。主微量元素显示该区玄武岩系以高 Ti 碱性玄武岩为主。玄武岩稀土元素球粒陨石标准化为轻稀土元素富集的右倾曲线模式, Rb 和 Sr 亏损、Ba 和 Hf 富集等特征与贵州地区玄武岩、峨眉山大火成岩省西区高 Ti 玄武岩以及 OIB 地球化学特征基本一致。微量元素显示该区玄武岩源区可能为受交代的石榴石地幔橄榄岩, 由深部地幔柱上升至石榴石橄榄岩稳定区部分熔融产生熔体, 和富集交代流体的大陆岩石圈地幔混合形成, 岩浆上升运移过程中发生了一定程度分离结晶作用和微弱地壳混染作用。研究表明, 峨眉山大火成岩省东区普安玄武岩系形成于峨眉山地幔柱边部埋深较大、低程度部分熔融以及高压的环境。

关键词: 峨眉山大火成岩省; 普安玄武岩系; 地球化学; 锆石 U-Pb 测年; 地幔柱

中图分类号: P597⁺. 3; P595; P588. 14⁺ 5 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-6524(2021)02-0363-20

Geochronology, geochemistry and petrogenesis of the Pu'an basalt succession from eastern Emeishan large igneous province

Ji Xing-zhong¹, CHEN Qiang², CHENG Zhi-guo³, WANG Qian¹, MA Ke-zhong¹ and LIU Xu²

(1. MNR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China; 2. No. 106 Geological Party, Guizhou Bureau of Geology and Mineral Resources, Zunyi 563099, China; 3. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

Abstract: Emeishan basalts, widely distributed in Sichuan, Yunnan and Guizhou in southwestern China, are the earliest internationally recognized large igneous provinces in China and have been favored by a large number of experts both in China and abroad. Many consensuses have been reached on the basalt in the western part of the Emeishan large igneous province (ELIP), but there are still several controversies in such aspects as the rock associations, the time limit of volcanic activities and the genesis of rocks. With the basalt of Pu'an in western Guizhou, eastern part of ELIP as the study object and through the analysis of typical basalt profiles, the authors detected that

收稿日期: 2020-09-22; **接受日期:** 2021-01-25; **编辑:** 尹淑苹

基金项目: 国家自然科学基金面上基金(41572072, 42072110); 中国地质调查局项目(DD20160124, DD20190606); 贵州省地质矿产勘查开发局地质科研项目(黔地矿科合[2016]16号)

作者简介: 戢兴忠(1988-), 男, 博士, 助理研究员, 矿物学、岩石学、矿床学专业, E-mail: jxz_cugb@126.com; 通讯作者: 陈 强(1975-), 男, 研究员, 长期从事矿产勘查工作, E-mail: 605793158@qq.com。

the rock types in this area are eruptive facies of volcanic breccia in the first cycle, flooding facies of basalt in the second cycle and volcanic sedimentary facies of tuff in the third cycle from bottom to top. Zircon LA-ICP-MS U-Pb dating from the tuff which is located at the top of the basalt defined the upper time limit of volcanic activity in the east of the ELIP to 250 Ma. The major and trace elements indicate that the basalts in this area are mainly high-Ti and alkaline basalts. The characteristics of Rb-Sr depletion and Ba-Hf enrichment are basically consistent with the geochemical characteristics of basalts in Guizhou, high Ti basalts in the west of ELIP, and OIB. Trace elements show that the origin of the basalt is metasomatic garnet mantle peridotite, and the melt generated by partial melting when rising from the deep mantle plume to the stable area of garnet peridotite was mixed with the continental lithospheric mantle enriched with metasomatic fluids. Crystallization differentiation was significant while the crustal mixing degree was weak during the ascent and migration of magma. The results show that the basalt in the eastern ELIP was formed in the environment of greater depth, low partial melting and high pressure at the edge of the mantle plume.

Key words: Emeishan large igneous province (ELIP); Pu'an basalt succession; geochemistry; zircon U-Pb dating; mantle plume

Fund support: National Natural Science Foundation of China (41572072, 42072110); China Geological Survey Project (DD20160124, DD20190606); Geological Scientific Project of Guizhou Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development ([2016]16)

大火成岩省是指规模巨大的(体积通常 $>10^6$ km³,面积通常 $>10^5$ km²)、持续时间往往很短(<5 Ma)、每20~30 Ma在板内出现的基性火山/侵入事件,硅质岩浆岩、碳酸岩和金伯利岩的形成也可能与之伴生,其通常与深达岩石圈底部的地幔柱有关,形成过程与正常的海底扩张以及俯冲有关的岩浆活动明显不同(Coffin and Eldholm, 1994, 2001; Ernst *et al.*, 2005; Ernst, 2021)。地处中国西南川、滇、黔地区的峨眉山玄武岩是我国最早被国际学术界公认的大火成岩省(图1a),因其可能导致了全球气候环境变化和生物大灭绝事件,而受到了国内外学者的广泛关注(Xu *et al.*, 2001, 2004; 徐义刚等, 2001, Wignall, 2001; 宋谢炎等, 2001; Xiao *et al.*, 2003, 2004; 张招崇等, 2006; He *et al.*, 2007)。

位于峨眉山大火成岩省东区的贵州地区发育有大量玄武岩及玄武质火山碎屑岩,但相比处于峨眉山幔柱核心部位的大火成岩省西区,该区玄武岩系的研究相对薄弱,且部分问题存在较大争议。如在岩石组合方面,一般认为大火成岩省东区玄武岩主要为溢流拉斑玄武岩及少量碱性玄武岩,但越来越多研究显示碱性玄武岩在该区分布广泛,如Lai等(2012)、廖宝丽等(2012)在贵州的水城、纳雍、织金、普定以及广西的隆林、巴马、白色等地,均发现有大量碱性玄武岩。此外,由于该区玄武岩系从西到

东岩层厚度、岩石组合类型变化较大,且部分玄武岩受到区内铜、金矿床热液蚀变影响,导致不同学者对个别地区玄武岩系的识别存在分歧(贵州省地质矿产勘查开发局105地质大队, 2013^①; 祁连素等, 2014; 陈懋弘等, 2018),如有研究将贵州泥堡金矿玄武质火山碎屑岩划分到龙潭组,将该地层中的沉火山角砾凝灰岩定名为砾屑砂岩。在大火成岩省火山活动时限方面,西区玄武岩年代学研究已基本厘定大火成岩省火山活动主期在260 Ma (Zhong and Zhu, 2006; Tao *et al.*, 2009),且古地磁证据显示持续时间不超过3 Ma (Ali *et al.*, 2002; Liu *et al.*, 2012),然而最新数据显示火山活动可能结束于256 Ma (Shellnutt *et al.*, 2020; Zhong *et al.*, 2020),部分甚至到二、三叠之交的~250 Ma (Lo *et al.*, 2002; 范蔚茗等, 2004; 朱江等, 2011),超过10 Ma的喷发持续时限也产生了一定争议。在岩石成因方面, Xu等(2001, 2004)通过分异熔融反演模型计算,提出东区高Ti玄武岩母岩浆形成于深度较深(>70 km)、熔融程度低(1.5%)、地热温度低的石榴石橄榄岩区,而碱性玄武岩是峨眉山幔柱上升至石榴石稳定区发生部分熔融,由地幔柱的部分熔融体和富含挥发分的大陆岩石圈地幔混合形成的(廖宝丽等, 2012); Lai等(2012)则提出上升地幔柱引发岩石圈中富角闪石交代脉的熔融(石榴石橄榄岩源区

① 贵州省地质矿产勘查开发局105地质大队. 2013. 贵州省黔西南州泥堡金矿勘查(阶段性)报告.

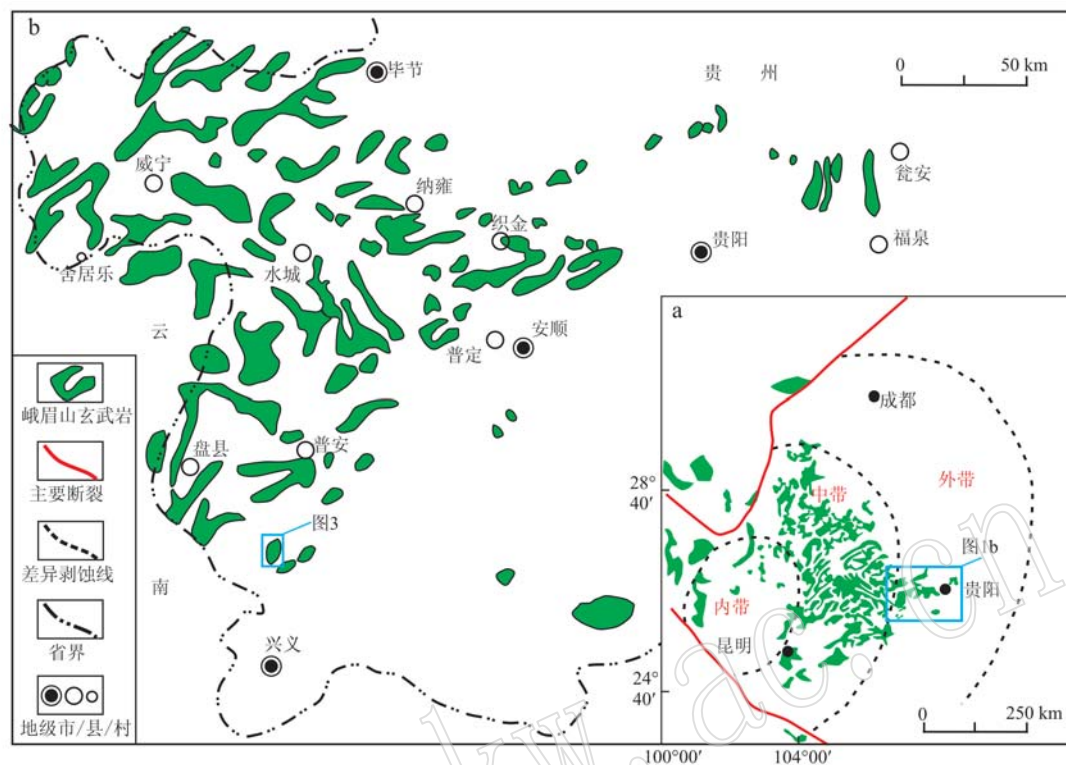


图 1 贵州峨眉山玄武岩分布图(据张云湘等, 1988; He *et al.*, 2007)

Fig. 1 The distribution of Emeishan basalt in Guizhou (after Zhang Yunxiang *et al.*, 1988; He *et al.*, 2007)

10%熔融),形成与 OIB 特征相符的富 H_2O 、 CO_2 以及不相容元素的熔体,进而形成该区富 TiO_2 和 SiO_2 的玄武岩。以上显示大火成岩省东区玄武岩系岩石组合、岩石成因及火山活动时限等均存在争议,一定程度限制了对整个峨眉山大火成岩省成因机制的理解。

本文在对峨眉山大火成岩省东区贵州玄武岩系不同剖面对比汇编基础上,重点选取贵州普安地区玄武岩系为研究对象,通过显微镜下岩相学观察、锆石 U-Pb 定年、主微量元素分析等手段,将该区玄武岩与峨眉山大火成岩省西区典型玄武岩进行岩石学、成岩年代学、地球化学等对比研究,明确该区玄武岩系的岩石组合特征,限定大火成岩省火山活动时限,分析该区玄武岩的岩石成因,进一步探讨其与峨眉山地幔柱的关系。

1 地质概况

峨眉山大火成岩省的起源最早可追溯到赵亚曾 (1929) 在四川峨眉山创名的峨眉山玄武岩系, 原意是指“一套厚的席状基性熔岩流, 厚度超过 400 m, 岩石含致密针状长石斑晶”。传统意义上的峨眉山

玄武岩是指主要分布于云南、四川和贵州三省境内的以晚二叠世玄武岩为主的暗色岩,并作为上二叠统的一个岩石单位被广泛使用,其平面形态整体呈长轴南北向的菱形,西南界为金沙江-哀牢山-红河断裂,西北界为小菁河-龙门山断裂(四川省地质矿产局, 1991; 贵州省地质矿产局, 1997)。近年来的一些野外及钻孔研究显示在其东北部和东南部存在部分玄武岩,如在越南西北部的 Song Da 地区的二叠纪玄武岩,部分甚至可延伸到古特提斯洋,因而出露面积可能超过 $5 \times 10^5 \text{ km}^2$ (Xiao *et al.*, 2003; Hanski *et al.*, 2004; 张招崇, 2009; 徐义刚等, 2013; Li *et al.*, 2016)。峨眉山玄武岩下伏岩石为中二叠统茅口组灰岩,上覆地层为上二叠统-上三叠统、侏罗系。

前人对峨眉山大火成岩省玄武岩进行了分区,其中黄开年(1986)、张云湘等(1988)的西区、中区和东区方案认可度较高,西区对应盐源-丽江岩区,中区对应攀西岩区,东区则对应贵州高原岩区,且从西往东岩石厚度逐渐减薄,地球化学成分也呈现一定分布规律。如西区盐源-丽江部分玄武岩可厚达5 000多米,而东区的贵州仅数十米到数百米;西区岩石组成复杂,岩石类型有苦橄岩、玄武岩、玄武安

山岩、流纹岩-粗面岩等,岩石化学成分从底到顶总体表现高 Ti→低 Ti→高 Ti 变化特征;东区属典型大陆溢流玄武岩区,岩性简单,岩石类型主要为拉斑玄武岩和少量碱性玄武岩,通常具高 Ti、低 Mg 的特征(Xu *et al.*, 2001; 徐义刚等, 2001, 2013)。在此基础上,He 等(2003)、Xu 等(2004)通过对下伏于峨眉山玄武岩的茅口组灰岩进行生物地层对比,并对茅口组顶部界面特征进行研究,提出峨眉山地幔柱活动使该区地壳抬升大于 1 km,导致了茅口组地层在空间上有规律的差异剥蚀,根据灰岩剥蚀程度自西向东分为内带(深部剥蚀带,地壳厚度>60 km)、中带(部分剥蚀带,地壳厚度约 45 km)和外带(古风化壳或短暂沉积间断带,地壳厚度<40 km),大火成岩省的分布与该剥蚀区范围基本一致,目前用该分区方案的学者越来越多(图 1a; Ali *et al.*, 2005; He *et al.*, 2007)。另外,除了广泛发育的玄武岩等火山岩,各分区还发育大量与玄武岩呈互层产出的玄武质火山碎屑岩及火山碎屑沉积岩。

贵州玄武岩系位于峨眉山大火成岩省东区、茅口灰岩差异剥蚀的外带(图 1a; 张云湘等, 1988; He *et al.*, 2003),自西向东呈现由宽变窄的舌形展布,主要分布于黔西北的毕节地区和六盘水市,黔西南州和黔南州北部,以及贵阳市和安顺市的西部(图 1b)。其平行不整合于中二叠统茅口组灰岩(P_2m)与上二叠统宣威组(P_{3x})/龙潭组(P_{3l})/吴家坪组(P_{3w})之间,为一套以大陆溢流拉斑玄武岩与玄武质火山碎屑岩为主的岩系。该岩系最大厚度出现在贵州西部的威宁舍居乐,往东到安顺仅厚数十米,至瓮安、福泉等地逐渐尖灭。根据喷发特点差异和岩石组合不同,前人将贵州地区玄武岩系分为 3 个旋回(贵州省地质矿产局, 1987, 1997; 王砚耕等, 2003)。第 1 旋回为灰黑、墨绿色角砾-块砾粗火山碎屑岩夹少量砂页岩与粘土岩,西厚东薄,往东以沉积火山碎屑岩为主,厚度 2~165 m;第 2 旋回为灰黑-深绿色巨厚玄武质熔岩,夹少量玄武质火山碎屑岩或砂页岩,底部偶见数十米厚玄武质砾岩,与下伏地层为平行不整合接触,岩层厚 31~797 m;第 3 旋回为灰、灰绿色薄层细玄武质火山碎屑岩与熔岩互层以及碳质(有机质)粘土岩,厚度 3~287 m。这 3 个旋回在岩层厚度较大的威宁、盘县等地较为清楚,再往东到水城、织金等地,随着岩层厚度逐渐减薄,地层也越不易划分,到贵州东部福泉仅出露该组中部几米厚的玄武岩(图 2)。

研究区位于贵州普安县境内,大地构造位置处于扬子板块西南缘与华南板块的结合部位。普安玄武岩系厚度仅百余米,相比威宁、盘县、水城等地较薄,但玄武岩系露头较为完整,可以较为清晰地划分出 3 个岩性段,从底到顶岩性主要为凝灰岩夹泥岩、火山角砾岩、玄武岩、沉火山角砾凝灰岩、凝灰岩、凝灰质碎屑岩及炭质泥岩等(图 2)。此外,该区出露的地层从老到新有:中二叠统茅口组(P_2m)灰-青灰色厚层灰岩,岩层厚度大于 100 m;上二叠统龙潭组灰色厚层硅化灰岩、灰-灰黄色薄-中厚层状钙质炭质泥岩-粉砂岩夹多层灰岩与煤层,厚度 340~450 m;下三叠统飞仙关组灰、灰绿、灰黄、紫红色薄层-中厚层砂岩、粉砂岩、粘土岩夹少量灰色中厚层灰岩,厚度 400~470 m(图 3;陈懋弘等, 2018)。其中,玄武岩系平行不整合地夹持于茅口组灰岩与龙潭组硅化灰岩之间,界面处发育由角砾状灰岩、凝灰质粘土岩、含炭质泥岩和粘土岩等构成的古风化壳。区内构造发育较弱,见数条规模较小的北东-北北东向断裂构造,此外该区以茅口组灰岩为中心形成了长 5 km、宽 2.5 km 的穹隆构造,可能为区域印支期和燕山期构造叠加的结果(张岳桥等, 2009; 戢兴忠等, 2018)。

2 贵州普安玄武岩系特征

研究区岩浆岩以峨眉山玄武岩为主,偶见零星的晚三叠世辉绿岩脉(Wu *et al.*, 2019)。本文根据岩性和岩石组合特点(图 2),并结合前人对贵州玄武岩系的划分和野外实地调查,将普安玄武岩系划分为 3 段:第 1 段($P_3\beta^1$)厚度 20~60 m,不整合上覆于茅口组顶部古风化壳之上。下部为暗灰色、灰色薄层炭质页岩、炭质泥岩与灰黄色薄层沉凝灰岩组成的不等厚韵律层,单个韵律层厚 1.5~4.0 m,从下往上泥质成分减少,火山碎屑成分增多;上部为深灰色、灰黑色块状玄武质火山角砾岩,大部分角砾大小为 2~64 mm,个别可达 200 mm,角砾体积含量大于 50%,外形不规则,具明显的棱角状特征。角砾无定向排列,成分较为复杂,主要为玄武岩、凝灰岩及灰岩岩屑,也见混入少量的玻屑和晶屑,玄武岩角砾内部保留有石英和绢云母充填的圆形杏仁体,上述角砾主要被泥质、硅质、炭质等基底式胶结(图 4a~4d)。该段下部地层主要分布于普安县楼下河河谷底部,由于季节性河水侵蚀以及植被的发育,导致岩

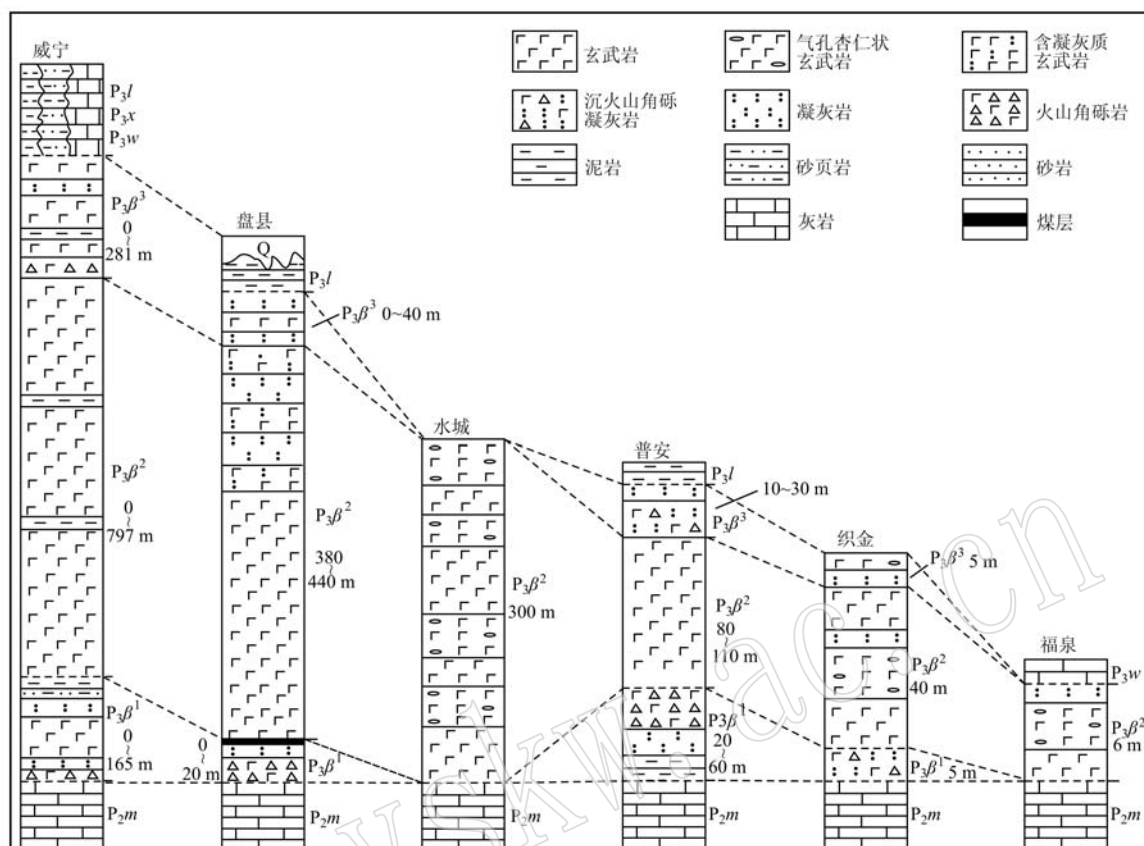


图2 贵州普安玄武岩系柱状图(据王砚耕等, 2003; 朱江等, 2011; 廖宝丽等, 2012 修编)

Fig. 2 The stratigraphic column of Guizhou Pu'an basalt succession (modified after Wang Yangeng *et al.*, 2003; Zhu Jiang *et al.*, 2011; Liao Baoli *et al.*, 2012)

P_{2m} —茅口组; $P_{3\beta^1}$ 、 $P_{3\beta^2}$ 、 $P_{3\beta^3}$ —峨眉山玄武岩1段、2段、3段; P_{3l} —龙潭组; P_{3x} —宣威组; P_{3w} —吴家坪组

P_{2m} —Maokou Formation; $P_{3\beta^1}$, $P_{3\beta^2}$, $P_{3\beta^3}$ —1st, 2nd, 3rd section of the Emeishan basalt; P_{3l} —Longtan Formation; P_{3x} —Xuanwei Formation; P_{3w} —Wujiaping Formation

石风化极为强烈,多呈疏松渣土状,野外未能找到较为新鲜的岩石露头;上部火山角砾岩在楼下河两岸出露较多。第2段($P_{3\beta^2}$)岩性较为单一,为灰黑色、灰绿色玄武岩,厚度约80~110 m,普遍发育柱状节理及球形风化。岩石具斑杂状、气孔杏仁状构造,常被石英、方解石、绿泥石、玉髓等充填和交代(图4e~4h),与第1段地层呈平行不整合接触。第3段($P_{3\beta^3}$)为灰、黄灰色、灰绿色薄层-中厚层凝灰岩、沉火山角砾凝灰岩等火山碎屑岩,凝灰质砂岩、粉砂岩等火山碎屑沉积岩,以及泥岩、粉砂岩、炭质页岩等沉积岩(图4i~4p)。该段岩层厚度为10~30 m,且从下到上火山碎屑成分逐渐减少,至该段顶部过渡为正常的陆源碎屑沉积岩,并与上覆的龙潭组1段底部的硅化灰岩呈平行不整合接触关系(图4m)。普安玄武岩系第1段以火山角砾岩为主,第2段以

玄武岩为主,第3段以凝灰岩为主,与前人划分的3个旋回有着较好的对应关系,且1、2旋回之间为平行不整合接触(图2),因此,可以将普安玄武岩系划分为以火山角砾岩为主的第1旋回、以玄武岩为主的第2旋回以及以凝灰岩为主的第3旋回。

本次野外采集到的样品主要为第1段火山角砾岩、第2段玄武岩以及第3段凝灰岩。通过镜下观察鉴定,进一步将玄武岩和凝灰岩厘定为伊丁玄武岩、晶屑凝灰岩和沉火山角砾凝灰岩。伊丁玄武岩为致密块状,主要矿物为斜长石(40%)、辉石(30%)、伊丁石(20%),另有少量绿泥石、磁铁矿、钛铁矿、磷灰石等。斜长石为长柱状、板条状,粒径20 μm ×300 μm ,常见聚片双晶;辉石呈半自形-它形短柱状、圆粒状,粒径10~200 μm ,部分辉石由于后期蚀变形成墨绿色的绿泥石;伊丁石为它形粒状,红

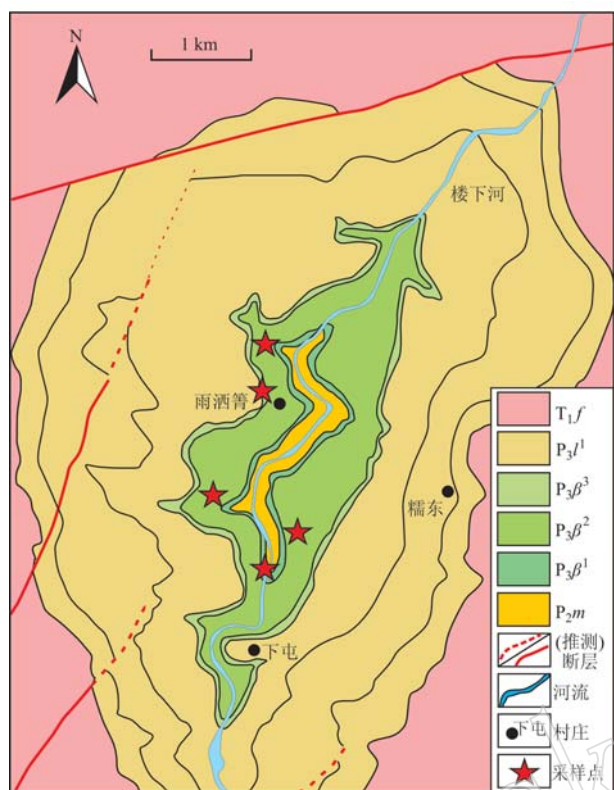


图3 贵州普安玄武岩系地质简图

Fig. 3 Geological sketch map of Pu'an basalt succession, southwestern Guizhou

P_2m —茅口组; $P_3\beta^1$ 、 $P_3\beta^2$ 、 $P_3\beta^3$ —峨眉山玄武岩第1段、

第2段, 第3段; P_3l^1 —龙潭组1段; T_1f —飞仙关组

P_2m —Maokou Formation; $P_3\beta^1$ 、 $P_3\beta^2$ 、 $P_3\beta^3$ —1st, 2nd, 3rd section of the Emeishan basalt; P_3l^1 —1st section of Longtan Formation; T_1f —Feixianguan Formation

褐色, 粒径 60~200 μm , 为橄榄石次生氧化的产物; 伊丁玄武岩具典型的间粒结构, 即它形的辉石、磁铁矿等矿物充填于自形的长条状斜长石微晶构成的空隙中(图 4g~4h; 矿物缩写符号据沈其韩, 2009)。

晶屑凝灰岩具有典型凝灰结构, 即岩石主要由 <2 mm 的火山碎屑组成。镜下见细粒长柱状斜长石, 粒度为 10 μm ×300 μm , 含量约为 20%。斜长石晶屑外形多不规则且不完整, 多呈尖棱角状、碎片状。其他大部分为不透明的泥质、炭质等胶结物, 含量约占全岩的 70%, 其将斜长石晶屑呈基底式胶结。此外岩石中还发育有少量生物碎屑, 含量约 5%(图 4k~4l)。

沉火山角砾凝灰岩为火山角砾结构, 其中角砾含量为 10%~45%, 大部分角砾 <2 mm(图 4n), 个别可到 200 mm。角砾无分选和定向, 呈棱角状、撕裂

状和不规则状, 角砾成分主要为玄武质岩屑、玻屑和少量长石晶屑以及微晶灰岩和生物碎屑等。玄武质岩屑和玻屑镜下呈鸡骨状、弓状和弧面多角状外形, 部分可见自形长石晶屑, 但已被石英、方解石交代, 仅保留长石晶屑的外形。角砾被更为细小的岩屑、玻屑、炭质、碳酸盐、硅质等物质充填和胶结, 胶结物含量为 60%~90%(图 4o、4p; 陈懋弘等, 2018)。该段沉火山角砾凝灰岩与第 1 段的火山角砾岩区别主要在于其角砾大小总体更小(大部分 <2 mm)、角砾总量更低(<50%)、角砾中玻屑与晶屑占比更高。

3 采样和测试方法

样品采集于贵州省普安县楼下河雨洒管-下屯村一带。采集第 1 段($P_3\beta^1$)火山角砾岩 3 件、第 2 段($P_3\beta^2$)玄武岩样品 4 件、第 3 段($P_3\beta^3$)晶屑凝灰岩样品 5 件、沉火山角砾凝灰岩 6 件, 每件样品质量 >10 kg。首先对样品磨制光薄片开展显微镜下观察。再选取后期热液脉体较少样品分为两份, 一份破碎至 200 目制成 100g 左右的粉末样, 将另一份样品破碎, 采用常规重-磁选方法后, 在双目镜下挑选出晶形相对完好、色泽和透明度较好的锆石单矿物, 并在环氧树脂上制靶, 然后对锆石开展阴极发光图像拍摄。上述样品的加工及预处理工作均在河北廊坊市宏信地质勘查技术服务有限公司完成。

对其中 11 件样品开展全岩主微量元素分析, 另外 3 件火山角砾岩、4 件沉火山角砾凝灰岩镜下见较多后期充填方解石、石英, 未开展元素分析。主微量元素测试在中国地质科学院国家地质实验测试中心完成, 主量元素通过 X 射线荧光光谱仪 2100 完成(检测方法依据 GB/T 14506. 28-2010、GB/T 14506. 14-2010), 微量和稀土元素通过等离子质谱仪 PE300D 完成(检测方法依据 GB/T 14506. 30-2010)。在峨眉山玄武岩组第 3 段沉火山角砾凝灰岩(BT-20)及晶屑凝灰岩(BT-32)中挑出了足量多锆石颗粒制靶(大于 200 粒), 玄武岩中均未挑到足够锆石。锆石测年工作自然资源部成矿作用与资源评价重点实验室中国地质科学院矿产资源研究所同位素示踪与成矿年代学实验室完成。采用激光剥蚀电感耦合等离子体质谱(LA-ICP-MS), 束斑直径 25 μm , 剥蚀深度 20~40 μm , 激光脉冲 10 Hz。打点锆石晶形尽量完整, 半自形到自形, 粒径 >60 μm , 阴极发光图像具清晰振荡环带, 透射光下无矿物包裹

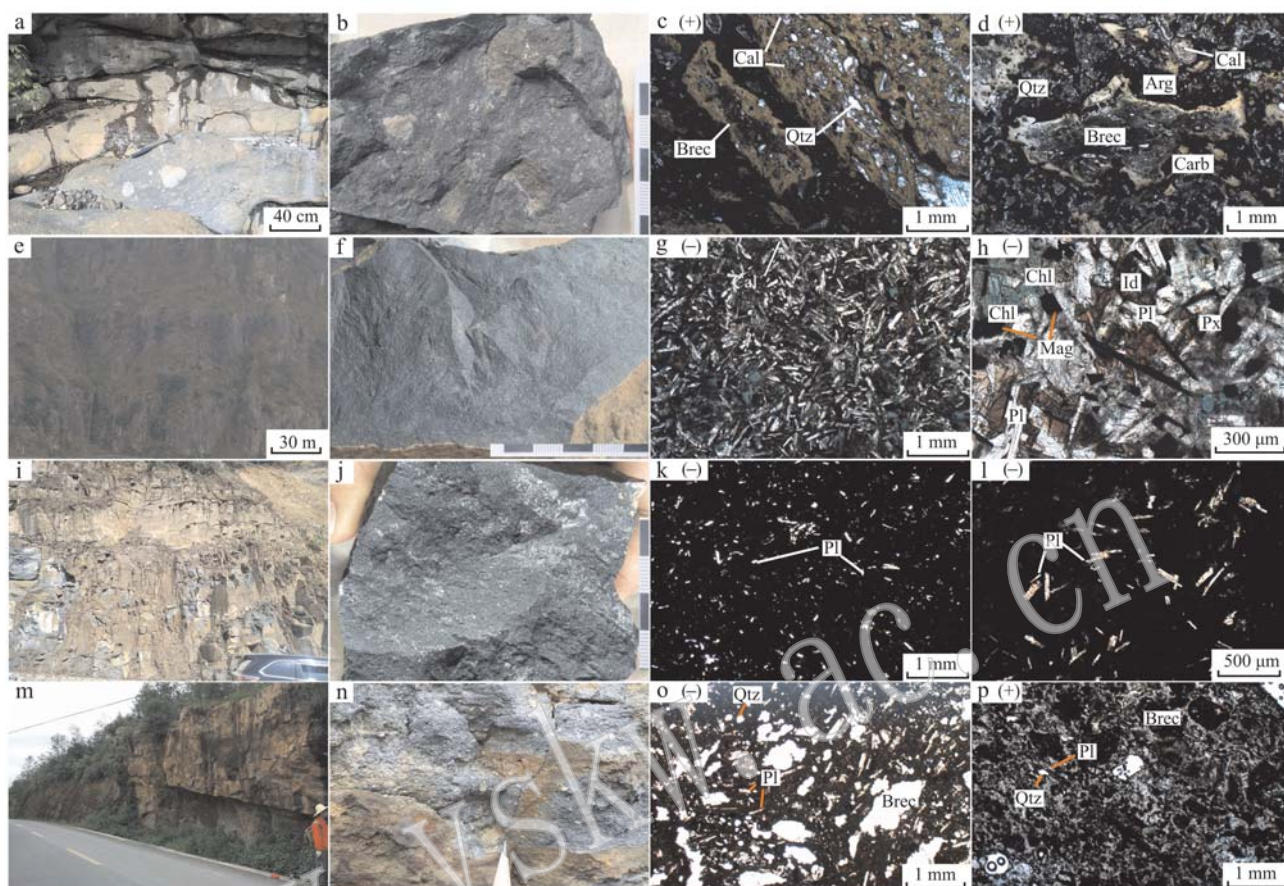


图4 普安玄武岩系野外地质及镜下特征

Fig. 4 The photos of field geology and petrographic characteristics of the Pu'an basalt succession

a, b—火山角砾岩; c—角砾内部保留有石英和方解石充填的圆形杏仁体; d—角砾被泥质、硅质、炭质等基底胶结; e—玄武岩柱状节理发育; f—灰绿色块状玄武岩; g, h—玄武岩镜下见大量细粒斜长石、辉石、伊丁石及少量绿泥石、磁铁矿等; i—凝灰岩野外露头; j—灰黑色凝灰岩; k, l—晶屑凝灰岩镜下见大量斜长石斑晶; m—沉火山角砾凝灰岩与龙潭组硅化灰岩平行不整合接触; n—灰黑色沉火山角砾凝灰岩; o, p—沉火山角砾凝灰岩镜下见大量火山碎屑物质、斜长石晶屑、石英; Arg—泥质; Brec—火山角砾; Carb—炭质; Cal—方解石; Chl—绿泥石; Id—伊丁石; Mag—磁铁矿; Qtz—石英; Pl—斜长石; Px—辉石

a, b—volcanic breccia; c—amygdales filled with quartz and sericite in the breccia; d—breccia is cemented by the basal type of mud, silicon, carbon; e—columnar joints in the basalt; f—grey-green massive basalt; g, h—a large amount of fine-grained plagioclase, pyroxene, iddingsite and a few chlorite and magnetite in the basalt; i—field geology of tuff; j—grey-dark tuff; k, l—a large amount of plagioclase phenocryst in the crystal tuff; m—parallel unconformity between volcanic breccia tuff and silicified limestone of Longtan Formation; n—grey-dark volcanic breccia tuff; o, p—a large number of pyroclastic material, plagioclase crystal debris and quartz; Arg—argillaceous matrix; Brec—volcanic breccia; Carb—carbonaceous matrix; Cal—calcite; Chl—chlorite; Id—iddingsite; Mag—magnetite; Qtz—quartz; Pl—plagioclase; Px—pyroxene

体,反射光下表面无裂纹与杂质。测试完成后采用 Anderson(2002)方法校正普通铅含量,利用 Isoplot(ver3.0)计算锆石 U-Pb 年龄。锆石测年结果以 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄表示,年龄误差为 1σ ,样品加权平均年龄均具有 95%置信度。

4 测试分析结果

4.1 主量元素

主量及微量元素测试分析结果见表1。其中沉火山角砾凝灰岩样品后期方解石较多,导致全岩烧

失量偏高,如 BT-20、BT-34,其他绝大部分样品烧失量均低于 4%。玄武岩 SiO_2 含量为 46.27%~49.42%,平均 48.33%, Al_2O_3 含量为 13.13%~14.31%,CaO 含量为 8.77%~9.70%,全铁 FeOt 含量为 12.22%~13.09%,MgO 含量为 4.25%~4.80%, TiO_2 含量为 3.19%~3.82%, P_2O_5 含量为 0.39%~0.53%,MnO 含量为 0.16%~0.20%, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 含量较低为 3.38%~3.44%,其中 K_2O 含量为 0.59%~1.65%。晶屑凝灰岩 SiO_2 含量相对较低为 45.47%~47.98%、平均 46.50%, Al_2O_3 含量更高为 14.29%~14.94%,CaO 含量低为 3.48%~4.24%,全

表1 贵州普安玄武岩系主量($w_B/\%$)、微量($w_B/10^{-6}$)元素分析结果Table 1 Major ($w_B/\%$) and trace ($w_B/10^{-6}$) elements analyses of the Pu'an basalt succession in Guizhou

样品	BT-24 伊丁玄武岩	BT-35 伊丁玄武岩	BT-37 伊丁玄武岩	BT-38 伊丁玄武岩	BT-20 沉火山角砾凝灰岩	BT-34 沉火山角砾凝灰岩	BT-21 晶屑凝灰岩	BT-22 晶屑凝灰岩	BT-23 晶屑凝灰岩	BT-32 晶屑凝灰岩	BT-33 晶屑凝灰岩
SiO ₂	46.27	49.35	48.28	49.42	40.82	42.71	46.78	45.47	47.98	45.64	46.67
TiO ₂	3.19	3.72	3.76	3.82	3.20	2.94	3.45	3.37	3.28	3.46	3.53
Al ₂ O ₃	14.31	13.26	13.13	13.28	14.62	14.60	14.47	14.56	14.29	14.94	14.90
Fe ₂ O ₃	4.95	5.44	5.60	4.82	5.10	3.97	12.57	13.19	12.72	12.04	12.17
FeO	7.77	7.72	7.76	8.75	9.52	10.45	2.82	3.71	2.34	3.20	3.04
MnO	0.16	0.20	0.17	0.19	0.19	0.24	0.23	0.24	0.22	0.27	0.25
MgO	4.80	4.25	4.72	4.63	5.60	6.66	4.70	5.40	3.93	5.50	4.70
CaO	9.70	9.58	9.33	8.77	5.04	7.13	3.80	3.50	4.24	3.88	3.48
Na ₂ O	2.79	2.07	1.79	2.40	2.75	3.47	6.14	5.92	6.41	5.61	5.88
K ₂ O	0.59	1.34	1.65	1.03	0.15	0.92	0.08	0.08	0.08	0.52	0.50
P ₂ O ₅	0.53	0.39	0.39	0.40	0.48	0.51	0.64	0.59	0.64	0.66	0.68
Total	95.06	97.32	96.58	97.51	87.47	93.60	95.68	96.03	96.13	95.72	95.80
LOL	3.56	1.15	1.54	0.63	10.20	5.30	4.02	3.57	3.82	3.73	3.35
La	29.5	41.4	41.0	39.9	48.0	32.6	36.4	34.9	31.7	33.3	36.5
Ce	60.6	93.2	94.7	89.5	98.2	66.4	78.2	69.2	63.5	70.5	79.6
Pr	7.99	11.30	11.40	10.60	11.30	8.61	9.32	9.05	8.26	8.98	9.66
Nd	35.6	47.0	46.9	44.0	43.6	37.7	38.5	39.7	36.0	38.4	39.1
Sm	7.31	10.90	10.80	10.20	9.26	7.48	8.14	7.81	7.53	8.06	8.64
Eu	2.89	3.19	3.18	3.05	2.61	2.71	3.04	2.94	2.77	2.91	2.98
Gd	6.71	9.89	9.97	9.50	8.59	6.69	7.44	7.00	6.92	7.43	7.71
Tb	0.93	1.42	1.44	1.36	1.24	0.94	1.05	0.99	0.99	1.05	1.11
Dy	5.29	8.13	8.09	7.43	7.55	5.35	5.97	5.48	5.54	5.91	6.23
Ho	0.99	1.48	1.47	1.39	1.51	1.03	1.14	1.07	1.04	1.11	1.17
Er	2.65	3.90	3.89	3.60	4.32	2.75	3.03	2.83	2.78	2.91	3.15
Tm	0.34	0.52	0.52	0.48	0.61	0.36	0.41	0.37	0.38	0.39	0.43
Yb	2.12	3.15	3.16	2.91	3.87	2.29	2.46	2.29	2.33	2.37	2.65
Lu	0.32	0.44	0.44	0.42	0.55	0.33	0.37	0.33	0.35	0.35	0.38
Sc	27.0	27.7	27.5	26.5	24.0	25.7	27.0	27.1	26.4	27.5	28.4
V	397	431	429	411	328	369	404	462	420	435	454
Cr	79.9	69.5	66.9	65.7	82.1	76.2	80.3	69.0	70.7	79.0	88.0
Co	44.7	44.3	42.9	41.7	50.0	45.3	44.2	47.7	40.4	44.7	44.6
Ni	67.2	64.0	62.8	60.6	59.1	71.3	61.6	70.9	60.7	70.0	70.7
Cu	106	231	212	215	107	102	152	107	88	116	109
Zn	133	153	138	145	142	142	125	128	105	127	133
Ga	22.2	28.2	27.4	27.4	23.9	24.2	22.3	24.5	20.2	22.9	22.7
Rb	9.48	33.60	66.50	23.90	4.99	9.28	1.10	0.83	0.84	4.83	4.53
Sr	443	479	493	442	148	272	332	239	296	332	328
Y	28.5	42.2	43.1	40.2	44.2	29.1	31.8	29.6	31.1	31.7	33.2
Zr	182	419	390	379	364	176	207	201	203	205	232
Nb	24.2	37.5	36.9	35.5	50.1	25.6	28.5	29.5	27.3	29.6	32.3
Ba	388	453	644	365	90.2	313	1196	459	508	299	271
Hf	4.97	11.20	10.60	10.10	9.38	4.73	5.65	5.63	5.36	5.51	6.38
Ta	1.74	2.75	2.72	2.53	3.37	1.77	2.01	2.03	1.84	1.99	2.28
Pb	2.04	5.23	5.61	5.59	7.92	5.02	2.52	3.12	2.46	5.19	6.01
Th	3.05	6.50	6.45	6.08	8.38	3.31	3.73	3.63	3.49	3.78	4.37
U	0.70	1.42	1.43	1.35	2.69	0.80	1.38	1.07	1.62	0.82	0.94
ΣREE	163.24	235.92	236.96	224.34	241.21	175.24	195.47	183.96	170.09	183.67	199.31
LREE/HREE	7.44	7.15	7.18	7.28	7.54	7.88	7.94	8.04	7.37	7.53	7.73
(La/Yb) _N	9.98	9.43	9.31	9.84	8.90	10.21	10.61	10.93	9.76	10.08	9.88
(La/Sm) _N	2.53	2.61	2.67	2.72	2.45	2.45	2.73	2.81	2.88	2.89	3.35

铁 FeO_t 含量为 13.79% ~ 15.58%, MgO 含量为 3.93% ~ 5.50%, TiO₂ 含量整体略低为 3.28% ~ 3.53%, P₂O₅ 含量为 0.59% ~ 0.68%, MnO 含量 0.22% ~ 0.27%, 岩石普遍富碱, Na₂O+K₂O 含量为 6.00% ~ 6.49%, 其中 K₂O 含量为 0.08% ~ 0.52%, Na₂O 含量高, (Na₂O-2) > K₂O, 属于钠质粗面玄武岩, 即夏威夷岩, 与廖宝丽等(2012)对贵州水城玄武岩的研究一致。该区玄武岩和晶屑凝灰岩的 TiO₂ 与 Y、TiO₂ 与 P₂O₅ 具较好的正相关关系, TiO₂/Y > 500 且 TiO₂ 含量高于 2.80%, P₂O₅ 含量 > 0.39%, 属于高 P 高 Ti 型玄武岩(张招崇等, 2001; Xu *et al.*, 2001), 与峨眉山大火成岩省东区主要为高钛玄武岩一致。

4.2 微量元素

伊丁玄武岩、沉火山角砾凝灰岩、晶屑凝灰岩共 11 件样品的微量元素分析结果见表 1。伊丁玄武岩与晶屑凝灰岩样品在 Zr/TiO₂ - Nb/Y 图解中, 均落入碱性玄武岩区域中(图 5)。样品稀土元素总量 $\Sigma \text{REE} = 163.24 \times 10^{-6} \sim 241.21 \times 10^{-6}$, 轻、重稀土元素分异明显, LREE/HREE = 7.15 ~ 8.04, (La/Yb)_N = 8.90 ~ 10.93, (La/Sm)_N = 2.45 ~ 3.35, 所有样品的稀土元素球粒陨石标准化配分图表现出轻稀土元素富集的右倾型曲线模式, 但不同岩石类型略有差异。其中玄武岩 BT-35/BT-37/BT-38 的稀土元素总量更高, 未表现出明显 Eu 异常, 与贵州水城、纳雍、织金、普定地区玄武岩、峨眉山大火成岩省西区高 Ti 玄武岩、洋岛玄武岩(OIB)稀土元素配分模式类似(Xiao *et al.*, 2004; Lai *et al.*, 2012), 但稀土元素总量低于贵州地区玄武岩(图 6a)。玄武岩 BT-24 以及所有晶屑凝灰岩的配分曲线整体与贵州玄武岩、元素峨眉山高 Ti 玄武岩、OIB 一致, 但表现出了更低的稀土元素总量和较弱的 Eu 正异常($\delta \text{Eu} = 1.09 \sim 1.24$)特征(图 6b)。微量元素方面, 贵州普安玄武岩与晶屑凝灰岩的相容元素含量总体较低, Co 含量为 $40.4 \times 10^{-6} \sim 50.0 \times 10^{-6}$, Ni 含量为 $59.1 \times 10^{-6} \sim 71.3 \times 10^{-6}$, Cr 含量 $65.7 \times 10^{-6} \sim 88.0 \times 10^{-6}$, V 含量为 $328 \times 10^{-6} \sim 462 \times 10^{-6}$ 。在微量元素原始地幔标准化蛛网图中, 所有样品整体与贵州水城、纳雍、织金、普定地区玄武岩、大火成岩省西区高 Ti 玄武岩以及 OIB 的曲线特征基本一致, 显示出 Rb、Sr 等大离子亲石元素强烈亏损、Ba 富集的特征(图 6c、6d; Xu *et al.*, 2001; 廖宝丽等, 2012)。

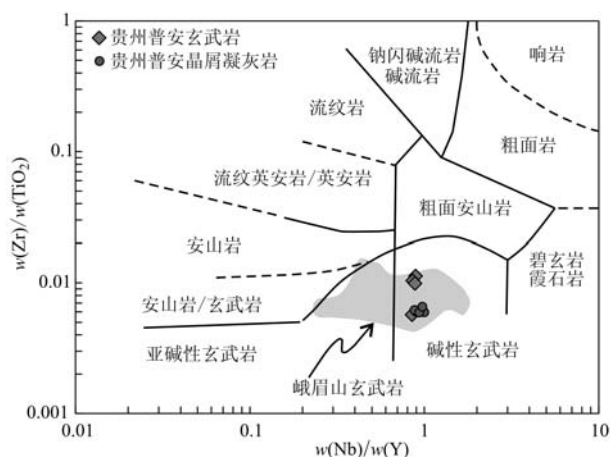


图 5 贵州普安玄武岩系 Zr/TiO₂ - Nb/Y 图解

Fig. 5 Zr/TiO₂ versus Nb/Y diagram of the Pu'an basalt succession

4.3 测年结果

沉火山角砾凝灰岩(BT-20)共测定了 18 颗锆石(表 2), 锆石 Th、U 含量变化范围较大, Th 为 $33.27 \times 10^{-6} \sim 359.95 \times 10^{-6}$, U 为 $60.9 \times 10^{-6} \sim 383.39 \times 10^{-6}$, 但 Th、U 基本呈现正相关关系, Th/U 值绝大部分在 0.49 ~ 1.00, 平均为 0.72, 仅 3 个点为 1.01 ~ 1.26。18 颗锆石中仅 1 颗谐和度相对较差为 89%, 其他谐和度为 91% ~ 99%, 平均为 95%。该样品锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄在 260.8 ~ 242.9 Ma 之间, 加权平均年龄为 $249.9 \pm 1.7 \text{ Ma}$ (95% 置信度, MSWD = 0.71, $n = 18$) (图 7、图 8)。

晶屑凝灰岩(BT-32)共测定 27 颗锆石(表 2), 锆石 Th、U 含量变化范围同样较大, Th 为 $33.81 \times 10^{-6} \sim 449.80 \times 10^{-6}$, U 为 $71.41 \times 10^{-6} \sim 1567.98 \times 10^{-6}$, 但 Th、U 基本呈正相关关系, Th/U 值均 < 1, 在 0.29 ~ 0.83 之间, 平均为 0.62。28 颗锆石中有 7 颗谐和度在 90% 以下, 其余 21 颗谐和度为 90% ~ 99%, 平均为 96%。该样品锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 254.0 ~ 245.8 Ma, 加权平均年龄为 $249.0 \pm 1.6 \text{ Ma}$ (95% 置信度, MSWD = 0.25, $n = 27$) (图 7、图 8)。

5 讨论

5.1 普安玄武岩系火山-沉积特征

一般来说, 酸性岩浆形成于浅源壳熔, 挥发分含量高、粘度高, 岩浆向上运移过程中出现相态分异和重力分异, 含晶屑(岩屑)低粘度富挥发分流体运移

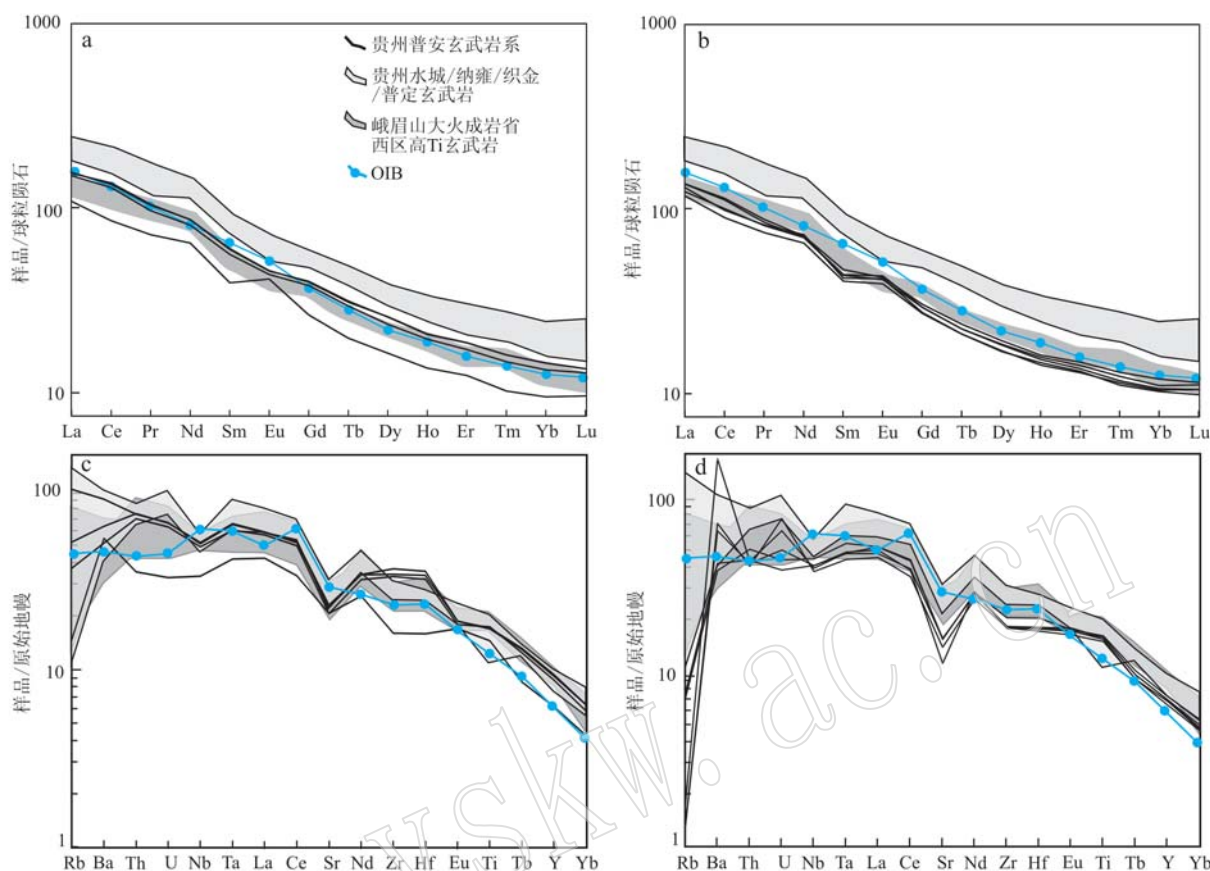


图6 普安玄武岩系稀土(a,c)和微量元素(b,d)标准化图解

Fig. 6 Chondrite-normalized REE patterns (a, c) and primitive mantle-normalized trace element patterns (b, d) for the Pu'an basalt succession

峨眉山高 Ti 玄武岩数据引自 Xu 等(2001)、Xiao 等(2004); 贵州地区玄武岩数据引自 Lai 等(2012)、廖宝丽等(2012); OIB 数据和标准化数据引自 Sun 和 McDonough (1989)

high-Ti Emeishan basalt data after Xu *et al.*, 2001, Xiao *et al.*, 2004; Guizhou basalt data after Lai *et al.*, 2012, Liao Baoli *et al.*, 2012;

OIB data and normalized data after Sun and McDonough, 1989

速度快于熔浆而成为载屑蒸汽顶,在强大的内压力作用下猛烈爆炸,继而熔浆喷溢,因而形成先爆发后喷溢的相序。而中基性岩浆来源较深,粘度小、能量较弱,多以喷溢形式开始且喷溢相为主体岩相。但在有大量水加入的情况下,酸性和中基性岩浆均有可能产生爆发相(王璞珺等, 2006)。普安玄武岩系岩石以基性火山岩和基性火山碎屑岩为主,底部存在的少量火山角砾岩属于爆发相,显示基性岩浆可能有地表水的加入,这与前人提出的峨眉山大火成岩省早期火山喷发处于海底的古环境特征吻合(Wignall *et al.*, 2009; Sun *et al.*, 2010; Jerram *et al.*, 2016; Zhu *et al.*, 2018)。占玄武岩系绝大部分比例的玄武岩属于大陆溢流相,顶部沉火山角砾凝灰岩和晶屑凝灰岩属于火山沉积相,反映了该区峨

眉山玄武岩相从火山爆发相→溢流相→火山沉积相的变化规律。

5.2 地壳混染与分离结晶

贵州普安玄武岩系中伊丁玄武岩与上覆的晶屑凝灰岩,主微量元素特征与同属于大火成岩省东区的贵州水城玄武岩一致(图5),属于碱性玄武岩,岩石高 Ti 特征与峨眉山大火成岩省西区玄武岩地球化学特征一致(Xu *et al.*, 2001; Xiao *et al.*, 2004)。玄武岩稀土元素球粒陨石标准化表现为轻重稀土元素分馏明显、轻稀土元素富集的右倾曲线配分模式,与贵州地区玄武岩、峨眉山大火成岩省西区高 Ti 玄武岩配分曲线一致,但稀土元素总量低于贵州地区玄武岩,而与大火成岩省西区高 Ti 玄武岩更类似(图6)。晶屑凝灰岩稀土元素总量更低,标准化配

表 2 普安玄武岩顶部凝灰岩锆石 U-Pb 测年结果

Table 2 LA-ICP-MS U-Pb dating data of the zircons from the tuff at the top of Pu'an basalt succession

样品点号	$u_B/10^{-6}$				Th/U	同位素比值				年龄/Ma				谐和度/%
	Pb	Th	U			$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	
BT-20-1	6.56	82.18	125.77	0.65	0.055 6	0.002 9	435.2	0.299 2	0.015 4	265.8	0.039 4	0.000 6	248.9	93
BT-20-2	5.51	71.22	108.08	0.66	0.047 8	0.002 8	100.1	0.256 0	0.015 7	231.5	0.039 1	0.000 7	247.5	93
BT-20-3	6.18	83.98	115.97	0.72	0.055 9	0.003 9	455.6	0.305 1	0.021 8	270.4	0.039 6	0.000 8	250.4	92
BT-20-4	3.30	49.48	60.90	0.81	0.058 3	0.005 1	542.6	0.308 5	0.026 6	273.0	0.039 9	0.001 1	252.0	92
BT-20-5	21.14	359.95	383.39	0.94	0.050 5	0.001 5	220.4	0.273 1	0.008 9	245.2	0.039 2	0.000 4	247.6	99
BT-20-6	5.53	60.17	105.47	0.57	0.057 1	0.003 3	494.5	0.321 3	0.019 1	282.9	0.041 3	0.000 8	260.8	91
BT-20-7	11.71	215.47	206.28	1.04	0.054 6	0.002 3	394.5	0.300 2	0.013 4	266.6	0.039 7	0.000 6	251.0	93
BT-20-9	18.49	338.13	337.18	1.00	0.052 6	0.001 9	322.3	0.285 4	0.010 8	254.9	0.039 4	0.000 5	248.9	97
BT-20-12	9.89	111.22	195.35	0.57	0.054 3	0.002 5	383.4	0.303 5	0.014 8	269.1	0.040 5	0.000 6	255.7	94
BT-20-17	4.03	59.86	76.07	0.79	0.054 1	0.004 1	376.0	0.290 8	0.023 3	259.2	0.039 9	0.000 8	252.1	97
BT-20-19	15.75	339.27	269.81	1.26	0.054 5	0.002 4	394.5	0.298 6	0.012 6	265.3	0.040 1	0.000 6	253.3	95
BT-20-21	15.00	223.28	284.91	0.78	0.053 6	0.002 1	366.7	0.287 9	0.011 0	256.9	0.039 2	0.000 6	247.8	96
BT-20-22	8.68	89.38	182.63	0.49	0.051 6	0.002 3	264.9	0.277 0	0.012 8	248.3	0.039 2	0.000 6	247.6	99
BT-20-23	10.19	180.81	179.27	1.01	0.058 5	0.002 9	546.3	0.320 1	0.015 3	282.0	0.040 1	0.000 7	253.3	89
BT-20-24	13.84	252.71	252.08	1.00	0.048 5	0.001 9	124.2	0.264 0	0.011 2	237.9	0.039 3	0.000 5	248.7	95
BT-20-25	7.12	80.21	146.84	0.55	0.048 3	0.002 4	122.3	0.256 0	0.012 8	231.5	0.039 0	0.000 6	246.6	93
BT-20-26	2.93	33.27	61.73	0.54	0.053 8	0.008 8	364.9	0.286 0	0.045 3	255.4	0.038 4	0.002 0	242.9	94
BT-20-42	12.30	182.21	232.50	0.78	0.053 4	0.002 2	346.4	0.284 7	0.011 1	254.4	0.039 1	0.000 5	247.5	97
BT-32-2	3.39	33.81	71.41	0.47	0.052 5	0.004 3	409.3	0.279 7	0.024 1	250.4	0.039 3	0.001 0	248.2	99
BT-32-3	6.95	96.05	135.79	0.71	0.055 7	0.002 6	442.6	0.305 1	0.014 7	270.4	0.039 8	0.000 6	251.4	92
BT-32-4	9.27	117.41	184.79	0.64	0.053 6	0.002 8	353.8	0.291 4	0.015 7	259.7	0.039 4	0.000 7	249.0	95
BT-32-5	4.60	53.46	92.13	0.58	0.055 3	0.003 6	433.4	0.304 1	0.022 8	269.6	0.039 6	0.000 9	250.2	92
BT-32-6	11.36	154.14	221.90	0.69	0.052 0	0.002 3	287.1	0.282 7	0.012 5	252.8	0.039 4	0.000 6	249.4	98
BT-32-7	4.92	64.14	99.53	0.64	0.055 0	0.003 4	413.0	0.293 6	0.019 2	261.4	0.039 0	0.000 7	246.5	94
BT-32-8	4.88	59.04	96.88	0.61	0.057 8	0.003 9	524.1	0.310 4	0.021 7	274.5	0.039 4	0.000 7	249.0	90
BT-32-9	5.69	72.46	111.33	0.65	0.055 3	0.003 2	433.4	0.300 6	0.017 1	266.8	0.039 9	0.000 7	252.2	94
BT-32-10	4.50	47.51	92.70	0.51	0.051 5	0.003 5	261.2	0.280 4	0.018 9	251.0	0.039 6	0.000 8	250.6	99
BT-32-11	4.63	51.31	94.27	0.54	0.051 3	0.004 6	253.8	0.279 1	0.027 4	249.9	0.039 1	0.000 8	247.2	98
BT-32-13	5.82	74.55	114.15	0.65	0.058 5	0.003 3	546.3	0.316 4	0.019 3	279.2	0.039 2	0.000 9	248.1	88
BT-32-14	8.19	108.83	161.62	0.67	0.053 0	0.002 8	327.8	0.281 7	0.014 1	252.0	0.039 2	0.000 6	247.7	98
BT-32-15	4.90	48.85	99.01	0.49	0.060 5	0.003 6	620.4	0.331 4	0.019 8	290.6	0.040 1	0.000 8	253.3	86
BT-32-18	5.79	70.80	113.06	0.63	0.050 5	0.002 9	220.4	0.270 5	0.015 2	243.1	0.039 3	0.000 7	248.2	97
BT-32-19	14.46	224.05	271.00	0.83	0.056 5	0.003 9	472.3	0.306 2	0.020 8	271.2	0.039 4	0.000 6	248.9	91
BT-32-21	72.09	449.80	1567.98	0.29	0.052 5	0.001 1	309.3	0.284 7	0.006 6	254.4	0.039 3	0.000 5	248.5	97
BT-32-22	7.91	111.33	148.62	0.75	0.053 1	0.003 0	331.5	0.288 2	0.015 6	257.2	0.039 9	0.000 6	252.1	97
BT-32-24	7.16	87.66	135.92	0.64	0.062 8	0.003 6	701.9	0.338 3	0.018 4	295.9	0.039 6	0.000 6	250.5	83
BT-32-26	5.34	69.48	103.52	0.67	0.053 3	0.003 4	342.7	0.288 8	0.017 5	257.6	0.040 1	0.000 9	253.4	98
BT-32-27	20.93	234.72	410.89	0.57	0.063 1	0.003 0	709.3	0.339 6	0.018 1	296.9	0.038 9	0.000 5	246.0	81
BT-32-28	6.49	79.15	121.15	0.65	0.058 3	0.005 9	542.6	0.321 2	0.031 8	282.8	0.040 2	0.000 9	254.0	89
BT-32-29	7.70	99.03	145.12	0.68	0.055 5	0.004 2	431.5	0.293 6	0.021 9	261.4	0.038 9	0.000 7	245.8	93
BT-32-30	7.04	87.81	136.03	0.65	0.047 7	0.003 7	83.4	0.257 2	0.020 0	232.4	0.039 1	0.000 7	247.4	93
BT-32-31	16.04	197.59	317.12	0.62	0.051 2	0.001 8	250.1	0.277 1	0.010 0	248.3	0.039 3	0.000 5	248.5	99
BT-32-38	12.40	151.77	250.16	0.61	0.054 5	0.002 9	390.8	0.291 1	0.015 0	259.4	0.039 2	0.000 6	247.8	95
BT-32-39	16.60	175.09	344.02	0.51	0.051 9	0.002 4	279.7	0.279 0	0.012 1	249.8	0.039 1	0.000 5	247.4	99
BT-32-40	13.59	203.32	253.88	0.80	0.058 3	0.003 1	542.6	0.316 3	0.017 1	279.0	0.039 4	0.000 6	248.8	88
BT-32-41	19.37	259.42	375.35	0.69	0.059 3	0.002 1	576.0	0.322 6	0.012 5	283.9	0.039 4	0.000 6	249.0	86

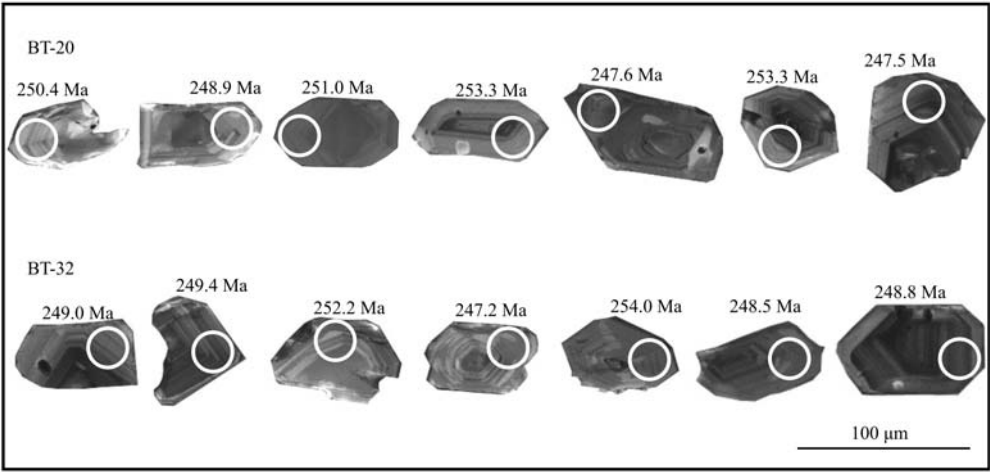


图 7 凝灰岩中锆石 LA-ICP-MS 选点位置及年龄图

Fig. 7 The location of LA-ICP-MS spots and age of the zircon in the tuff

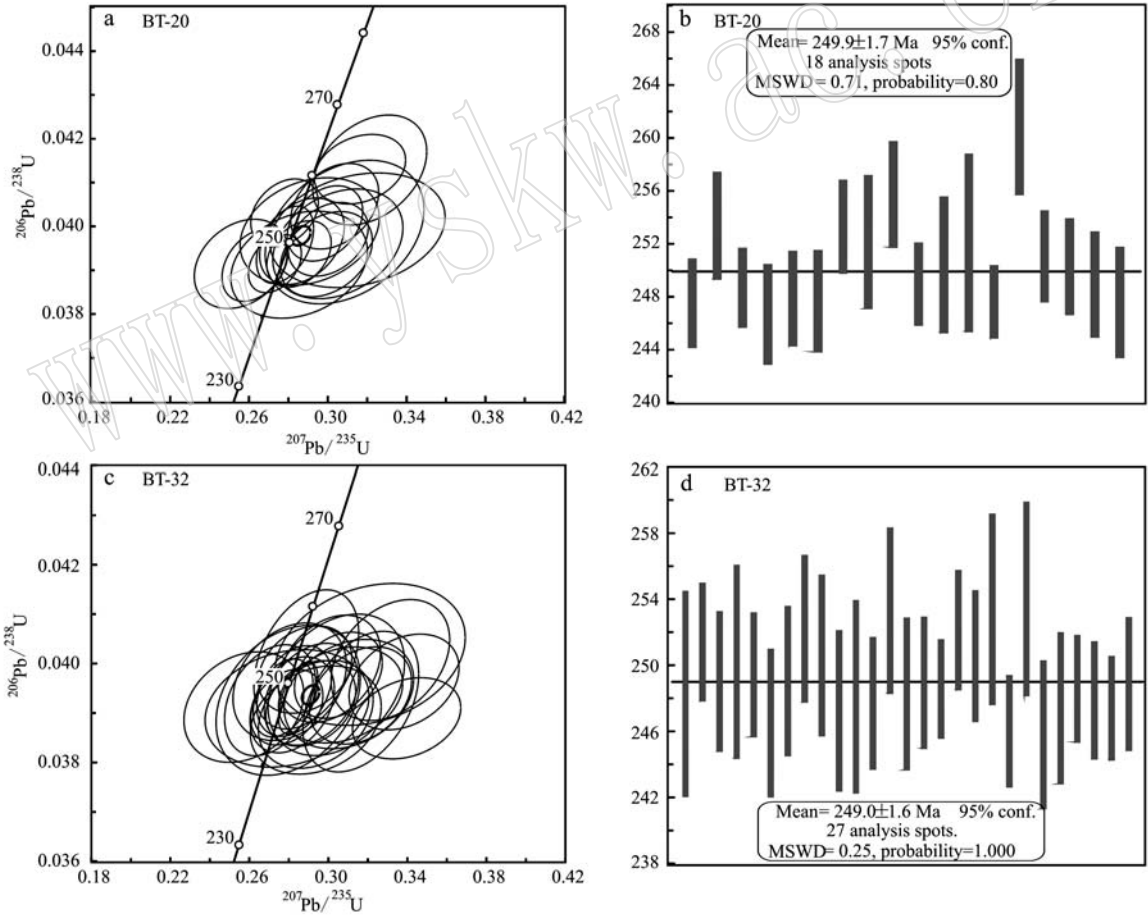


图 8 普安玄武岩质顶部凝灰岩锆石 U-Pb 谐和图

Fig. 8 Zircon U-Pb concordia diagrams of the tuff at the top of Pu'an basalt succession

分曲线与贵州玄武岩及大火成岩省高 Ti 玄武岩基本一致,但其表现出略微不同的 Eu 正异常特征。

普安玄武岩具有较低的 MgO 含量(4.25% ~

4.80%)、Ni 含量($60.6 \times 10^{-6} \sim 67.2 \times 10^{-6}$)以及 Cr 含量($65.7 \times 10^{-6} \sim 79.9 \times 10^{-6}$),表明岩浆不是来源于与地幔橄榄岩相平衡的原始熔体,而是经历了一定程度

的分离结晶作用。在主量、微量元素对 SiO_2 图解(图9)中, MgO 、 CaO 、 Al_2O_3 以及 Ni 含量均与 SiO_2 含量呈负相关, 而 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 值、 TiO_2 含量与 SiO_2 呈正相关关系, 表明岩浆结晶早期橄榄石、斜长石等矿物从熔体中结晶分离出来, 这与普安玄武岩中发育较多伊丁石斑晶一致(橄榄石的次生矿物)。另外, TiO_2 含量随

SiO_2 含量增加而增加, 也表明了分离结晶作用的发生 (Peate *et al.*, 1992; Peate and Hawkesworth, 1996)。在微量元素蛛网图中, 贵州普安玄武岩 Sr 显示较为明显的负异常特征, 可能与斜长石分离结晶作用有关。上述矿物学和主微量元素特征说明该区玄武岩形成经历了一定程度的分离结晶作用。

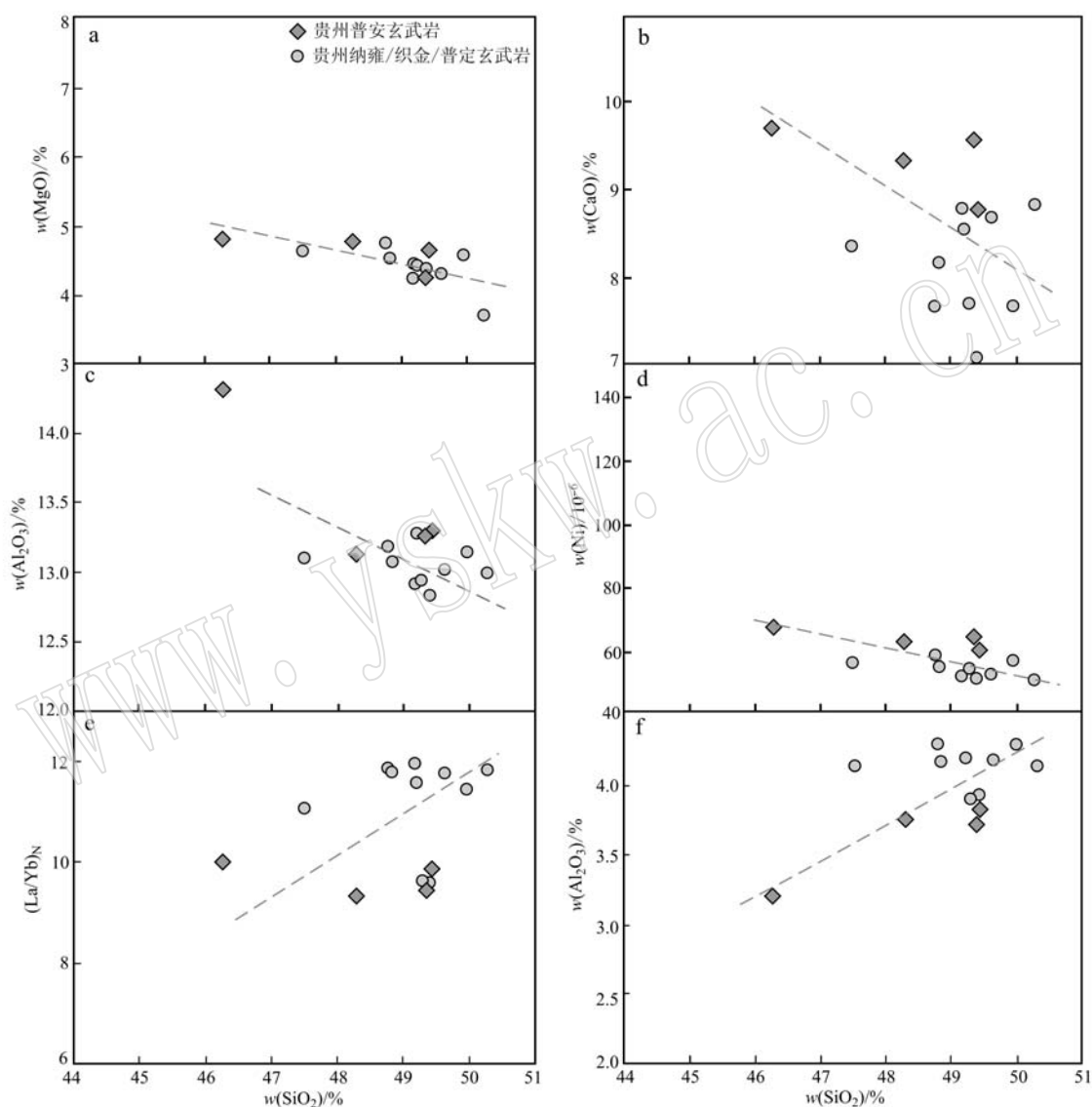


图9 玄武岩主量和微量元素对 SiO_2 图解(贵州地区玄武岩数据引自 Lai *et al.*, 2012)

Fig. 9 Major and trace elements variation versus SiO_2 of the Pu'an basalt (Guizhou basalt data after Lai *et al.*, 2012)

相对于典型 OIB 的 Zr/Nb 值 4.2 以及 Th/Nb 值 0.06 (Hofmann, 1988; Ionov *et al.*, 1997), 普安玄武岩的该比值更高, 分别为 7.52~11.17、0.13~0.17, 表明在岩浆上升过程中受到了少量地壳物质的混染 (Sun, 1980)。Th、Ta 对地壳混染作用敏感, 原始地幔 Th/Ta 值为 2.3, 平均上地壳 Th/Ta 值 >10 (Con-

die, 1993), 地壳混染会导致 Th/Ta 值升高, 该区玄武岩 Th/Ta 值除样品 BT-24 为 1.75 外, 其余为 2.36~2.40, 仅略大于原始地幔 Th/Ta 值 2.3, 显示仅有少量地壳物质的混染。另外, 起源于原始地幔热柱、没有或很少受到地壳物质混染的玄武岩, 其 $(\text{Th}/\text{Ta})_{\text{PM}}$ 、 $(\text{La}/\text{Nb})_{\text{PM}}$ 值均 <1, 普安玄武岩的该两

项比值分别为 0.85~1.16、1.15~1.27 (仅有 1 个样品<1), 结合微量元素蛛网图显示的弱 Nb 负异常特征 (图 6c), 表明其受地壳物质混染程度很小。

5.3 普安玄武岩源区特征

普安玄武岩及晶屑凝灰岩的稀土元素具有轻重稀土元素分馏明显、轻稀土元素富集的右倾型曲线模式, 与典型 OIB 稀土元素配分模式基本一致 (图 6a), 而区别于洋中脊玄武岩 (N-MORB)。玄武岩微量元素蛛网图中高场强元素 Ta、Zr、Hf 等未表现出负异常特征, 与 OIB 和大陆溢流玄武岩特征一致 (图 6c), 在 $\text{Th}/\text{Yb}-\text{Nb}/\text{Yb}$ 、 $\text{TiO}_2/\text{Yb}-\text{Nb}/\text{Yb}$ 图解 (图 10) 中, 普安玄武岩及贵州地区玄武岩也落入 OIB 区域附近, 表明其与 OIB 具有相似的地幔源区。

普安玄武岩 Nb 含量为 $24.2 \times 10^{-6} \sim 37.5 \times 10^{-6}$,

Zr 含量为 $181 \times 10^{-6} \sim 419 \times 10^{-6}$, 相比 N-MORB ($\text{Nb}=2.33 \times 10^{-6}$, $\text{Zr}=74 \times 10^{-6}$) 更高, 而与 OIB ($\text{Nb}=48 \times 10^{-6}$, $\text{Zr}=280 \times 10^{-6}$) 更为接近, 表明其源区是富集的 (Sun and McDonough, 1989)。此外, 通常 La 和 Nb 在岩浆熔体演化过程中行为相似, 且在地幔中的丰度和分配系数相近, 原始地幔来源的交代熔体 La/Nb 值为 0.53, 而 MORB 来源交代熔体为 1.02 (McKenzie and O'Ninos, 1995), 普安玄武岩具有较高的 La/Nb 值 (1.10~1.22), 表明其源区具有交代特征。在微量元素蛛网图中 (图 6c), 普安玄武岩大离子亲石元素 Ba 强烈富集, 高场强元素 Ta、Hf、U 等富集, 显示富集不相容元素。上述微量元素特征显示普安玄武岩源区具交代富集特征。

La/Sm-Sm/Yb 图解受分离结晶作用影响较

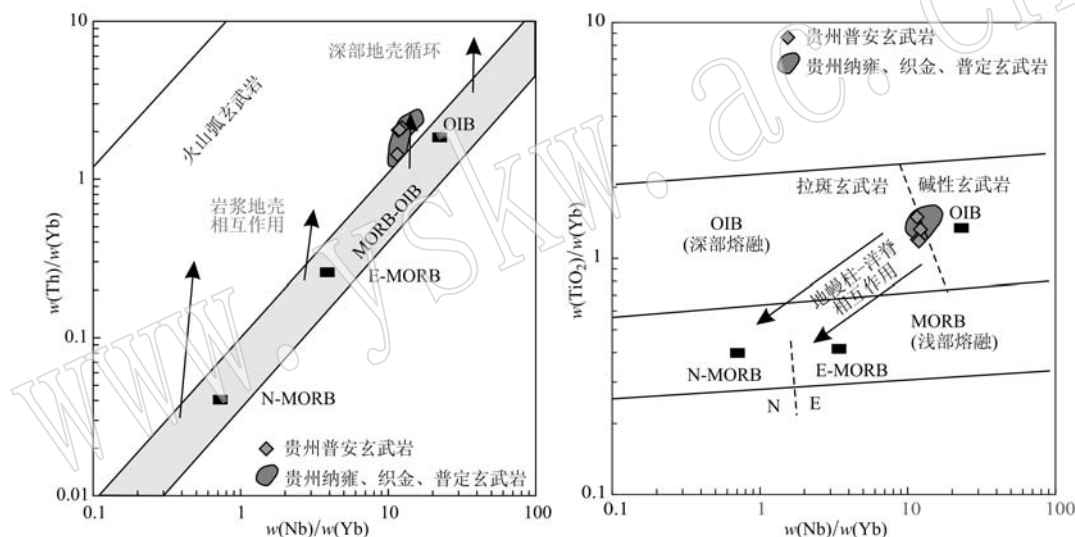


图 10 普安玄武岩 $\text{Th}/\text{Yb}-\text{Nb}/\text{Yb}$ 与 $\text{TiO}_2/\text{Yb}-\text{Nb}/\text{Yb}$ 图解 (贵州玄武岩数据来自 Lai *et al.*, 2012)

Fig. 10 $\text{Th}/\text{Yb}-\text{Nb}/\text{Yb}$ and $\text{TiO}_2/\text{Yb}-\text{Nb}/\text{Yb}$ diagrams of Pu'an basalt (Guizhou basalt data after Lai *et al.*, 2012)

OIB—洋岛型玄武岩; N-MORB—洋中脊玄武岩; E-MORB—富集型洋中脊玄武岩

OIB—ocean island basalt; N-MORB—normal mid ocean ridge basalt; E-MORB—enrichment mid ocean island basalt

小, 可以用来指示岩浆源区性质、部分熔融程度以及受地壳混染作用程度。前已述及普安玄武岩的形成仅受到轻微地壳物质混染。在 La/Sm-Sm/Yb 图解中, 普安玄武岩与贵州水城、织金、黑石头地区碱性玄武岩一致, 基本落在石榴石橄榄岩组成的原始地幔熔融线附近, 表明源区为由接近原始地幔成分的石榴石橄榄岩较低程度部分熔融形成 (图 11a)。同时, 由于石榴石中 Yb、Y 为相容元素而 La 和 Sm 为不相容元素, 因而在部分熔融中, La/Yb 和 Sm/Yb 将会发生强烈的分馏。在尖晶石稳定的体系中, 部分熔融作用会导致 La/Yb 仅发生弱的分馏, Sm/Yb 基

本不分馏 (White and McKenzie, 1995; Yaxley, 2000; Xu *et al.*, 2005), 因此, La/Yb 与 Sm/Yb 通常被用来区分尖晶石橄榄岩和石榴石橄榄岩的熔融。在 Sm/Yb 与 La/Yb 图解中, 普安玄武岩与贵州其他地区玄武岩 (含碱性玄武岩) 均落在石榴石橄榄岩熔融曲线上 (图 5、11b), 且部分熔融程度为 ~10%, 暗示该区玄武岩源区可能是石榴石橄榄岩低程度部分熔融, 与 Shellnutt 等 (2011) 提出攀西地区高 Ti 玄武岩为石榴石橄榄岩低程度部分熔融一致。综上所述, 普安玄武岩源区可能为受交代的石榴石地幔橄榄岩。

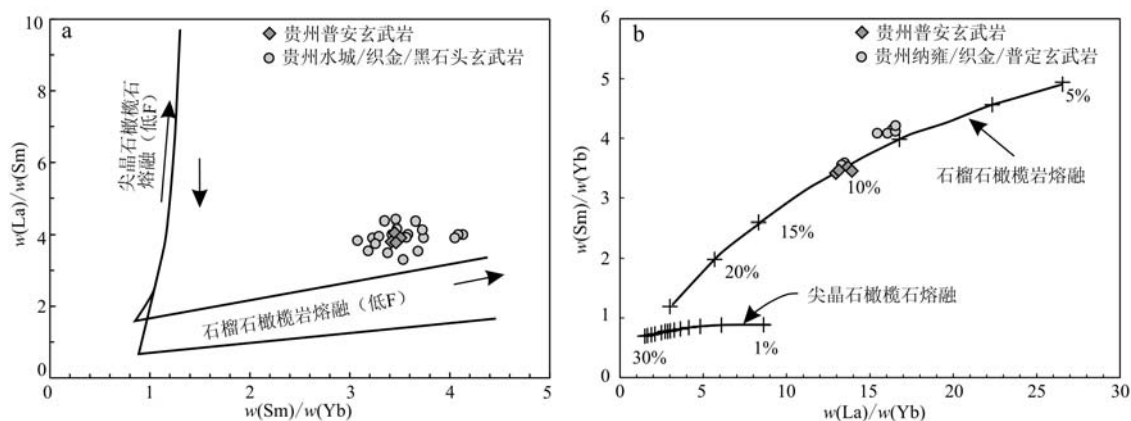


图 11 普安玄武岩 $\text{La}/\text{Sm}-\text{Sm}/\text{Yb}$ 和 $\text{Sm}/\text{Yb}-\text{La}/\text{Yb}$ 图解(贵州地区玄武岩数据来自 Lai *et al.*, 2012; 廖宝丽等, 2012)

Fig. 11 $\text{La}/\text{Sm}-\text{Sm}/\text{Yb}$ and $\text{Sm}/\text{Yb}-\text{La}/\text{Yb}$ diagrams of Pu'an basalt (Guizhou basalt data after Lai *et al.*, 2012; Liao Baoli *et al.*, 2012)

5.4 峨眉山大火成岩省火山活动时限

关于峨眉山大火成岩省火山活动时限问题,前人开展了大量年代学研究,主流观点认为其主喷发期在 ~ 260 Ma (Zhou *et al.*, 2002; Zhong and Zhu, 2006; He *et al.*, 2007; Tao *et al.*, 2009),但对于火山活动的起止时间还存在争议。下伏于峨眉山溢流玄武岩的长英质火山灰中锆石 LA-ICP-MS U-Pb 测年结果显示溢流玄武岩的形成始于 ~ 260 Ma (Huang *et al.*, 2016, 2018),高 Ti 溢流玄武岩中斜长石 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 测年数据也支持这一观点 (260.1 ± 1.2 Ma; Li *et al.*, 2018)。但溢流玄武岩之下存在大量海底枕状玄武岩,表明火山喷发时间要早于 260 Ma,来自牙形石生物地层学的证据也显示火山活动的起始时间应早于 260 Ma (Sun *et al.*, 2010; Ogg *et al.*, 2016),并且侵入下泥盆统灰岩的大火成岩省超基性-基性岩脉年龄为 262 ± 3 Ma (Guo *et al.*, 2004)。最近对夹持于茅口组灰岩与溢流玄武岩之间的基性粘土岩中锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年代学研究显示,峨眉山大火成岩省火山活动的可能启动于 ~ 262 Ma (底部粘土岩锆石年龄 262.5 ± 2.3 Ma,顶部 261.6 ± 2.4 Ma),且 262~260 Ma 年龄代表峨眉山大火成岩省火山活动早期的海底喷发事件 (Yan *et al.*, 2020)。

对峨眉山大火成岩省火山活动的结束时间争议较大。来自大火成岩省西区宾川地区的峨眉山玄武岩顶部长英质熔结凝灰岩和东区玄武岩火山序列顶部凝灰岩中锆石化学剥蚀-热电离质谱 (CA-TIMS) U-Pb 测年结果,将大火成岩省火山活动的结束时间

限定在 259.51 ± 0.21 Ma (Zhong *et al.*, 2011; Yang *et al.*, 2018)。而 Li 等 (2016) 对云南富民地区代表岩浆作用晚期产物的基性岩墙开展了锆石 SHRIMP U-Pb 定年,获得了 257.3 ± 2 Ma 成岩年龄。另外,大火成岩省东区宣威组底部碎屑沉积岩内锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 257 ± 4 Ma (He *et al.*, 2007),越南北部峨眉山玄武岩顶部的 Tu Le 流纹岩以及 Phan Si Pan 岩体内锆石 CA-ID-TIMS U-Pb 年龄为 257.9 ± 0.3 Ma ~ 256.3 ± 0.4 Ma (Shellnutt *et al.*, 2020),攀西地区与峨眉山山地幔柱有关的杂岩体锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄为 259.8 ± 1.6 Ma ~ 255.4 ± 3.1 Ma (Zhong *et al.*, 2020),黔西莲花山地区金矿玄武岩中锆石 SIMS U-Pb 测年结果为 257.5 ± 3.7 和 255.1 ± 1.7 Ma (Zhu *et al.*, 2020),上述研究将 257~255 Ma 作为峨眉山大火成岩省火山活动结束的时间。此外,还有学者报道了更年轻的年龄数据,如桂西阳圩峨眉山玄武岩剖面上部玄武岩全岩 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 及锆石 SHRIMP U-Pb 年龄分别为 253.6 ± 0.4 和 253.7 ± 6.1 Ma (范蔚茗等, 2004),Lo 等 (2002) 报道了大火成岩省西区峨眉山玄武岩全岩 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 与正长岩中黑云母 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 年龄为 $252.8 \sim 251.2$ Ma (σ 值为 $\pm 1.3 \sim 1.6$ Ma),贵州盘县峨眉山玄武岩顶部凝灰岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄为 251.0 ± 1 Ma (朱江等, 2011),将峨眉山大火成岩省火山活动时限大大延续到二叠、三叠界限附近。

本文对峨眉山大火成岩省东区贵州普安玄武岩系顶部晶屑凝灰岩和沉火山角砾凝灰岩开展测年,获得锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄约为 250 Ma,与部分

研究者对峨眉山玄武岩喷发时间上限结果一致。上述年代学研究结果显示,尽管峨眉山大火成岩省火山活动的主喷发期为 260 Ma,且巨量火山物质的绝大部分在该时间前后 1~2 Ma (<3 Ma) 内完成了喷发 (Ali *et al.*, 2002; 张招崇, 2009; Liu *et al.*, 2012),但由于所处峨眉山地幔柱部位不同,大火成岩省整个火山活动的起止时间可能存在较大变化范围,最早启动时间可在 ~262 Ma,而局部地区岩浆活动的消亡时间可为 ~250 Ma。

5.5 与峨眉山地幔柱的关系

Xu 等 (2001, 2004)、He 等 (2003) 对峨眉山大火成岩省不同地区玄武岩进行了典型剖面 and 地球化学研究,提出了高 Ti、低 Ti 玄武岩的时空分布规律以及与峨眉山地幔柱的关系。研究认为西区(茅口组灰岩差异剥蚀分带的内带)岩性从下到上总体可分为高 Ti 玄武岩→低 Ti 玄武岩→高 Ti 玄武岩,但高 Ti 玄武岩较少,低 Ti 玄武岩占绝大部分,且该区巨厚的低 Ti 熔岩记录了峨眉山溢流玄武岩的主要喷发事件,为地幔柱岩浆活动早期中心部位(地幔柱头部)使岩石圈浅部(<60 km)拉张减薄导致地幔上涌、高程度部分熔融的产物(16%),而该区相对少量的上覆于低 Ti 玄武岩之上的高 Ti 玄武岩形成于地幔柱活动相对较弱的消亡期。与大火成岩省西区明显不同,东区(茅口组灰岩差异剥蚀分带的过渡带与外带)以高 Ti 玄武岩占绝对优势,且该区高 Ti 玄武岩为地幔低程度部分熔融的产物(10%),可能形成于地幔柱的边部、岩石圈更厚(>80 km,石榴石稳定区)的区域。

贵州普安玄武岩系位于峨眉山大火成岩省东区,成岩时代为二、三叠之交,主微量元素特征与大火成岩省高 Ti 玄武岩相似,岩石学、年代学和地球化学均表明其应属于大火成岩省,且形成于峨眉山地幔柱的边部(Xu *et al.*, 2001; Xiao *et al.*, 2004; Lai *et al.*, 2012)。另外,普安玄武岩以碱性玄武岩为主,与大火成岩省东区贵州水城、西区云南东川等地发现的、与拉斑玄武岩交替出现的碱性玄武岩及火山碎屑岩性质相同(Song *et al.*, 2008; Qi and Zhou, 2008; 廖宝丽等, 2012)。这类碱性玄武质岩石在夏威夷、印度 Deccan 等大火成岩省也有发育,一般形成于 80~100 km 的软流圈地幔,具低地热温度、低程度部分熔融、高压环境和快速上升的特征(万渝生等, 1995),代表火山作用早期或晚期的产物。普安玄武岩形成时处于峨眉山地幔柱边部,由于地幔

柱头部导致云南宾川、丽江等地抬升形成穹隆构造核心(He *et al.*, 2003; 张招崇等, 2006),而位于地幔柱边部的贵州地区玄武质岩石形成深度则较大,压力也大。另外,随着距离地幔柱头部较远温度降低,这些条件都有利于碱性玄武质岩石的形成,因而在大火成岩省东区、峨眉山地幔柱边部的贵州地区形成了碱性玄武岩及火山碎屑岩。

6 结论

(1) 贵州普安玄武岩系位于峨眉山大火成岩省东区,岩石类型从底到顶总体为火山角砾岩→玄武岩→凝灰岩,反映了该区具有以爆发相火山角砾岩为主的第 1 旋回、以溢流相玄武岩为主的第 2 旋回以及以火山沉积相凝灰岩为主的第 3 旋回。

(2) 峨眉山大火成岩省主体火山活动时间为 ~260 Ma,来自大火成岩省东区玄武岩系顶部凝灰岩锆石 U-Pb 测年结果将大火成岩省火山活动的上限年龄限定在 ~250 Ma。

(3) 该区玄武岩以高 Ti 玄武岩为主,属于碱性玄武岩系列。玄武岩稀土元素球粒陨石标准化为轻稀土元素富集的右倾曲线模式,微量元素具有 Rb 和 Sr 亏损、Ba 富集等特征,与贵州地区玄武岩、峨眉山大火成岩省西区高 Ti 玄武岩以及 OIB 地球化学特征一致。

(4) 普安玄武岩源区可能为受交代的石榴石地幔橄榄岩,由深部地幔柱上升至石榴石橄榄岩稳定区时部分熔融产生的熔融体和富集交代流体的大陆岩石圈地幔混合形成,岩浆上升运移过程中地壳混染程度较小,发生了一定程度的分离结晶作用。

(5) 相比于峨眉山大火成岩省西区玄武岩形成于地幔柱中心部位,东区玄武岩形成于峨眉山地幔柱边部埋深较大、低程度部分熔融以及高压的环境。

致谢 中国地质科学院矿产资源研究所的马星华研究员与作者进行了有益讨论,侯可军研究员在凝灰岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 测年工作中给予了指导,中国地质大学(北京)的张志强博士、郭申祥硕士、葛锐硕士以及贵州省地矿局 106 地质大队朱永红工程技术应用研究员、李源洪工程师、陈海高级工程师、张石竹、朱生等地质技术人员参与了部分野外工作,在此一并致谢。

References

- Ali J R, Thompson G M, Song X, *et al.* 2002. Emeishan Basalts (SW China) and the “end-Guadalupian” crisis: Magnetobiostratigraphic constraints[J]. *Journal of the Geological Society*, 159(1): 21~29.
- Ali J R, Thompson G M, Zhou M F, *et al.* 2005. Emeishan large igneous province, SW China[J]. *Lithos*, 79: 475~489.
- Andersen T. 2002. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb [J]. *Chemical Geology*, 192: 59~79.
- Chen Maohong, Xie Xianyang and Ma Kezhong. 2018. Research on Lithology and stratigraphy conditions of fault-controlled orebody in Nibao carlin-type gold deposit, Guizhou Province [J]. *Gold Science and Technology*, 26(2): 131~142(in Chinese with English abstract).
- Coffin M F and Eldholm O. 1994. Large igneous provinces: Crustal structure, dimensions, and external consequences [J]. *Reviews of Geophysics*, 32(1): 1~36.
- Coffin M F and Eldholm O. 2001. Large igneous provinces: Progenitors of some ophiolites? [A]. Ernst R E and Buchan K L. *Mantle Plumes: Their Identification Through Time* [C]. Geological Society of America, 59~70.
- Condie K C. 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales [J]. *Chemical Geology*, 104: 1~37.
- Ernst R E. 2021. Large igneous provinces [J]. *Encyclopedia of Geology* (Second Edition), 60~68.
- Ernst R E, Buchan K L and Campbell I H. 2005. Frontiers in Large Igneous Province research [J]. *Lithos*, 79: 271~297.
- Fan Weiming, Wang Yuejun, Peng Toupeng, *et al.* 2004. The Ar-Ar and U-Pb chronology of Late Paleozoic basalts in western Guangxi and their constraints on the eruption age of Emeishan basalt [J]. *Chinese Science Bulletin*, 49: 1 892~1 900(in Chinese).
- Guizhou Bureau of Geology and Mineral Resources. 1987. *Regional Geology of Guizhou* [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1~95(in Chinese with English abstract).
- Guizhou Bureau of Geology and Mineral Resources. 1997. *A Comparative Study of Multiple Stratum Divisions in Guizhou Province* [M]. Wuhan: China University of Geosciences Press, 191~192 (in Chinese).
- Guo F, Fan W M, Wang Y J, *et al.* 2004. When did the Emeishan plume activity start? Geochronological evidence from ultramafic-mafic dikes in southwestern China [J]. *International Geology Review*, 46: 226~234.
- Hanski E, Walker R J, Huhma H, *et al.* 2004. Origin of the Permian-Triassic komatiites, northwestern Vietnam [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 147: 453~469.
- 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: 391~405.
- He B, Xu Y G, Huang L X, *et al.* 2007. Age and duration of the Emeishan flood volcanism, SW China: Geochemistry and SHRIMP zircon U-Pb dating of silicic ignimbrites, post-volcanic Xuanwei Formation and clay tuff at the Chaotian section [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 255: 306~323.
- Hofmann A W. 1988. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 90: 297~314.
- Huang H, Cawood P A, Hou M C, *et al.* 2016. Silicic ash beds bracket Emeishan large igneous province to <1 m. y. at ~260 Ma [J]. *Lithos*, 264: 17~27.
- Huang H, Cawood P A, Hou M C, *et al.* 2018. Provenance of late Permian volcanic ash beds in South China: Implications for the age of Emeishan volcanism and its link age to climate cooling [J]. *Lithos*, 314~315: 293~306.
- Huang Kainian. 1986. *The Petrogeochemical Characteristics and Tectonic Significance of the Emeishan Basalt in Southwest of China* [D]. Beijing: Institute of Geology, Chinese Academy of Sciences, 173(in Chinese with English abstract).
- Ionov D A, Griffin W L and O'Reilly S Y. 1997. Volatile-bearing minerals and lithophile trace elements in the upper mantle [J]. *Chemical Geology*, 141: 153~184.
- Jerram D A, Widdowson M, Wignall P B, *et al.* 2016. Submarine paleoenvironments during Emeishan flood basalt volcanism, SW China: Implications for plume-lithosphere interaction during the Capitanian, middle Permian (“end Guadalupian”) extinction event [J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 441: 65~73.
- Ji Xingzhong, Chen Maohong, Liu Xu, *et al.* 2018. Structure analysis and structural ore-controlling role of Nibao gold deposit in southwestern Guizhou Province [J]. *Mineral Deposits*, 37(6): 1 296~1 318(in Chinese with English abstract).
- Lai S C, Qin J F, Li Y F, *et al.* 2012. Permian high Ti/Y basalts from the eastern part of the Emeishan Large Igneous Province, southwestern China: Petrogenesis and tectonic implications [J]. *Journal of Asian*

- Earth Sciences, 47: 216~230.
- Li H B, Zhang Z C, Santosh M, *et al.* 2016. Late Permian basalts in the northwestern margin of the Emeishan Large Igneous Province: Implications for the origin of the Songpan-Ganzi terrane[J]. *Lithos*, 256~257: 75~87.
- Li Y J, He H Y, Ivanov A V, *et al.* 2018. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of the onset of high-Ti phase of the Emeishan volcanism strengthens the link with the end-Guadalupean mass extinction[J]. *International Geology Review*, 60(15): 1 906~1 917.
- Liao Baoli, Zhang Zhaochong, Kou Caihua, *et al.* 2012. Geochemistry of the Shuicheng Permian sodium trachybasalts in Guizhou Province and constraints on the mantle sources[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 28(4): 1 238~1 250(in Chinese with English abstract).
- Liu C, Pan Y and Zhu R. 2012. New paleomagnetic investigations of the Emeishan basalts in NE Yunnan, southwestern China: Constraints on eruption history[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 52: 88~97.
- Lo C H, Chung S L, Lee T Y, *et al.* 2002. Age of the Emeishan flood magmatism and relations to Permian-Triassic boundary events[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 198: 449~458.
- McKenzie D and O'Nions K. 1995. The source regions of Ocean Island Basalts[J]. *Journal of Petrology*, 36(1): 133~159.
- Ogg J G, Ogg G M and Gradstein F M. 2016. The Concise Geologic Time Scale[M]. Amsterdam: Elsevier, 123~124.
- Peate D W and Hawkesworth C J. 1996. Lithospheric to asthenospheric transition in Low-Ti flood basalts from southern Parana, Brazil [J]. *Chemical Geology*, 127: 1~24.
- Peate D W, Hawkesworth C J and Mantovani M S M. 1992. Chemical stratigraphy of the Parani lavas (South America): Classification of magma types and their spatial distribution[J]. *Bulletin of Volcanology*, 55: 119~139.
- Qi Liansu, He Yannan, Qi Jie, *et al.* 2014. New cognizance of orebody type and formation mechanism of Nibao gold deposit in Guizhou[J]. *Guizhou Geology*, 31(2): 109~115 (in Chinese with English abstract).
- Qi L and Zhou M F. 2008. Platinum-group elemental and Sr-Nd-Os isotopic geochemistry of Permian Emeishan flood basalts in Guizhou Province, SW China[J]. *Chemical Geology*, 248: 83~103.
- Shellnutt J G and 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: 85~95.
- Shellnutt J G, Pham T T, Denysyn S W, *et al.* 2020. Magmatic duration of the Emeishan large igneous province: Insight from northern Vietnam [J]. *Geology*, 10. 1130/g47076. 1.
- Shen Qihan. 2009. The recommendation of a systematic list of mineral abbreviations[J]. *Acta Petrologica et Minerologica*, 28(5): 495~500 (in Chinese with English abstract).
- Sichuan Bureau of Geology and Mineral Resources. 1991. Regional Geology of Sichuan Province[M]. Beijing: Geological Publishing House, 242~281(in Chinese).
- Song Xieyan, Hou Zengqian, Cao Zhimin, *et al.* 2001. Geochemical characteristics and period of the Emei igneous province[J]. *Acta Geologica Sinica*, 75(4): 498~506(in Chinese with English abstract).
- Song X Y, Qi H W, Robinson P T, *et al.* 2008. Melting of the subcontinental lithospheric mantle by the Emeishan mantle plume: Evidence from the basal alkaline basalts in Dongchuan, Yunnan, Southwestern China[J]. *Lithos*, 100: 93~111.
- Sun S S. 1980. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-oceanic ridges, ocean islands and island arcs [J]. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, A297: 409~445.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes [A]. Saunders A D and Norry M J. *Magmatism in the Ocean Basins* [C]. Spec. Publ., 42, Geol. Soc., London: 313~345.
- Sun Y D, Lai X L, Wignall P B, *et al.* 2010. Dating the onset and nature of the Middle Permian Emeishan large igneous province eruptions in SW China using conodont biostratigraphy and its bearing on mantle plume uplift models[J]. *Lithos*, 119: 20~33.
- Tao Y, Ma Y S, Miao L C, *et al.* 2009. SHRIMP U-Pb zircon age of the Jinbaoshan ultramafic intrusion, Yunnan Province, SW China[J]. *Chinese Science Bulletin*, 54(1): 168~172.
- Wan Yusheng, Wu Jiashan and Geng Yuansheng. 1995. The time limit of the formation of alkaline basalts and its geological significance[J]. *Acta Geoscientia Sinica*, 17(4): 365~374(in Chinese with English abstract).
- Wang Pujun, Wu Heyong, Pang Yanming, *et al.* 2006. Volcanic facies of the Songliao basin: Sequence, model and the quantitative relationship with porosity & permeability of the volcanic reservoir[J]. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 36(5): 805~812(in Chinese with English abstract).
- Wang Yangeng and Wang Shangyan. 2003. Emeishan Large Igneous Provinces and basalt copper deposits: An example from Permian basalt areas in Guizhou[J]. *Guizhou Geology*, 20(1): 5~11(in Chinese with English abstract).
- White R S and McKenzie D. 1995. Mantle plumes and flood basalts[J].

- Journal of Geophysical Research, 100: 17 543~17 585.
- Wignall P B. 2001. Large igneous provinces and mass extinctions[J]. Earth-Science Reviews, 53(1~2): 1~33.
- Wignall P B, Sun Y D, Bond D P G, *et al.* 2009. Volcanism, mass extinction, and carbon isotope fluctuations in the Middle Permian of China[J]. Science, 1 179~1 182.
- Wu S Y, Hou L, Jowitt S M, *et al.* 2019. Geochronology, geochemistry and petrogenesis of Late Triassic dolerites associated with the Nibao gold deposit, Youjiang Basin, southwestern China: Implications for post-collisional magmatism and its relationships with Carlin-like gold mineralization[J]. Ore Geology Reviews, 111: 1~18.
- Xiao L, Xu Y G, Chung S L, *et al.* 2003. Chemostratigraphic correlation of upper Permian lava succession from Yunnan Province, China: Extent of the Emeishan Large Igneous Province[J]. International Geologic Review, 45(8): 753~766.
- 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: 525~546.
- 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: 145~168.
- Xu Y G, He B, Chuang S L, *et al.* 2004. Geologic, geochemical, and geophysical consequences of plume involvement in the Emeishan flood-basalt province[J]. Geology, 32(10): 917~920.
- Xu Yigang, He Bin, Luo Zhenyu, *et al.* 2013. Study on mantle plume and large igneous provinces in China: An overview and perspectives [J]. Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, 32(1): 25~39(in Chinese with English abstract).
- Xu Y G, Ma J L, Frey F A, *et al.* 2005. Role of lithosphere-asthenosphere interaction in the genesis of Quaternary alkali and tholeiitic basalts from Datong, western North China Craton[J]. Chemical Geology, 224(4): 247~271.
- Xu Yigang and Zhong Sunlin. 2001. The Emeishan large igneous province: Evidence for mantle plume activity and melting conditions[J]. Geochimica, 30(1): 1~9(in Chinese with English abstract).
- Yan H, Pi D H, Jiang S Y, *et al.* 2020. New constraints on the onset age of the Emeishan LIP volcanism and implications for the Guadalupian mass extinction[J]. Lithos, 360~361, doi. org/10. 1016/j. lithos. 2020. 105441.
- Yang J H, Cawood P A, Du Y S, *et al.* 2018. Early Wuchiapingian cooling linked to Emeishan basaltic weathering ? [J]. Earth and Planetary Science Letters, 492: 102~111.
- Yaxley G M. 2000. Experimental study of the phase and melting relations of homogeneous basalt + peridotite mixtures and implications for the petrogenesis of flood basalts[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 139: 326~338.
- Zhang Yueqiao, Xu Xianbing, Jia Dong, *et al.* 2009. Deformation record of the change from Indosinian collision-related tectonic system to Yanshanian subduction-related tectonic system in South China during the Early Mesozoic[J]. Earth Science Frontiers, 16(1): 234~247(in Chinese with English abstract).
- Zhang Yunxiang, Luo Yaonan and Yang Chongxi. 1988. Panxi Rifting [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1~466(in Chinese).
- Zhang Zhaochong. 2009. A discussion on some important problems concerning the Emeishan large igneous province[J]. Geology in China, 36(3): 634~646(in Chinese with English abstract).
- Zhang Zhaochong, John J M, Wang Fusheng, *et al.* 2006. Geochemistry of picritic and associated basalt flows of the western Emeishan flood basalt province, China, evidence for a plume-head origin[J]. Acta Petrologica Sinica, 22(6): 1538~1 552(in Chinese with English abstract).
- Zhang Zhaochong, Wang Fusheng, Fan Weiming, *et al.* 2001. A discuss on some problems concerning the study of the Emeishan basalt [J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 20(3): 239~246(in Chinese with English abstract).
- Zhao Yazeng. 1929. Sichuan Geological Survey Report[M]. Geological Collection of China Geological Survey(in Chinese).
- Zhong H, Campbell I H, Zhu W G, *et al.* 2011. Timing and source constraints on the relationship between mafic and felsic intrusions in the Emeishan large igneous province [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 75(5): 1 374~1 395.
- Zhong H and Zhu W G. 2006. Geochronology of layered mafic intrusions from the Pan-Xi area in the Emeishan large igneous province, SW China[J]. Mineralium Deposita, 41: 599~606.
- Zhong Y T, Mundil R, 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, 10. 1130/b35464. 1.
- Zhou M F, Malpas J, Song S Y, *et al.* 2002. A temporal link between the Emeishan large igneous province (SW China) and the end-Guadalupian mass extinction[J]. Earth and Planetary Science Letters, 196: 113~122.
- Zhu J, Zhang Z C, Reichow M K, *et al.* 2018. Weak vertical surface movement caused by the ascent of the Emeishan mantle anomaly[J]. JGR Solid Earth, 123 (2): 1 018~1 034.
- Zhu Jiang, Zhang Zhaochong, Hou Tong, *et al.* 2011. LA-ICP-MS zircon

- U-Pb geochronology of the tuffs on the uppermost of the Emeishan basalt succession in Panxian County, Guizhou Province: Constraints on genetic link between Emeishan large igneous province and the mass extinction[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 27(9): 2 743~2 751 (in Chinese with English abstract).
- Zhu J, Zhang Z C, Santosh M, *et al.* 2020. Carlin-style gold province linked to the extinct Emeishan plume[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 530(15): <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.115940>.
- ### 附中文参考文献
- 陈懋弘, 谢贤洋, 马克忠. 2018. 贵州泥堡卡林型金矿断控型矿体的地层和岩性条件研究[J]. *黄金科学技术*, 26(2): 131~142.
- 范蔚茗, 王岳军, 彭头平, 等. 2004. 桂西晚古生代玄武岩 Ar-Ar 和 U-Pb 年代学及其对峨眉山玄武岩省喷发时代的约束[J]. *科学通报*, 49: 1 892~1 900.
- 贵州省地质矿产局. 1987. 贵州区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1~95.
- 贵州省地质矿产局. 1997. 贵州省地层多重划分对比研究[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 191~192.
- 黄开年. 1986. 我国西南地区峨眉山玄武岩的岩石地球化学特征及其大地构造意义[D]. 北京: 中国科学院地质研究所, 173.
- 戢兴忠, 陈懋弘, 刘旭, 等. 2018. 黔西南泥堡金矿床构造解析及构造控矿作用[J]. *矿床地质*, 37(6): 1 296~1 318.
- 廖宝丽, 张招崇, 寇彩化, 等. 2012. 贵州水城二叠纪钠质粗面玄武岩的地球化学特征及其源区[J]. *岩石学报*, 28(4): 1 238~1 250.
- 祁连素, 何彦南, 祁杰, 等. 2014. 贵州省泥堡金矿床矿体类型及其形成机理的新认识[J]. *贵州地质*, 31(2): 109~115.
- 沈其韩. 2009. 推荐一个系统的矿物缩写表[J]. *岩石矿物学杂志*, 28(5): 495~500.
- 四川省地质矿产局. 1991. 四川省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 242~281.
- 宋谢炎, 侯增谦, 曹志敏, 等. 2001. 峨眉大火成岩省的岩石地球化学特征及时限[J]. *地质学报*, 75(4): 498~506.
- 万渝生, 伍家善, 耿元生. 1995. 碱性玄武岩形成的时限及其地质意义[J]. *地球学报*, 17(4): 365~374.
- 王璞珺, 吴河勇, 庞颜明, 等. 2006. 松辽盆地火山岩相: 相序、相模式与储层物性的定量关系[J]. *吉林大学学报(地球科学版)*, 36(5): 805~812.
- 王砚耕, 王尚彦. 2003. 峨眉山大火成岩省与玄武岩铜矿——以贵州二叠纪玄武岩分布区为例[J]. *贵州地质*, 20(1): 5~11.
- 徐义刚, 何斌, 罗震宇, 等. 2013. 我国大火成岩省和地幔柱研究进展与展望[J]. *矿物岩石地球化学通报*, 32(1): 25~39.
- 徐义刚, 钟孙霖. 2001. 峨眉山大火成岩省: 地幔柱活动的证据及其熔融条件[J]. *地球化学*, 30(1): 1~9.
- 张岳桥, 徐先兵, 贾东, 等. 2009. 华南早中生代从印支期碰撞构造体系向燕山期俯冲构造体系转换的形变记录[J]. *地学前缘*, 16(1): 234~247.
- 张云湘, 骆耀南, 杨崇喜. 1988. 攀西裂谷[M]. 北京: 地质出版社, 1~466.
- 张招崇. 2009. 关于峨眉山大火成岩省一些重要问题的讨论[J]. *中国地质*, 36(3): 634~646.
- 张招崇, John J M, 王福生, 等. 2006. 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: 地幔柱头部熔融的证据[J]. *岩石学报*, 22(6): 1 538~1 552.
- 张招崇, 王福生, 范蔚茗, 等. 2001. 峨眉山玄武岩研究中的一些问题的讨论[J]. *岩石矿物学杂志*, 20(3): 239~246.
- 赵亚曾. 1929. 四川地质调查报告[M]. 中国地质调查所地质汇编.
- 朱江, 张招崇, 侯通, 等. 2011. 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*, 27(9): 2 743~2 751.