

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

范蔚茗^① 王岳军^① 彭头平^① 苗来成^② 郭峰^①

(^①中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640; ^②中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029. E-mail: wmfan@cashq.ac.cn)

摘要 桂西一带呈层状、似层状产出的晚古生代玄武岩具有与峨眉山溢流玄武岩中高 Ti 玄武岩相似的元素-同位素地球化学组成。对区内典型火山岩剖面的关键层位玄武岩样品进行了高精度全岩 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 和 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年。结果表明, 阳圩剖面上部、玉凤和民安剖面下部玄武岩分别给出了 253.6 ± 0.4 , 255.4 ± 0.4 , 256.2 ± 0.8 Ma 的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 坪年龄。阳圩剖面上部玄武岩中锆石给出了 253.7 ± 6.1 Ma 的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄。结合峨眉山溢流玄武岩区已有年代学资料认为, 峨眉山大火成岩省最早启动于约 260 Ma, 该火成岩省的大规模快速喷发发生在 253~256 Ma, 251~253 Ma 的中酸性岩石代表该火成岩事件的晚期产物。峨眉山火成岩省自启动到消亡的时间范围变化于 251~260 Ma 间, 大致耦合于 Guadalupian 末与 P/Tr 边界的环境突变与生物绝灭。桂西晚古生代玄武岩精细年代学的确定为厘定峨眉山火成岩事件的主体喷发时代和理解峨眉山溢流玄武岩中高 Ti 玄武岩的时空格局和地幔柱动力学机制提供了资料。

关键词 同位素定年 锆石 玄武岩 地幔柱

在桂西的百色、隆林、田阳、巴马和滇东的富宁一带广泛发育呈层状或似层状产出的基性岩石。以往曾针对该套岩石开展过初步的岩相学和岩石地球化学研究, 但无论是对其岩性特征和形成时代、还是其岩石成因及其所揭示的构造背景均有着不同看法。如广西地矿局^[1]、贵州地矿局^[2]和云南地矿局^[3]认为其属一套层状、似层状侵入的华力西期辉绿-橄榄辉绿岩体(脉), 而吴浩若等人^[4]、王忠诚等人^[5]和张旗等人^[6]则认为是一套与深水沉积共生的早石炭世-早二叠世海相玄武岩。对其构造背景, 吴浩若等人^[4]和王忠诚等人^[5]认为其形成于大洋板内环境, 是特提斯东延的产物; 相反, 张旗等人^[6]则认为其形成与地幔柱作用关系密切。最新研究表明: 区内基性岩石为玄武岩或橄榄玄武岩^[4~6], 其 $\text{SiO}_2 = 44.65\% \sim 49.04\%$, $\text{MgO} = 5.06\% \sim 8.10\%$, $\text{FeO}_t = 11.40\% \sim 14.90\%$, $\text{P}_2\text{O}_5 = 0.33\% \sim 0.51\%$, $\text{TiO}_2 = 2.54\% \sim 3.58\%$, Nb-Ta 和 LILE 富集, $\text{Nb/La} = 0.79 \sim 0.97$, $\text{Ba/Nb} = 16 \sim 49$, $\text{Ce/Pb} = 15 \sim 39$, $\text{Nb/U} = 23 \sim 35$ ^[5,6](本课题组未刊资料), $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -0.35 \sim +1.86$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t) = 0.70479 \sim 0.70582$ (本课题组未刊资料)。其元素-同位素地球化学特征可对比于徐义刚等人^[7,8]称之为峨眉山高 Ti 玄武岩, 或张招崇等人^[9,10]的高 Ti 低 P 玄武岩, 其分布区域位于 He 等人^[11]所划分的、广布于我国西南贵州-四川-云南等地的^[12]峨眉

山大火成岩省(LIP)外部带及其外侧(图 1(a)), 其岩石地球化学及区域分布特征暗示上述岩石可能是峨眉山溢流玄武岩的一部分, 但是否能确认其为峨眉山 LIP 产物需要精细的年代学约束, 然而到目前为止这方面的研究工作尚没有得到很好的开展。

尽管近年针对峨眉山溢流玄武岩及相关岩石开展了一定的 SHRIMP 锆石 U-Pb 和 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代学研究, 但已有资料表明有关峨眉山 LIP 事件的 SHRIMP 锆石 U-Pb 研究主要有攀枝花新街超基性侵入岩体和川西盐源辉绿岩脉, 且分别给出了 259 ± 3 和 262 ± 3 Ma 的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄^[13,14]。这些定年对象只是峨眉山 LIP 事件的相关岩石, 而不是峨眉山溢流玄武岩本身。而针对峨眉山溢流玄武岩本身的年代学研究主要有全岩和矿物 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 同位素定年, 但由于扬子陆块西缘及其西南缘(如攀西一带)中-新生代期间构造热扰动强烈, 后期的热事件扰动对峨眉山玄武岩的叠加改造导致区内玄武岩样品给出了极大的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄变化区间(42~256 Ma)和复杂的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄谱系^[15~17]。也正因如此, Zhou 等人^[13]倾向于认为峨眉山 LIP 事件的主要活动时期在 256~259 Ma, 对应于 Guadalupian 末(约 258 Ma)的生物绝灭事件; 而 Lo 等人^[16]则认为峨眉山 LIP 事件的主喷发期在 251~253 Ma, 对应于二叠纪末~三叠纪初(P/Tr)

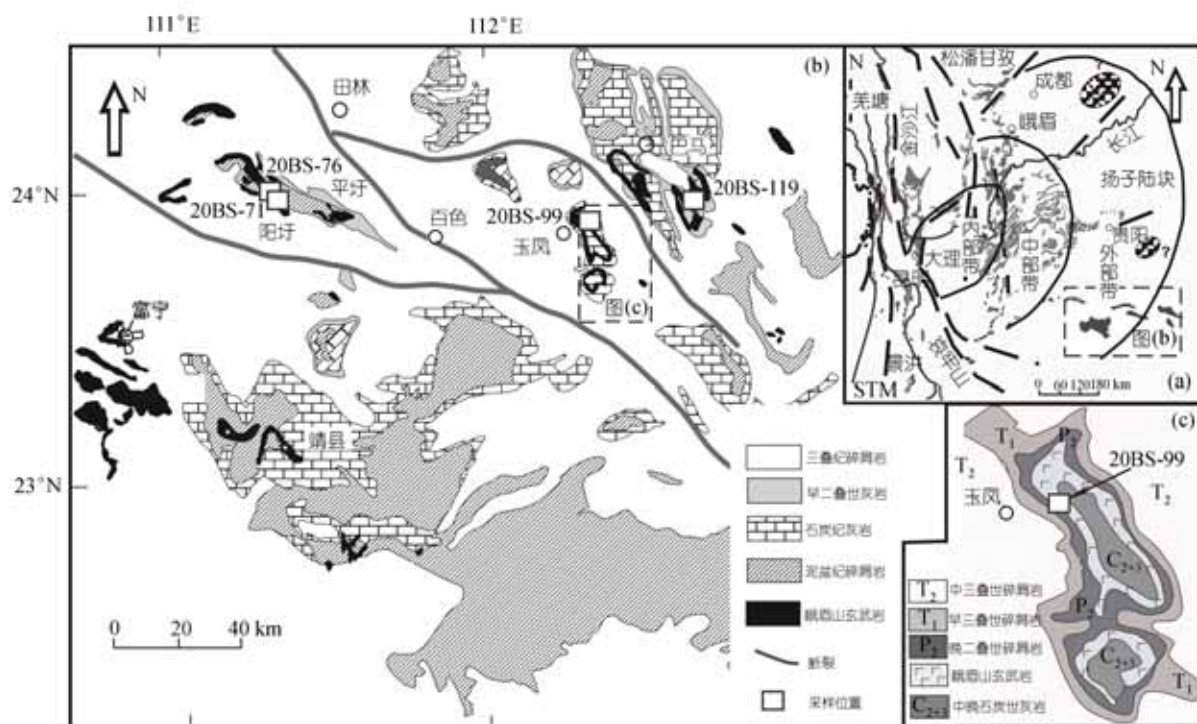


图 1 桂西晚古生代海相玄武岩分布地质图(据文献[1]修改)

(a) 峨眉山玄武岩分布图(引自文献[7, 11]); (b) 桂西地质图; (c) 田阳玉凤地区晚古生代海相玄武岩地质分布图

界线之交的全球生物大绝灭事件。然而已有研究表明尽管大火成岩事件的持续时间可达 10 Ma 以上, 但其主喷发期仅有几个百万年。因此精确限定峨眉山溢流玄武岩喷发的主要时期对理解峨眉山地幔柱动力学尤为关键, 同时也能为更好理解峨眉山地幔柱与二叠纪末的生物大灭绝事件间的联系提供重要依据。

桂西地区晚古生代玄武岩具峨眉山溢流玄武岩中高 Ti 玄武岩相似的岩石地球化学属性, 且相对远离俯冲/碰撞边界, 受中生代构造热事件叠加改造较弱, 是精细约束峨眉山 LIP 事件年代学的理想对象。为此本研究重点针对桂西地区典型晚古生代玄武岩剖面的关键层位样品开展了全岩 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 和 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学研究, 确认桂西-滇东晚古生代玄武岩是峨眉山溢流玄武岩的重要组成部分, 扩展了峨眉山 LIPs 的空间分布范围, 为更好理解峨眉山大火成岩事件的时空分布提供了新的直接资料, 也为联系峨眉山 LIP 事件与二叠纪末生物绝灭间的耦合关系提供了重要年代学证据。

1 地质背景和岩相学特征

桂西晚古生代玄武岩分布于右江一带, 主要出

露于西林-隆林、阳圩-八渡、巴马-义圩、那坡一带(图 1(b)), 类似的岩性组合在滇东和黔南地区也有广泛分布。与滇东-黔南玄武岩一样, 早期研究中这些岩石均被归入华力西期基性侵入岩, 被认为其主要岩性有辉绿岩、辉长辉绿岩、橄榄辉绿岩等[1-3], 期后吴浩若等人[4]、王忠诚等人[5]和张旗等人[6]则认为其为玄武岩、橄榄玄武岩和玄武质凝灰岩等, 是一套与硅质岩、碳酸盐岩或凝灰质浊积岩等深水沉积共生的晚古生代大洋板内玄武岩, 其顶底围岩一般发育含放射虫硅质岩或碳酸盐岩, 而在该火山岩系底部往往出现玄武质凝灰岩或玄武质火山角砾岩。火山熔岩层内常夹有硅质岩和黏土岩薄层, 区内火山岩厚约 50~400 m[4, 6]。已有资料表明桂西地区晚古生代火山岩在地质图上呈环状分布(图 1(b)~(c)), 成层状或似层状产出于四大寨组中部[2], 或假整合/平行不整合于早二叠世茅口灰岩之上或角度不整合于前二叠纪地层之上, 并为晚二叠世龙潭组/宣威组或早三叠世碎屑岩/碳酸盐岩角度不整合接触[1-3](图 1(b)~(c)和图 2)。

桂西晚古生代玄武岩以玄武岩或橄榄玄武岩为特征, 呈黑色或灰绿色, 致密块状构造, 以粒玄结构

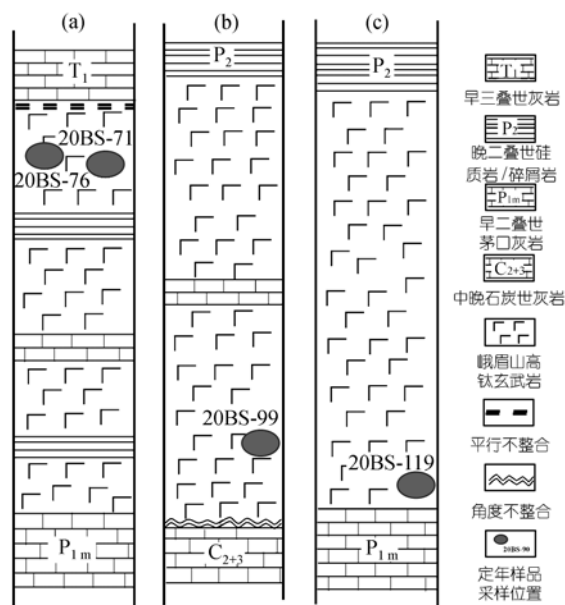


图2 桂西晚古生代海相玄武岩典型样品在百色阳圩(a)、田阳玉凤(b)和巴马民安剖面(c)采样层位示意图
其中20BS-71, 20BS-99, 20BS-119为 ^{40}Ar - ^{39}Ar 定年样品, 20BS-76为锆石 SHRIMP 定年样品

或辉绿结构为特征, 斑晶主要由 0.2~1.5 mm 普通辉石(5%~10%)、斜长石(5%~15%)组成, 巴马和田东玄武岩内含橄榄石斑晶(5%~7%), 基质具变余粗玄结构, 主要由斜长石(20%~40%)、普通辉石(8%~20%)、石英(2%~5%)、普通角闪石(1%~5%)、黑云母(1%~5%)和磁铁矿(3%~8%)等组成, 其中基质中斜长石呈细长条状或针状半定向排列, 主要为拉长石($An = 45\sim 60$); 而普通辉石则常以单晶或聚集体形式出现。

2 测试方法

将破碎至 40~60 目的定年样品约 0.2 g 用铝箔包裹, 锡箔屏蔽, 与参考标样一起置中国原子能科学研究院核反应堆照射, 瞬时中子通量为 $6.63 \times 10^{12} \text{ cm}^{-2}$, 积分中子通量为 $1.05 \times 10^{18} \text{ cm}^{-2}$, 照射时间 2627 min. 在超高真空析氦系统对样品用半导体化高频感应电炉加热熔样. 每个样品分 9~10 个阶段从 420~1450°C 加热, 氦经 5 埃分子筛、Cu-CuO (550°C)、海绵钛 (850°C) 和钛升华泵纯化后, 进入中国科学院地质与地球物理研究所 RGA-10 气体质谱仪上(英国 VSS 公司)进行静态 Ar 同位素测定. 实验室测定的大气 Ar 及 Ca, K 照射产生的 ^{36}Ar , ^{39}Ar , ^{40}Ar 干扰均经系统背景值和半衰期校正, Ar 纯化、校正因子及年龄计算方法参照文献[18]. 用作中子通量监测的黑云母标样参考

年龄为 $132.7 \pm 1.2 \text{ Ma}$.

通过人工重砂法从样品中分选出锆石, 然后在双目显微镜下挑选出无裂隙、无包体、透明干净的自形锆石颗粒, 将其与一片 RSES 参考样 SL13 及数粒标准锆石 Temrra (年龄为 417 Ma) 在玻璃板上用环氧树脂固定、抛光, 然后进行反射光和透射光照相, 并用阴极发光扫描电子显微镜进行图像分析, 检查锆石内部的结构. 锆石 U-Pb 同位素分析在中国地质科学院地质研究所用离子探针中心 SHRIMP II 型离子探针测定, 详细的分析流程和原理参见文献[19~21]. 应用 RSES 参考锆石进行元素间的分馏校正, 即用 SL13 (572 Ma, 238×10^{-6}) [22] 做初次校正, 标准锆石 Temrra 做二次校正. 数据处理采用 Ludwig SQUID1.0 (2001) 及 ISOPLT (1999) 程序. 年龄计算采用 IUGS (1977) 推荐值.

3 测试结果

3.1 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代学

选择分别采自于桂西百色阳圩、田阳玉凤和巴马民安剖面的 3 个典型隐晶-细晶质块状玄武岩样品 (20BS-71, 20BS-99, 20BS-119) (图 1(b)) 开展全岩 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 定年研究. 层位上 20BS-71 玄武岩样品位于阳圩火山岩剖面上部, 而其他两个样品 (20BS-99 和 20BS-119) 分别位于玉凤和民安玄武岩剖面的下部层位(图 2). 岩石薄片鉴定表明上述 3 个样品的矿物成分包括普通辉石(25%~40%)、斜长石(45%~65%)和少量的普通角闪石(1%~5%)、黑云母(1%~5%)和磁铁矿(3%~8%).

上述 3 个样品的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 逐步加热分析结果列于表 1. 其表观年龄坪谱及反等时线年龄图解如图 3 所示. 从表 1 和图 3 可看出: 样品表现出未受后期热扰动的封闭体系年龄坪谱特征. 其低温加热阶段步 (400~540°C) 坪年龄由 >400 Ma 迅速降低到 180 Ma 左右, 期间释放的累积 ^{39}Ar 为 6.0%~10.4%, 随后在 >600°C 左右的 9~10 个连续中高温加热阶段步给出了近一致的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 坪谱年龄, 坪年龄期间 ^{39}Ar 累积量 >88%. 百色阳圩 (20BS-71)、田阳玉凤 (20BS-99)、巴马民安 (20BS-119) 玄武岩样品分别给出了 253.6 ± 0.4 , 255.4 ± 0.4 , $256.2 \pm 0.8 \text{ Ma}$ 的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 坪年龄, 在误差范围内与各自等时线和反等时线年龄近一致(表 1). $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 初始值 284.4~298.6, 近似于大气压值 (295.5); 同时在中高温加热阶段 Ca/K 比值

表 1 桂西晚古生代海相玄武岩代表性样品全岩 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 逐步加热分析结果^{a)}

温度/°C	$(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{m}}$	$(^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{m}}$	$(^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{m}}$	$(^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{m}}$	$^{39}\text{Ar}_{\text{k}}/\text{mol}$	$(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}_{\text{k}})\pm 1\sigma$	$^{39}\text{Ar}_{\text{k}}/\%$	表观年龄/Ma($\pm 1\sigma$)
20BS-71, $\text{SiO}_2=45.86\%$, $\text{TiO}_2=3.30\%$, 质量=0.1885 g, 坪年龄: 253.6 $\pm$ 0.4 Ma								
420	37.255	0.0601	3.8909	0.2353	3.08×10^{-12}	19.93 $\pm$ 0.023	1.47	407.9 $\pm$ 9.6
540	18.902	0.0337	2.6604	0.1519	5.49×10^{-12}	9.21 $\pm$ 0.014	2.63	199.9 $\pm$ 3.6
660	12.594	0.0108	1.3504	0.0702	12.86×10^{-12}	9.53 $\pm$ 0.006	6.18	206.5 $\pm$ 2.6
760	14.000	0.0080	1.2055	0.0530	17.38×10^{-12}	11.75 $\pm$ 0.004	8.35	251.4 $\pm$ 3.0
840	13.535	0.0060	1.0694	0.0414	22.95×10^{-12}	11.84 $\pm$ 0.003	11.0	253.3 $\pm$ 2.9
900	13.928	0.0071	1.6570	0.0527	25.95×10^{-12}	11.97 $\pm$ 0.004	12.4	255.8 $\pm$ 3.1
960	13.238	0.0052	2.2690	0.0668	34.97×10^{-12}	11.87 $\pm$ 0.005	16.8	253.9 $\pm$ 3.2
1020	13.906	0.0078	2.1748	0.0648	29.65×10^{-12}	11.79 $\pm$ 0.005	14.2	252.3 $\pm$ 3.1
1100	14.382	0.0089	2.0852	0.0808	20.61×10^{-12}	11.92 $\pm$ 0.007	9.91	254.8 $\pm$ 3.1
1180	14.264	0.0087	1.9567	0.0742	15.91×10^{-12}	11.86 $\pm$ 0.006	7.65	253.7 $\pm$ 3.2
1280	15.207	0.0118	2.1437	0.0733	11.69×10^{-12}	11.90 $\pm$ 0.006	5.62	254.4 $\pm$ 3.2
1400	16.250	0.0156	2.0819	0.0906	7.41×10^{-12}	11.83 $\pm$ 0.008	3.56	253.1 $\pm$ 3.5

等时线年龄: 254.0 $\pm$ 1.2 Ma, MSWD = 1.00;

反等时线年龄: 251.0 $\pm$ 0.4 Ma, MSWD = 1.68, $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0 = 290.8$

20BS-99, $\text{SiO}_2=45.72\%$, $\text{TiO}_2=3.01\%$, 质量=0.1788 g, 坪年龄: 255.4 $\pm$ 0.4 Ma

400	34.000	0.0454	4.3038	0.2500	3.05×10^{-12}	21.04 $\pm$ 0.024	1.42	428.1 $\pm$ 10.5
500	14.535	0.0225	1.9748	0.1324	8.22×10^{-12}	8.08 $\pm$ 0.012	3.82	176.6 $\pm$ 2.9
600	17.044	0.0251	2.5467	0.1761	7.36×10^{-12}	9.87 $\pm$ 0.017	3.42	213.5 $\pm$ 4.2
700	15.460	0.0123	1.2903	0.0748	18.89×10^{-12}	11.96 $\pm$ 0.006	8.79	255.7 $\pm$ 3.3
780	13.529	0.0058	1.3983	0.0559	23.64×10^{-12}	11.92 $\pm$ 0.004	11.0	254.8 $\pm$ 3.1
860	13.306	0.0048	1.3939	0.0540	28.74×10^{-12}	12.00 $\pm$ 0.004	13.3	256.5 $\pm$ 3.1
940	12.891	0.0036	1.4053	0.4156	38.47×10^{-12}	11.94 $\pm$ 0.003	17.9	255.4 $\pm$ 3.0
1020	13.440	0.0059	2.3970	0.0618	27.33×10^{-12}	11.90 $\pm$ 0.005	12.7	254.5 $\pm$ 3.1
1100	13.856	0.0078	1.9975	0.0797	17.69×10^{-12}	11.89 $\pm$ 0.007	8.24	254.3 $\pm$ 3.3
1180	14.142	0.0085	2.7110	0.0700	16.20×10^{-12}	11.85 $\pm$ 0.006	7.54	253.5 $\pm$ 3.2
1260	15.204	0.0116	2.2855	0.6627	11.88×10^{-12}	11.96 $\pm$ 0.005	5.53	255.6 $\pm$ 3.2
1340	17.612	0.0193	2.3055	0.0935	7.18×10^{-12}	12.12 $\pm$ 0.008	3.34	258.8 $\pm$ 3.6
1430	19.656	0.0267	2.1222	0.1031	6.07×10^{-12}	11.98 $\pm$ 0.009	2.82	256.1 $\pm$ 3.7

等时线年龄: 255.2 $\pm$ 0.6 Ma, MSWD = 1.01;

反等时线年龄: 250.9 $\pm$ 0.4 Ma, MSWD = 2.19, $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0 = 298.6$

20BS-119, $\text{SiO}_2 = 45.58\%$, $\text{TiO}_2 = 3.02\%$, 质量 = 0.1712 g, 坪年龄: 256.2 $\pm$ 0.8 Ma

400	29.837	0.0314	2.7212	0.1649	4.422×10^{-12}	20.85 $\pm$ 0.015	2.21	424.7 $\pm$ 7.6
500	14.174	0.0214	2.3287	0.1018	7.574×10^{-12}	8.07 $\pm$ 0.009	3.79	176.5 $\pm$ 2.6
600	15.918	0.0142	2.1461	0.0857	11.35×10^{-12}	11.90 $\pm$ 0.007	5.69	254.5 $\pm$ 3.4
700	14.782	0.0086	2.1547	0.0717	15.98×10^{-12}	12.41 $\pm$ 0.006	8.0	264.6 $\pm$ 3.3
780	13.199	0.0048	1.6825	0.0551	28.96×10^{-12}	11.93 $\pm$ 0.004	14.5	255.1 $\pm$ 3.1
860	13.026	0.0039	1.5666	0.0572	35.22×10^{-12}	12.00 $\pm$ 0.004	17.6	256.4 $\pm$ 3.1
940	13.660	0.0062	1.8239	0.0598	25.95×10^{-12}	11.98 $\pm$ 0.005	13.0	256.0 $\pm$ 3.1
1020	14.042	0.0074	1.4787	0.0595	21.78×10^{-12}	11.98 $\pm$ 0.005	10.9	256.0 $\pm$ 3.1
1100	14.642	0.0085	1.3943	0.0559	19.47×10^{-12}	11.94 $\pm$ 0.004	9.76	255.3 $\pm$ 3.1
1180	14.537	0.0092	1.6340	0.0722	12.51×10^{-12}	11.95 $\pm$ 0.006	6.27	255.5 $\pm$ 3.2
1280	15.172	0.0114	1.8617	0.0781	10.07×10^{-12}	11.95 $\pm$ 0.007	5.05	255.5 $\pm$ 3.3
1400	17.169	0.0188	2.0999	0.1012	6.14×10^{-12}	11.84 $\pm$ 0.009	3.07	253.4 $\pm$ 3.6

等时线年龄: 256.1 $\pm$ 1.5 Ma, MSWD = 5.62;

反等时线年龄: 254.9 $\pm$ 0.4 Ma, MSWD = 6.83, $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0 = 284.4$

a) $\lambda = 5.543\times 10^{-10}/\text{a}$, $J = 0.012725$

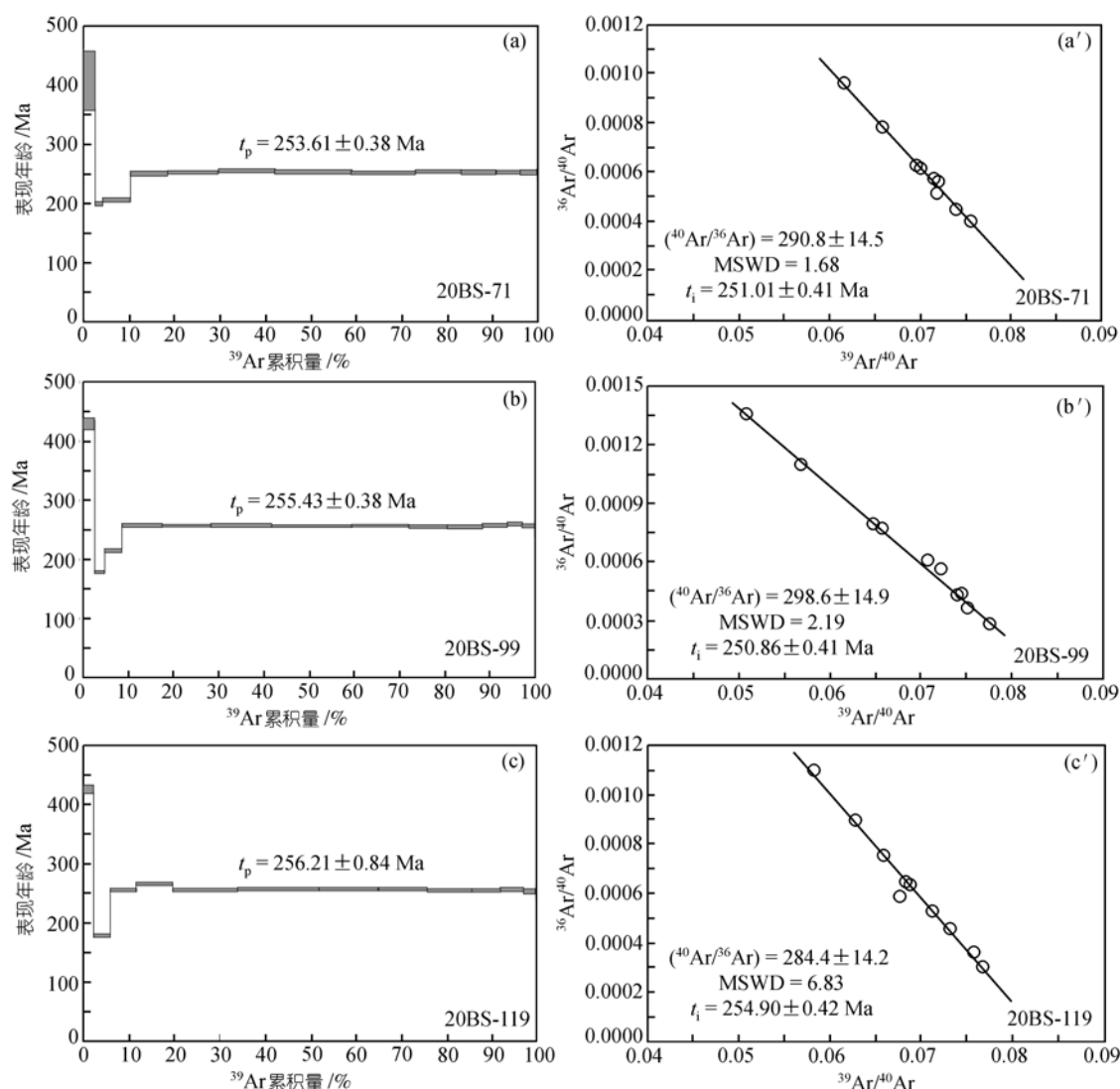


图3 桂西晚古生代玄武岩代表性样品表现年龄坪谱((a)~(c))及反等时线((a')~(c'))图解
(a)和(a') 桂西百色阳圩 20BS-71; (b)和(b') 桂西田阳玉凤 20BS-99; (c)和(c')桂西巴马民安 20BS-119

($\text{Ca}/\text{K} = 1.83 \times ^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{40}\text{Ar}_{\text{K}}$)变化不明显,表明上述样品在中高温加热阶段步以富Ca贫K矿物相(辉石和斜长石)去气为主,没有受到过剩氩和微裂隙内氩去气作用的明显影响^[23,24]。因此上述坪年龄(254~256 Ma)是可信的。

3.2 锆石 SHRIMP U-Pb 年代学

为了更好地约束桂西地区玄武岩系的形成时代,同时也为了便于对比相应样品的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 坪年龄,此次研究中针对与上述 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 定年样品相应层位或邻近层位的4个玄武岩样品开展了锆石分选,其中仅在采自于百色阳圩剖面的、与20BS-71样品同一层

位的20BS-76样品($\text{SiO}_2 = 45.84\%$, $\text{TiO}_2 = 3.02\%$)中分选出了足量锆石颗粒。该样品 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄分析结果列于表2。所有分析锆石颗粒均有着相似的形貌学特征,多为浅褐色透明的自形晶体,阴极发光图像显示出岩浆结晶成分环带。23颗锆石颗粒的测试结果表明,所有分析点的Th、U的含量较高,其中 $\text{U} = 505 \sim 5957 \mu\text{g/g}$, $\text{Th} = 851 \sim 27851 \mu\text{g/g}$, $\text{Th}/\text{U} = 1.18 \sim 5.91$,且Th、U之间具明显正相关关系(图4(a))。23颗锆石在误差范围内具有一致的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 比值,给出了225.2~277.7 Ma的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表现年龄变化范围,在谐和图上所有锆石均位于谐和曲线上(图4(b)),

表 2 桂西晚古生代百色阳圩剖面典型玄武岩样品(20BS-76)的 U-Th-Pb 锆石 SHRIMP 分析结果

颗粒	含量/ $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$				计算比值			计算年龄/Ma		
	U	Th	Pb*	Th/U	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$
A1.1	4793	26118	433	5.4490	0.04119 ± 0.00150	0.29270 ± 0.0108	0.05150 ± 0.00040	260.2 ± 9.0	260.7 ± 8.5	264.7 ± 17.2
A2.1	4381	10106	282	2.3069	0.04292 ± 0.00150	0.31180 ± 0.0126	0.05270 ± 0.00080	270.9 ± 9.4	275.6 ± 9.8	315.4 ± 36.3
A3.1	3723	18521	344	4.9751	0.04289 ± 0.00154	0.31299 ± 0.01203	0.05292 ± 0.00054	270.7 ± 9.5	276.5 ± 9.4	325.5 ± 23.2
A4.1	3553	17389	320	4.8945	0.04271 ± 0.00153	0.30371 ± 0.01220	0.05158 ± 0.00074	269.6 ± 9.4	269.3 ± 9.6	266.7 ± 33.5
A5.1	2811	10324	215	3.6734	0.04157 ± 0.00147	0.30700 ± 0.01187	0.05356 ± 0.00063	262.6 ± 9.1	271.9 ± 9.3	352.7 ± 26.7
A6.1	4347	21728	377	4.9985	0.04106 ± 0.00149	0.29150 ± 0.01119	0.05149 ± 0.00045	259.4 ± 9.2	259.7 ± 8.8	263.0 ± 20.4
A7.1	3978	19315	356	4.8562	0.04264 ± 0.00150	0.30683 ± 0.01183	0.05218 ± 0.00061	269.2 ± 9.3	271.7 ± 9.2	293.5 ± 27.0
A8.1	5631	27851	468	4.9462	0.04024 ± 0.00143	0.28385 ± 0.01105	0.05116 ± 0.00061	254.3 ± 8.9	253.7 ± 8.8	247.9 ± 27.8
A9.1	5957	25666	442	4.3086	0.03833 ± 0.00139	0.27160 ± 0.01025	0.05140 ± 0.00037	242.5 ± 8.6	244.0 ± 8.2	258.7 ± 16.7
A10.1	2202	2598	118	1.1800	0.04402 ± 0.00169	0.32614 ± 0.01592	0.05373 ± 0.00138	277.7 ± 10.5	286.6 ± 12.3	359.8 ± 58.9
A11.1	2200	5945	141	2.7023	0.04003 ± 0.00142	0.29754 ± 0.01264	0.05391 ± 0.00104	253.0 ± 8.8	264.5 ± 9.9	367.5 ± 44.3
A12.1	1756	4991	122	2.8418	0.04240 ± 0.00157	0.32279 ± 0.01463	0.05522 ± 0.00121	267.7 ± 9.7	284.1 ± 11.3	421.1 ± 49.8
A13.1	1846	3687	107	1.9971	0.03953 ± 0.00145	0.29949 ± 0.01513	0.05495 ± 0.00167	249.9 ± 9.0	266.0 ± 11.9	410.3 ± 69.5
A14.1	2093	3411	115	1.6294	0.04041 ± 0.00145	0.30808 ± 0.01709	0.05529 ± 0.00211	255.4 ± 9.0	272.7 ± 13.4	424.1 ± 87.3
A15.1	2347	4719	137	2.0111	0.04056 ± 0.00153	0.30278 ± 0.01537	0.05414 ± 0.00160	256.3 ± 9.5	268.6 ± 12.1	376.9 ± 67.8
A16.1	505	851	29	1.6846	0.04134 ± 0.00194	0.35821 ± 0.03387	0.06285 ± 0.00481	261.1 ± 12.0	310.9 ± 25.6	703.2 ± 172
A17.1	511	966	32	1.8915	0.04229 ± 0.00157	0.38047 ± 0.03733	0.06524 ± 0.00563	267.0 ± 9.7	327.4 ± 27.8	782.2 ± 193
A18.1	2228	4370	137	1.9614	0.04046 ± 0.00176	0.32104 ± 0.02495	0.05755 ± 0.00341	255.7 ± 10.9	282.7 ± 19.4	512.6 ± 136
A19.1	3769	22281	335	5.9122	0.03853 ± 0.00137	0.27827 ± 0.01063	0.05239 ± 0.00054	243.7 ± 8.5	249.3 ± 8.5	302.3 ± 23.7
A20.1	3577	9334	205	2.6096	0.03520 ± 0.00125	0.26482 ± 0.01371	0.05457 ± 0.00182	223.0 ± 7.8	238.5 ± 11.1	394.7 ± 76.6
A21.1	4924	24368	388	4.9485	0.03704 ± 0.00133	0.27555 ± 0.01292	0.05396 ± 0.00140	234.5 ± 8.3	247.1 ± 10.3	369.3 ± 59.5
A22.1	3814	16760	278	4.3948	0.03555 ± 0.00128	0.25570 ± 0.01154	0.05217 ± 0.00120	225.2 ± 8.0	231.2 ± 9.4	292.9 ± 53.2
A23.1	791	1399	43	1.7696	0.03909 ± 0.00171	0.34604 ± 0.03383	0.06420 ± 0.00527	247.2 ± 10.6	301.7 ± 25.8	748.4 ± 184

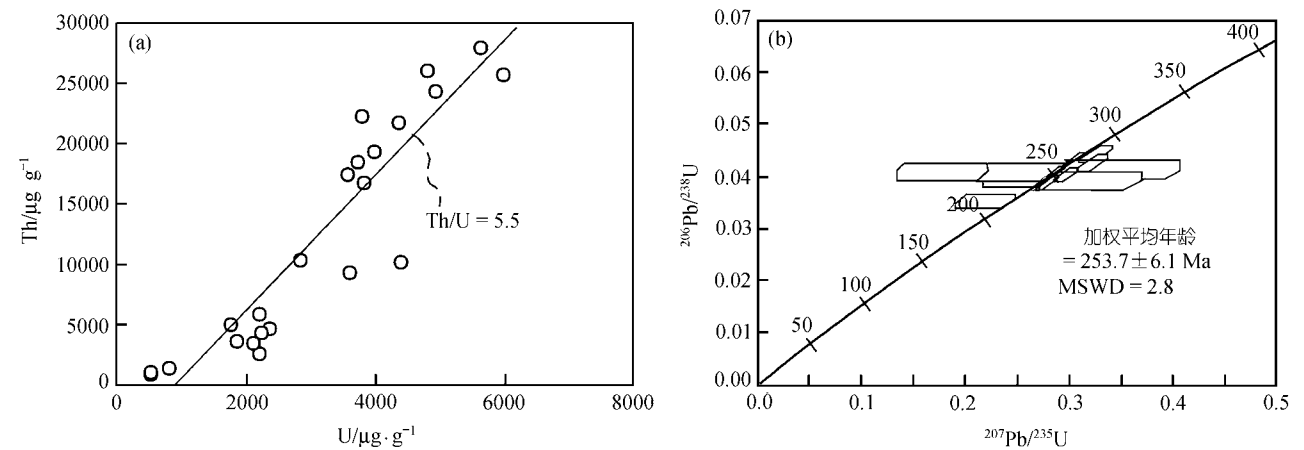


图 4 锆石 Th-U 含量图解(a)和 SHRIMP 锆石 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 图解(b)

其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄的加权平均值为 253.7 ± 6.1 Ma (MSWD = 2.8). 该年龄在误差范围内与区内玄武岩样品的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 坪年龄(254~256 Ma)一致. 该年龄 (253.7 Ma 的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄)与同一层位的 20BS-71 玄武岩样品 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 坪年龄(253.6 Ma)也一致, 这表明在后期扰动不明显的情況下玄武岩

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 坪年龄具有与 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄同样的可靠性。

4 讨论

4.1 峨眉山 LIP 喷发时代的约束

上述 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 和 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年结果表明: 桂西地区所发育的厚达几百米的、具峨眉山高 Ti 玄武岩相似元素-同位素地球化学特征的玄武岩系有着近一致的形成年龄, 其喷发时代能大致限定在 254~256 Ma 之间, 这与该玄武岩系呈层状或似层状上覆于早二叠世茅口灰岩之上、并为相当于晚二叠世长兴阶硅质岩或碎屑岩假整合接触的地质事实相吻合。由此推断与桂西晚古生代玄武岩具相似地质产出特征的黔南、滇东晚古生代玄武岩很可能也形成于 254~256 Ma 的狭窄时段内。该年龄范围介于 Zhou 等人^[13]、Boven 等人^[15] 和 Lo 等人^[16] 对典型峨眉山溢流玄武岩二叠纪 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄(251~255 Ma) 和相关基-超性侵入岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄(259~262 Ma) 之间。因此, 我们倾向于认为桂西-滇东-黔南一带具与峨眉山溢流玄武岩及相关岩石相似的地球化学的玄武质岩石是峨眉山溢流玄武岩的一部分, 是峨眉山 LIP 产物。该认识的获得扩展了峨眉山 LIPs 的空间分布范围, 为合理理解峨眉山 LIPs 事件的时空分布提供了新的约束。

Zhou 等人^[13] 对攀西新街超基性侵入岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年给出了 259 ± 3 Ma 的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄; Guo 等人^[14] 在川西盐源地区具峨眉山高 Ti 玄武岩相似地球化学特征的辉绿岩脉获得了 262 ± 3 Ma ($n = 12$, $\text{MSWD} = 5.7$) 的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄。Boven 等人^[15] 和 Ali 等人^[25] 对峨眉、康定、米易、攀枝花、二滩、下关等攀西地区峨眉山玄武岩及其相关岩石的矿物和全岩 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代学研究获得了复杂的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄坪谱和变化的表观年龄(42~256 Ma), 但其中采自于下关的一个辉石岩(Ch-97-90)中金云母给出了 254.8 ± 0.2 Ma 的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 坪年龄。Lo 等人^[16] 对峨眉山溢流玄武岩及相关岩系的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 定年得出: 二滩剖面顶部高 Ti 玄武岩(EM-90)给出了 251.5 ± 0.9 Ma 的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 坪年龄, 顶部的粗面岩(EM-86) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 坪年龄 252.8 ± 1.3 Ma, 而宾川剖面下部低 Ti 玄武岩(EM-15)给出了 255.9 ± 5.7 Ma 的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 全气年龄。攀枝花正长岩(EM-PZH01)中黑云母 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 坪年龄为 254.6 ± 1.3 Ma。结合上述年代学资料并考虑

到低 Ti 和高 Ti 玄武岩和中酸性岩在宾川柱状剖面的空间变化及厚度比例(约 60% 的低 Ti 玄武岩+约 30% 的高 Ti 玄武岩+约 10% 的中酸性岩^[7,26]) 认为, 形成于 259~262 Ma 的新街和盐源侵入岩体/脉^[13,14] 是峨眉山 LIP 事件的早期产物, 代表了峨眉山地幔柱的启动时间。随之而来的可能是地壳的大范围穹状隆升^[11]。溢流玄武岩大规模快速喷发发生在 253~256 Ma。这与生物地层对比所得到的该火成岩省区域穹状隆升距离主喷发期间存在约 <3 Ma 的时间间隔^[11] 相吻合。其主喷发期时间也大致对应于吴家坪阶, 这与峨眉山溢流玄武岩不整合上覆于早二叠世茅口组灰岩、并为相当于长兴组褐红色-灰褐色碎屑岩建造所上覆(如田阳玉凤剖面)的地质事实相吻合; 而 251~253 Ma 代表了该 LIP 事件上部中酸性岩石和顶部高 Ti 玄武岩的形成时代, 是 LIP 事件最晚期产物。由此表明: 峨眉山大火成岩省自启动到消亡约持续了约 10 Ma 的时间尺度, 其主体喷发于 253~256 Ma 约 3 Ma 左右的时间间隔内。

4.2 峨眉山高 Ti 玄武岩时空分布的约束

近年的研究表明峨眉山溢流玄武岩由低钛、高钛玄武质岩石、部分中酸性岩和苦橄岩组成, 是地幔柱-岩石圈相互作用的产物^[7~10,26~28], 其初始覆盖面积远远大于现今残留面积^[11,12]。Xu 等人^[7] 更通过对峨眉山溢流玄武岩时空分布的研究后认为: 峨眉山溢流玄武岩分布区内总体上西部以低 Ti 玄武岩、而东部以高 Ti 玄武岩为特征, 且以宾川剖面为代表的峨眉山溢流玄武岩主要由下部低 Ti 玄武岩和上部高 Ti 玄武岩和顶部中酸性岩石组成^[7~10,26], 明显不同于西伯利亚溢流玄武岩区以下部高 Ti 玄武岩而上部低 Ti 玄武岩为特征的时空分布特征^[29]。桂西玄武岩形成于 254~256 Ma, 明显早于峨眉山宾川剖面上部高 Ti 玄武岩(251~253 Ma), 而与该剖面下部低 Ti 玄武岩喷发时代相近(约 255 Ma)。同时考虑到形成于 262 Ma 的川西盐源辉绿岩脉也具有峨眉山高 Ti 玄武岩的元素-同位素地球化学特征^[14], 我们认为, 如同西伯利亚大火成岩省一样, 峨眉山溢流玄武岩早期可能也是以高 Ti 基性岩石为特征, 而主喷发期间(253~256 Ma) 在相当于 He 等人^[11] 所划分的内部带位置(如宾川剖面一带), 地幔柱头冲击的高温状态下地幔岩(地幔柱组分+岩石圈组分) 大比例部分熔融产生低 Ti 玄武岩, 而在相当于 He 等人^[11] 所划分的外部带(如桂西一带), 由于地幔柱边部处于相对低温状态以地幔柱组分为主

的地幔岩经小比例熔融而成高Ti玄武岩,更晚期(251~253 Ma)由于地幔柱热能耗损仅在地幔柱头冲击的内部带位置喷发部分高Ti玄武岩及发育中酸性岩石,因此桂西玄武岩精细年代学的确定为正确理解峨眉山LIPs中高Ti玄武岩时空格局和地幔柱动力学机制提供了资料。

4.3 峨眉山 LIP 与二叠纪末生物绝灭间的可能联系

二叠纪末是地球历史上最重要的转折时期之一,在此时期一系列重要的环境地球化学指标(如 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$)呈现全球性的规律变化^[30,31],也发生了两次重要的生物绝灭事件,即Guadalupian末(约 258 Ma)的海洋无脊椎生物绝灭^[32]和P/Tr之交(约 251 Ma)的生物大灭绝(地球上近 70%的陆地生物和近 90%的海洋生物死亡^[33])。目前越来越多的研究者倾向于认为显生宙以来的环境突变/生物绝灭与地幔柱作用下的大火成岩事件关系密切^[31,34]。然而目前被认可的、发生于古生代末的大火成岩事件全球只有峨眉山和西伯利亚两个^[31~36]。且已有资料表明不同方法所给出的西伯利亚暗色岩系年龄变化于 247~251 Ma之间^[29,35,36],该溢流玄武岩底部岩石中的钙钛矿U-Pb年龄为 251.7 ± 0.4 Ma^[29]。正如Wignall^[34]所评述的那样,西伯利亚LIP至少有相当部分暗色岩喷发于早三叠世。如果以Bowring等人^[37]对长兴剖面第 25 层(251 Ma的国际标准P/Tr地层界线为第 27 层)的锆石U-Pb年龄(251.4 ± 0.3 Ma)为事件地层标准年龄,则两者近同时或该LIP稍晚于P/Tr之交的环境突变/生物绝灭;而如果以Mundil等人^[38]对长兴剖面第 25 层的IDTIMS重新定年结果(约 253 Ma)为标准,则西伯利亚LIP喷发于P/Tr边界环境突变/生物绝灭事件之后。因此如果我们倾向于认为环境突变/生物绝灭是大火成岩事件所引发的一系列环境效应所致,则即使P/Tr边界的环境突变/生物绝灭受到了西伯利亚LIP事件的影响,但Guadalupian末(约 258 Ma)的生物绝灭与西伯利亚暗色岩系在时序上没有必然联系。

上述年代学研究表明峨眉山LIP事件在约 260 Ma时即有所表现,而其主喷发前的穹状隆升很可能在约 258 Ma左右开始凸现,该溢流玄武岩的主体喷发期发生在约 254~256 Ma,并可能持续至约 251 Ma喷发部分酸性岩浆。峨眉山LIP的环境持续效应至少能被限定在 251~258 Ma之间,刚好耦合于Guadalupian末与P/Tr之交的环境突变与生物绝灭。因此,正如Zhou等人^[13]、Ali等人^[39]和Thompson等人^[40]所认为的那样,

峨眉山地幔柱的启动和区域穹状隆升所引发的环境效应可能诱发了Guadalupian末的海洋无脊椎生物绝灭^[32]。而随之约 256 Ma以来峨眉山LIPs的大规模快速喷发所引起的环境效应累积及二叠-三叠纪界线(P-Tr)之交西伯利亚LIP事件的环境效应叠加导致P/Tr边界环境灾变而灭绝生物^[16,17,28,31]。尽管以上推断还需要更进一步的深入研究,但峨眉山LIP事件与同期生物绝灭间时序上的高度耦合很难理解为偶然结果,而更可能的是他们之间存在某种内在联系^[30~33]。这将是我們下一步研究应关注的重要科学问题。

致谢 感谢周美夫教授和徐义刚研究员认真细致的评阅和他们的建设性意见。本工作受国家重点基础研究发展规划(G1999043205)和国家自然科学基金(批准号:40234046,40334039)资助。

参 考 文 献

- 1 广西地质矿产局. 广西壮族自治区区域地质志. 北京:地质出版社, 1985
- 2 贵州地质矿产局. 贵州省区域地质志. 北京:地质出版社, 1987
- 3 云南地质矿产局. 云南省区域地质志. 北京:地质出版社, 1990
- 4 吴浩若, 邝国敦, 王忠诚. 桂西晚古生代基性岩的再认识及其大地构造意义. 地质科学, 1993, 28: 288~289
- 5 忠诚, 吴浩若, 邝国敦. 桂西晚古生代海相玄武岩的特征及其构造环境. 岩石学报, 1997, 13: 260~265
- 6 张旗, 钱青, 王焰, 等. 扬子地块西南缘晚古生代基性岩浆岩的性质与古特提斯洋的演化. 岩石学报, 1999, 15(4): 576~583
- 7 Xu Y G, Chung S L, Jahn B M, et al. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China. Lithos, 2001, 58: 145~168[DOI]
- 8 徐义刚, 钟孙霖. 峨眉山大火成岩省:地幔柱活动的证据及其熔融条件. 地球化学, 2001, 30(1): 1~9
- 9 张招崇, 王福生, 范蔚茗, 等. 峨眉山玄武岩研究中的一问题的讨论. 岩石矿物学杂志, 2001, 20(3): 239~246
- 10 Zhang Z C, Wang F S. Geochemistry of two types of basalts of the Emeishan basaltic Province: Evidence for mantle plume-lithosphere interaction. Acta Geologica Sinica, 2002, 76(2): 138~147
- 11 He B, Xu Y G, Chung S L, et al. Sedimentary evidence for a rapid, kilometer-scale crustal doming prior to the eruption of the Emeishan flood basalts. Earth Planet Sci Lett, 2003, 213: 391~405[DOI]
- 12 Gan J Y. Spatial and temporal distribution of Emeishan basaltic rocks in three southwestern province (Sichuang, Yunnan and Guizhou) of China. Chin Sci Bull, 1991, 36(12): 923~932
- 13 Zhou M F, Malpas J, Song X Y, et al. A temporal link between the Emeishan large igneous province (SW China) and the end-Guadalupian mass extinction. Earth Planet Sci Lett, 2002, 196: 113~122[DOI]
- 14 Guo F, Fan W M, Wang Y J, et al. When did the Emeishan mantle

- plume activity start? Geochronological and geochemical evidence from ultramafic-mafic dykes in southwestern China. *Int'l Geol Rev*, 2004, 46: 226~234
- 15 Boven A, Pasteels P, Punsalan L E, et al. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological constraints on the age and evolution of the Permo-Triassic Emeishan volcanic province, southwest China. *J Asian Earth Sci*, 2002, 20: 157~175
- 16 Lo C H, Chung S L, Lee T Y, et al. Age of the Emeishan flood magmatism and relations to Permian-Triassic boundary events. *Earth Planet Sci Lett*, 2002, 198: 449~458[DOI]
- 17 Chung S L, Jahn B M, Wu G, et al. The Emeishan flood basalt in SW China: A mantle plume initiation model and its connection with continental breakup and mass extinction at the Permian-Triassic boundary. In: Flower M F J, Chung S L, Lo C H, et al, eds. *Mantle Dynamics and Plate Interaction in East Asia*. *Geodynamics*, 1998, 27: 47~58
- 18 桑海清, 王松山, 裘冀. 冀东太平寨麻粒岩中的辉石、角闪石、斜长石的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄及其地质意义. *岩石学报*, 1996, 12(4): 390~400
- 19 宋彪, 张玉海, 万渝生, 等. 锆石 SHRIMP 样品靶制作、年龄测定及有关现象讨论. *地质论评*, 2002, 48(增刊): 26~30
- 20 Compston W, Williams I S, Kirschvink J L, et al. Zircon U-Pb ages of early Cambrian time-scale. *J Geol Soc*, 1992, 149: 171~184
- 21 Williams I S, Claesson S. Isotope evidence for the Precambrian province and Caledonian metamorphism of high grade paragneiss from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides. II. Ion microprobe zircon U-Th-Pb. *Contrib Mineral Petrol*, 1987, 97: 205~217
- 22 Claeue-Long J C, Compston J, Roberts C M. Two Carboniferous ages: A comparison of SHRIMP zircon dating with conventional zircon ages and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis. In: *Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation 54*, SEPM Special Publication, 1995. 3~21
- 23 Maluski H, Rajlich P, Matte P. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Inner Carpathians Variscan basement and Alpine mylonitic overprinting. *Tectonophysics*, 1993, 223: 313~337[DOI]
- 24 Wang Y J, Fan W M, Zhang Y H, et al. Structural evolution and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Zhanhuang metamorphic domain in North China Craton: Constraints on Paleoproterozoic tectonothermal overprinting. *Precambrian Research*, 2003, 122(1-4): 159~182[DOI]
- 25 Ali J R, Lo C H, Thompson G M, et al. Emeishan basalt Ar-Ar overprint ages define several tectonic events that affected the western Yangtze platform in the Mesozoic and Cenozoic. *J Asian Earth Sci*, 2004, 23: 163~178[DOI]
- 26 肖龙, 徐义刚, 梅厚钧, 等. 云南宾川地区峨眉山玄武岩地球化学特征: 岩石类型及随时间演化规律. *地质科学*, 2003, (4): 478~494
- 27 徐义刚. 地幔柱构造、大火成岩省及其地质效应. *地学前缘*, 2002, 9(4): 341~352
- 28 Chung S L, Jahn B M. Plume-lithosphere interaction in generation of the Emeishan flood basalts at the Permian-Triassic boundary. *Geology*, 1995, 23: 79~93
- 29 Kamo S L, Czamanske G K, Amelin Y, et al. Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma. *Earth Planet Sci Lett*, 2003, 214: 75~91[DOI]
- 30 Martin E E, Macdougall J D. Sr and Nd isotopes at the Permian/Triassic boundary: A record of climate change. *Chem Geol*, 1995, 125: 73~99[DOI]
- 31 Courtillot V. *Evolutionary Catastrophes: The science of Mass Extinction*. Cambridge: Cambridge Univ Press, 1999
- 32 Stanley S M, Yang X. A double mass extinction at the end of the Paleozoic era. *Science*, 1994, 266: 1340~1344
- 33 Erwin D H. *The great Paleozoic crisis: Life and death in the Permian*. New York: Columb Univ Press, 1993
- 34 Wignall P B. Large igneous provinces and mass extinctions. *Earth-Science Review*, 2001, 53: 1~33[DOI]
- 35 Basu A R, Poreda R J, Renne P R, et al. High He-3 plume origin and temporal-spatial evolution of the Siberian flood basalts. *Science*, 1995, 269: 822~825
- 36 Renne P R, Basu A R. Rapid eruption of the Siberian traps flood basalts at the Permo-Triassic boundary. *Science*, 1991, 253: 176~179
- 37 Bowring S A, Erwin D H, Jin Y G, et al. U/Pb zircon geochronology and Tempo of the end-Permian mass extinction. *Science*, 1998, 280: 1039~1045[DOI]
- 38 Mundil R, Metcalfe K R, Ludwig P R, et al. Timing of the Permian-Triassic biotic crisis: Implications from new zircon U-Pb age data (and their implications). *Earth Planet Sci Lett*, 2001, 187: 131~145[DOI]
- 39 Ali J R, Thompson G M, Song X, et al. Emeishan basalts (SW China) and the "end-Guadalupian" crisis: Magnetobiostratigraphic constraints. *J Geol Soc Lond*, 2002, 159: 21~29
- 40 Thompson G M, Ali J R, Song X, et al. Emeishan basalts, south-east China: Reappraisal of the formation's type area stratigraphy and a discussion of its significance as a LIPs. *J Geol Soc Lond*, 2001, 158: 593~599

(2004-04-23 收稿, 2004-07-10 收修改稿)