

扬子地块西缘峨山新元古代 A₂ 型花岗闪长岩的成因及构造意义

徐丽娟¹, 李萍¹, 刘铮¹, 王国昌²

(1. 云南大学 地球科学学院, 云南 昆明 650091; 2. 云南大学 云南省古生物研究重点实验室, 云南 昆明 650091)

摘要: 在扬子地块西缘出露有大量的新元古代岩浆岩, 这些岩石对于重建罗迪尼亚超大陆有着重要的意义。本文对云南峨山岩体的花岗闪长岩和似斑状黑云母二长花岗岩开展了详细的岩石学、岩石地球化学和年代学研究, 结果表明, 似斑状黑云母二长花岗岩侵位于 826.6±2.5 Ma, 而花岗闪长岩有着较年轻的结晶年龄 818.3±2.8 Ma, 花岗闪长岩比似斑状黑云母二长花岗岩有着更低的 SiO₂ 含量, 但是更高的 Al₂O₃、MgO、Fe₂O₃、TiO₂ 和 P₂O₅ 含量。在稀土元素配分曲线和微量元素蛛网图上, 两种岩性呈现出相似的特征, 都是具有右倾的稀土元素配分样式, 呈现出 Eu 负异常, 相对于大离子亲石元素 (LILEs) 更亏损高场强元素 (HFSEs)。似斑状黑云母二长花岗岩富集 Nd 同位素组分 [$\epsilon\text{Nd}(t) = -7.92 \sim -5.08$], 而花岗闪长岩与之有着相似的 Nd 同位素值 [$\epsilon\text{Nd}(t) = -8.30 \sim -4.71$]。地球化学数据显示可能的岩石学成因是变质火成岩源区在 826 Ma 时发生部分熔融形成了峨山似斑状黑云母二长花岗岩并且残留下来了一个麻粒岩化的源区, 麻粒岩源区在 818 Ma 时再次发生部分熔融形成了具有 A 型属性的峨山花岗闪长岩。结合前人的数据和本文的研究, 认为扬子西缘在新元古代时期是一个活动大陆边缘, 而华南地块当时在罗迪尼亚的位置更可能是在边缘而不是中心。

关键词: A 型; 峨山; 活动陆缘; 新元古代; 扬子地块

中图分类号: P588.12⁺2

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2021)02-0383-12

Petrogenesis and tectonic implications of the Neoproterozoic Eshan A₂-type granodiorite, western Yangtze Block

XU Li-juan¹, LI Ping¹, LIU Zheng¹ and WANG Guo-chang²

(1. School of Earth Sciences, Yunnan University, Kunming 650091, China; 2. Yunnan Key Laboratory for Palaeobiology, Yunnan University, Kunming 650091, China)

Abstract: Abundant Neoproterozoic magmatic rocks were emplaced in western Yangtze Block, which are important for reconstructing the Rodinia supercontinent. In this paper, new petrologic, litho-geochemical and geochronological studies of the Eshan granodiorites and porphyritic biotite monzogranites were conducted to explore their origin and geodynamic implications. The porphyritic biotite monzogranites were emplaced at 826.6±2.5 Ma, while the granodiorites have younger crystallization age of 818.3±2.8 Ma. Relative to the porphyritic biotite monzogranites, the granodiorites exhibit lower SiO₂ but higher Al₂O₃, MgO, Fe₂O₃, TiO₂ and P₂O₅ values. In chondrite-normalized REE patterns and trace element spider diagram, both lithologies are enriched in LREEs; compared with HREEs, they have negative Eu anomalies and are depleted in HFSEs relative to LILEs. The porphyritic biotite monzogranites

收稿日期: 2020-06-05; 接受日期: 2021-01-13; 编辑: 尹淑苹

基金项目: 国家自然科学基金青年项目(41703022); 云南大学大学生创新创业训练项目(202010673009)

作者简介: 徐丽娟(1999-), 女, 地质学专业, E-mail: 2336587191@qq.com; 通讯作者: 刘铮(1988-), 男, 副教授, 硕士生导师, 主要从事花岗岩岩石学研究工作, E-mail: liuzheng.0311@163.com。

have enriched Nd isotopic compositions [$\epsilon\text{Nd}(t) = -7.92 \sim -5.08$], consistent with those of the granodiorites [$\epsilon\text{Nd}(t) = -8.30 \sim -4.71$]. The geochemical data indicate that the porphyritic biotite monzogranites are likely to have been derived by partial melting of meta-igneous rocks, leaving a granulite source at ca. 826 Ma and subsequent partial melting of the granulite at ca. 818 Ma, thus producing the Eshan granodiorites with A-type affinities. Combined with data available, the results obtained by the authors reveal that the western Yangtze Block was an active continental margin and the South China Block occupied an external location rather than an internal location within the Neoproterozoic Rodinia.

Key words: A-type; Eshan; active continental margin; Neo-Proterozoic; Yangtze Block

Fund support: National Natural Science Foundation of China (41703022); The Innovation and Entrepreneurship Training Project of Yunnan University (202010673009)

在元古宙时期,地球上曾经出现过一个罗迪尼亚超大陆(Li *et al.*, 2008)。然而,华南地块在该超大陆的位置仍然缺乏统一的认识。华南地块是由扬子地块和华夏地块在新元古代时期碰撞拼合形成的(Zhao, 2015)。在扬子地块上,广泛分布的新元古代岩浆岩被认为与大洋俯冲-陆陆碰撞或者地幔柱活动有关(如 Wang *et al.*, 2006, 2008; Li *et al.*, 2008; Cawood *et al.*, 2017; Liu *et al.*, 2019)。基于对这些岩浆岩地球动力学意义的不同解释,华南地块被认为处于罗迪尼亚超大陆上两个截然相反的位置:内部位置(图 1a)(Li *et al.*, 1995, 2008)和边缘位置(图 1b)(Zhou *et al.*, 2002; Zhao *et al.*, 2008; Zhao, 2015; Cawood *et al.*, 2017)。“内部模型”认为,华夏和扬子地块碰撞拼合发生在 1.0~0.9 Ga 之

间(Li *et al.*, 2002),然后出现了一个超级地幔柱导致华南地块从罗迪尼亚超大陆上裂解出来并伴随产出了 850~745 Ma 的岩浆作用和相关裂解沉积层序(Li *et al.*, 2002, 2003a, 2003b, 2008)。与之相反,在“边缘模型”中,华夏和扬子地块直到 830~810 Ma 左右才发生碰撞拼合,扬子西缘的弧岩浆作用甚至持续到了 730 Ma 左右(Zhou *et al.*, 2002, 2006a, 2006b; Zhao, 2015)。在威尔逊旋回中,大陆裂解和洋-陆俯冲背景下产出的岩浆岩组合会明显不同。前者产出的岩石类型以玄武质岩为主,而后者形成的岩石组合则多为中酸性钙碱性岩石(Frisch *et al.*, 2011)。因此,仔细对比两个超大陆重建模型可知,深入探究扬子地块新元古代岩浆岩的岩石成因及其构造意义是重建华南地块在罗迪尼亚超大陆所属位置的关键。

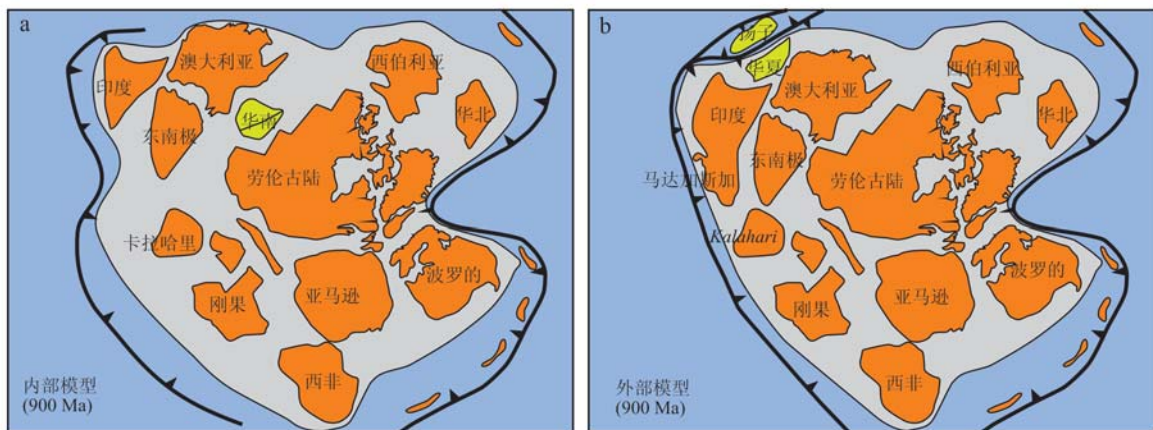


图 1 罗迪尼亚超大陆重建的“内部模型”(a, 据 Li *et al.*, 2008)和“外部模型”(b, 据 Cawood *et al.*, 2017)

Fig. 1 Rodinia reconstruction in the internal model (a, after Li *et al.*, 2008) and in the external model (b, after Cawood *et al.*, 2017)

峨山岩体出露在华南地块西南缘的滇中地区。前人研究认为该岩体是在地幔柱侵位导致的高温高压环境下,由变质火成岩发生部分熔融形成的过铝

质岩体(Li *et al.*, 2003a)。然而,该岩体具有相对高的烧失量,说明过铝质的组分可能与蚀变有关。本文主要选取扬子地块西缘云南峨山花岗闪长岩和似

斑状黑云母二长花岗岩开展了 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年、全岩主微量和 Sr-Nd 同位素测试工作。结合前人研究结果,本文地球化学数据对揭示扬子地块西缘新元古代区域地质构造背景具有重要意义,相关研究结论对重建华南地块在罗迪尼亚超大陆所属位置也具有重要的支撑价值。

1 区域地质概况和样品采集

扬子地块崆岭地区出露了太古宙-古元古代基底,其上被不同程度变形和变质的新元古代-中生代火山-沉积层序所覆盖(Zhao, 2015)。研究区位于扬子地块西缘,攀西-汉南带与康滇地区南部(图2a),区域内未发现太古宙地层,出露的变质古老基底地层主要包括大红山群和昆阳群(图2b)。大红山群中可见到变质基性岩、变质中酸性岩与变质沉积岩呈互层产出(杨红等, 2014),前人测定的该群中变质火山岩(变钠质熔岩、角闪片麻岩)的 Sm-Nd 等时线年龄为 $1\ 657 \pm 82$ Ma, $\epsilon Nd(t)$ 值为 3.1 ± 1.8

(Hu *et al.*, 1991),大红山群整体具有古元古代的年龄 $1.72 \sim 1.60$ Ga (Greentree and Li, 2008; Zhao and Zhou, 2011; 杨红等, 2012) 和 2.01 Ga (Kou *et al.*, 2017)。昆阳群由经历低级变质作用的碎屑岩、碳酸盐岩夹火山岩组成,但是不同层组的年龄与关系一直存在争议。Zhao 等(2009)将昆阳群中的古元古代到中元古代地层独立出来组成为东川群,从底部到上部分别由因民组、落雪组、鹅头厂组与绿汁江组构成,岩性主要包括变质的碎屑岩、碳酸盐岩与少量变质为绿片岩相的凝灰岩(Zhao and Cawood, 2012),测年表明东川群的年龄约为 $1.75 \sim 1.60$ Ga (Zhao *et al.*, 2009; 朱华平等, 2011),昆阳群中其它层组年龄则为 $1.0 \sim 0.9$ Ga (李怀坤等, 2013)。滇中地区的新元古代侵入体呈南北向分布,普遍侵入到昆阳群中(图2b)。这些岩石的岩性主要以黑云母二长花岗岩、花岗闪长岩等中酸性岩浆岩为主,局部岩体中夹杂了辉绿岩或闪长岩以及辉绿岩脉(云南地矿局, 1990)。

峨山复式岩基的北部主体岩性以似斑状黑云母

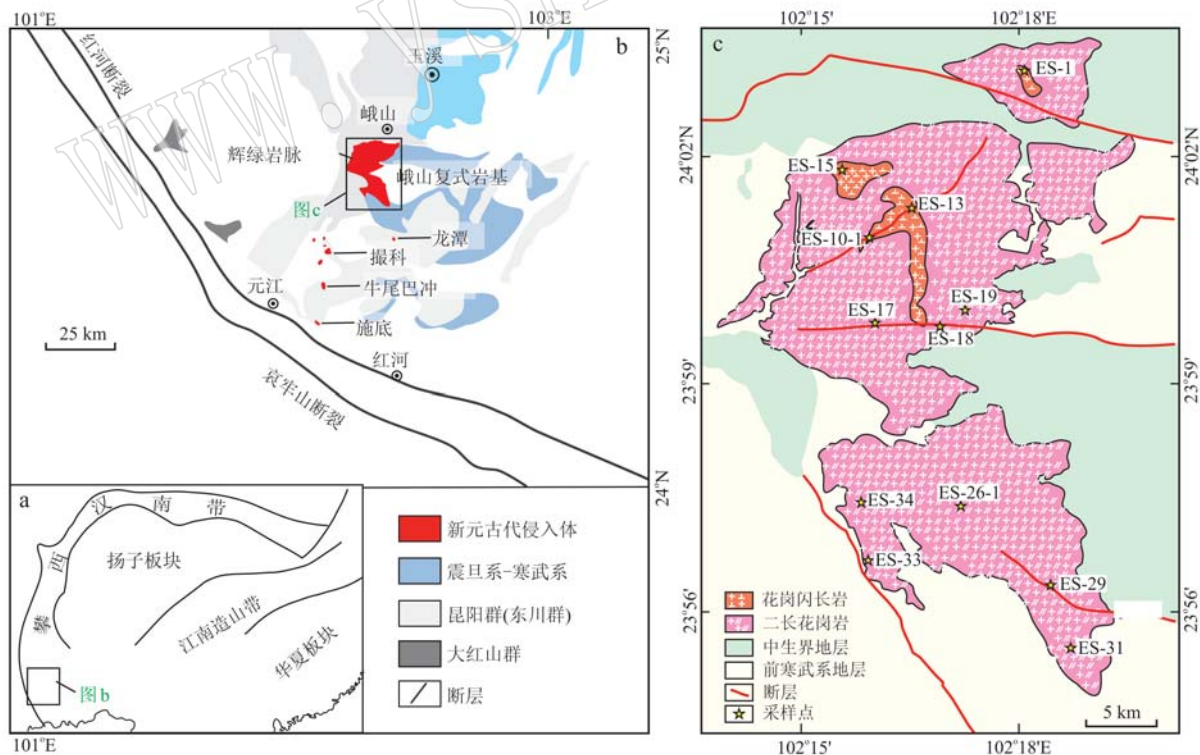


图2 华南地块构造单元组成(a)、滇中地区新元古代侵入体概略图(b, 据云南地矿局, 1990)和峨山岩体地质简图(c, 据云南地矿局, 1990; Hu *et al.*, 2018)

Fig. 2 Tectonic units of South China Block (a), sketch map of the Neoproterozoic intrusions in the central Yunnan Province (b, after Yunnan Bureau of Geology and Mineral Resources, 1990) and geological map of the Eshan intrusion (c, after Yunnan Bureau of Geology and Mineral Resources, 1990; Hu *et al.*, 2018)

二长花岗岩为主,岩体中部夹杂了部分石英闪长岩和花岗闪长岩,岩体边部发育大量辉绿岩脉(云南地矿局,1990)。该岩体侵入到昆阳群中(图2c),但是被震旦系底部的砂岩和冰川沉积物所覆盖。本次研究主要采集了峨山岩体中的花岗闪长岩(ES-1、ES-13、ES-15、ES-10-1)和似斑状黑云母二长花岗岩(ES-17、ES-18、ES-19、ES-26-1、ES-29、ES-31、ES-33、ES-34)样品。花岗闪长岩主要由石英、钾长石、斜长石、黑云母和角闪石组成(图3a)。似斑状黑云母二

长花岗岩的斑晶主要是钾长石,基质组成主要为石英、钾长石、斜长石和黑云母,副矿物组成为锆石、磷灰石、钛铁矿、榍石和磁铁矿(图3b)。本文从ES-15(花岗闪长岩)和ES-17(似斑状黑云母二长花岗岩)中挑选出了锆石进行U-Pb定年,对花岗闪长岩样品ES-1、ES-10-1、ES-13、ES-15和似斑状黑云母二长花岗岩样品ES-17、ES-18、ES-19、ES-34进行了全岩Sr-Nd同位素成分分析,对所有样品进行了全岩主微量成分分析。

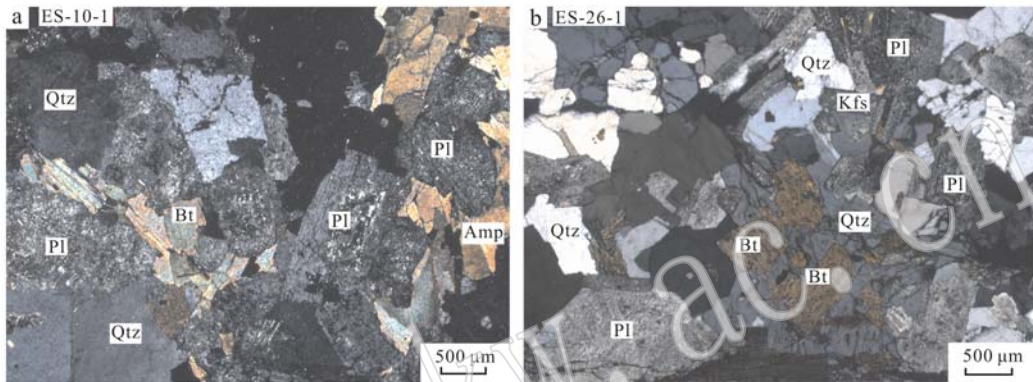


图3 峨山花岗闪长岩(a)和似斑状黑云母二长花岗岩(b)正交偏光镜下照片(样品中长石和黑云母部分发生了绢云母化蚀变)

Fig. 3 Representative photomicrographs (+) of the Eshan granodiorite (a) and Eshan monzogranite (b) showing that feldspar and biotite have been locally altered to sericite

Amp—角闪石; Pl—斜长石; Kfs—钾长石; Bt—黑云母; Qtz—石英

Amp—amphibole; Pl—plagioclase; Kfs—K-feldspar; Bt—biotite; Qtz—quartz

2 分析方法

利用人工重砂分选法分离出锆石,挑选晶型完好、没有破碎的颗粒用环氧树脂固定并且抛光。锆石样品的测年在南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室完成,使用Agilent 7500a和New Wave 213 nm激光取样系统测定。测试过程的激光束斑为32 μm,激光脉冲频率6 Hz,激光能量2 J/cm²。原始数据采用GLITTER处理(ver. 4.4.3, Griffin *et al.*, 2008),然后使用ISOPLLOT计算锆石年龄加权平均值(ver. 4.15, Ludwig, 2003)。在样品测定过程中,使用标准锆石GJ-1作为外标,仪器的稳定性则使用标准锆石Mud Tank来测定,锆石U-Pb同位素定年结果见表1。

全岩地球化学分析测试在南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室完成。主量元素成分由X荧光光谱(Thermo Scientific ARL 9900)测定,

分析精度优于5%。微量元素成分测试在Finnigan Element II ICP-MS仪器上完成,分析精度优于10%,详细的实验流程可以参考高剑锋等(2003)。主微量测试结果见表2。Sr-Nd同位素组成测试分别在Finnigan Triton TI型TIMS和Neptune Plus型MC-ICP-MS完成,详细的实验过程参见濮巍等(2005)。Sr-Nd同位素比值测定分别使用⁸⁶Sr/⁸⁸Sr=0.1194和¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd=0.7219进行标准化。Sr-Nd同位素测试结果参见表3。

3 分析结果

3.1 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄

样品ES-15(花岗闪长岩)和ES-17(似斑状黑云母二长花岗岩)中锆石的长度为70~200 μm,有着高的Th/U值,说明其为岩浆结晶成因的锆石(Williams *et al.*, 1996)。样品ES-15锆石颗粒的U-Pb定年加权平均结果是818.3±2.8 Ma(2σ, MSWD=0.03, n=

表 1 样品 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年数据表
Table 1 LA-ICP-MS zircon U-Pb isotopic dating results of the samples

点号	$w_B/10^{-6}$		Th/U	同位素比值				年龄/Ma			
	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$
样品 ES-15											
1	378	350	1.1	1.229 6	0.014 7	0.135 0	0.001 0	814.1	6.7	816.2	5.9
2	454	375	1.2	1.235 1	0.015 4	0.135 1	0.001 0	816.6	7.0	816.9	5.6
3	217	269	0.8	1.240 5	0.014 9	0.135 2	0.000 9	819.1	6.8	817.4	5.2
4	425	447	1.0	1.244 3	0.014 6	0.135 4	0.001 1	820.8	6.6	818.6	6.1
5	439	406	1.1	1.240 9	0.013 8	0.135 4	0.000 9	819.3	6.3	818.6	5.1
6	552	445	1.2	1.238 7	0.013 9	0.135 2	0.001 0	818.3	6.3	817.4	5.9
7	245	330	0.7	1.255 0	0.014 7	0.135 3	0.000 9	825.7	6.7	818.2	5.2
8	302	268	1.1	1.257 2	0.020 0	0.135 4	0.001 3	826.7	9.0	818.6	7.3
9	260	467	0.6	1.243 6	0.021 4	0.135 1	0.001 7	820.5	9.7	816.9	9.7
10	560	414	1.4	1.259 0	0.014 0	0.135 5	0.000 9	827.5	6.3	818.9	5.2
11	304	362	0.8	1.240 7	0.012 9	0.135 3	0.000 8	819.2	5.9	818.3	4.7
12	388	269	1.4	1.252 0	0.016 0	0.135 3	0.001 0	824.3	7.2	817.9	5.4
13	560	360	1.6	1.227 5	0.014 6	0.135 6	0.001 0	813.2	6.7	819.9	5.7
14	218	294	0.7	1.228 2	0.016 2	0.135 5	0.001 0	813.5	7.4	819.3	5.8
15	283	356	0.8	1.254 4	0.015 7	0.135 6	0.001 0	825.4	7.1	819.9	5.6
16	947	660	1.4	1.255 5	0.013 6	0.135 4	0.000 9	825.9	6.1	818.9	5.2
样品 ES-17											
1	264	223	1.2	1.223 9	0.014 2	0.136 8	0.000 8	811.6	6.5	826.6	4.7
2	114	127	0.9	1.232 9	0.018 0	0.136 8	0.001 0	815.7	8.2	826.7	5.8
3	239	231	1.0	1.239 0	0.017 5	0.136 8	0.001 0	818.4	8.0	826.7	5.8
4	161	163	1.0	1.249 6	0.017 8	0.136 8	0.000 9	823.2	8.1	826.5	5.4
5	325	284	1.1	1.242 5	0.015 2	0.136 9	0.000 9	820.0	6.9	826.9	5.2
6	363	422	0.9	1.238 7	0.013 4	0.136 7	0.000 9	818.3	6.1	826.2	5.3
7	381	336	1.1	1.281 8	0.013 9	0.136 8	0.000 8	837.7	6.2	826.3	4.3
8	325	400	0.8	1.250 9	0.014 2	0.136 8	0.000 8	823.8	6.4	826.7	4.8
9	216	297	0.7	1.258 3	0.017 0	0.136 9	0.001 1	827.1	7.6	826.9	6.1
10	266	222	1.2	1.233 3	0.017 1	0.136 7	0.000 9	815.8	7.8	826.0	5.3
11	436	394	1.1	1.263 7	0.016 4	0.136 9	0.001 0	829.6	7.4	827.1	5.7
12	437	384	1.1	1.276 1	0.015 4	0.136 5	0.000 8	835.1	6.9	824.9	4.8
13	271	316	0.9	1.297 3	0.016 4	0.137 2	0.001 0	844.5	7.3	829.0	5.6
14	439	447	1.0	1.279 9	0.015 1	0.136 8	0.000 9	836.8	6.8	826.4	5.1
15	273	306	0.9	1.269 0	0.017 3	0.136 7	0.000 9	832.0	7.7	826.1	5.3
16	342	310	1.1	1.262 3	0.015 7	0.136 9	0.000 9	828.9	7.1	826.9	5.1
17	312	369	0.8	1.261 7	0.016 2	0.136 8	0.000 9	828.7	7.3	826.8	5.2

16), 而 ES-17 锆石颗粒的 U-Pb 定年加权平均结果是 826.6 ± 2.5 Ma (2σ , MSWD=0.02, $n=17$) (图 4、图 5)。LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果表明, 峨山花岗闪长岩和似斑状黑云母二长花岗岩均侵位于新元古代时期。

3.2 全岩地球化学分析结果

似斑状黑云母二长花岗岩有着高的 SiO_2 (70.10%~74.50%)、 Al_2O_3 (12.30%~14.60%) 和低的 MgO (0.10%~1.00%)、 Fe_2O_3 (0.36%~2.40%)、 TiO_2 (0.03%~0.31%) 和 P_2O_5 (0.05%~0.16%) 含量, 并且有着变化较大的铝饱和指数, $\text{ACNK} = 0.89$

~1.62, 这可能和成岩后的蚀变有关系(表 2)。高的烧失量(1.03%~3.52%)也反映了蚀变对岩石原本的成分产生了影响(表 2)。这些样品有着右倾的稀土元素配分样式, 并且具有中等的 Eu 负异常, 重稀土元素配分曲线平坦(图 6a)。在微量元素蛛网图中, 明显呈现出 Ba、Sr、P、Ti、Nb 和 Ta 的亏损(图 6b)。它们的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 变化也很大(0.675 1~0.714 7)。高的 Rb/Sr 值说明 Sr 同位素数据可能是不可靠的(表 3), $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 和 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 之间呈现明显的负相关关系, 也说明了这一点。所有样品有着富集的 Nd 同位素组成, $\epsilon\text{Nd}(t)$ 值从 -7.92 到 -5.08(表 3)。

表2 峨山岩体花岗闪长岩和似斑状花岗岩主量($w_B/\%$)、微量元素($w_B/10^{-6}$)分析数据
 Table 2 Major elements ($w_B/\%$) and trace elements ($w_B/10^{-6}$) data of the Eshan granodiorite and porphyritic granite

岩石类型	花岗闪长岩					似斑状黑云母二长花岗岩								
	ES-10-1	ES-13	ES-13R	ES-1	ES-15	ES-17	ES-18	ES-19	ES-26-1	ES-29	ES-31	ES-33	ES-34	ES-34R
SiO ₂	63.20	62.90	63.00	67.90	68.20	70.80	73.20	71.60	74.50	70.10	73.60	73.90	71.50	71.50
TiO ₂	0.82	0.76	0.76	0.49	0.37	0.31	0.28	0.22	0.03	0.27	0.21	0.20	0.19	0.19
Al ₂ O ₃	15.00	15.80	15.90	14.30	12.80	13.80	13.70	13.80	13.50	14.50	14.50	14.60	12.30	12.40
Fe ₂ O ₃	6.37	4.68	4.69	3.88	2.27	2.27	1.19	1.77	0.36	2.40	1.44	1.44	1.96	1.96
MnO	0.07	0.07	0.07	0.07	0.03	0.02	0.02	0.04	0.00	0.05	0.03	0.03	0.05	0.05
MgO	2.28	1.66	1.66	1.30	0.90	0.69	0.51	0.78	0.10	0.72	0.44	0.41	0.99	1.00
CaO	3.13	3.46	3.47	2.24	3.72	1.57	0.30	0.91	0.76	0.50	0.11	0.11	2.58	2.58
Na ₂ O	2.91	4.06	3.93	2.91	3.79	3.09	3.69	3.79	5.80	3.09	1.46	1.66	2.78	2.79
K ₂ O	3.46	4.08	4.07	3.99	4.27	5.45	5.15	5.14	3.08	4.59	5.85	5.81	4.14	4.17
P ₂ O ₅	0.27	0.26	0.26	0.18	0.14	0.15	0.13	0.15	0.09	0.16	0.05	0.05	0.06	0.07
Loss On	2.26	2.19	2.13	1.96	2.70	1.03	1.54	1.59	1.37	3.52	1.91	1.24	2.93	2.95
Sum	99.70	99.90	100.00	99.20	99.10	99.20	99.70	99.90	99.70	99.80	99.70	99.40	99.50	99.60
ACNK	1.05	0.91	0.92	1.08	0.72	1.00	1.12	1.03	0.95	1.32	1.62	1.58	0.89	0.89
V	116.00	75.50	75.80	55.10	190.00	18.50	23.00	31.10	31.70	21.70	17.50	16.30	17.10	17.20
Cr	40.80	18.30	18.30	16.40	50.00	5.58	5.49	5.03	7.57	7.16	6.14	6.06	6.51	8.71
Ga	27.80	30.30	29.70	22.50	31.30	17.50	17.70	20.30	21.20	20.50	14.40	13.30	16.30	16.40
Rb	158	173	174	158	117	240	240	271	216	274	393	231	196	192
Sr	444	758	766	419	1056	189	153	98	236	156	47	139	148	149
Y	22.30	39.00	39.60	25.70	41.90	17.10	16.70	28.80	26.70	21.60	23.30	11.70	27.60	26.70
Zr	301	322	324	186	212	174	91	182	124	120	96	91	94	101
Nb	16.60	29.10	29.50	14.10	13.70	15.00	12.20	20.50	12.30	11.90	10.90	7.36	9.28	9.07
Ba	1382	1664	1672	1046	1278	865	720	998	425	555	500	440	549	545
La	73.50	78.80	79.20	59.70	81.30	53.30	30.40	29.20	36.00	32.40	29.70	16.00	32.00	32.30
Ce	137.00	166.00	166.00	114.00	169.00	105.00	57.00	98.20	68.80	61.50	36.10	34.30	61.60	62.20
Pr	14.20	19.20	19.40	12.20	20.30	10.80	6.13	7.03	7.59	6.71	6.60	3.20	6.50	6.71
Nd	49.30	71.10	71.50	42.70	80.00	36.60	21.60	25.40	26.00	23.20	22.60	11.40	22.50	22.70
Sm	7.64	11.90	12.00	7.34	13.60	5.73	4.32	5.57	5.37	5.01	5.00	2.47	4.48	4.58
Eu	1.50	2.25	2.37	1.27	3.04	0.93	0.75	0.83	0.86	0.87	0.89	0.54	0.82	0.79
Gd	5.92	9.11	9.07	5.90	10.56	4.24	3.74	4.99	4.66	4.43	4.61	2.24	4.01	3.96
Tb	0.77	1.25	1.26	0.87	1.39	0.58	0.53	0.77	0.72	0.65	0.72	0.35	0.65	0.65
Dy	4.04	7.04	6.98	5.02	7.64	3.08	2.87	4.87	4.39	3.69	4.25	2.05	4.15	4.07
Ho	0.73	1.29	1.31	0.94	1.41	0.56	0.50	0.95	0.82	0.66	0.77	0.37	0.84	0.81
Er	2.01	3.59	3.65	2.66	3.88	1.56	1.35	2.84	2.30	1.79	2.10	1.04	2.49	2.42
Tm	0.27	0.51	0.51	0.39	0.53	0.22	0.19	0.43	0.34	0.25	0.28	0.15	0.39	0.38
Yb	1.72	3.16	3.17	2.52	3.26	1.40	1.22	2.88	2.18	1.59	1.69	0.98	2.57	2.47
Lu	0.25	0.45	0.44	0.37	0.46	0.21	0.18	0.43	0.30	0.23	0.23	0.14	0.37	0.36
Hf	6.95	7.63	7.67	5.26	5.12	4.64	2.58	5.27	3.29	3.31	2.83	2.61	2.61	2.78
Ta	0.88	2.13	2.15	1.44	0.91	1.42	1.33	2.48	1.23	1.45	1.84	1.37	1.03	1.05
Pb	13.00	13.90	14.00	32.20	9.20	20.70	15.90	13.20	49.70	56.00	80.20	60.70	60.70	59.30
Th	21.20	41.90	42.30	24.30	10.90	24.50	14.60	42.20	16.80	16.40	13.10	7.90	14.40	14.70
U	4.32	7.19	7.33	5.63	1.38	4.76	3.91	9.27	2.92	5.45	6.78	3.11	4.15	4.14
Zr+Nb+ Ce+Y	477	556	560	340	437	311	177	329	232	215	166	144	192	199
Ga/Al	3.51	3.63	3.52	2.98	4.62	2.40	2.45	2.77	2.95	2.68	1.88	1.72	2.50	2.51
Y/Nb	1.35	1.34	1.34	1.82	3.06	1.14	1.36	1.40	2.17	1.81	2.13	1.58	2.98	2.95
Yb/Ta	1.95	1.48	1.48	1.75	3.60	0.99	0.92	1.16	1.77	1.09	0.92	0.71	2.49	2.36

表 3 峨山样品全岩 Sr-Nd 同位素数据
Table 3 Whole-rock Sr-Nd isotopic data of the Eshan samples

岩性 样品号	花岗闪长岩				似斑状黑云母二长花岗岩			
	ES-10-1	ES-13	ES-1	ES-15	ES-17	ES-18	ES-29	ES-34
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Rb	1.033 7	0.662 1	1.096 1	0.319 6	5.881 1	4.552 3	5.096 6	3.830 4
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.723 855	0.716 788	0.703 366	0.711 967	0.744 528	0.751 665	0.766 471	0.749 644
±2σ	0.000 003	0.000 004	0.000 005	0.000 003	0.000 005	0.000 005	0.000 005	0.000 004
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	0.711 8	0.709 1	0.710 6	0.708 2	0.675 1	0.698 0	0.714 7	0.704 5
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0.093 671	0.100 884	0.103 958	0.102 438	0.094 514	0.120 840	0.130 251	0.120 571
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.511 661	0.511 840	0.511 745	0.511 892	0.511 793	0.511 313	0.511 908	0.511 821
±2σ	0.000 002	0.000 002	0.000 002	0.000 002	0.000 003	0.000 002	0.000 003	0.000 002
εNd(t)	-8.30	-5.56	-7.73	-4.71	-5.70	-5.08	-7.23	-7.92

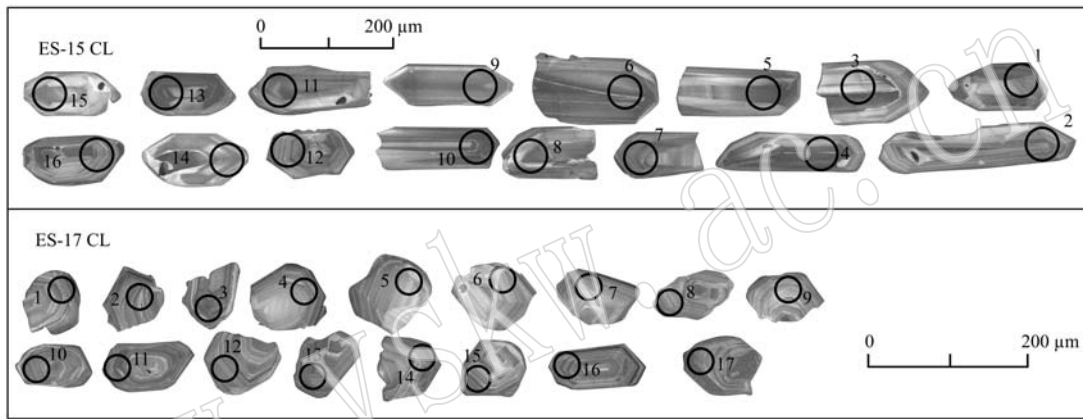


图 4 锆石阴极发光 (CL) 图像

Fig. 4 Zircon cathodoluminescence (CL) images of zircon

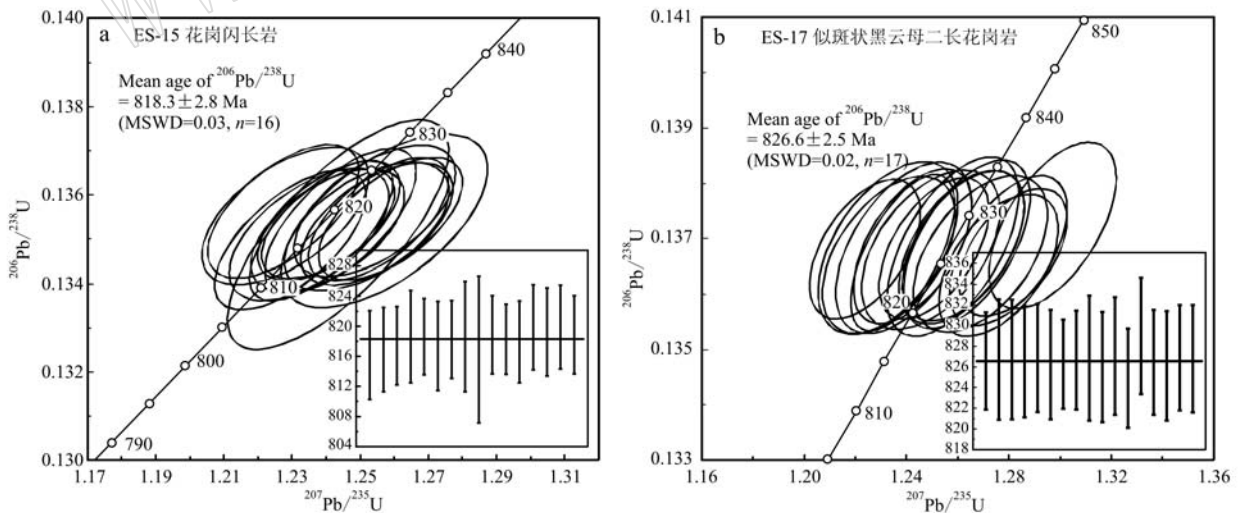


图 5 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄谐和图

Fig. 5 Laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry (LA-ICP-MS) zircon U-Pb concordance curves

相对于似斑状黑云母二长花岗岩,花岗闪长岩有着低的 SiO₂ (62.90% ~ 68.20%) 和高的 Al₂O₃ (12.80% ~ 15.90%)、MgO (0.90% ~ 2.28%)、Fe₂O₃

(2.27% ~ 6.37%)、TiO₂ (0.37% ~ 0.82%)、P₂O₅ (0.14% ~ 0.27%) 含量 (表 2)。铝饱和指数同样变化较大, ACNK = 0.72 ~ 1.08。高的烧失量 (1.96% ~

2.70%)也反映了蚀变对岩石原本的成分产生了影响(表2)。相比似斑状黑云母二长花岗岩,花岗闪长岩的稀土元素配分曲线样式更陡,重稀土元素分异也较为明显,并且Eu负异常相对较弱(图6a)。微量元素原始地幔标准化曲线样式和似斑状

花岗岩一致(图6b)。这些样品最大的特征是富集高场强元素,大多数样品 $Zr+Nb+Ce+Y > 350 \times 10^{-6}$, $10\ 000 Ga/Al > 2.6$ (表2)。它们具有富集的Sr-Nd同位素特征, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值为(0.708 2~0.711 8), $\epsilon Nd(t)$ 值为-8.30~-4.71(表3)。

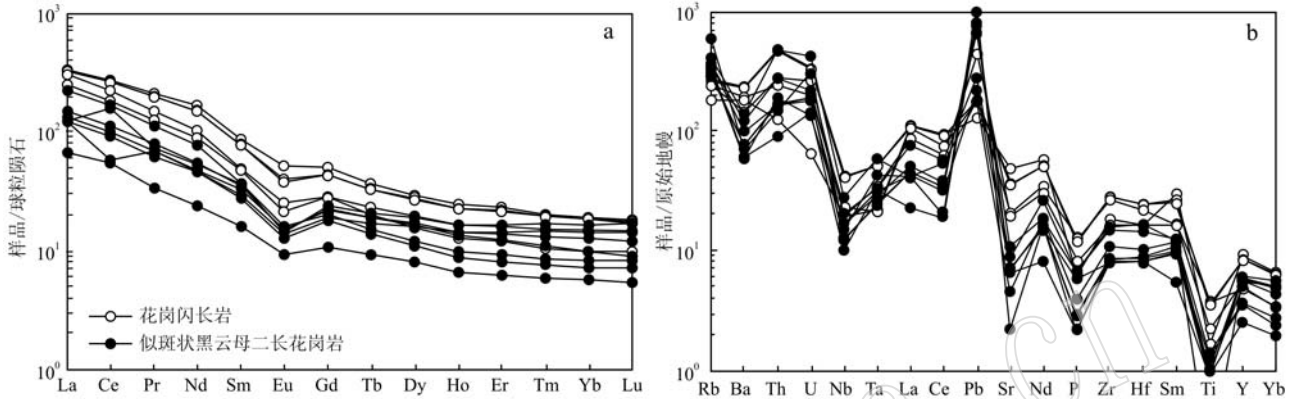


图6 稀土元素配分图(a)和微量元素蛛网图(b)(标准化数据据Sun and McDonough, 1989)

Fig. 6 REE patterns (a) and trace elements spidergrams (b) (normalized values after Sun and McDonough, 1989)

4 讨论

4.1 岩石学成因

峨山花岗闪长岩和似斑状黑云母二长花岗岩具有相对高的烧失量和变化的ACNK值,说明两种岩性在形成以后均经历了弱的蚀变过程(表2)。在低级蚀变过程中,有些主、微量元素如Ti、Fe、Al、P、REEs、HFSEs是稳定的,而Mg、Ca、Na、K和LILEs则会受到蚀变的影响(Smith and Smith, 1976; Bedard, 1999)。考虑到蚀变的影响,本文讨论岩石成因主要利用稳定的元素。

Hu等(2018)根据似斑状黑云母二长花岗岩具有高的ACNK值(>1.1),认为它们具有强过铝质的组分,属于S型花岗岩,很可能是由变质杂砂岩部分熔融形成的。本文测试结果显示并不是所有样品都是强过铝质组分,还有准铝质和弱过铝质的组分(表2)。另一方面,相对高的烧失量已经反映出岩体侵位以后发生了低程度的蚀变(表2),因此,似斑状黑云母二长花岗岩中高的ACNK值可能是蚀变作用导致的,不能用来判别花岗岩的类型。实验结果表明P在强过铝质岩浆中的溶解度是非常高的,而在准铝质-弱过铝质的岩浆中溶解度很低(Montel *et al.*, 1988)。前人的研究进一步证实P₂O₅在I型花岗质岩浆演化过程中是逐渐减少的,而在S型花岗质岩

浆演化过程中则是逐渐增加的(Chappell and White, 1992)。在P₂O₅-SiO₂投图中似斑状黑云母花岗岩明显呈现出了负相关关系(图7),这说明其更可能是I型花岗岩。前人的研究结果表明扬子西缘产出的新元古代玄武质岩石的Nd同位素组成都是亏损的[$\epsilon Nd(t) > 0$],明显不同于峨山似斑状黑云母二长花岗岩(表3)。因此,这些岩石最可能来源于地壳岩石中的变质火成岩。在球粒陨石稀土元素标准化曲线上,明显呈现出Eu的负异常(图6a),这说明

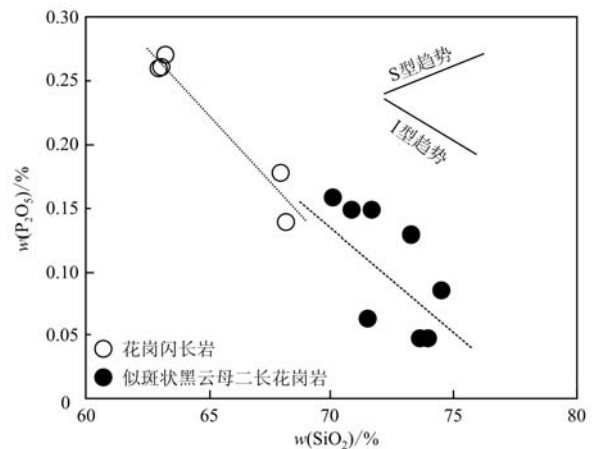


图7 样品的P₂O₅和SiO₂含量之间的二元协变图

Fig. 7 Binary covariant diagram between P₂O₅ and SiO₂ of the Eshan samples

源区在部分熔融后残余有斜长石。而重稀土元素分异不明显则进一步暗示了源区部分熔融后并没有石榴子石的出现。因此, 稀土元素配分曲线的特征说明源区的深度在正常的地壳厚度内, 不超过 30 km (Jiang *et al.*, 2011)。

峨山花岗闪长岩也具有高的烧失量, 说明 AC-NK 值也受到了蚀变的影响。这些样品在 P₂O₅ - SiO₂ 投图中也呈现出负相关关系(图 7), 说明蚀变前的岩体很可能也是准铝质-弱过铝质的组分。相较于峨山似斑状二长花岗岩, 峨山花岗闪长岩具有较低的 SiO₂ 含量和较高的 Fe₂O₃ 含量, 特别是具有富集的高场强元素 (Zr+Nb+Ce+Y = 340×10⁻⁶ ~ 560×10⁻⁶) 以及较高的 Ga/Al 值 (10 000 Ga/Al = 2.98 ~ 4.62 > 2.6) (表 2)。这些地球化学指标是识别 A 型花岗岩的主要指标 (Whalen *et al.*, 1987; 图 8)。因此, 峨山花岗闪长岩很可能属于 A 型花岗岩 (图 8)。Eby (1990) 根据地球化学特征进一步将 A 型花岗岩类分成了 2 个亚类型: A₁ 和 A₂。其中 A₁ 型花岗岩来源于和洋岛玄武质类似的岩浆的结晶分异作用, 而 A₂ 型花岗岩则主要形成于地壳岩石部分熔融作用。峨山花岗闪长岩有着高的 Y/Nb 值 (1.34 ~ 3.06), 说明它们是 A₂ 型花岗岩。这些样品具有富集的 Sr-Nd 同位素组分和 Nb-Ta-Ti 负异常 (表 3、图 6b), 也进一步说明它们来源于地壳源区。实验岩石学和实验模拟的结果显示英云闪长质-花岗闪长质岩石部分熔融可以形成 A 型花岗岩 (Creaser *et al.*, 1991; Skjerlie and Johnston, 1992)。峨山花岗闪长岩相对于花岗岩来讲具有低 SiO₂、高 MgO 和 Fe₂O₃

其主量元素成分和上述实验岩石学和模拟所用的原岩的成分很相似, 但是与熔融体和模拟结果的成分相比明显更加偏向镁铁质端员。因此, 认为峨山花岗闪长岩不可能由英云闪长质-花岗闪长质岩石部分熔融而来的。在早期的研究中, 学者们认识到 A₂ 型花岗岩可能是一个已经萃取出过岩浆后残余下来的麻粒岩源区部分熔融而来的 (Whalen *et al.*, 1987)。本文支持这一成因模式, 原因有以下 3 点: ① 峨山似斑状黑云母二长花岗岩的形成时代比 A₂ 型的花岗闪长岩的形成时代要早几个百万年; ② 两者具有一致的 Nd 同位素组成, 说明它们来自同一源区; ③ 峨山花岗闪长岩比似斑状黑云母二长花岗岩在成分上更偏向于镁铁质, 这一点与残余的麻粒岩熔融成因模式是一致的。综上所述, 峨山花岗闪长岩完整的成因模式是: 首先, 变质火成岩源区在 826 Ma 时发生部分熔融形成了峨山似斑状黑云母二长花岗岩并且残留下来一个麻粒岩化的源区; 其后, 麻粒岩源区在 818 Ma 时再次发生部分熔融形成了具有 A 型属性的峨山花岗闪长岩。

4.2 构造背景及意义

关于扬子地块西缘新元古代岩浆岩产出的地球动力学背景, 主要有两种认识: 一是认为它们形成于超级地幔柱上涌诱发的罗迪尼亚超大陆裂解的板内环境 (Li *et al.*, 2002, 2003a, 2003b, 2008); 二是认为它们产出在古大洋向大陆俯冲诱发的活动大陆边缘环境 (Zhou *et al.*, 2002, 2006a, 2006b; Zhao, 2015)。前人研究表明, 产出在这两种地球动力学环境中的岩浆岩组合类型明显不同。在地幔柱上涌相关的板内环境中产出的岩浆岩以大陆溢流玄武岩和基性侵入岩为主, 伴随产生的中酸性岩石很少, 且很多都具有 A 型的特征 (Ernst and Buchan, 2003)。与之相反, 产出在活动大陆边缘环境的岩浆岩则以中酸性钙碱性火山岩和侵入岩为主, 只有少量的钙碱性基性岩产出 (Frisch *et al.*, 2011)。在扬子地块西缘没有大规模新元古代溢流玄武岩的出现。当然, 很有可能溢流玄武岩已经被风化剥蚀掉了, 但是目前出露的侵入岩也是以酸性岩为主, 而只有少量基性岩产出, 并且这些基性岩大多数都具有和火山弧玄武岩相似的特征 (图 9)。更进一步, 地幔柱环境下产出的 A 型花岗岩通常属于 A₁ 亚类型, 是由地幔柱部分熔融形成的类 OIB 玄武质岩浆结晶分异形成的 (Eby, 1990)。然而, 峨山花岗闪长岩具有比 OIB 更高的 Y/Nb 值, 和火山弧岩石一致, 属于 A₂ 亚类型

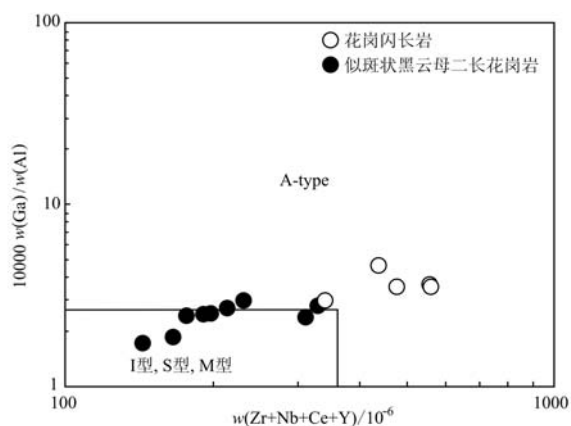


图 8 A 型花岗岩的 Zr+Nb+Ce+Y - 10 000 Ga/Al 地球化学判别图解 (改自 Whalen *et al.*, 1987)

Fig. 8 Geochemical discrimination diagram of Zr+Nb+Ce+Y - 10 000 * Ga/Al (after Whalen *et al.*, 1987)

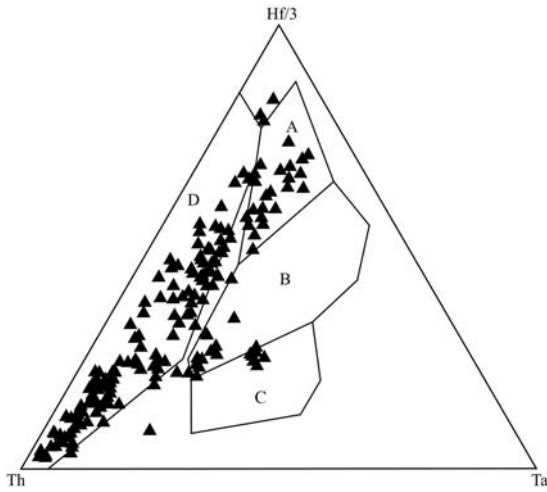


图9 扬子地块西缘新元古代玄武质岩石的构造背景判别图(数据引自 Cawood *et al.*, 2017; 底图据 Wood, 1980)

Fig. 9 Tectonic discrimination diagram of the Neoproterozoic basaltic rocks in western Yangtze Block (data after Cawood *et al.*, 2017; base map after wood, 1980)

A—N型 MORB; B—E型 MORB 和板内拉斑玄武岩;
C—板内碱性玄武岩; D—火山弧玄武岩
A—N-MORB; B—E-MORB; C—intraplate alkali basalt;
D—arc basalt

而并非 A₁ 亚类型。此外,在扬子西缘产出的岩石普遍都是钙碱性的,相对缺乏拉斑质和碱性岩石。因此,扬子地块西缘在新元古代时期最有可能是一个受大洋俯冲影响的活动大陆边缘。学者们相对一致的观点认为罗迪尼亚超大陆在 0.9 Ga 以前已经完成了彻底的拼合(如 Li *et al.*, 2002, 2003, 2008; Zhou *et al.*, 2002, 2006a, 2006b; Zhao, 2015)。扬子西缘存在 0.8 Ga 左右的活动大陆边缘说明扬子地块所属的华南地块当时不太可能位于罗迪尼亚超大陆的内部,更可能位于边缘。

5 结论

(1) 峨山花岗闪长岩和似斑状黑云母二长花岗岩均侵位于新元古代,形成时代分别是 818.3 ± 2.8 Ma 和 826.6 ± 2.5 Ma。

(2) 在 826 Ma 时,峨山似斑状黑云母二长花岗岩形成于变质火成岩源区部分熔融过程,熔融过程中源区发生了麻粒岩化;随后,在 818 Ma 的时候,该麻粒岩化的源区再一次发生熔融形成了具有 A 型属性的峨山花岗闪长岩。

(3) 扬子西缘在 0.8 Ga 左右是一个活动大陆

边缘,华南地块在当时可能位于罗迪尼亚超大陆的边缘。

References

- Bedard J H. 1999. Petrogenesis of boninites from the Betts Cove ophiolite, Newfoundland, Canada: Identification of subducted source components[J]. *Journal of Petrology*, 40: 1 853~1 889.
- Cawood P A, Zhao G C, Yao J L, *et al.* 2017. Reconstructing South China in Phanerozoic and Precambrian supercontinents [J]. *Earth-Science Reviews*, 186: 1 733~1 794.
- Chappell B W and White A J R. 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt[J]. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 83: 13~26.
- Creaser R A, Price R C and Wormald R J. 1991. A-type granites revisited: assessment of a residual source model[J]. *Geology*, 19: 163 ~ 166.
- Eby G N. 1990. The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis [J]. *Lithos*, 26: 115~134.
- Ernst R E and Buchan K L. 2003. Recognizing mantle plumes in the geological record[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 31: 469~523.
- Frisch W, Mesched M and Blakey R. 2011. Plate tectonics: Continental drift and mountain building [J]. Heidelberg: Springer, 212.
- Gao Jianfeng, Lu Jianjun, Lai Mingyuan, *et al.* 2003. Analysis of trace elements in rock samples using HR-ICPMS[J]. *Journal of Nanjing University (Natural Sciences)*, 39(6): 844~850 (in Chinese with English abstract).
- Greentree M R and Li Z X. 2008. The oldest known rocks in south-western China: SHRIMP U-Pb magmatic crystallisation age and detrital provenance analysis of the Paleoproterozoic Dahongshan Group [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 33: 289~302.
- Griffin W L, Powell W J, Pearson N J, *et al.* 2008. GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS in the Earth Sciences[J]. *Mineralogical Association of Canada Short Course Series*, 40: 204~207.
- Hu A Q, Zhu B Q, Mao C X, *et al.* 1991. Geochronology of the Dahongshan group[J]. *Chinese Journal of Geochemistry*, 10: 195~203.
- Hu J, Zhang S T, Zhang G Z, *et al.* 2018. Geochemistry and tectonic setting of the Eshan granites in the southwestern margin of the Yangtze plate, Yunnan [J]. *Journal of Earth Science*, 29(1): 130~

- 143.
- Jiang Y H, Zhao P, Zhou Q, *et al.* 2011. Petrogenesis and tectonic implications of Early Cretaceous S- and A-type granites in the northwest of the Gan-Hang rift, SE China[J]. *Lithos*, 121: 55~73.
- Kou C H, Zhang Z C, Santosh M, *et al.* 2017. Oldest volcanic-hosted submarine iron ores in South China: Evidence from zircon U-Pb geochronology and geochemistry of the Paleoproterozoic Dahongshan iron deposit[J]. *Gondwana Research*, 49: 182~204.
- Li Huaikun, Zhang Chuanlin, Yao Chunyan, *et al.* 2013. U-Pb zircon age and Hf isotope compositions of Mesoproterozoic sedimentary strata on the western margin of the Yangtze massif[J]. *Science China: Earth Science*, 56: 628~639(in Chinese with English abstract).
- Li X H, Li Z X, Ge W C, *et al.* 2003a. Neoproterozoic granitoids in South China: Crustal melting above a mantle plume at ca. 825 Ma? [J]. *Precambrian Research*, 122: 45~83.
- Li Z X, Bogdanova S V, Collins A S, *et al.* 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis[J]. *Precambrian Research*, 160: 179~210.
- Li Z X, Li X H, Kinny P D, *et al.* 2003b. Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in the Yangtze craton, South China, and correlations with other continents: Evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia[J]. *Precambrian Research*, 122: 85~109.
- Li Z X, Li X H, Zhou H, *et al.* 2002. Grenvillian continental collision in South China: New SHRIMP U-Pb zircon results and implications for the configuration of Rodinia[J]. *Geology*, 30: 163~166.
- Li Z X, Zhang L and Powell C W A. 1995. South China in Rodinia: Part of the missing link between Australia-East Antarctica and Laurentia? [J]. *Geology*, 23: 407~410.
- Liu Z, Tan S C, He X H, *et al.* 2019. Petrogenesis of mid-Neoproterozoic (ca. 750 Ma) mafic and felsic intrusions in the Ailao Shan-Red River belt: Geochemical constraints on the paleogeographic position of the South China Block[J]. *Lithosphere*, 11: 348~364.
- Ludwig K R. 2003. User's manual for Isoplot 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel[J]. Berkeley Geochronology Center. Special Publications, 4: 47~93.
- Montel J M, Mouchel R and Pichavant M. 1988. High apatite solubility in peraluminous melts[J]. *Terra Cognita*, 8: 71.
- Pu Wei, Gao Jianfeng, Zhao Kuidong, *et al.* 2005. Separation method of Rb-Sr, Sm-Nd using DCTA and HIBA[J]. *Journal of Nanjing University(Natural Sciences)*, 41(4): 445~450(in Chinese with English abstract).
- Skjerlie K P and Johnston A D. 1992. Vapor-absent melting at 10 kbar of a biotite- and amphibole-bearing tonalitic gneiss: Implications for the generation of A-type granites[J]. *Geology*, 20: 263~266.
- Smith R E and Smith S E. 1976. Comments on the use of Ti, Zr, Y, Sr, K, P, and Na in classification of basaltic magmas [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 32: 114~120.
- Wang X L, Zhao G C, Zhou J C, *et al.* 2008. Geochronology and Hf isotopes of zircon from volcanic rocks of the Shuangqiaoshan Group, South China: Implications for the Neoproterozoic tectonic evolution of the eastern Jiangnan orogen [J]. *Gondwana Research*, 14: 355~367.
- Wang X L, Zhou J C, Qiu J S, *et al.* 2006. LA-ICP-MS U-Pb zircon geochronology of the Neoproterozoic igneous rocks from Northern Guangxi, South China: Implications for petrogenesis and tectonic evolution [J]. *Precambrian Research*, 145: 111~130.
- Whalen J B, Currie K L and Chappell B W. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis[J]. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 95: 407~419.
- Williams I S, Buick A and Cartwright I. 1996. An extended episode of early Mesoproterozoic metamorphic fluid flow in the Reynold region, central Australia[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 14: 29~47.
- Wood D A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 50(1): 11~30.
- Yang Hong, Liu Fulai, Du Lilin, *et al.* 2012. Zircon U-Pb dating for metavolcanites in the Laochanghe Formation of the Dahongshan Group in southwestern Yangtze Block, and its geological significance [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 28(9): 2 994~3 014(in Chinese with English abstract).
- Yang Hong, Liu Pinghua, Meng En, *et al.* 2014. Geochemistry and its tectonic implications of metabasite in the Dahongshan Group in southwestern Yangtze block[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 30(10): 3 021~3 033(in Chinese with English abstract).
- Yunnan Bureau of Geology and Mineral Resources. 1990. Regional Geological Records of Yunnan Province [M]. Beijing: Geological Publishing House(in Chinese).
- Zhao G. 2015. Jiangnan orogen in South China: Developing from divergent double subduction[J]. *Gondwana Research*, 27: 1 173~1 180.
- Zhao G and Cawood P A. 2012. Precambrian geology of China[J]. *Precambrian Research*, 222~223: 13~54.
- Zhao J H, Zhou M F, Yan D P, *et al.* 2008. Zircon Lu-Hf isotopic constraints on Neoproterozoic subduction-related crustal growth along the

- western margin of the Yangtze block, South China[J]. *Precambrian Research*, 163: 189~209.
- Zhao T P, Chen W and Zhou M F. 2009. Geochemical and Nd-Hf isotopic constraints on the origin of the ~ 1.74 Ga Damiao anorthosite complex, North China Craton[J]. *Lithos*, 113: 673~690.
- Zhao X F and Zhou M F. 2011. Fe-Cu deposits in the Kangdian region, SW China: A Proterozoic IOCG (iron-oxide-copper-gold) metallogenetic province[J]. *Mineralium Deposita*, 46: 731~747.
- Zhou M F, Ma Y X, Yan D P, *et al.* 2006a. The Yanbian terrane (southern Sichuan Province, SW China): A Neoproterozoic arc assemblage in the western margin of the Yangtze block[J]. *Precambrian Research*, 144: 19~38.
- Zhou M F, Yan D P, Kennedy A K, *et al.* 2002. SHRIMP U-Pb zircon geochronological and geochemical evidence for Neoproterozoic arc-magmatism along the western margin of the Yangtze block, South China[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 196: 51~67.
- Zhou M F, Yan D P, Wang C, *et al.* 2006b. Subduction-related origin of the 750 Ma Xuelongbao adakitic complex (Sichuan Province, China): Implications for the tectonic setting of the giant Neoproterozoic magmatic event in South China[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 248: 286~300.
- Zhu Huaping, Fan Wenyu, Zhou Bangguo, *et al.* 2011. Assessing Precambrian stratigraphic sequence of Dongchuan area: Evidence from zircon SHRIMP and LA-ICP-MS dating[J]. *Geological Journal of China Universities*, 17: 452~461 (in Chinese with English abstract).
- ### 附中文参考文献
- 高剑峰, 陆建军, 赖鸣远, 等. 2003. 岩石样品中微量元素的高分辨率等离子质谱分析[J]. *南京大学学报(自然科学版)*, 39(6): 844~850.
- 李怀坤, 张传林, 姚春彦, 等. 2013. 扬子西缘中元古代沉积地层锆石 U-Pb 年龄及 Hf 同位素组成[J]. *中国科学(地球科学)*, 43(8): 1 287~1 298.
- 濮巍, 高剑峰, 赵葵东, 等. 2005. 利用 DCTA 和 HIBA 快速有效分离 Rb-Sr, Sm-Nd 的方法[J]. *南京大学学报(自然科学版)*, 41(4): 445~450.
- 杨红, 刘福来, 杜利林, 等. 2012. 扬子地块西南缘大红山群老厂河组变质火山岩的锆石 U-Pb 定年及其地质意义[J]. *岩石学报*, 28(9): 2 994~3 014.
- 杨红, 刘平华, 孟恩, 等. 2014. 扬子地块西南缘大红山群变质基性岩的地球化学研究及构造意义[J]. *岩石学报*, 30(10): 3 021~3 033.
- 云南地矿局. 1990. 云南省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社.
- 朱华平, 范文玉, 周邦国, 等. 2011. 论东川地区前震旦系地层层序: 来自锆石 SHRIMP 及 LA-ICPMS 测年的证据[J]. *高校地质学报*, 17(3): 452~461.