

# 拉萨地块南部得明顶地区叶巴组火山岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄、地球化学特征及其成因

熊秋伟<sup>1,2</sup>, 陈建林<sup>1,3</sup>, 许继峰<sup>1,3</sup>, 黄丰<sup>1,2</sup>, 陈雪峰<sup>4</sup>, 曾云川<sup>1,2</sup>, 雷鸣<sup>1,2</sup>  
XIONG Qiuwei<sup>1,2</sup>, CHEN Jianlin<sup>1,3</sup>, XU Jifeng<sup>1,3</sup>, HUANG Feng<sup>1,2</sup>,  
CHEN Xuefeng<sup>4</sup>, ZENG Yunchuan<sup>1,2</sup>, LEI Ming<sup>1,2</sup>

1. 同位素地球化学国家重点实验室/中国科学院广州地球化学研究所, 广东 广州 510640;

2. 中国科学院研究生院, 北京 100039;

3. 中国科学院青藏高原地球科学卓越创新中心, 北京 100101;

4. 桂林理工大学, 广西 桂林 541004

1. *State Key Laboratory of Isotope Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China;*

2. *University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China;*

3. *CAS Center for Excellence in Tibetan Plateau Earth Sciences, Beijing 100101, China;*

4. *Guilin University of Technology, Guilin 541004, Guangxi, China*

**摘要:** 作为拉萨地块南部形成时代最早的火山岩, 叶巴组火山岩对于确定新特提斯洋的俯冲过程及印度欧亚大陆碰撞前的演化等具有重要意义。前人的研究结果显示, 叶巴组火山岩是一套岩性由基性到酸性连续的、具有岛弧地球化学特征的火山岩。目前在叶巴组火山岩中只有酸性岩获得了精确的锆石 U-Pb 年龄, 显示其形成时代为早侏罗世。然而对叶巴组中基性火山岩目前尚无精确的年代学报道。另外, 有关叶巴组火山岩形成的动力学背景, 目前还存在争议。对拉萨地块南部得明顶地区的叶巴组火山岩进行了锆石 U-Pb 年龄和地球化学研究, 获得其锆石 U-Pb 年龄为  $188.8 \pm 1.8$  Ma, 表明与酸性火山岩形成时代一致。得明顶地区叶巴组火山岩地球化学数据显示其具有类似于岛弧火山岩的特征, 富集大离子亲石元素、亏损高场强元素、轻重稀土元素分异明显, 部分样品具有 Sr 及 Eu ( $\delta \text{Eu} = 0.75 \sim 0.83$ ) 的略微异常。结合前人的研究成果认为, 叶巴组火山岩很可能形成于大陆边缘弧, 其形成与新特提斯洋的北向俯冲有紧密的联系。

**关键词:** LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年; 地球化学; 叶巴组火山岩; 得明顶地区; 新特提斯洋俯冲

**中图分类号:** P588.14; P597+.3      **文献标志码:** A      **文章编号:** 1671-2552(2015)09-1645-11

**Xiong Q W, Chen J L, Xu J F, Huang F, Chen X F, Zeng Y C, Lei M. LA-ICP-MS zircon U-Pb geochronology, geochemical characteristics and genetic study of Yeba Formation lavas in Demingding area, southern Tibet. *Geological Bulletin of China*, 2015, 34(9): 1645-1655**

**Abstract:** The Yeba Formation lava, generally considered to be the earliest volcanic rock in southern Tibet, is important for understanding the subduction of the Neo-Tethys Ocean and the evolution of the Tibet before India-Asia collision. Previously published zircon U-Pb dating results for the Yeba Formation felsic rocks indicated that they were developed during Early-Middle Jurassic. However, so far, the precise ages of intermediate-basic rocks are absent. Meanwhile, the geodynamic setting for the generation of the

收稿日期: 2014-11-12; 修订日期: 2015-02-27

资助项目: 中国科学院战略性先导科技专项(编号: XDB03010300)、国家 973 项目(编号: 2011CB403100)、中国地质调查局项目(编号: 1212011220908)和国家自然科学基金项目(批准号: 41373030、41573024)

作者简介: 熊秋伟(1993-), 男, 在读硕士生, 地球化学专业。E-mail: qweixiong@163.com

通讯作者: 陈建林(1971-), 男, 博士, 副研究员, 从事地球化学研究。E-mail: lzdxchen@gig.ac.cn

Yebe Formation lavas remains controversial. The result of LA-ICP-MS zircon U-Pb dating of andesite of the Yebe Formation from Demingding area is  $188.8 \pm 1.8$  Ma, which is consistent with the formation age of acidic rocks. This suggests that the Yebe Formation lavas was mainly developed during Early-Middle Jurassic. The geochemical data of Yebe Formation lavas in Demingding area show an affinity to arc magma, such as enrichment of large ionic lithosphere elements (e.g., Rb, U) and light rare earth elements (e.g.,  $3.3 < (La/Yb)_N < 9.9$ ), and depletion of high field strength elements (e.g., Nb, Ta, and Ti), Sr and Eu ( $\delta Eu = 0.75 \sim 0.83$ ). The new data provided by this study, combined with previous results, indicate that the generation of the Yebe Formation lavas was probably in a continental arc setting that was related to the northward subduction of the Neo-Tethys Ocean during Early-Middle Jurassic.

**Key words:** LA-ICP-MS zircon U-Pb dating; geochemistry; Yebe Formation lavas; Demingding area; Neo-Tethys Ocean

青藏高原是研究大陆碰撞造山作用、海陆变迁及其演化历史的天然实验室<sup>[1-2]</sup>。过去的几十年里,研究者对该碰撞造山及之后的地质作用做了大量的研究<sup>[3-5]</sup>,但对于碰撞之前青藏高原南部新特提斯洋演变的认识依然存在争议。分布于拉萨地块南部的达孜—工布江达一带的叶巴组火山岩被认为是特提斯洋俯冲过程的产物,因而吸引了很多学者的关注。已有的研究认为,叶巴组火山岩很可能是新特提斯洋向北俯冲最早的地质记录<sup>[6-8]</sup>,也可能与向南俯冲的班怒特提斯洋<sup>[9-10]</sup>或松多特提斯洋板片回转有关<sup>[11]</sup>。

对于叶巴组的形成时代,前人有不同的认识。1:100万拉萨幅<sup>①</sup>地质调查结果显示,由于叶巴组顶部与上侏罗统多底沟群( $J_3dd$ )不整合接触,底部覆盖于中三叠统且巴日孜组( $T_3d$ )之上;同时又在拉萨附近区域上相似的地层中发现珊瑚类化石 *Thecosmilia*,其时代属于晚三叠世—侏罗纪,由此推测叶巴组形成于晚三叠世。后来,中英联合考察队发现叶巴组夹于含化石的中侏罗统却桑温泉组和查曲浦群之间,也证实了这一观点<sup>[12]</sup>。中法喜马拉雅考察队在叶巴沟剖面发现叶巴组整合覆盖于下白垩统柳梧组之上,因而认为叶巴组形成时代为晚白垩世<sup>[13]</sup>。在工布江达县、墨竹工卡县以南和桑日县以北地区,1:20万下巴淌(沃卡)幅<sup>②</sup>地质调查结果将其间出露的大面积酸性火山岩夹凝灰岩、砂岩全部定为叶巴组,并根据夹于其中的双壳类和虫迹化石,将叶巴组年龄定为中—晚侏罗世。毛国政等<sup>[14]</sup>、赵政璋等<sup>[15]</sup>、苟金等<sup>[16]</sup>等也给出了类似的结论。

最近,一些学者通过同位素年代学方法对叶巴组酸性岩进行锆石 U-Pb 定年,获得了许多新成果,但对于中基性岩,目前依然没有精确的年龄数据报道。例如在达孜地区,耿全如等<sup>[17]</sup>和 Zhu 等<sup>[9]</sup>对叶巴组英安岩样品进行了锆石 SHRIMP 年龄测定,证明其形成时代为早侏罗世,认为东部墨竹工卡—工布江达等地出露的叶巴组形成时代应该晚于西部达

孜地区;董彦辉等<sup>[8]</sup>在甲马沟地区对叶巴组流纹岩样品进行年龄测试,得出了相似的结果;在得明顶地区,陈炜等<sup>[7]</sup>选取英安岩样品进行年龄测试,得到的年龄略微早于东部达孜地区。

本次研究准确测定了得明顶地区叶巴组安山岩的形成时代,分析了相关样品的地球化学数据,并结合前人的研究成果,讨论叶巴组火山岩的成因及其形成的构造背景。

## 1 区域地质概况

青藏高原从北向南由一系列东西向的地块组成,分别为松潘—甘孜地块、羌塘地块和拉萨地块<sup>[1]</sup>。如图 1-a 所示,拉萨地块位于班公湖—怒江缝合带与印度河—雅鲁藏布江缝合带之间。最近 Zhu 等<sup>[18-19]</sup>根据拉萨地块内部基底和盖层的不同特征,将其由北向南划分为北拉萨地体、中拉萨地体和南拉萨地体。

叶巴组火山岩主要分布于南拉萨地体的南部,出露于拉萨—达孜—工布江达之间,东西延伸约 220km,南北最大宽度约 30km,东、西两端尖灭<sup>[8]</sup>。根据前人的野外调查结果,沿东西走向,叶巴组岩性呈现明显的变化。百定村—达孜县出露的叶巴组岩性以灰绿色和绿色玄武岩为主,夹数层紫红色基性熔结凝灰岩类和集块熔岩<sup>[10]</sup>。分布在达孜—工布江达之间的叶巴组可分为 3 段:第一段以安山质、流纹质晶屑凝灰岩为主,夹少量安山质熔岩及火山角砾岩;第二段广泛分布,以含火山角砾凝灰岩、火山角砾岩、集块岩为主,上部夹英安岩、流纹岩、英安流纹质晶屑凝灰岩夹砂岩<sup>③</sup>;第三段以灰白色、灰色绢云母石英片岩、灰绿色绿泥绢云石英片岩、硅质岩、流纹岩、凝灰岩夹砂岩及灰岩为主,主要分布在达西卡、叶巴、朱西沟和驱龙到德嘎拉一带及工布江达县周边<sup>④</sup>。

研究区位于加查县与工布江达县之间的得明顶地区,属于叶巴组分布区域的东部。区内叶巴

组主要出露第二段,其中中酸性火山岩广泛分布,周边分别出露白垩纪、古近纪、新近纪等不同时代的花岗岩及林子宗群火山沉积地层(图 1-b)。采集的样品主要为安山岩和英安岩(图 2-a、b)。灰绿色的安山岩主要为斑状结构,部分具变斑状结构,斑晶主要为斜长石和角闪石。斜长石斑晶颗粒粗大,个别可达 2~3mm,具聚片双晶(图 2-c);基质主要成分为长石和蚀变矿物,具变交织结构,偶见石英和暗色矿物。灰色-灰绿色英安岩主要为斑状结构,部分具变斑状结构。斑晶主要为石英和长石。长石具有卡氏双晶和聚片双晶,并可见明显的绿帘石化;基质蚀变相对严重,部分长英质矿物被绿帘石、绿泥石等次生矿物交代,具变交织结构(图 2-d)。

## 2 样品处理及分析方法

叶巴组火山岩样品的采集位置在西藏得明顶地区以东约 10km 处(N 29°42'11"、E 92°43'27")。其中安山岩样品 13GB-10 的锆石分选在廊坊诚信地

质服务有限公司完成,采用重液和磁选方法。选取的锆石制靶完成后,在中国科学院广州地球化学研究所同位素年代学与地球化学重点实验室利用锆石阴极发光技术分析其内部结构,并在激光剥蚀等离子质谱(LA-ICP-MS)实验室进行 U-Pb 锆石定年。测试所用激光剥蚀系统为 193nmArF-excimer 激光器的 GeoLas2005,激光束直径为 30 μm,以氦气作为剥蚀物质载气,具体分析方法同黄肖潇等<sup>[20]</sup>、康志强等<sup>[21]</sup>。对分析数据的离线处理(对样品微量元素含量, U-Th-Pb 同位素比值和年龄的计算)采用软件 ICPMSDataCal<sup>[22-23]</sup>完成,并使用 Ludwig 博士编写的 Isoplot 3.0 版本软件<sup>[24]</sup>进行加权平均计算及 U-Pb 谐和图绘制。

样品的主量和微量元素分析在中国科学院广州地球化学研究所同位素年代学与地球化学重点实验室完成,在处理前选取新鲜至弱蚀变的样品,去除风化面,手工碎至 1mm,依次用 3%的 HCl 和去离子水超声浸泡和清洗,烘干后用不锈钢钵粉碎至 200 目用于化学分析。主量元素采用碱熔玻璃片

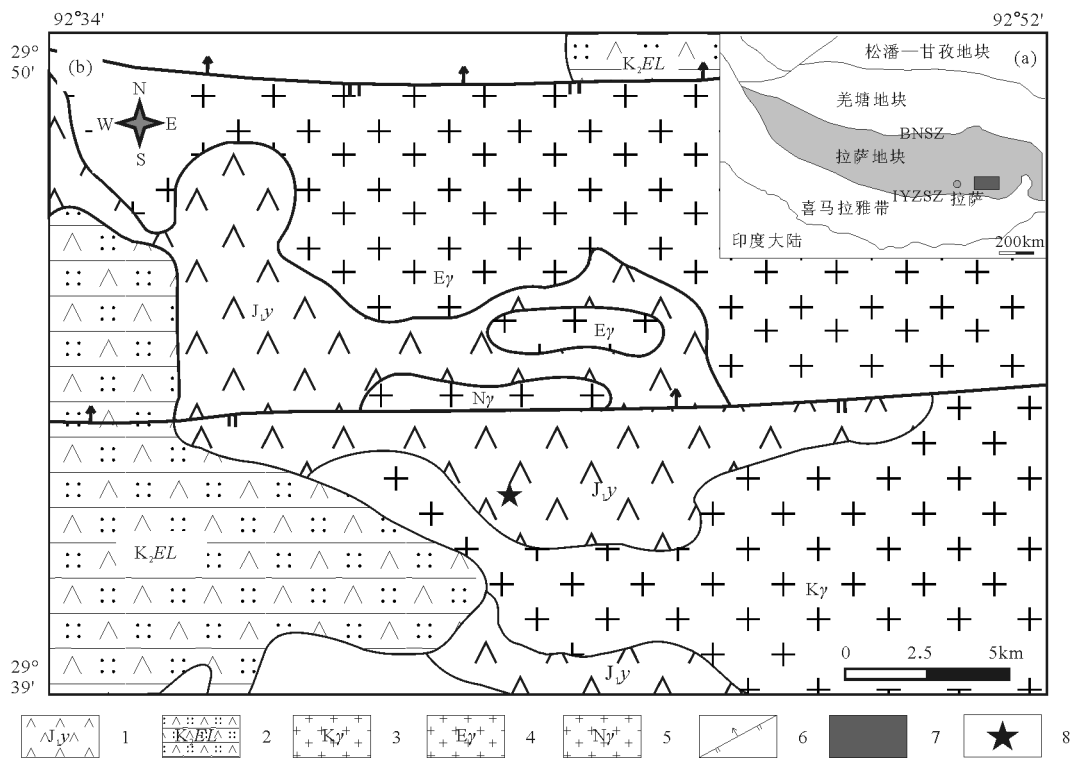


图 1 西藏得明顶地区地质略图(据参考文献③修改)

Fig. 1 Simplified tectonic map of the Demingding area, southern Tibet

- 1—早侏罗世叶巴组火山沉积地层;2—林子宗群火山沉积地层;3—白垩纪花岗岩;4—古近纪花岗岩;
- 5—新近纪花岗岩;6—断层;7—研究区;8—岩石地球化学样品和年龄样品采样地点;
- BNSZ—班公湖-怒江缝合带;IYZSZ—印度河-雅鲁藏布缝合带



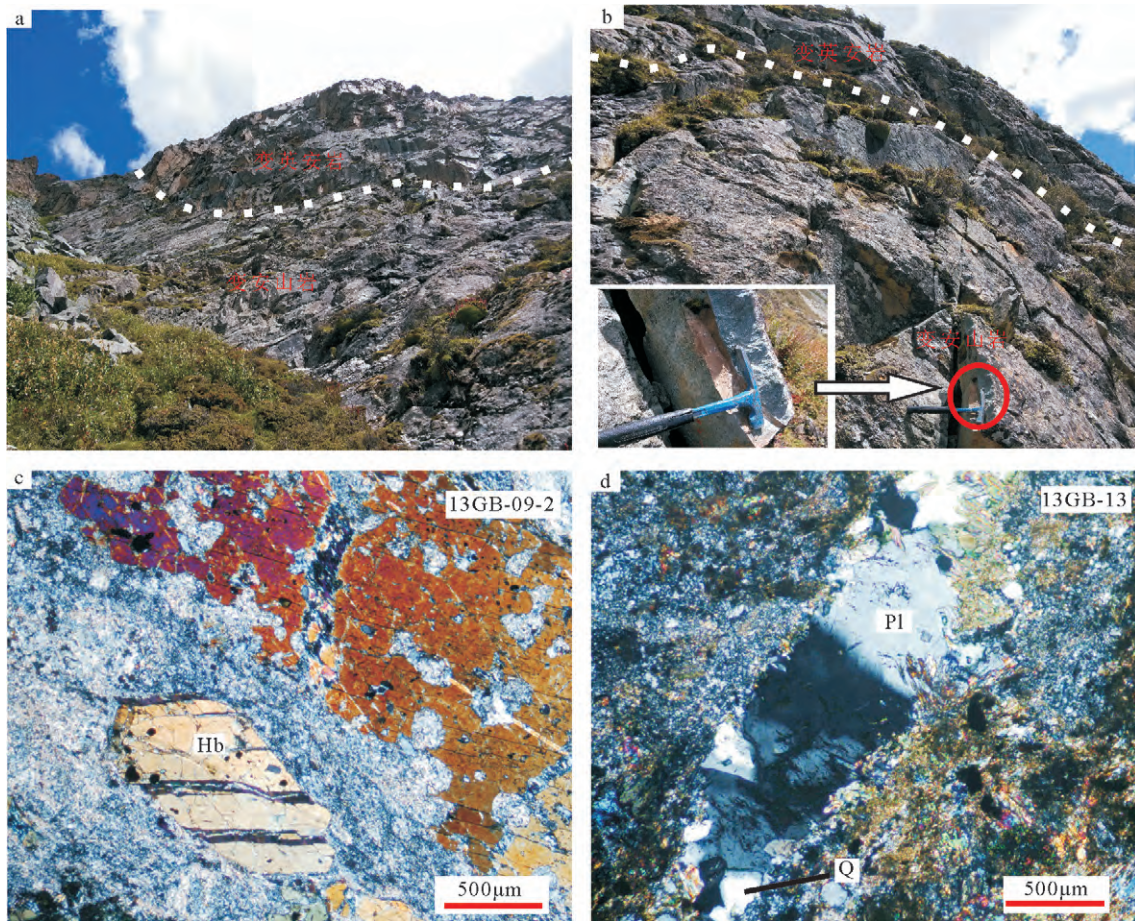


图2 得明顶地区叶巴组火山岩野外露头及显微照片

Fig. 2 Outcrop-scale(a, b) and micro-scale (c, d) photographs of the volcanic rocks from Demingding area, southern Tibet

a~b—得明顶叶巴组安山岩及英安岩野外照片;c—变安山岩(13GB-09-2)镜下特征(+),斑状结构,基质为交织结构;d—变英安岩(13GB-13)镜下特征(+),变斑状结构,基质为交织结构;Hb—普通角闪石;PI—斜长石;Q—石英

XRF法,将制成的玻璃片在Rigaku 100e型荧光光谱仪上进行分析;微量元素采用高温高压消解并利用PE Elan 6000型ICP-MS分析。主量和微量元素的分析精度分别优于5%和10%。相关分析方法和程序参见李献华等<sup>[25]</sup>和刘颖等<sup>[26]</sup>。全岩主量和微量分析测试结果见表2。

### 3 分析结果

#### 3.1 锆石U-Pb同位素

本次选取典型的样品13GB-10进行锆石U-Pb定年,其岩性为安山岩,灰绿色,变余斑状结构,长石斑晶颗粒较粗大。13GB-10的锆石形态如阴极发光图(图3-a)所示,锆石粒径为100~200µm,半

自形-自形结晶,外形主要为长柱状到针状,发育良好的振荡环带。

锆石U-Pb同位素分析结果如图3-b所示,相关数据列于表1中,锆石分析点的Th/U值为0.55~1.13,具有典型的岩浆锆石的特征<sup>[27-28]</sup>;23个分析点的<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U年龄加权平均值为188.8±1.8Ma,可代表岩浆的形成时代。

#### 3.2 主量元素

为避免因岩石蚀变而导致的活动元素迁移的影响,本研究选用不活动元素Co-Th图解(图4-a)划分叶巴组火山岩,可以看出,叶巴组火山岩是一套钙碱性火山岩,其中多数火山岩投点位置集中在钙碱性区域,少数安山岩和英安岩属于高钾钙碱性

表 1 得明顶地区安山岩 13GB-10 LA-ICP-MS 锆石 U-Th-Pb 分析结果  
 Table 1 LA-ICP-MS zircon U-Th-Pb dating results of sample  
 13GB-10 in the Demingding area, southern Tibet

点号	含量/ $10^{-6}$			Th/U	同位素比值						年龄 /Ma					
	Pb	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$1\sigma/10^{-4}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$1\sigma/10^{-4}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$1\sigma/10^{-4}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$1\sigma$
1	8.99	173	236	0.73	0.0497	32	0.2007	130	0.0288	5	189	144	186	11	183	3
2	15.5	352	390	0.90	0.0477	24	0.1926	98	0.0291	4	87	124	179	8	185	3
3	8.86	129	233	0.55	0.0542	35	0.2275	147	0.0300	5	389	144	208	12	190	3
4	16.9	344	434	0.79	0.0501	28	0.2060	115	0.0295	5	198	131	190	10	187	3
5	19.2	446	479	0.93	0.0488	30	0.1988	122	0.0290	5	200	76	184	10	184	3
6	8.05	141	209	0.67	0.0506	36	0.2068	143	0.0298	6	220	167	191	12	190	3
7	12.5	206	300	0.69	0.0548	39	0.2300	164	0.0308	5	406	166	210	14	195	3
8	8.95	153	236	0.65	0.0506	36	0.2067	145	0.0292	5	220	160	191	12	186	3
9	15.5	178	216	0.82	0.0519	37	0.2043	139	0.0290	5	280	163	189	12	184	3
10	19.9	118	211	0.56	0.0475	38	0.1884	146	0.0289	4	72	181	175	12	184	3
11	40.3	185	303	0.61	0.0521	27	0.2121	108	0.0296	4	300	149	195	9	188	3
12	47.0	175	287	0.61	0.0477	28	0.1948	114	0.0297	5	83	133	181	10	189	3
13	77.2	282	342	0.82	0.0504	30	0.2023	123	0.0290	5	213	141	187	10	185	3
14	65.0	121	176	0.68	0.0551	40	0.2211	154	0.0295	6	417	158	203	13	187	3
15	83.1	130	176	0.74	0.0549	37	0.2324	160	0.0305	6	406	147	212	13	194	4
16	167	302	296	1.02	0.0469	25	0.1940	98	0.0300	5	43	122	180	8	191	3
17	109	167	194	0.86	0.0533	31	0.2198	134	0.0297	5	343	133	202	11	189	3
18	81.1	100	120	0.83	0.0560	40	0.2243	153	0.0294	6	454	159	206	13	187	3
19	169	216	190	1.13	0.0487	29	0.2109	132	0.0309	6	200	133	194	11	196	4
20	206	303	269	1.13	0.0506	22	0.2148	94	0.0306	5	233	100	198	8	194	3
21	84.9	131	163	0.80	0.0512	33	0.2089	130	0.0302	5	250	150	193	11	192	3
22	95.3	156	220	0.71	0.0546	31	0.2256	112	0.0307	5	398	128	207	9	195	3
23	119	332	318	1.04	0.0468	25	0.1941	102	0.0304	4	35	126	180	9	193	3

岩。另外,与达孜地区相比,得明顶区域缺乏基性火山岩(图 4-a)。

在  $\text{SiO}_2$ - $\text{TiO}_2$  图解(图 4-b)上,得明顶地区叶巴组火山岩  $\text{TiO}_2$  与  $\text{SiO}_2$  的含量呈现负相关关系,并且中基性岩和酸性岩在图解上明显呈现出不同的趋势。另外除少数几个样品外,当  $\text{SiO}_2$  含量小于 63% 时,  $\text{TiO}_2$  的含量总体比较均一;但超过 63% 之后,其含量出现转折,随着  $\text{SiO}_2$  含量增加迅速减少。达孜地区的叶巴组火山岩(图 4-b)也出现了一定趋势的变化,  $\text{SiO}_2$  超过 60% 之后,  $\text{TiO}_2$  下降幅度明显增大。这种变化特征表明,叶巴组的中基性和酸性岩可能有不同的物质源区组成或演化特征。

### 3.3 微量元素

叶巴组安山岩稀土元素总量为  $124 \times 10^{-6} \sim 144 \times 10^{-6}$ ,  $(\text{Ce}/\text{Yb})_{\text{N}}$  为 6.2~6.8,  $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$  为 8.5~9.9; 英安岩

样品 13GB-11 稀土元素总量为  $97 \times 10^{-6}$ ,  $(\text{Ce}/\text{Yb})_{\text{N}}$  为 3.1,  $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$  为 3.3(表 2)。显示出得明顶地区叶巴组中酸性火山岩稀土元素配分型式为轻稀土元素富集型,轻、重稀土元素分异比较明显。安山岩样品  $\delta \text{Eu} = 0.79 \sim 0.83$ , 平均值为 0.82, 英安岩样品(13GB-11)的  $\delta \text{Eu} = 0.81$ 。2 种岩性都表现出程度相似、微弱的负 Eu 异常,表明得明顶地区叶巴组火山岩可能受到了轻微的斜长石分离结晶作用的影响。而前人在达孜、甲马地区的研究成果显示<sup>[6-10]</sup>, 叶巴组玄武岩的稀土元素总量为  $61 \times 10^{-6} \sim 135 \times 10^{-6}$ ,  $(\text{Ce}/\text{Yb})_{\text{N}}$  为 2.8~6.2,  $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$  为 3.3~7.8; 安山岩的稀土元素总量为  $113 \times 10^{-6} \sim 178 \times 10^{-6}$ ,  $(\text{Ce}/\text{Yb})_{\text{N}}$  为 2.06~5.78,  $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$  为 2.28~9.39; 英安岩的稀土元素总量为  $126 \times 10^{-6} \sim 176 \times 10^{-6}$ ,  $(\text{Ce}/\text{Yb})_{\text{N}}$  为 3.0~6.0,  $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$  为 3.6~7.3; 流纹岩稀土元素总量为  $118 \times 10^{-6} \sim 209 \times$



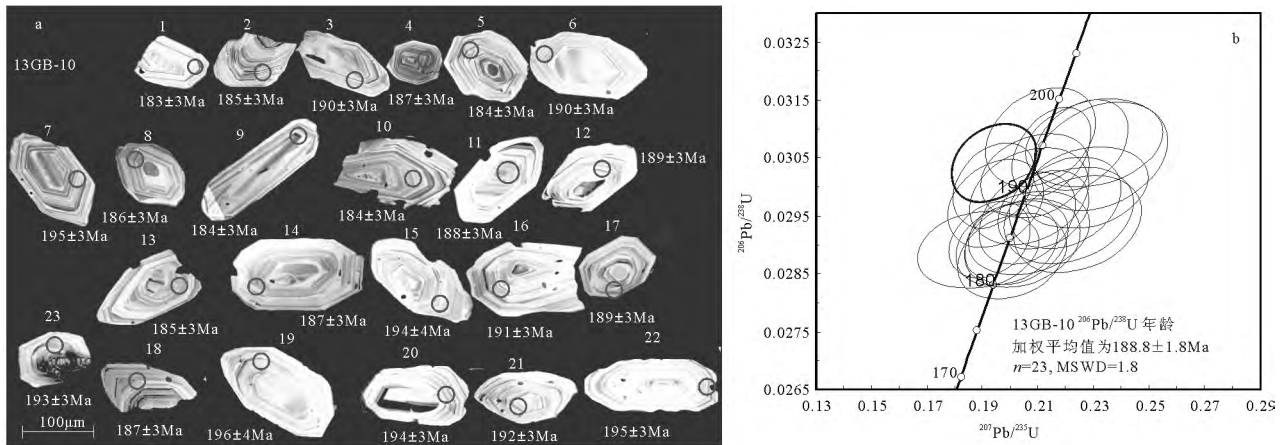


图3 叶巴组样品 13GB-10 锆石阴极发光图像(a)和U-Pb 谐和图(b)

Fig. 3 Zircon CL image(a) and U-Pb concordia diagram(b) for the volcanic rocks from the Yeba Formation (13GB-10)

$10^{-6}$ ,  $(\text{Ce}/\text{Yb})_N$  为 3.06~5.25,  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  为 5.12~7.17。玄武岩的  $\delta \text{Eu}=0.96\sim 1.22$ , 安山岩的  $\delta \text{Eu}=0.45\sim 1.11$ , 英安岩的  $\delta \text{Eu}=0.72\sim 0.84$ , 流纹岩的  $\delta \text{Eu}=0.56\sim 0.76$ 。总体来看,西部叶巴组中酸性火山岩稀土元素特征与东部得明顶地区大体一致,均表现为轻稀土元素富集。随着岩性从基性到酸性变化,达孜、甲马地区叶巴组火山岩  $\delta \text{Eu}$  逐渐减小;陈炜等<sup>[7]</sup>认为,得明顶地区中酸性火山岩同样具有这种趋势。

从微量元素蛛网图(图5)可以看出,得明顶地区叶巴组火山岩富集大离子亲石元素,如 Th、Ba

等;具有明显的高场强元素亏损,如 Nb、Ta、Ti 等,总体上与达孜地区叶巴组火山岩地球化学特征相似,表明叶巴组火山岩很可能形成于岛弧环境<sup>[31]</sup>。而中基性和酸性火山岩之间又有各自不同的演化趋势,如 Sr、Zr、Hf 等。西部叶巴组基性岩具有亏损 Zr、Hf 的特征,中酸性火山岩则没有 Zr、Hf 的负异常,部分酸性岩甚至表现出正异常的特征;在得明顶地区,本次研究采集的安山岩、英安岩样品也没有表现出明显的 Zr、Hf 负异常(图5)。东西部叶巴组 Sr 表现出相同的变化趋势,即随  $\text{SiO}_2$  含量增加, Sr 逐渐减少。

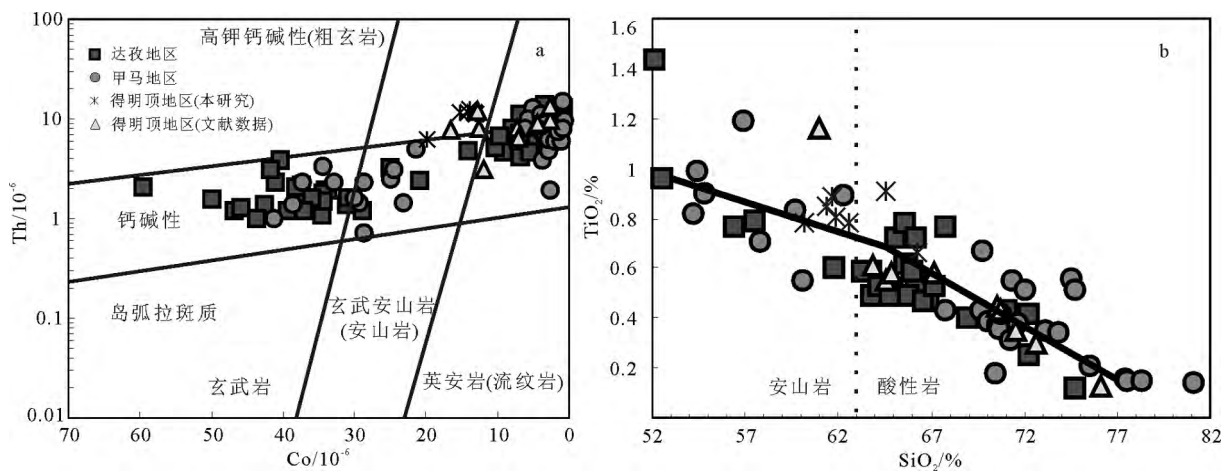


图4 西藏得明顶地区不活动元素 Co-Th 判别图解<sup>[29]</sup>(a)和哈克图解(b)

(达孜地区数据据参考文献[9-10,30];甲马地区据[6,8];得明顶据[7]和本研究)

Fig. 4 Co-Th diagram(a) and Harker diagram(b) of volcanic rocks of the Yeba Formation in the Demingdingarea, southern Tibet

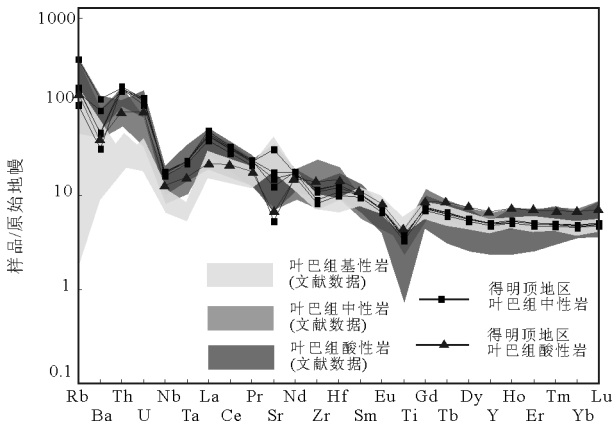


图 5 叶巴组火山岩初始地幔标准化微量元素蛛网图  
(原始地幔标准化数据据参考文献[32];  
叶巴组火山岩据[6,8-10,30];得明顶地区据[7]和本研究)

Fig. 5 Primitive mantle-normalized trace element variation diagrams for volcanic rocks of the Yeba Formation

## 4 讨论

### 4.1 得明顶地区叶巴组火山岩的形成时代

本次获得的得明顶地区安山岩锆石 U-Pb 年龄为  $188.8 \pm 1.8 \text{ Ma}$ , 结合甲马、达孜地区叶巴组酸性火山岩的形成年龄<sup>[8-9, 17]</sup>, 指示在拉萨地块南部沿东西向分布的、形成于早侏罗世的叶巴组火山岩可能是同一次构造事件的产物。

### 4.2 得明顶地区叶巴组火山岩成因

#### 4.2.1 叶巴组火山岩的构造环境

得明顶地区叶巴组火山岩地球化学组成显示其具有陆缘弧火山岩的特征。在大陆边缘环境下, 俯冲消减的大洋壳因发生脱水反应而产生富含大离子亲石元素的流体上升交代上覆地幔楔, 导致地幔楔源区相对亏损高场强元素<sup>[33]</sup>; 地幔部分熔融形成的岩浆上升到地表的过程中可能会受地壳物质的混染, 从而导致部分陆缘弧火山岩表现出地壳源区的地球化学特征。得明顶地区叶巴组火山岩为一套钙碱性火山岩, 具有高  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 低  $\text{TiO}_2$  ( $< 1.00\%$ )、 $\text{MgO}$  ( $1.77 \sim 2.61\%$ ) 含量的特征 (表 2); 同时富集大离子亲石元素 (LILEs, 如 U、Ba 等) 和轻稀土元素 (LREE,  $(\text{La}/\text{Yb})_N = 3.3 \sim 9.9$ ), 亏损重稀土元素 (HREE) 及高场强元素 (HFSEs, 如 Nb、Ta、Ti 等)。总体上, 这些特征均符合典型陆缘弧火山岩的地球化学特征 (如高的  $\text{Al}_2\text{O}_3$  和低的  $\text{MgO}$  含量、富集 LILEs 和 LREE 等)<sup>[31]</sup>。另外, 研究区火山岩投点在 Y-Sr/Y 图解 (图 6-a) 中均位于正常岛弧安山岩-英安岩-流纹岩区域; 在 Sc/Ni-La/Yb 图 (图 6-b) 中, 研究区安山岩及其他地区的叶巴组安山岩投点也均位于大陆弧附近。

地球化学性质相似的元素对 (如 La/Yb、Sc/Ni 等) 因具有相似的地球化学行为, 其比值受部分熔融程度的影响很小, 进而保留了源区的组成特征<sup>[36]</sup>, 它们经常被用来判断岩浆岩的形成环境。因此, 本文将得明顶地区的安山岩样品与安第斯陆缘弧 (厚

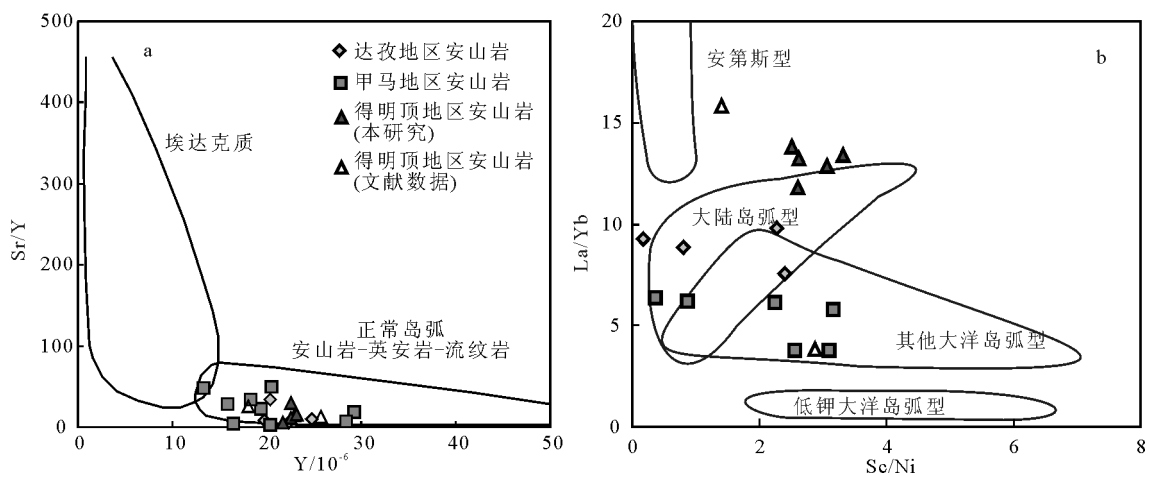


图 6 叶巴组安山岩 Y-Sr/Y<sup>[34]</sup>(a) 和 Sc/Ni-La/Yb<sup>[35]</sup> 判别图解 (b)  
(达孜地区数据据参考文献[6,8-10], 得明顶地区据[7]和本研究)

Fig. 6 Plots of Y-Sr/Y (a) and Sc/Ni-La/Yb (b) of andesite from the Yeba Formation, southern Tibet

表2 得明顶地区叶巴组火山岩主量和微量元素分析结果  
Table 2 Whole-rock major and trace element concentrations of volcanic rocks of the Yeba Formation in the Demingding area, southern Tibet

样品号	13GB-10	13GB-9-2	13GB-15	13GB-9-1	13GB-14	13GB-11	13GB-13	样品号	13GB-10	13GB-9-2	13GB-15	13GB-9-1	13GB-14	13GB-11	13GB-13
SiO <sub>2</sub>	60.14	61.39	61.71	61.87	62.58	64.53	66.30	Ba	221	739	326	318	563	254	—
TiO <sub>2</sub>	0.79	0.85	0.88	0.80	0.78	0.91	0.66	La	29.6	29.9	33.2	31.5	26.5	14.2	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.45	16.21	15.25	15.81	15.66	15.65	14.65	Ce	55.1	56.5	58.8	57.8	49.9	34.6	—
TFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.01	6.76	7.09	6.58	6.68	7.83	6.03	Pr	6.25	6.41	6.57	6.53	5.80	4.67	—
MnO	0.21	0.17	0.22	0.16	0.16	0.21	0.18	Nd	23.1	23.6	24.1	24.0	21.5	19.2	—
MgO	1.90	2.48	2.61	2.04	2.18	1.42	1.77	Sm	4.51	4.55	4.58	4.64	4.23	4.56	—
CaO	7.47	3.73	4.79	6.38	4.94	1.23	3.37	Eu	1.22	1.22	1.19	1.20	1.10	1.25	—
Na <sub>2</sub> O	2.62	2.38	3.08	2.25	2.76	4.04	3.55	Gd	4.39	4.35	4.49	4.46	4.13	4.79	—
K <sub>2</sub> O	1.37	4.05	1.92	2.11	2.48	1.98	2.00	Tb	0.69	0.69	0.69	0.71	0.66	0.84	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.16	0.16	0.15	0.15	0.12	0.12	Dy	4.09	4.14	4.15	4.21	3.95	5.12	—
LOI	2.27	1.99	1.91	1.93	1.80	1.78	1.53	Ho	0.84	0.87	0.87	0.89	0.83	1.09	—
Total	99.35	100.15	99.61	100.08	100.17	99.70	100.16	Er	2.28	2.39	2.42	2.43	2.30	3.05	—
Sc	18.9	18.4	17.9	18.7	16.8	16.4	—	Tm	0.34	0.36	0.37	0.37	0.35	0.47	—
V	124	129	115	143	121	118	—	Yb	2.24	2.33	2.40	2.35	2.24	3.06	—
Cr	80.7	57.9	59.4	55.5	55.4	59.3	—	Lu	0.35	0.36	0.38	0.37	0.35	0.49	—
Co	15.2	14.1	14.0	13.3	13.0	19.8	—	Hf	3.74	4.00	4.00	3.39	3.10	4.27	—
Ni	7.19	5.98	7.13	5.61	6.46	5.93	—	Ta	0.94	0.96	0.96	0.95	0.89	0.60	—
Ga	18.1	18.9	14.6	19.1	14.8	14.7	—	Pb	28.3	13.2	18.5	18.8	15.8	13.1	—
Rb	58.3	180	85.2	90.8	78.3	74.2	—	Th	11.8	11.8	12.4	11.4	11.0	6.29	—
Sr	660	317	261	374	112	128	—	U	2.15	1.93	2.26	2.27	2.25	1.56	—
Y	22.6	22.9	22.6	23.1	21.7	28.3	—	Mg <sup>#</sup>	35	42	42	38	39	27	37
Zr	121	132	128	101	91.5	144	—	(La/Yb) <sub>N</sub>	9.49	9.22	9.91	9.61	8.47	3.32	—
Nb	12.3	12.8	12.4	12.5	11.6	8.34	—	(Ce/Yb) <sub>N</sub>	6.85	6.74	6.79	6.83	6.18	3.14	—
Cs	3.44	10.7	6.55	5.66	4.39	6.19	—	δEu	0.83	0.82	0.79	0.80	0.79	0.81	—

注: LOI为烧失量; Total为主量元素总量; “—”表示目前该数据尚未检测;  $Mg^{\#} = 100 \times \text{Molar } Mg^{2+} / (Mg^{2+} + \text{total } Fe^{2+})$

地壳背景<sup>[37]</sup>、大洋岛弧<sup>[35]</sup>、大陆岛弧(正常或较薄的地壳背景)<sup>[35]</sup>下岩性相近的安山岩样品进行对比(对比结果见表3),研究区安山岩的部分微量元素含量及比值类似于安第斯、大陆岛弧背景下的安山岩,但更加接近大陆岛弧安山岩。结合研究区安山岩低La/Yb、Sr/Y值,笔者认为得明顶地区的安山岩很可能属于较薄或正常地壳背景下的陆缘弧安山岩。而前人在达孜、甲马地区的研究<sup>[6, 8-10]</sup>结果表明,这些地区的叶巴组火山岩同样具有典型的陆缘弧地球化学特征。综合以上分析笔者认为,得明顶地区叶巴组火山岩和西部的叶巴组火山岩应该是一套形成于大陆边缘弧的火山岩。

#### 4.2.2 岩石成因

一般情况下,酸性火山岩的成因有2种可能:①幔源基性岩浆分离结晶,形成从基性到酸性岩性连

续的火山岩序列<sup>[10, 38-39]</sup>;②地壳深部物质受热发生部分熔融的产物<sup>[40-41]</sup>。得明顶地区缺乏基性火山岩,中性岩分布区域有限,叶巴组酸性岩广泛分布,暗示叶巴组中酸性岩不太可能是基性岩浆连续分离

表3 得明顶地区叶巴组安山岩与典型弧构造环境下安山岩微量元素及比值特征(平均值)

Table 3 Trace element concentrations and ratios of andesites in this study and the andesites from various typical tectonic settings in the world

安山岩类	V/10 <sup>6</sup>	Sc/10 <sup>6</sup>	Nb/10 <sup>6</sup>	Y/10 <sup>6</sup>	Zr/Y	Ni/Co	Sc/Cr	Cr/V	Hf/Yb
研究区	126	18	12	23	5.07	0.50	0.33	0.52	1.58
安第斯	122	17	10	15	14.6	1.41	0.36	0.64	3.42
大陆岛弧	135	20	9.40	22	5.42	0.95	0.61	0.15	1.70
大洋岛弧	197	31	0.80	25	2.20	0.29	3.81	0.08	0.61

注:安第斯数据据参考文献[37];大陆岛弧数据据参考文献[35]



结晶形成的。实验岩石学结果显示,形成于壳源的岩浆岩一般有较小的  $Mg^{\#}$  值( $\leq 40$ )<sup>[42]</sup>。陈炜等<sup>[7]</sup>在得明顶地区采集的叶巴组酸性岩主要是流纹岩,具有较高的  $SiO_2$  含量(最高可达 76%)和明显低的相容元素含量( $Cr$  平均值为  $9.18 \times 10^{-6}$ ,  $Ni$  平均值为  $3.99 \times 10^{-6}$ ),表明其不太可能来源于地幔,而可能是地壳部分熔融的产物<sup>[43]</sup>。得明顶地区的酸性火山岩的地球化学特征说明,其很可能是陆缘弧上覆地壳深熔作用的产物。

与西部达孜、甲马地区的中性岩相比,得明顶地区安山岩具有较高的  $SiO_2$  含量( $> 60\%$ ),整体偏低的  $Mg^{\#}$  值(35~42),以及较低的  $Cr$ 、 $Ni$  含量( $Cr=55.5\sim 80.7 \times 10^{-6}$ ,  $Ni=5.61\sim 7.13 \times 10^{-6}$ )。下地壳部分熔融的实验结果显示,其岩浆产物  $Mg^{\#}$  值一般在 40 以下<sup>[42]</sup>,得明顶地区安山岩样品的  $Mg^{\#}$  值变化范围是 35~42(平均值为 39)。上述地球化学特征表明,得明顶地区安山岩物质源区很可能以壳源物质为主。研究区酸性岩相对于中性岩更加亏损  $Sr$ ,指示前者在源区有着更多的斜长石残留或发生了一定的结晶分异;结合前者相对于后者较低的  $La/Yb$  值,指示二者形成于不同的深度<sup>[44]</sup>。

### 4.3 动力学背景

目前对于叶巴组火山岩形成的动力学机制,一些研究者<sup>[11]</sup>认为与松多特提斯样的板片断离或回转有关,也有人认为与班公湖-怒江洋的南向俯冲或新特提斯洋的北向俯冲有关<sup>[9-10]</sup>。大多数学者<sup>[45-47]</sup>认为,松多古特提斯洋在 220~240Ma 之前就已经闭合,在陆-陆碰撞之后 10~15Ma 俯冲消减到大陆之下的残余洋壳发生板片断离<sup>[48]</sup>,逐渐下沉。而叶巴组火山岩的形成时代为 180~190Ma,因而其与松多特提斯洋之间不太可能存在关系。

Zhu 等<sup>[9]</sup>认为,班公湖-怒江大洋板片俯冲到南拉萨地块以下,随后发生板片回转,在拉萨地块南部形成弧后拉张环境,诱发地幔和下地壳部分熔融,进而导致叶巴组及其他一系列晚三叠世—早侏罗世岩浆活动的出现<sup>[9, 17, 19]</sup>。但是,如果拉萨地块南缘形成于晚三叠世—早侏罗世的岩浆作用是班公湖-怒江大洋南向俯冲的产物,那么随着班公湖-怒江大洋的南向俯冲,在拉萨地块中部或北部应该发育有一系列侏罗纪岩浆作用,然而目前在拉萨地块中北部并没有这些岩浆作用大量发育的报道;其次,考虑到拉萨地块源于冈瓦纳大陆<sup>[19]</sup>,如果拉

萨地块南部的侏罗纪桑日群和叶巴组火山岩形成于班公湖-怒江洋南向俯冲而导致的弧后盆地环境之中,那么在拉萨地块南部很可能存在一些古老的地壳,但最近的研究结果显示,拉萨地块南部以新生地壳物质为主<sup>[49]</sup>,因此拉萨地块南缘的叶巴组火山岩可能并非是班公湖-怒江洋南向俯冲的产物。

在叶巴组火山岩的南部发育近南北向伸展约几百千米的桑日群火山岩,目前最新的研究认为它们很可能是陆缘弧或洋内弧构造背景下的产物<sup>[50]</sup>。在拉萨地块南缘雄村地区发育的大型斑岩型铜-金矿床,也很可能与新特提斯洋向北俯冲有关<sup>[51]</sup>。结合新特提斯洋在早三叠世之前已经打开<sup>[52-53]</sup>这一观点,笔者认为,研究区的叶巴组火山岩可能为新特提斯洋北向俯冲的产物。

## 5 结论

(1)西藏得明顶地区叶巴组安山岩的锆石  $^{206}Pb/^{238}U$  年龄为  $188.8 \pm 1.8Ma$ ,表明拉萨地块南部叶巴组火山岩主要形成于早侏罗世。

(2)得明顶地区叶巴组中酸性火山岩是青藏高原南缘地壳不同深度部分熔融的产物,它们很可能与早侏罗世新特提斯洋向北俯冲有关。

**致谢:**全岩地球化学分析得到广州地球化学研究所刘颖和胡光黔高级工程师的热心帮助,锆石样品 U-Pb 测年分析得到涂湘林高级工程师的指导。成文过程中,中国地质大学(北京)朱弟成教授和匿名审稿人对本文提出了许多宝贵的修改意见,在此一并表示衷心的感谢。

## 参考文献

- [1] Yin A, Harrison T M. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen[J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 2000, 28(1): 211-280.
- [2] 许志琴, 杨经绥, 李海兵, 等. 青藏高原与大陆动力学——地体拼合, 碰撞造山及高原隆升的深部驱动力[J]. 中国地质, 2006, 33(2): 221-238.
- [3] 莫宣学, 赵志丹, 邓晋福, 等. 印度-亚洲大陆主碰撞过程的火山作用响应[J]. 地学前缘, 2003, 10(3): 135-148.
- [4] 李廷栋. 青藏高原地质科学研究的新进展[J]. 地质通报, 2002, 21(7): 370-376.
- [5] 潘桂荣, 李兴振. 青藏高原及邻区大地构造单元初步划分[J]. 地质通报, 2002, 21(11): 701-707.
- [6] 曾忠诚, 刘德民. 西藏冈底斯东段叶巴组火山岩地球化学特征及

- 其地质构造意义[J]. 吉林大学学报: 地球科学版, 2009, 39(3): 435-445.
- [7]陈炜, 马昌前, 边秋娟, 等. 西藏得明顶地区叶巴组火山岩地球化学特征和同位素 U-Pb 年龄证据[J]. 地质科技情报, 2009, 28(3): 31-40.
- [8]董彦辉, 许继峰, 曾庆高, 等. 存在比桑日群弧火山岩更早的新特提斯洋俯冲记录么? [J]. 岩石学报, 2006, 22(3): 661-668.
- [9]Zhu D C, Pan G T, Chung S L, et al. SHRIMP zircon age and geochemical constraints on the origin of Lower Jurassic volcanic rocks from the Yeba Formation, southern Gangdese, South Tibet[J]. International Geology Review, 2008, 50(5): 442-471.
- [10]耿全如, 潘桂棠, 金振民, 等. 西藏冈底斯带叶巴组火山岩地球化学及成因[J]. 地球科学-中国地质大学学报, 2005, 30(6): 747-760.
- [11]董昕, 张泽明. 拉萨地体南部早侏罗世岩浆岩的成因和构造意义[J]. 岩石学报, 2013, 29(6): 1933-1948.
- [12]Yin J X, Xu J T, Liu C J, et al. The Tibetan Plateau: regional stratigraphic context and previous work[J]. Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, 1988, 327(1594): 5-54.
- [13]王乃文, 王思恩, 刘桂芳. 西藏拉萨地区的海陆交互相侏罗系与白垩系[J]. 地质学报, 1983, 57(1): 83-95.
- [14]毛国政, 胡敬仁. 拉萨地区叶巴组的特征及形成环境[J]. 西藏地质, 2002, 1(1): 12-18.
- [15]赵政璋, 李永铁, 叶和飞, 等. 青藏高原地层[M]. 北京: 科学出版社, 2001:120-125.
- [16]苟金. 对拉萨地区叶巴组时代归属的新认识[J]. 西藏地质, 1994, 11: 1-6.
- [17]耿全如, 潘桂棠, 王立全, 等. 西藏冈底斯带叶巴组火山岩同位素地质年代[J]. 沉积与特提斯地质, 2006, 26(1): 1-7.
- [18]Zhu D C, Mo X X, Niu Y L, et al. Zircon U-Pb dating and in-situ Hf isotopic analysis of Permian peraluminous granite in the Lhasa terrane, southern Tibet: Implications for Permian collisional orogeny and paleogeography[J]. Tectonophysics, 2009, 469(1/4): 48-60.
- [19]Zhu D C, Zhao Z D, Niu Y L, et al. The origin and pre-Cenozoic evolution of the Tibetan Plateau[J]. Gondwana Research, 2013, 23(4): 1429-1454.
- [20]黄肖潇, 许继峰, 陈建林, 等. 中甸岛弧红山地区两期中酸性侵入岩的年代学, 地球化学特征及其成因[J]. 岩石学报, 2012, 28(5): 1493-1506.
- [21]康志强, 许继峰, 陈建林, 等. 西藏南部桑日群火山岩的时代: 来自晚期马门侵入体的约束[J]. 地球化学, 2010, 39(6): 520-530.
- [22]Liu Y S, Hu Z C, Gao S, et al. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard[J]. Chemical Geology, 2008, 257(1/2): 34-43.
- [23]Liu Y S, Gao S, Hu Z C, et al. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China Orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons from mantle xenoliths[J]. Journal of Petrology, 2010, 51(1/2): 537-571.
- [24]Ludwig K R. User's manual for Isoplot 3.00: a geochronological toolkit for Microsoft Excel[M]. Berkeley Geochronology Center, special publication, 2003: 1-71.
- [25]李献华, 刘颖. 硅酸盐岩石化学组成的 IGP-AES 和 ICP-MS 准确测定: 酸溶与碱熔分解样品方法的对比[J]. 地球化学, 2002, 31(3): 289-294.
- [26]刘颖, 刘海臣. 用 ICP-MS 准确测定岩石样品中的 40 余种微量元素[J]. 地球化学, 1996, 25(6): 552-558.
- [27]Corfu F, Hancher J M, Hoskin P W O, et al. Atlas of zircon textures[J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2003, 53(1): 469-500.
- [28]李长民. 锆石成因矿物学与锆石微区定年综述[J]. 地质调查与研究, 2009, 32(3): 161-174.
- [29]Hastie A R, Kerr A C, Pearce J A, et al. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram[J]. Journal of Petrology, 2007, 48(12): 2341-2357.
- [30]魏友卿. 藏南叶巴组火山岩的年代学、地球化学及岩石成因[D]. 中国地质大学(北京)硕士学位论文, 2014.
- [31]Perfit M, Gust D, Bence A E, et al. Chemical characteristics of island-arc basalts: implications for mantle sources[J]. Chemical Geology, 1980, 30(3): 227-256.
- [32]Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes [J]. Geological Society, London, Special Publications, 1989, 42(1): 313-345.
- [33]郭锋, 范蔚茗, 王岳军, 等. 大兴安岭南段晚中生代双峰式火山作用[J]. 岩石学报, 2001, 17(1): 161-168.
- [34]Defant M J, Drummond M S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere[J]. Nature, 1990, 347(6294): 662-665.
- [35]Bailey J C. Geochemical criteria for a refined tectonic discrimination of orogenic andesites[J]. Chemical Geology, 1981, 32(1/2): 139-154.
- [36]Green T H. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system[J]. Chemical Geology, 1995, 120(3/4): 347-359.
- [37]Richards J P, Villeneuve M. Characteristics of late Cenozoic volcanism along the Archibarca lineament from Cerro Llullaillaco to Corrida de Cori, northwest Argentina[J]. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 2002, 116(3/4): 161-200.
- [38]Doe B, Leeman W, Christiansen R, et al. Lead and strontium isotopes and related trace elements as genetic tracers in the Upper Cenozoic rhyolite-basalt association of the Yellowstone Plateau Volcanic Field[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978-2012), 1982, 87(B6): 4785-4806.
- [39]Bacon C R, Druitt T H. Compositional evolution of the zoned calcalkaline magma chamber of Mount Mazama, Crater Lake, Oregon [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1988, 98(2): 224-256.

- [40]Roberts M P, Clemens J D. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids[J]. *Geology*, 1993, 21(9): 825-828.
- [41]Tepper J H, Nelson B K, Bergantz G W, et al. Petrology of the Chilliwack batholith, North Cascades, Washington: generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1993, 113(3): 333-351.
- [42]Atherton M, Petford N. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust[J]. *Nature*, 1993, 362(6416): 144-146.
- [43]Baker M, Hirschmann M, Ghiorso M, et al. Compositions of near-solidus peridotite melts from experiments and thermodynamic calculations[J]. *Nature*, 1995, 375(6529): 308-311.
- [44]Chung S L, Chu M F, Ji J Q, et al. The nature and timing of crustal thickening in Southern Tibet: geochemical and zircon Hf isotopic constraints from postcollisional adakites[J]. *Tectonophysics*, 2009, 477(1): 36-48.
- [45]李化启, 许志琴, 杨经绥, 等. 拉萨地体内松多榴辉岩的同碰撞折返: 来自构造变形和  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  年代学的证据[J]. *地学前缘*, 2011, 18(3): 66-78.
- [46]杨经绥, 许志琴, 耿全如, 等. 中国境内可能存在一条新的高压/超高压(?)变质带——青藏高原拉萨地体中发现榴辉岩带[J]. *地质学报*, 2006, 80(12): 1787-1792.
- [47]Zhang Z M, Dong X, Santosh M, et al. Metamorphism and tectonic evolution of the Lhasa terrane, Central Tibet[J]. *Gondwana Research*, 2014, 25(1): 170-189.
- [48]Zedde D, Wortel M. Shallow slab detachment as a transient source of heat at midlithospheric depths[J]. *Tectonics*, 2001, 20(6): 868-882.
- [49]Zhu D C, Zhao Z D, Niu Y L, et al. The Lhasa Terrane: Record of a microcontinent and its histories of drift and growth[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2011, 301(1/2): 241-255.
- [50]Kang Z Q, Xu J F, Wilde S A, et al. Geochronology and geochemistry of the Sangri Group Volcanic Rocks, Southern Lhasa Terrane: Implications for the early subduction history of the Neo-Tethys and Gangdese Magmatic Arc[J]. *Lithos*, 2014, 200: 157-168.
- [51]呼建雄, 陈建林, 张占武, 等. 青藏高原南部谢通门侏罗纪埃达克质岩地球化学特征及其形成机制[J]. *大地构造与成矿学*, 2013, 37(2): 320-332.
- [52]张宏飞, 徐旺春, 郭建秋, 等. 冈底斯南缘变形花岗岩锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素组成: 新特提斯洋早侏罗世俯冲作用的证据[J]. *岩石学报*, 2007, 23(6): 1347-1353.
- [53]王玉净, 松冈笃. 藏南泽当雅鲁藏布缝合带中的三叠纪放射虫[J]. *微体古生物学报*, 2002, 19(3): 215-227.
- ①西藏自治区地质局综合普查大队. 1:100万拉萨幅区域地质调查. 1979.
- ②青海省区域综合地质大队七分队. 1:20万下巴淌(沃卡)幅区域地质调查报告. 1994.
- ③西藏自治区地质调查院. 西藏1:25万泽当县幅区调编图. 2006.