

云南维西地区中三叠世双峰式火山岩成因及其对金沙江弧盆形成演化的制约

闫国川^{1,2,3}, 王保弟^{4*}, 贺娟³, 王启宇³, 吴喆^{1,3}

YAN Guochuan^{1,2,3}, WANG Baodi^{4*}, HE Juan³, WANG Qiyu³, WU Zhe^{1,3}

1. 中国地质科学院, 北京 100037;

2. 中国地质大学, 北京 100083;

3. 中国地质调查局成都地质调查中心, 四川 成都 610081;

4. 中国自然资源航空物探遥感中心, 北京 100083

1. Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China;

2. China University of Geosciences, Beijing 100083, China;

3. Chengdu Center, China Geological Survey, Chengdu 610081, Sichuan, China;

4. China Aero Geophysical Survey and Remote Sensing Center for Natural Resources, China Geological Survey, Beijing 100083, China

摘要:金沙江缝合带及其西侧发育的岩浆活动记录了大洋俯冲-碰撞过程,是反演大洋演化的关键。江达-维西陆缘弧维西地区的中三叠世火山岩(崔依比组)在时空上构成独特的双峰式火山岩组合,以基性火山岩与大量酸性火山岩交互出现为主要特征,流纹岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 244 ± 1.3 Ma,表明崔依比组火山岩形成于中三叠世晚期。地球化学分析结果显示,玄武岩亏损 Nb、Ta、Ti 等高场强元素,Zr 含量、Zr/Y 值和 $(Th/Nb)_N$ 值低,兼具板内及弧火山岩的双重特性;流纹岩相对富硅,贫 TiO₂和 MgO,具有较低的 Al₂O₃,富集 Rb、Ba 等大离子亲石元素,亏损 Nb 等高场强元素,Sr、Ti 均具有弱的负异常特征,也兼具板内及弧火山岩的双重特性。综合认为,维西地区中三叠世崔依比组双峰式火山岩形成于与板块俯冲过程有关的板内伸展环境,是金沙江洋壳西向俯冲过程中板片断离导致区域伸展背景下岩浆活动的产物。

关键词:江达-维西陆缘弧;崔依比组;双峰式火山岩;板片断离;构造地质学

中图分类号:P534.51;P588.14 **文献标志码:**A **文章编号:**1671-2552(2021)11-1892-13

Yan G C, Wang B D, He J, Wang Q Y, Wu Z. Petrogenesis of Middle Triassic bimodal volcanic rocks in the Weixi area, Yunnan Province and geological implication for the formation and evolution of the Jinshajiang arc-basin. *Geological Bulletin of China*, 2021, 40(11): 1892-1904

Abstract: The magmatic activities developed in the Jinshajiang suture zone and its west side record the process of ocean subduction and collision, which is the key to the inversion of ocean evolution. The Middle Triassic volcanic rocks (Cuiyibi Formation) constitute a unique bimodal volcanic assemblage in space and time in the southern Jomda-Weixi continental arc, which is mainly characterized by the interaction of basic and acidic volcanic rocks. The SHRIMP zircon U-Pb age of 244 ± 1.3 Ma of rhyolite indicates that the Cuiyibi Formation volcanic rocks were formed in the Late Middle Triassic. The basalts are highly depleted in high field strength elements such as

收稿日期:2021-05-03;修订日期:2021-06-08

资助项目:国家自然科学基金项目《羌塘中部泥盆纪-石炭纪岩浆作用对古特提斯洋构造演化的制约》(批准号:41773026)、第二次青藏高原综合科学考察研究项目《典型地区岩石圈组成、演化与深部过程》(编号:2019QZKK0702)和中国地质调查局项目《三江造山带昌都-澜沧地区区域地质调查》(编号:DD20190053)、《西南三江有色金属资源基地调查》(编号:DD20160016)

作者简介:闫国川(1988-),男,在读博士生,矿物学、岩石学、矿床学专业。E-mail:dizhixiaochuan@163.com

* 通信作者:王保弟(1975-),男,博士,研究员,从事青藏高原地质研究工作。E-mail:baodiwang@163.com; wbaodi@cgs.cn

Nb, Ta and Ti, with low Zr content, Zr/Y and $(Th/Nb)_N$ values, which is similar to the geochemical characteristics of arc magma. The rhyolite are relatively rich in silicon, poor in TiO_2 and MgO , and characterized by low Al_2O_3 . The rhyolite are highly depleted in high field strength elements such as Nb, Sr and Ti show weak negative anomaly. They all have characteristics of intra-plate and arc volcanic rocks. Combined with previous studies, it is suggested that the bimodal volcanic rocks of the Cuiyibi Formation is the product of magmatic activity derived from plate fragmentation under the background of regional extension caused by the westward subduction of the Jinshajiang oceanic crust.

Key words: Jomda-Weixi continental arc; Cuiyibi Formation; bimodal volcanic rocks; slab break-off; geotectonics

江达-维西陆缘火山弧是金沙江洋盆向西俯冲作用的产物,是在昌都地块基础上发育起来的。早二叠世晚期,由于金沙江洋盆向西俯冲消减于昌都-兰坪地块之下,在早期被动边缘的基础上转化为活动边缘,进入陆缘弧发育阶段,其陆缘弧西侧是陆壳基底的昌都弧后盆地^[1]。作为俯冲的产物,其上大面积展布的火山岩浆活动承载了陆缘弧的重要信息,是反演陆缘弧形成过程的关键。目前对于其属性存在一定争议,莫宣学等^[2]将其作为澜沧江洋壳向东俯冲消减的产物,而潘桂棠等^[1]认为该陆缘火山弧应为金沙江洋壳向西俯冲消减及陆-陆碰撞作用的产物。对弧上双峰式火山岩形成时代也存在一定争议,王立全等^[3]获得鲁春-红坡牛场上叠裂谷盆地中双峰式火山岩 Rb-Sr 等时线年龄平均值为 224 Ma;牟传龙等^[4]测得兰坪盆地攀天阁组流纹岩 Rb-Sr 年龄为 236 ± 3.2 Ma。王保弟等^[5]在德钦县人支雪山组流纹岩中获得 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 247~249 Ma,而白芒雪山地区花岗岩 SHRIMP 年龄为 239 ± 6 Ma^[6]。Zi 等^[7-8]在维西一带攀天阁组、崔依比组双峰式火山岩中获得 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为 247~237 Ma。曾普胜等^[9]获得德钦鲁春多金属矿区流纹岩和绿泥板岩的锆石 U-Pb 年龄分别为 248 ± 4.4 Ma 和 244 ± 1.3 Ma,为中三叠世岩浆活动的产物。

笔者在地质调查过程中,于维西地区厘定出一套双峰式火山岩(图 1)。本次报道该火山岩的野外地质特征及锆石 U-Pb 年龄,探讨其岩石成因及其形成的构造环境,阐述其对于金沙江古特提斯洋壳俯冲消减的制约及古特提斯洋演化过程的意义。

1 地质概况与样品

江达-德钦-维西陆缘火山弧位于金沙江弧-陆碰撞结合带与昌都-兰坪-思茅地块之间,系金沙江弧后洋盆向西俯冲消减和斜向碰撞形成的^[3]。陆缘弧东临金沙江结合带,西靠昌都-思茅地块,南联墨

江-绿春陆缘火山弧。主要分布于北部昌都芒康,南延到德钦南仁一带,最终延伸至维西巴迪及叶枝地区(图 1-a)。带内岩浆岩发育,空间分布复杂,对带内火山岩的研究有助于对火山弧属性及形成机制进行约束。

本文研究的双峰式火山岩位于维西县攀天阁地区,在研究区附近测得 2 条剖面,火山岩的东界线被晚三叠世鲁甸花岗岩侵入,西与上兰组呈断层接触(图 1-b)。研究区主要出露一套基-酸性火山岩组合,由英安岩、流纹岩、玄武岩组成。玄武岩与英安岩整合接触,同时可见大量岩体侵入,主要为闪长玢岩及花岗闪长岩。崔依比组火山岩断续出露但较完整,主要由玄武岩、玄武安山岩、英安岩、凝灰岩、流纹岩及放射虫硅质岩组成,同时可见大量闪长玢岩及花岗闪长岩的侵入体,多被第四系覆盖,露头风化较严重(图 2、图 3)。

野外调查崔依比组火山岩时,对火山岩中的基性岩(玄武岩)及酸性岩(流纹岩、英安岩)进行取样。玄武岩呈深灰色,块状构造,隐晶质结构。英安岩呈浅灰黑色,斑状结构,块状构造(图 4-a、b)。斑晶由斜长石、钾长石、石英组成,杂乱分布,粒度一般为 0.5~2.2 mm,少数 0.2~0.5 mm。斜长石呈半自形板状,轻高岭土化、绢云母化,未见合适切面无法确定其牌号。钾长石呈半自形板状,为正长石,轻高岭土化。石英呈他形-半自形晶。基质由长石、石英组成。长石呈微晶状,杂乱分布,粒度小于 0.1 mm,颗粒细小种属无法分辨;部分长石与石英呈微文象状交生,集合体似假球粒,杂乱分布,粒度 0.1~0.2 mm。少数石英呈他形粒状,零散分布,粒度小于 0.1 mm(图 4-c、d)。

2 实验方法

本次选取陆缘弧火山岩中的流纹岩样品(PM03-59)作为 U-Pb 同位素测定对象。锆石的挑选与分选由河北省廊坊区域地质调查研究所地质

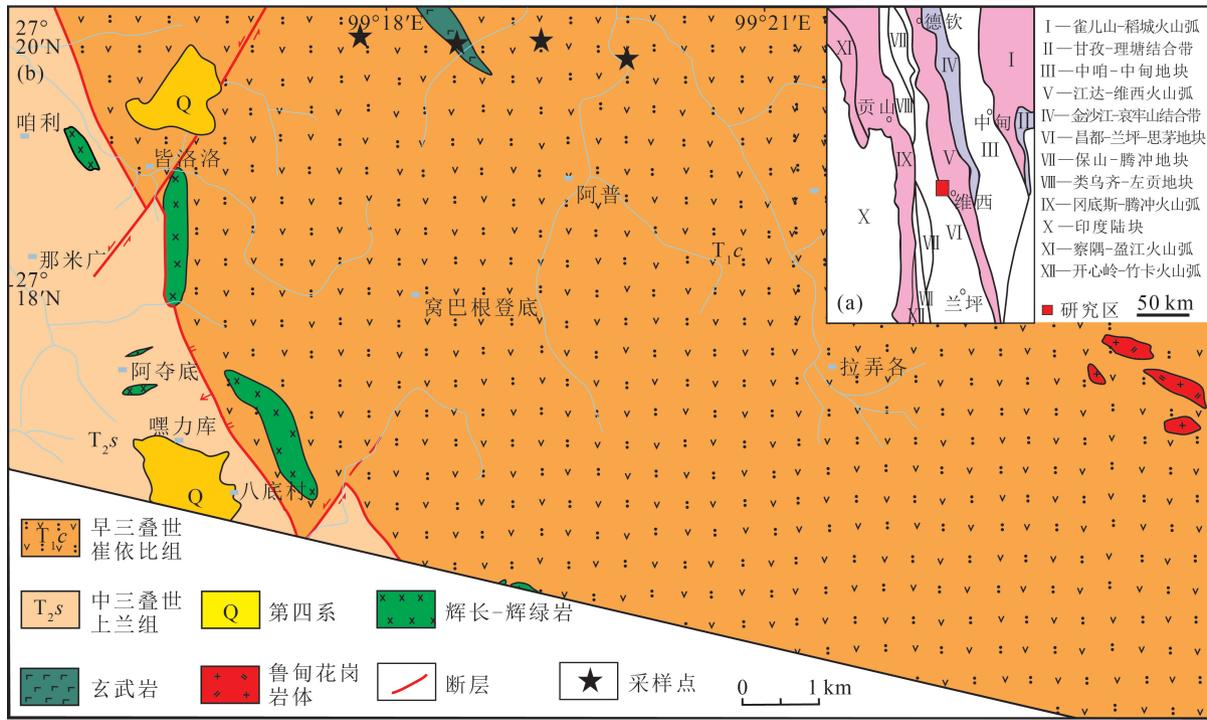


图1 西南三江地区构造格架(a)和维西县攀天阁地区地质简图(b)^①

Fig. 1 Geotectonic outline of the Sanjiang orogenic belt in southwest China (a) and simplified geological map of Pantiang village in Weixi County, Yunnan Province (b)



图2 云南维西县攀天阁地区崔依比组火山岩野外产出特征

Fig. 2 Field characteristics of the Cuiyibi Formation volcanic rocks in Pantiang village of Weixi County, Yunnan Province

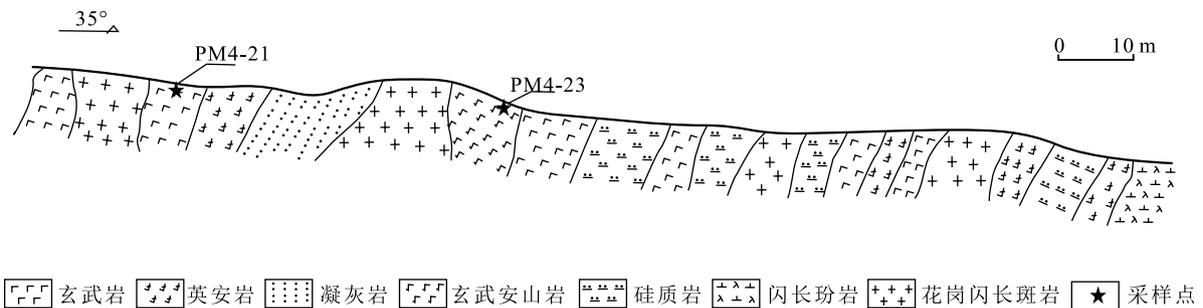


图3 云南维西县攀天阁地区崔依比组火山岩剖面

Fig. 3 Section of the Cuiyibi Formation volcanic rocks in Pantiang village of Weixi County, Yunnan Province

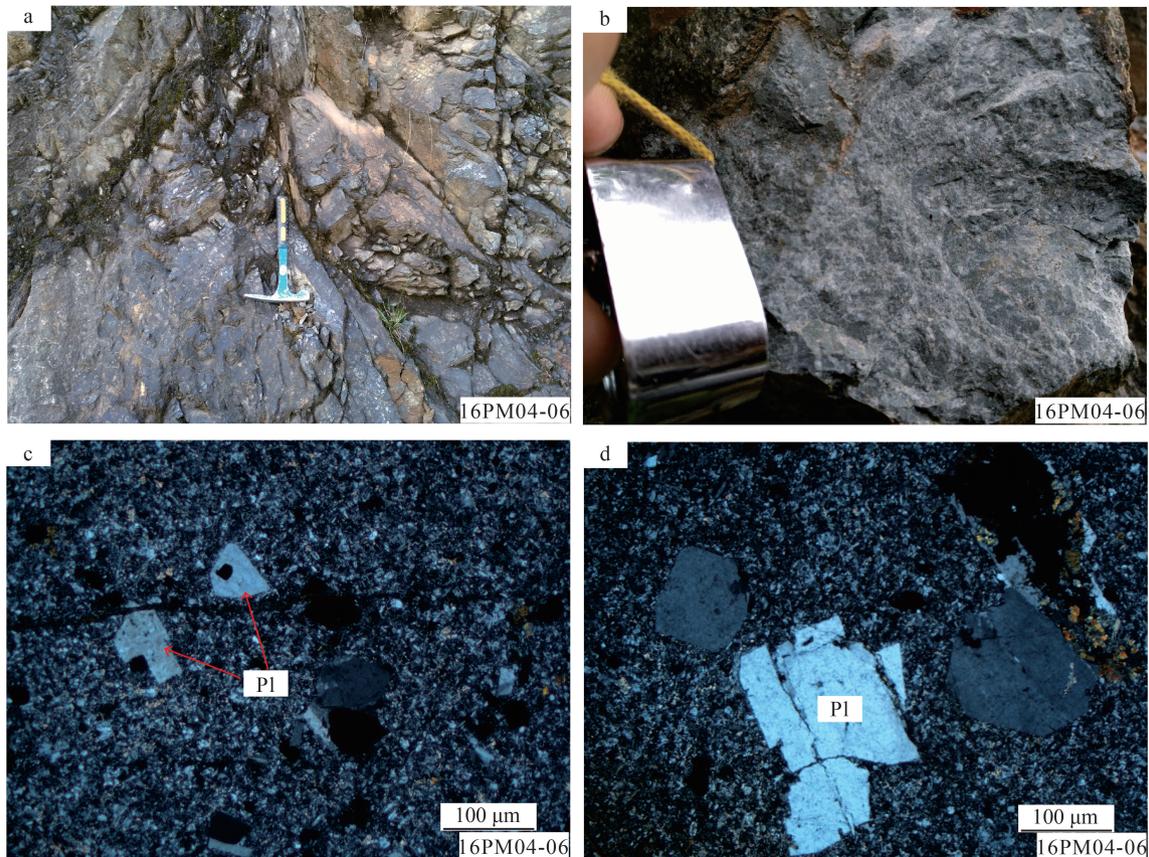


图 4 崔依比组英安岩野外特征(a,b)及显微(c,d)照片

Fig. 4 Field characteristics(a,b) and photomicrographs(c,d) of the dacite in the Cuiyibi Formation
Pl—斜长石

实验室完成。锆石在双目镜下按晶形使用双面胶粘在玻璃基板上,使用环氧树脂凝固成靶,然后去掉玻璃基板,在细砂纸上粗磨锆石使晶体出露,之后抛光制成样品靶,通过阴极发光图像揭示锆石内部结构,锆石阴极发光照相由北京铀年领航科技有限公司完成。锆石 U-Pb 同位素在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室(GPMR)用 Agilent 7500a LA-ICP-MS 仪器测得,激光剥蚀系统为配备有 193 nm ArF 准分子激光器的 GeoLas 2005,每个时间分辨分析数据包括 20~30 s 的空白信号和 50 s 的样品信号,测定斑束直径为 32 μm ,详细的仪器操作条件和数据处理方法见参考文献[10]。

样品主量元素分析在中国地质调查局成都地质调查中心采用 XRF(RigakuR1X 2100 型)玻璃熔饼法完成,分析的精度优于 4%。微量元素分析在中国地质大学(武汉)采用酸溶法利用 Agilent 7500a

型 ICP-MS 完成,分析精度和准确度一般优于 5%。

3 测定结果

3.1 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素

本次对崔依比组流纹岩(PM03-59)样品进行了 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年。流纹岩(PM03-59)阴极发光图像(图 5)揭示,锆石颗粒形态为他形和短柱状,他形大小为 100~150 μm ,短柱状长度为 150~250 μm ,长宽比为 1.5~2;具有清晰平直的振荡环带,显示了岩浆成因的特征。锆石 U-Pb 同位素定年分析结果见表 1,锆石的 U、Th 含量分别介于 $346 \times 10^{-6} \sim 1097 \times 10^{-6}$ 和 $171 \times 10^{-6} \sim 608 \times 10^{-6}$ 之间,Th/U 值为 0.43~0.62,具有典型岩浆成因的特征^[11]。其中 03、05、20、21 四个点的谐和度差,未参与年龄加权平均值计算和成图。剩余 20 个测点的 $^{236}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄分布在 240~250 Ma 之间,年龄加权平均值为 244 ± 1.3 Ma(图 6)。崔依比组火山岩

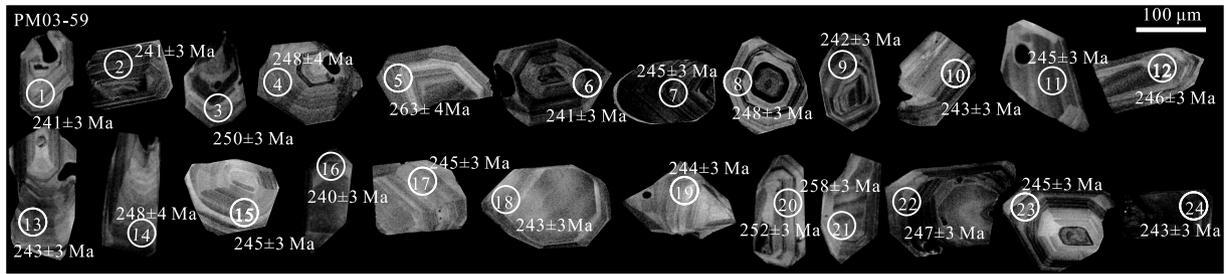
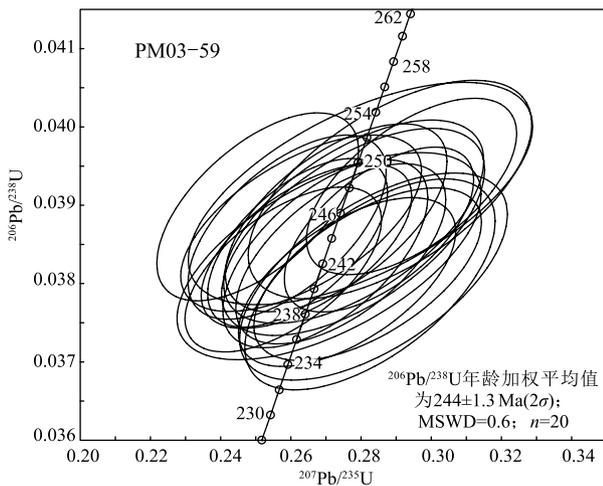
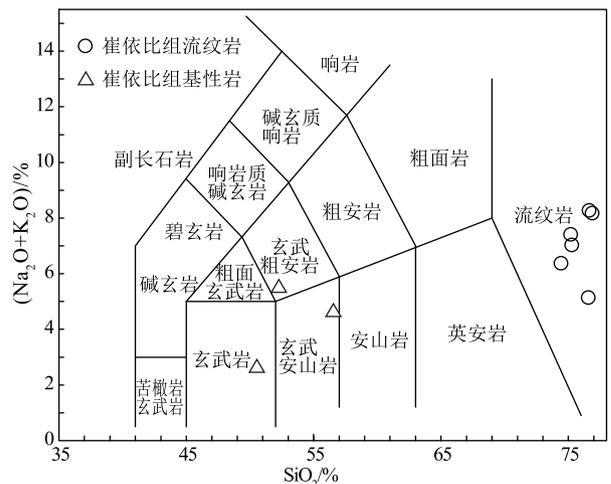


图5 崔依比组流纹岩定年样品(PM03-59)锆石阴极发光图像

Fig. 5 Cathodoluminescence images of the analyzed zircon grains from sample (PM03-59) of the rhyolite in the Cuiyibi Formation

图6 崔依比组流纹岩(PM03-59U1)锆石U-Pb年龄谱和图
Fig. 6 Concordia plots of representative zircon U-Pb ages of the rhyolite in the Cuiyibi Formation图7 崔依比组双峰式火山岩SiO₂-(Na₂O+K₂O)分类图解^[12]
Fig. 7 SiO₂-(Na₂O+K₂O) classification diagram for the bimodal volcanics in the Cuiyibi Formation

的形成年代约为 244 Ma,表明其为中三叠世晚期岩浆活动的产物。

3.2 元素地球化学特征

双峰式火山岩主要包括玄武岩、英安岩、流纹岩等。其中玄武岩出露较少,基性岩与酸性岩比例为 1:10,由于风化较严重,以及基性岩出露太少,本次基性岩野外采集了 10 件样品,但根据鉴定结果和主量、微量元素特征,基性岩 3 组样品数据良好(表 2)。

基性岩主量元素分析结果显示, SiO₂ 含量在 47.9%~49.6% 之间; TiO₂ 含量在 0.72%~0.77% 之间; Al₂O₃ 含量为 14.2%~14.9% (平均 14.6%); CaO 为 6.89%~7.22%; Na₂O、K₂O 分别为 3.56%~3.96%、0.67%~1.12%; MgO 含量为 4.90%~7.50% (平均 6.49%)。在 TAS 图解(图 7)中,崔依比组基性岩样品点主要落入玄武岩、玄武安山岩及玄武粗

安岩区域。

崔依比组酸性火山岩主要岩性为流纹岩,主量元素分析结果表明, SiO₂ 含量为 76.2%~78.2% (平均 77.2%); TiO₂ 含量在 0.26%~0.32% (平均 0.28%) 之间; Al₂O₃ 含量为 10.8%~11.9% (平均 11.2%); Na₂O、K₂O 分别为 0.08%~1.41% (1.01%)、3.84%~7.22% (6.20%); MgO 含量为 0.18%~0.95%; TF₂O₃ 含量为 0.82%~2.88% (平均 1.73%)。样品烧失量低,在 TAS 图解(图 7)中,酸性火山岩样品点落入流纹岩区域。

在玄武岩球粒陨石标准化稀土元素配分图(图 8-a)上,显示轻稀土元素(LREE)相对富集。稀土元素总量(ΣREE)为 48.0×10⁻⁶~240.8×10⁻⁶,平均为 150.8×10⁻⁶;样品 δEu=0.21~0.37(平均 0.27),具有明显负 Eu 异常;(La/Yb)_N=4.96~5.72(平均

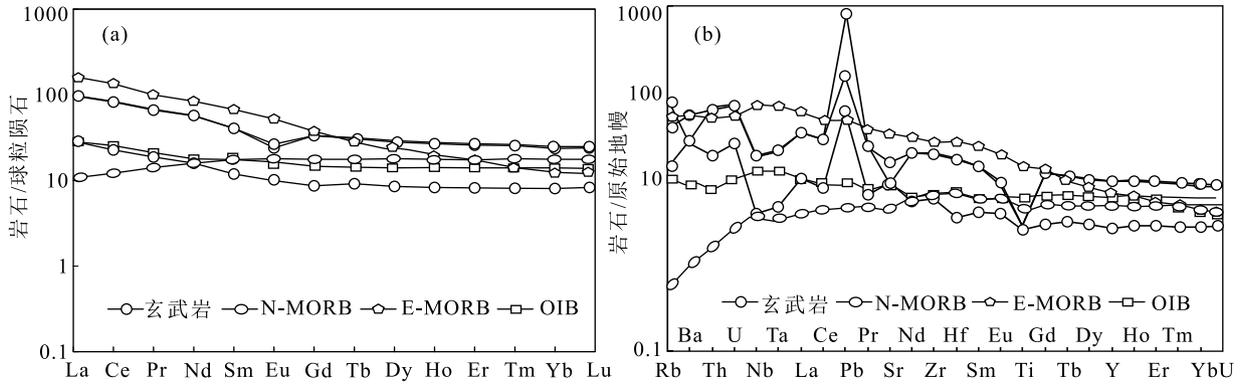


图 8 崔依比组玄武岩球粒陨石标准化稀土元素配分模式图(a)和原始地幔标准化微量元素蛛网图(b)

(球粒陨石和原始地幔的值据参考文献[13])

Fig. 8 Chondrite normalized REE distribution pattern (a) and primitive mantle normalized trace element spider diagram (b) of the basalt in the Cuiyibi Formation

N-MORB—正常洋中脊玄武岩;E-MORB—富集洋中脊玄武岩;OIB—洋岛玄武岩

5.42),显示轻、重稀土元素之间存在一定的分异;在原始地幔标准化微量元素蛛网图(图8-b)中,曲线总体表现为E-MORB(富集洋中脊玄武岩)的特征,相对富集Rb、Ba等大离子亲石元素,亏损Nb等高场强元素,Sr、Ti均具有弱的负异常特征。

在流纹岩球粒陨石标准化稀土元素配分图(图9-a)上,显示出LREE相对富集,曲线向右倾斜。稀土元素总量(ΣREE)为 $153.7 \times 10^{-6} \sim 404.9 \times 10^{-6}$,平均为 286.1×10^{-6} ;样品 $\delta\text{Eu} = 0.14 \sim 0.29$ (平均0.16),总体具有负Eu异常。Eu具有不同程度的负异常,暗示岩浆源区有不同数量的斜长石残留。在流纹岩原始地幔标准化微量元素蛛网图(图9-b)中,曲线总体相对富集Rb、Ba、Th等大离子亲石元素(LILE),亏损Nb、Ta等高场强元素(HFSE),Sr、Ti总体均具有明显的负异常特征。

4 讨论

4.1 维西地区崔依比组火山岩形成时代

对于该套双峰式火山岩形成时代存在一定争议,主要是因为该套火山岩岩性复杂,其次受限于测试仪器的精度影响。部分学者^[3]认为其为晚三叠世早期岩浆活动的产物;牟传龙等^[4]获得该套火山岩时代为晚三叠世;大部分研究者^[5-9]认为,该套双峰式火山岩形成于早三叠世晚期—中三叠世早期,本文获得流纹岩锆石U-Pb年龄 244 ± 1.3 Ma与之一致,表明维西地区崔依比组双峰式火山岩是中三叠世晚期岩浆活动的产物,而非早三叠世晚期—中

三叠世早期岩浆活动的产物。

4.2 岩石成因

玄武岩通常起源于地幔橄榄岩的部分熔融^[14],初始岩浆上升演化过程中可能发生结晶分异、同化混染、岩浆混合等作用。通常富Mg的玄武岩($\text{MgO} > 8\%$, $\text{Mg}^\#$ 值为0.67~0.73)可以代表地幔源区产生的玄武质初始岩浆^[15]。崔依比组玄武岩的MgO含量较低(4.90%~7.07%), $\text{Mg}^\#$ 值为0.53~0.64,暗示其可能经历了后期结晶分异或地壳物质混染。大陆地壳具有亏损Nb特征^[16]。遭受陆壳混染的玄武岩浆通常表现出富集Th和LREE,亏损Nb、Ta等元素特征,其Nb/Th值(< 8)低于原始地幔值^[17]。崔依比组玄武岩的Nb/Th值介于1.76~2.34之间,并表现出亏损Nb、Ta等特征,表明玄武岩浆上升过程中受到陆壳物质混染。一般MORB和OIB的Nb/U值较高且均一(37 ± 1.0),而陆壳岩石的Nb/U值较低^[18]。崔依比组玄武岩的Nb/U值介于5.19~8.82之间,表明其受到陆壳物质混染。综上,崔依比组玄武岩源于地幔物质的部分熔融,在上升过程中可能遭受一定陆壳物质混染。

酸性火山岩主要源于幔源基性岩浆的分异结晶和同化混染作用^[19],其次由幔源基性岩浆底侵作用引起地壳部分熔融作用形成^[20-22]。野外维西地区崔依比组基性岩出露较少,而酸性岩出露面积远大于基性岩,根据La-La/Yb图解(图10),流纹岩主要显示部分熔融趋势,显然不可能由基性岩浆分

表1 维西崔依比组流纹岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Th-Pb 同位素分析结果

Table 1 LA-ICP-MS zircon U-Th-Pb isotope analytical results of the rhyolite in the Cuiyibi Formation

测点	含量/ 10^{-6}			同位素比值(已扣除普通铅)							年龄/Ma				谐和度
	Pb	Th	U	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		
					1σ	1σ	1σ	1σ	1σ	1σ					
1	37	230	366	0.63	0.045	0.003	0.246	0.019	0.039	0.001	252	10.5	241	2.8	94%
2	64	376	612	0.61	0.048	0.003	0.257	0.016	0.039	0.001	247	10.1	241	2.7	91%
3	74	475	783	0.61	0.052	0.003	0.275	0.013	0.039	0.001	272	12.0	250	2.7	77%
4	38	252	361	0.70	0.043	0.004	0.222	0.019	0.039	0.001	257	13.0	248	3.5	93%
5	54	353	499	0.71	0.051	0.003	0.273	0.016	0.039	0.001	453	20.6	263	4.0	74%
6	101	671	925	0.73	0.050	0.003	0.264	0.013	0.039	0.001	253	12.3	241	3.3	98%
7	40	237	316	0.75	0.054	0.005	0.291	0.028	0.039	0.001	234	9.3	245	3.0	91%
8	81	496	762	0.65	0.053	0.003	0.285	0.015	0.039	0.001	262	9.6	248	2.9	99%
9	109	699	981	0.71	0.053	0.003	0.285	0.014	0.040	0.001	233	9.2	242	2.7	95%
10	108	749	1005	0.75	0.049	0.002	0.263	0.013	0.039	0.001	243	9.5	243	3.0	87%
11	61	402	631	0.64	0.049	0.003	0.267	0.017	0.040	0.001	249	12.2	245	3.4	88%
12	63	428	494	0.87	0.045	0.003	0.237	0.017	0.039	0.001	245	10.3	246	3.1	99%
13	125	783	1298	0.60	0.052	0.002	0.280	0.011	0.039	0.000	246	9.7	243	2.9	93%
14	81	532	801	0.66	0.054	0.003	0.287	0.013	0.039	0.001	251	15.9	248	3.6	99%
15	87	546	830	0.66	0.052	0.003	0.280	0.015	0.039	0.001	249	12.0	245	3.3	97%
16	69	471	688	0.69	0.049	0.003	0.262	0.016	0.039	0.001	253	11.5	240	3.4	99%
17	91	549	988	0.56	0.049	0.003	0.261	0.013	0.039	0.001	255	8.7	245	2.7	91%
18	63	393	615	0.64	0.043	0.003	0.231	0.015	0.039	0.001	243	14.1	243	3.4	94%
19	176	970	2297	0.42	0.051	0.002	0.274	0.009	0.038	0.000	236	8.4	244	2.7	95%
20	105	725	1025	0.71	0.050	0.003	0.268	0.014	0.039	0.001	218	14.7	252	3.5	73%
21	122	608	1097	0.55	0.054	0.002	0.303	0.011	0.041	0.000	253	12.0	248	3.2	84%
22	71	325	753	0.43	0.046	0.002	0.251	0.012	0.039	0.001	251	12.3	248	2.9	91%
23	75	408	656	0.62	0.049	0.003	0.263	0.014	0.039	0.001	257	9.1	250	2.6	87%
24	89	433	916	0.47	0.050	0.002	0.265	0.012	0.039	0.000	265	10.6	249	3.1	93%

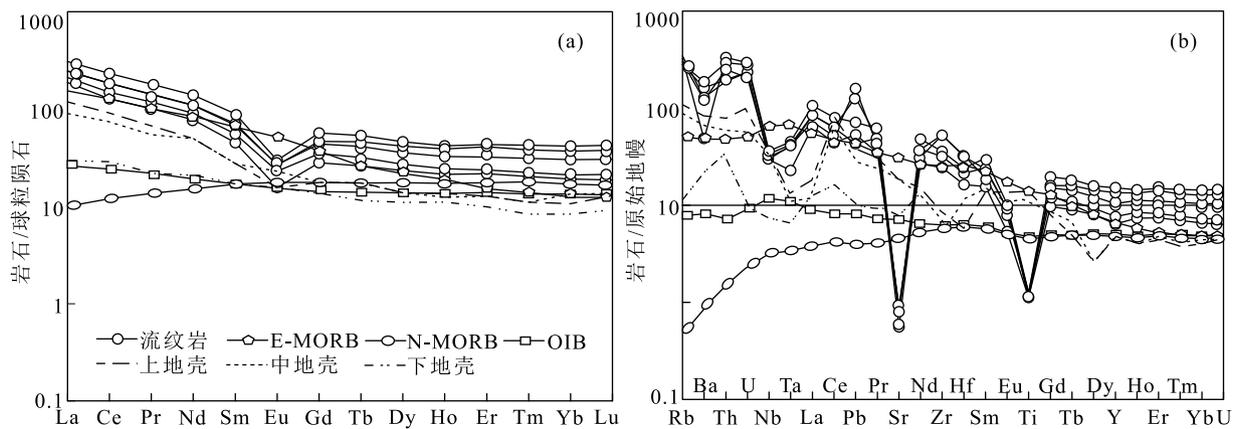


图9 崔依比组流纹岩球粒陨石标准化稀土元素配分模式图(a)和原始地幔标准化微量元素蛛网图(b)(球粒陨石和原始地幔标准化值据参考文献[13])

Fig. 9 Chondrite normalized REE distribution pattern (a) and primitive mantle normalized trace element spider diagram (b) of the rhyolite in the Cuiyibi Formation

E-MORB—富集洋中脊玄武岩;N-MORB—正常洋中脊玄武岩;OIB—洋岛玄武岩

表 2 维西崔依比组双峰式火山岩主量、微量和稀土元素分析结果

Table 2 Major, trace and rare earth elements analyses of the bimodal volcanic rocks from the Cuiyibi Formation

样品编号	PM3-55	PM3-59	PM3-59	PM3-61	PM3-63	PM3-67	PM4-21	PM4-23	PM2-03
岩性	流纹岩	流纹岩	流纹岩	流纹岩	流纹岩	流纹岩	玄武岩	玄武安山岩	玄武安山岩
SiO ₂	78.2	76.2	76.4	77.7	78.0	76.6	47.9	51.6	50.2
Al ₂ O ₃	11.9	11.1	10.9	10.9	10.8	11.3	14.9	14.2	14.6
Fe ₂ O ₃	1.42	1.88	2.18	1.19	0.82	2.88	8.24	8.45	12.4
CaO	0.08	0.77	0.59	0.05	0.03	0.08	7.22	6.89	10.9
MgO	0.78	0.81	0.95	0.18	0.26	0.77	7.50	4.90	7.07
K ₂ O	3.84	6.28	6.07	7.38	8.22	5.38	1.12	0.67	0.63
Na ₂ O	1.41	1.23	1.07	1.01	0.08	1.26	3.96	3.56	1.97
TiO ₂	0.27	0.29	0.27	0.26	0.28	0.32	0.72	0.77	1.16
P ₂ O ₅	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.13	0.13	0.14
MnO	0.01	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.13	0.12	0.20
烧失量	2.00	1.57	1.52	1.30	1.04	1.36	8.87	8.61	1.38
总计	99.9	99.4	99.4	99.9	99.6	99.8	93.6	93.1	99.2
Sc	29.3	9.49	9.24	6.94	3.65	4.00	31.7	31.7	31.4
Ti	10780	1632	1606	1446	1601	1462	3794	3698	3720
V	227	7.09	5.16	4.37	4.89	6.83	208	187	188
Cr	9.45	197	6.68	2.17	2.61	2.71	135	196	186
Mn	699	32.9	229	6.05	8.56	71.2	1126	196	186
Co	20.8	0.94	0.79	0.48	0.67	1.13	31.3	37.5	31.2
Ni	4.35	41.3	1.96	0.76	1.25	1.83	34.1	50.9	49.3
Cu	8.69	10.7	21.7	3.16	4.71	1.58	42.7	28.0	24.6
Zn	114	29.2	34.2	15.3	18.3	27.3	66.9	135	92.5
Ga	22.4	20.2	19.8	15.9	16.7	18.3	17.6	19.3	17.9
Ge	9.00	4.45	5.38	4.92	4.03	4.62	7.02	6.99	7.12
Rb	23.5	206	180	190	219	179	53.4	8.45	23.9
Sr	122	16.1	17.6	11.8	16.7	19.5	192	186	322
Y	36.5	68.7	61.1	47.4	34.9	29.2	41.2	42.2	42.0
Zr	342	401	356	594	591	274	66.6	220	214
Nb	12.5	25.9	24.0	22.5	21.3	21.0	2.80	12.9	12.7
Cs	3.12	7.85	2.58	4.27	2.30	5.21	9.67	0.60	1.44
Ba	158	336	1309	845	898	1132	176	191	383
La	22.5	72.9	58.6	58.1	50.0	44.2	6.79	7.89	9.21
Ce	50.1	142	112	113	91.1	78.1	13.9	51.3	50.4
Pr	6.03	17.1	13.6	13.5	11.2	9.62	1.78	6.43	6.28
Nd	23.9	65.1	51.4	50.9	42.3	36.1	7.41	26.7	26.4
Sm	5.29	13.6	10.8	10.4	8.50	6.90	1.82	6.19	6.20
Eu	1.53	1.73	1.55	1.56	1.33	0.91	0.66	1.39	1.54
Gd	5.29	11.7	9.52	8.98	7.13	5.78	1.78	6.84	6.84

续表 2

样品编号	PM3-55	PM3-59	PM3-59	PM3-61	PM3-63	PM3-67	PM4-21	PM4-23	PM2-03
岩性	流纹岩	流纹岩	流纹岩	流纹岩	流纹岩	流纹岩	玄武岩	玄武安山岩	玄武安山岩
Tb	0.99	1.99	1.73	1.54	1.19	0.97	0.34	1.18	1.15
Dy	6.34	11.7	10.5	9.03	6.87	5.93	2.16	7.40	7.14
Ho	1.37	2.36	2.20	1.84	1.38	1.20	0.47	1.57	1.52
Er	4.15	7.16	6.79	5.30	3.92	3.57	1.36	4.44	4.28
Tm	0.65	1.08	0.97	0.80	0.57	0.52	0.21	0.67	0.65
Yb	4.29	7.04	6.26	5.12	3.58	3.24	1.37	4.22	4.02
Lu	0.68	1.08	0.96	0.77	0.54	0.47	0.21	0.63	0.61
Hf	5.01	7.42	6.61	9.80	10.0	5.03	1.11	5.32	5.18
Ta	0.90	1.85	1.73	1.64	1.68	0.94	0.19	0.89	0.85
Pb	3.82	5.08	3.05	9.13	11.4	3.81	4.35	84.8	10.7
Th	8.65	28.2	24.9	21.3	16.0	16.7	1.59	5.75	5.42
U	2.34	6.16	5.87	4.32	4.90	4.94	0.54	1.54	1.44
Σ REE	154	405	329	327	273	229	48.0	241	164
δ Eu	0.29	0.14	0.15	0.16	0.17	0.14	0.37	0.21	0.24
$(Th/Ta)_N$	9.61	15.2	14.4	13.0	9.52	17.8	8.37	6.46	6.38
$(La/Yb)_N$	5.24	10.3	9.35	11.3	14.0	13.6	4.96	5.57	5.72
$(La/Sm)_N$	4.25	5.35	5.41	5.56	5.88	6.41	3.73	3.80	3.71

注:主量元素含量单位为%,微量、稀土元素含量单位为 10^{-6} ; δ Eu=2Eu_N/(Sm_N+Gd_N),样品 Σ REE为样品La系元素含量与Y含量总和

离结晶作用形成。其次,根据酸性火山岩地球化学性质,酸性岩富Si、低Mg,同时富集大离子亲石元素Rb、Th、U及LREE等,与中上地壳蛛网图曲线类似(图9),流纹岩具有较低的Nb/Ta值(11~14)和较高的Th/U值(3~5),与大陆地壳值相近

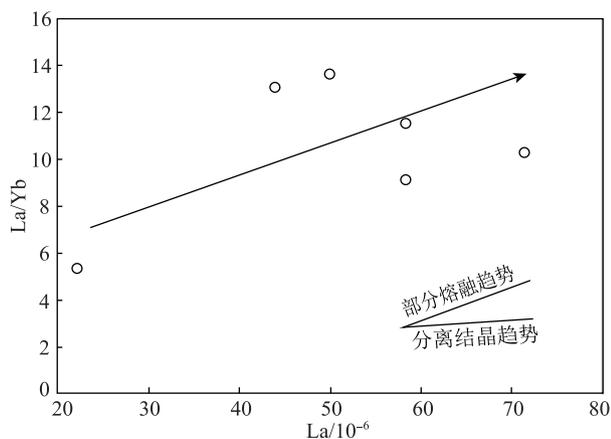


图 10 崔依比组流纹岩 La-La/Yb 图解
Fig. 10 La-La/Yb diagram of the rhyolite in the Cuiyibi Formation

(Nb/Ta=12~13^[23]和Th/U=6^[24]),表明流纹岩是壳源岩石部分熔融的产物,很可能是幔源基性岩浆底侵作用引起壳源物质部分熔融形成的。

4.3 构造环境

双峰式火山岩在时空上紧密伴生,通常认为是拉张伸展环境下的产物,可以出现在不同的地球动力学背景^[25],如洋岛、大陆裂谷、弧后盆地、破坏性板块边缘等。洋岛环境的双峰式火山岩通常由大量的低钾拉斑玄武岩和少量酸性火山岩组成,且玄武岩富集LILE、Th,亏损HFSE, LREE从强烈亏损至轻微富集;大陆裂谷玄武岩主要特征是富碱,富集LILE和HFSE, LREE/HREE分离型式^[25-30];弧后盆地玄武岩(BABB)兼具有N-MORB及弧火山岩地球化学特征,同时富集碱金属和碱土金属,轻微亏损HFSE和REE;相反,破坏性板块边缘的双峰式岩浆活动主要由缺少碱性物质的酸性岩占主导,具有高的LILE/HFSE值的基性岩为辅^[25]。

维西地区崔依比组火山岩以流纹岩为主,玄武岩出露较少,火山岩SiO₂含量表现出不连续性,呈

现双峰式火山岩的特征。微量元素特征显示,玄武岩属中钾钙碱性系列岩石(图 11),二者均轻微富集 LREE,明显富集 Ba、Th、U 等大离子亲石元素,强烈亏损高场强元素 Nb、Ta、Ti,与岛弧岩浆地球化学特征相似,因此它们不可能形成于大陆裂谷的构造环境。具有弧火山岩特征的玄武岩形成于与板块俯冲过程有关的板内伸展环境,玄武岩弱富集 LREE,具负 Eu 异常;微量元素配分型式除 LILE 和 Th 相对富集外,其他元素丰度与 MORB 相当,反映其形成于伸展裂谷环境。流纹岩具高 K_2O 、 SiO_2 和低 Na_2O 含量,明显不同于同碰撞流纹岩, K_2O/TiO_2 值在 28.4~29.4 之间,明显与日本 IAT 火山岩(0.31~1.00)和中墨西哥 CMA 火山岩(0.3~2.0)不同,也表明其形成于伸展裂谷环境。此外,酸性岩显示出钾玄岩的特征(图 11)。一般认为,钾玄岩的出现是陆内岩浆活动的重要标志。其次,酸性火山岩也兼具有板内及弧火山岩的双重特性,如在 Th/Ta-Yb 图解(图 12-c)中,样品点落入活动大陆边缘及大洋岛弧区附近^[32],而在 Nb-Y 图解(图 12-d)中,样品点落入弧火山岩区,具有弧火山岩的性质。因此,崔依比组双峰式火山岩很可能形成于伸展构造环境。

4.4 地球动力学机制

维西崔依比组火山岩以基性和酸性火山岩为主,构成双峰式火山岩。研究认为,富集岩石圈地幔熔融形成基性岩,而地壳部分熔融形成酸性

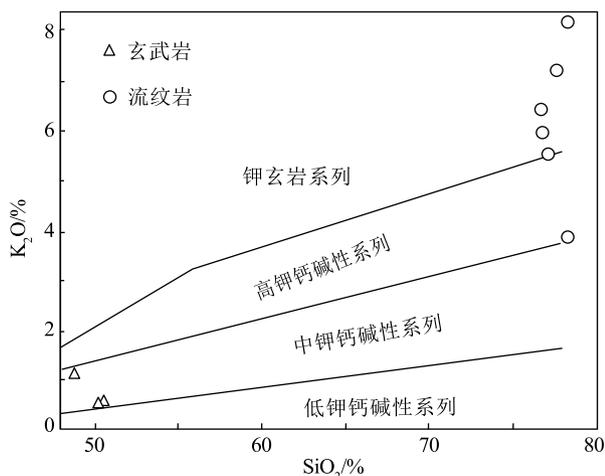


图 11 崔依比组火山岩 SiO_2-K_2O 分类图解^[31]

Fig. 11 SiO_2-K_2O classification diagram of the volcanic rocks in the Cuiyibi Formation

岩^[34]。如此复杂的火山岩浆活动需要合理的地球动力学研究来解释。Zhu 等^[35]通过大量的年代学、地球化学和同位素研究认为,早白垩世晚期班公湖-怒江洋在南向俯冲过程中洋壳发生板片断离,导致中北拉萨地块上同期火山岩浆的爆发,并形成早白垩世晚期的双峰式岩浆岩,俯冲作用、板片断离等引发了拉萨地块一系列岩浆活动^[36-39]。而崔依比组双峰式火山岩地质背景与此类似,结合区域构造背景,板片断离模式无疑是崔依比组双峰式火山岩形成最合理的解释。该套双峰式火山岩可能形成于由金沙江洋盆向西俯冲过程中板片断离造成的陆内岩石圈的伸展构造环境^[40-42],从板片断离窗口上涌大量的软流圈地幔物质,使上覆岩石圈地幔发生伸展运动,携带大量热量的软流圈地幔上涌,为板片断离区复杂的物源环境熔融提供了热异常条件^[43],使维西地区中三叠世火山岩具有复杂多样的岩石学特征。软流圈地幔熔融体上升形成了具有板内特征的玄武岩^[35],地壳熔融形成英安岩与流纹岩。

江达-维西陆缘弧在晚三叠世发生了强烈的晚碰撞造山与盆-山转换,以中性-中酸性火山岩的出现为标志。在对应的晚碰撞型花岗岩类侵入体中,获得 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为 239 ± 6 Ma,全岩 Rb-Sr 等时线年龄为 212 ± 43 Ma 和 214 ± 6 Ma^[44]。板片断离模型的三维模拟实验表明,由于俯冲大洋洋壳性质的差异,板片断离的时间一般晚于碰撞时间 10~20 Ma;通常洋壳板片在其断离过程中,其会从中部到边部打开形成断离窗口;而在碰撞中任何不均匀都会引起洋壳从一侧断裂再延伸到另一边^[45]。两种断离模型均会引起不同地区板片断离窗口打开时间存在差异,笔者认为由于洋壳性质和断离模型的差异,维西地区板片窗口的打开可能在 244 Ma 左右,触发区内崔依比组岩浆活动的爆发。

5 结论

(1) 维西地区崔依比组流纹岩锆石 U-Pb 年龄为 244 ± 1.3 Ma,表明江达-德钦-维西陆缘弧维西段火山岩主要发育时限为中三叠世晚期。

(2) 维西地区崔依比组双峰式火山活动形成于金沙江洋盆向西俯冲过程板片断离产生的伸展构造环境。

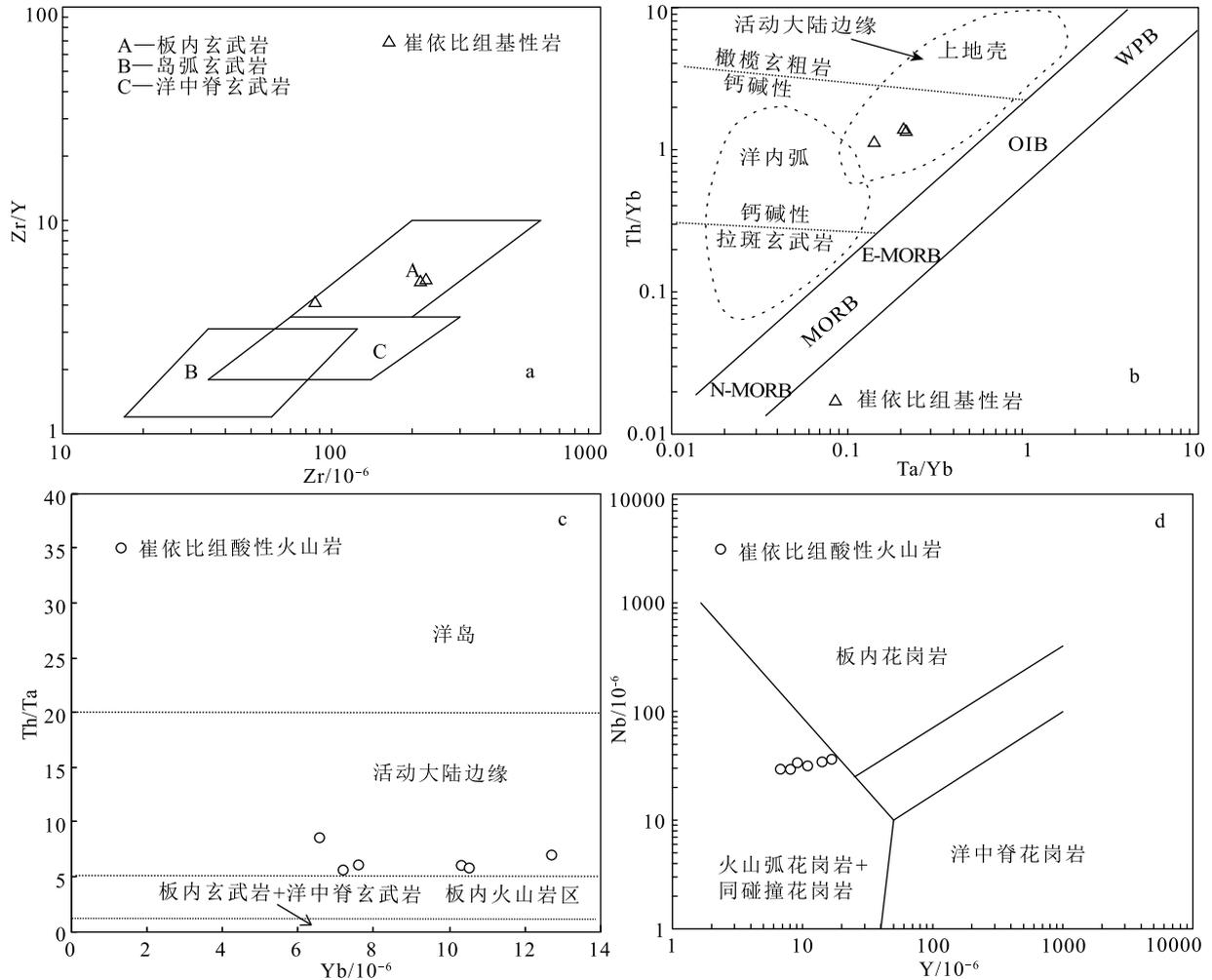


图 12 崔依比组火山岩 Zr/Y-Zr (a)、Th/Yb-Ta/Yb (b)、Th/Ta-Yb (c) 与 Nb-Y (d) 图解^[33]

Fig. 12 Zr/Y-Zr (a), Th/Yb-Ta/Yb (b), Th/Ta-Yb (c) and Nb-Y (d) classification diagrams of the volcanic rocks in the Cuiyibi Formation

N-MORB—正常洋中脊玄武岩; E-MORB—富集洋中脊玄武岩; OIB—洋岛玄武岩; MORB—洋中脊玄武岩; WPB—板内玄武岩

致谢:今年适逢潘老师八十寿辰,潘老师几十年来植根于青藏高原,用脚丈量祖国大地,取得了大量学术成果,他用自己的行动完美诠释了青藏精神。潘老师为人谦和,治学严谨,培养了一批优秀的研究青藏地质学子,谨以此文表达深深的敬意,祝潘老师健康长寿。同时,感谢审稿专家对本文的认真审阅,提出了许多宝贵的意见和建议;感谢中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室在 LA-ICP-MS、微量元素测试中给予帮助。

参考文献

- [1] 潘桂棠,李兴振,王立全,等.青藏高原及邻区大地构造单元初步划分[J].地质通报,2002,1(11): 701-707.
- [2] 莫宣学.中华人民共和国地质矿产部地质专报.三·岩石矿物地球化学.第20号,三江特提斯火山作用与成矿[M].北京:地质出版社,1993: 6-128.
- [3] 王立全,潘桂棠.江达-维西陆缘火山弧的形成演化及成矿作用[J].沉积与特提斯地质,2000,20(2): 1-17.
- [4] 牟传龙,余谦.云南兰坪盆地攀天阁组火山岩的 Rb-Sr 年龄[J].地层学杂志,2002,26(4): 289-292.
- [5] 王保弟,王立全,王冬兵,等.三江上叠裂谷盆地人支雪山组火山岩

- 锆石 U-Pb 定年与地质意义[J]. 岩石矿物学杂志, 2011, 30(1): 25-33.
- [6] 简平, 刘敦一, 孙晓猛. 滇川西部金沙江石炭纪蛇绿岩 SHRIMP 测年: 古特提斯洋壳演化的同位素年代学制约[J]. 地质学报, 2003, 77(2): 217-228.
- [7] Zi J W, Cawood P A, Fan W M, et al. Late Permian-Triassic magmatic evolution in the Jinshajiang orogenic belt, SW China and implications for orogenic processes following closure of the Paleo-Tethys [J]. *American Journal of Science*, 2013, 313(2): 81-112.
- [8] Zi J W, Cawood P A, Fan W M, et al. Triassic collision in the Paleo-Tethys Ocean constrained by volcanic activity in SW China [J]. *Lithos*, 2012, 144/145(7): 145-160.
- [9] 曾普胜, 尹光候, 李文昌, 等. 金沙江造山带德钦-羊拉矿集区构造-岩浆-成矿系统[M]. 北京: 地质出版社, 2015: 1-229.
- [10] Liu Y, Hu Z, 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.
- [11] Hoskin P W O, Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis [J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2003, 53(1): 27-62.
- [12] Le Maitre R W. *Igneous rocks: A Classification and Glossary of Terms* (2nd ed) [M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2002: 1-236.
- [13] Sun S S, McDonough W F. *Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts; Implications for Mantle Composition and Processes* [J]. *Geological Society London Special Publication*, 1989, 42(1): 313-345.
- [14] O' Hara M J. Primary magmas and the origin of basalts [J]. *Scottish Journal of Geology*, 1965, 1(1): 19-40.
- [15] McKenzie D, Bickle M J. The Volume and Composition of Melt Generated by Extension of the Lithosphere [J]. *Journal of Petrology*, 1988, 29(3): 625-679.
- [16] Hofmann A W, Jochum K P, Seufert M, et al. Nb and Pb in Oceanic Basalts: New Constraints on Mantle Evolution [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1986, 79(1/2): 33-45.
- [17] Taylor S R, McLennan S M. The continental crust: Its composition and evolution. An examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks [M]. Blackwell Scientific Pub., 1985.
- [18] Glazner A F, Farmer G L, Hughes W T, et al. Contamination of Basaltic Magma by Mafic Crust at Amboy and Pisgah Craters, Mojave Desert, California. [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1991, 96(B8): 13673-13691.
- [19] Charles R, Bacon, Timothy H Druitt. 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.
- [20] Guffanti M, Clyne, et al. Thermal and mass implications of magmatic evolution in the Lassen volcanic region, California, and minimum constraints on basalt influx to the lower crust [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1996, 101: 3003-3013.
- [21] Roberts M P, Clemens. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids [J]. *Geology*, 1993, 21: 825-828.
- [22] Tepper J H, Nelson, 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: 333-351.
- [23] Barth M G, McDonough W F, Rudnick R L. Tracking the budget of Nb and Ta in the continental crust [J]. *Chemical Geology*, 2000, 165 (3/4): 197-213.
- [24] Rudnick R L, Gao S. *Composition of the continental crust* [C] // Rudnick R L. *The Crust: Treatise on Geochemistry*. Oxford: Elsevier Pergamon, 2003: 1-64.
- [25] Pin C, Paquette J L. A mantle-derived bimodal suite in the Hercynian Belt: Nd isotope and trace element evidence for a subduction-related rift origin of the Late Devonian Brévenne metavolcanics, Massif Central (France) [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1997, 129(2/3): 222-238.
- [26] Bonin B. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review [J]. *Lithos*, 2004, 78: 1-24.
- [27] Hildreth W. Gradients in silicic magma chambers: implications for lithospheric magmatism [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1981, 86: 10153-10192.
- [28] Shellnutt J G, Zhou M F. Permian peralkaline, peraluminous and metaluminous A-type granites in the Panxi district, SW China: their relationship to the Emeishan mantle plume [J]. *Chemical Geology*, 2007, 243: 286-316.
- [29] Zhang K J, Zhang Y X, Tang X C, et al. First report of eclogites from central Tibet, China: evidence for ultradeep continental subduction prior to the Cenozoic India-Asian collision [J]. *Terra Nova*, 2008, 20 (4): 302-308.
- [30] Zhu D, Pan G, Mo X, et al. Petrogenesis of volcanic rocks in the Sangxiu Formation, central segment of Tethyan Himalaya: A probable example of plume-lithosphere interaction [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2007, 29: 320-335.
- [31] Peccerillo A, Taylor S R. Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1976, 58(1): 63-81.
- [32] Gorton M P, Schandl E S. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks [J]. *The Canadian Mineralogist*, 2000, 38: 1065-1073.
- [33] Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks [J]. *Jour. Petrol.*, 1984, 25(4): 956-983.
- [34] Macdonald R. The 1875 eruption of Askja Volcano, Iceland: Combined fractional crystallization and selective contamination in the generation of rhyolitic magma [J]. *Mineralogical Magazine*, 1987, 51 (360): 183-202.
- [35] Zhu D C, Zhao Z D, Niu Y, et al. Cambrian bimodal volcanism in the Lhasa Terrane, southern Tibet: Record of an early Paleozoic Andean-type magmatic arc in the Australian proto-Tethyan margin [J]. *Chemical Geology*, 2012, 328: 290-308.

- [36] 潘桂棠,莫宣学,侯增谦,等.冈底斯造山带的时空结构及演化[J].岩石学报,2006,22(3): 521-533.
- [37] Zhu D C, Mo M M, Niu Y L, et al. Geochemical investigation of Early Cretaceous igneous rocks along an east - west traverse throughout the central Lhasa Terrane, Tibet[J]. Chemical Geology, 2009, 268: 298-312.
- [38] Zhu D C, Zhao Z D, Niu Y L, et al. Lhasa terrane in southern Tibet came from Australia[J]. Geology, 2011, 39(8): 727-730.
- [39] 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: 241-255.
- [40] 王保弟,王立全,王冬兵,等.西南三江金沙江弧盆系时空结构及构造演化[J].沉积与特提斯地质,2021, DOI: 10.19826/j.cnki.1009-3850.2021.02008.
- [41] Wang B, Wang L, Chen J, et al. Triassic three-stage collision in the Paleo-Tethys: Constraints from magmatism in the Jiangda-Deqen-Weixi continental margin arc, SW China [J]. Gondwana Research, 2014, 26(2): 475-491.
- [42] 王保弟,王立全,王冬兵,等.西南三江金沙江弧盆系时空结构及构造演化[J].沉积与特提斯地质,2021,41(2): 246-264.
- [43] Duretz T, Gerya T V, May D A. Numerical modelling of spontaneous slab breakoff and subsequent topographic response [J]. Tectonophysics, 2011, 502: 244-256.
- [44] 简平,刘敦一,孙晓猛.滇川西部金沙江石炭纪蛇绿岩 SHRIMP 测年: 古特提斯洋壳演化的同位素年代学制约 [J]. 地质学报, 2003, 77(2): 217-228.
- [45] Hunen J V, Allen M B. Continental collision and slab break-off: A comparison of 3-D numerical models with observations [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2011, 30(2): 27-37.
- ①中国地质调查局成都地质调查中心 1: 50000 维西幅.2016.