

doi:10.12097/j.issn.1671-2552.2022.08.004

拉萨地体西部左左乡地区中新世石英二长岩锆石 U-Pb 年龄和岩石成因及构造模式

张博川¹, 范建军^{1,2*}, 罗安波¹, 李航¹, 申迪¹, 刘海永³ZHANG Bochuan¹, FAN Jianjun^{1,2*}, LUO Anbo¹, LI Hang¹, SHEN Di¹, LIU Haiyong³

1. 吉林大学地球科学学院, 吉林 长春 130061;

2. 东北亚矿产资源评价自然资源部重点实验室, 吉林 长春 130061;

3. 西藏自治区地质调查院, 西藏 拉萨 850000

1. College of Earth Science, Jilin University, Changchun 130061, Jilin, China;

2. Key laboratory of Mineral Resources Evaluation in Northeast Asia, Ministry of Land and Resources, Changchun 130061, Jilin, China;

3. Tibet Institute of Geological Survey, Lhasa 850000, Tibet, China

摘要:中新世的岩浆活动对于判别青藏高原新生代的构造演化具有重要意义,本文在拉萨地体西部左左乡地区新厘定出一套中新世石英二长岩。通过 LA-ICP-MS 测年,获得锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 22.38 ± 0.46 Ma ($n=13$, MSWD=0.71), 此年龄可代表石英二长岩的形成时代。全岩化学成分显示,其具有高的 SiO_2 (65.87%~66.90%)、 K_2O (6.19%~6.41%) 含量、 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 值 (1.7~1.8) 及低的 MgO (1.71%~1.76%) 含量,岩石类型属于拉萨地体中新世钾质中酸性岩系列。依据岩石高的 $\text{Mg}^\#$ (56.5~57.8) 值、 Nb/Ta (16.0~16.4) 值、 Cr (46.0×10^{-6} ~ 48.9×10^{-6})、 Ni (32.6×10^{-6} ~ 34.8×10^{-6}) 含量及大量的暗色包体,推测左左乡中新世石英二长岩形成于壳源岩浆与幔源岩浆的混合。依据区域内的隆升研究结果,推测印度板片分段俯冲及撕裂模型相比于岩石圈地幔对流减薄模型、增厚岩石圈拆沉模型、俯冲印度板片断裂模型能够更合理地解释拉萨地体中新世钾质-超钾质火山岩的成因。

关键词:拉萨地体; 中新世; 钾质中酸性岩; 印度板片撕裂; LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年

中图分类号: P534.62⁺1; P597; P588.12 **文献标志码:** A **文章编号:** 1671-2552(2022)08-1358-11

Zhang B C, Fan J J, Luo A B, Li H, Shen D, Liu H Y. Zircon U-Pb age, petrogenesis and tectonic model of Miocene quartz monzonite in Zuozuoxiang area, Western Lhasa terrane. *Geological Bulletin of China*, 2022, 41(8): 1358-1368

Abstract: The Miocene magmatism is of great significance to distinguish the Cenozoic tectonic evolution of the Tibetan Plateau. In this paper, a new set of Miocene quartz monzonite has been redefined in Zuozuoxiang area, western Lhasa terrane. Zircon U-Pb dating shows that the age of quartz monzonite is 22.38 ± 0.46 Ma. Whole rock geochemical test shows that quartz monzonite has high SiO_2 (65.87%~66.90%), K_2O (6.19%~6.41%) contents, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (1.7~1.8) ratios and low MgO (1.71%~1.76%) contents, belonging to potassic intermediate-acid rock. According to the high $\text{Mg}^\#$ (56.5~57.8), Nb/Ta (16.0~16.4), Cr (46.0×10^{-6} ~ 48.9×10^{-6}), Ni (32.6×10^{-6} ~ 34.8×10^{-6}) and a large number of dark inclusions in the rocks, we believe that Miocene quartz monzonite from Zuozuoxiang area was formed by partial melting of thickened lower crust with the addition of mantle material. In addition, based on the results of uplift studies, we believe that the tearing of Indian plate is more suitable for the interpretation of Miocene potassic-ultrapotassic

收稿日期: 2020-11-07; 修订日期: 2021-06-11

资助项目: 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、演化与深部过程专题》(编号: 2019QZKK0702)、《特提斯大陆增生与第三极形成》(编号: 2019QZKK0703) 和国家自然科学基金项目《班公湖-怒江缝合带早白垩世洋岛型岩石组合构造属性研究——以仲岗和塔仁本为例》(批准号: 41972236)

作者简介: 张博川(1996-), 男, 在读硕士生, 构造地质学专业。E-mail: 835809625@qq.com

* 通信作者: 范建军(1988-), 男, 博士, 副教授, 从事青藏高原大地构造与区域地质研究。E-mail: fanjj03@163.com

rocks in Lhasa terrane than the convective thinning of lithospheric mantle, the delamination of thickened lithosphere and the break-off of Indian plate.

Key words: Lhasa terrane; Miocene; Potassic rocks; Tearing of Indian plate; LA-ICP-MS zircon U-Pb dating

新生代钾质-超钾质火山岩广泛分布于青藏高原,由北向南包括松潘-甘孜地体的中新世-上新世钾质-超钾质火山岩、羌塘地体的始新世-渐新世和上新世钾质-超钾质火山岩、拉萨地体的中新世钾质-超钾质火山岩^[1]。其中,拉萨地体的超钾质火山岩主要分布在南中拉萨地体西段(东经 87°以西),钾质火山岩则在南中拉萨地体呈东西向断续分布,形成时代为中新世^[1]。前人研究显示,拉萨地体的中新世超钾质火山岩具有高的 MgO (>3%)、K₂O (>3%) 含量和 K₂O/Na₂O 值 (>2), 岩石成因与富集岩石圈地幔部分熔融有关,而中新世钾质火山岩具有高的 K₂O (>3%) 含量和 K₂O/Na₂O 值 (>1), 岩石成因与富集岩石圈地幔的部分熔融或分离结晶、下地壳部分熔融、中上地壳部分熔融或壳源岩浆与幔源岩浆混合有关^[2-7], 两者形成的深部动力学过程可能与岩石圈地幔对流减薄、增厚岩石圈拆沉、大陆板片俯冲或大陆板片撕裂有关^[8-12]。尽管前人已经对拉萨地体的中新世钾质-超钾质火山岩进行了大量的研究,但是目前仍存在许多争议。例如,拉萨地体的中新世钾质-超钾质火山岩多沿南北向裂谷分布,部分学者认为这些南北向裂谷和钾质-超钾质火山岩均是高原隆升至最大高度后的产物^[13],但也有学者认为,高原隆升至最大高度与南北向裂谷、钾质-超钾质火山岩并不具有直接的联系^[7];前人在提出拉萨地体中新世钾质-超钾质火山岩的深部动力学模型时,通常会将青藏高原的快速隆升与钾质-超钾质火山岩联系起来,但是部分证据表明,青藏高原的快速隆升与钾质-超钾质火山岩之间可能不具有耦合关系^[14],那么在这种情况下,哪种深部动力学模型更适合解释拉萨地体中新世钾质-超钾质火山岩的成因?

针对上述问题,本文对拉萨地体的中新世钾质中酸性岩进行了研究。在拉萨地体西部左左乡地区始新世二长花岗岩中,通过获得的锆石 U-Pb 年龄和全岩化学成分,笔者厘定出一套中新世石英二长岩,岩石具有钾质中酸性岩的特征。前人对于拉萨地体钾质-超钾质岩的研究主要集中在火山岩,然而对于相应深成岩的研究较少。本文重点对新

厘定的中新世石英二长岩的岩石成因进行解释,同时结合区域隆升研究,对前人提出的主要深部动力学模型进行了分析,选出更合理的模型解释拉萨地体中新世钾质-超钾质火山岩的成因。

1 区域地质概况

青藏高原自北向南依次由松潘-甘孜地体、北羌塘地体、南羌塘地体、拉萨地体和喜马拉雅地体组成,块体之间被缝合带划分,依次为金沙江缝合带、龙木错-双湖-澜沧江缝合带、班公湖-怒江缝合带和印度-雅鲁藏布江缝合带^[15-16]。拉萨地体依据狮泉河-纳木错蛇绿混杂岩带和洛巴堆-米拉山断裂带可进一步划分为北拉萨地体、中拉萨地体和南拉萨地体^[17]。研究区位于南拉萨地体的最西段(东经 80°),北侧紧邻洛巴堆-米拉山断裂带与中拉萨地体,行政区划隶属于噶尔县狮泉河镇左左乡(图 1-a)。区内新生代火山-沉积地层发育,由老到新包括始新世年波组、渐新世日贡拉组、中新世布嘎寺组和上新世乌郁群,岩浆岩则主要包括 2 期,一期为始新世钾长花岗岩和花岗闪长岩,另一期为中新世石英二长岩(图 1-b)。

本文研究对象为中新世二长花岗岩,之前的区域地质调查将其归为始新世二长花岗岩^[7],在新的锆石 U-Pb 年龄及全岩化学成分数据支持下,笔者将其重新厘定为中新世二长花岗岩。

石英二长花岗岩具有似斑状结构,块状构造,斑晶以钾长石和斜长石为主,少量为石英、黑云母和角闪石,钾长石和斜长石斑晶较大,粒径 1~2 cm,其他斑晶较小,粒径 0.5~1 cm,基质为细粒结构,成分与斑晶相似(图 2)。另外,石英二长岩中常见暗色包体,包体呈浑圆状或透镜状,具有塑性流变特征和岩浆结构,未见明显的热接触变质带(图 2-b)。

2 测试方法

2.1 锆石 U-Pb 同位素测试

全岩样品粉碎及锆石单矿物分选在河北省区域地质调查所实验室完成。透射光、反射光照相在中国地质大学(北京)地学实验中心完成,阴极发光

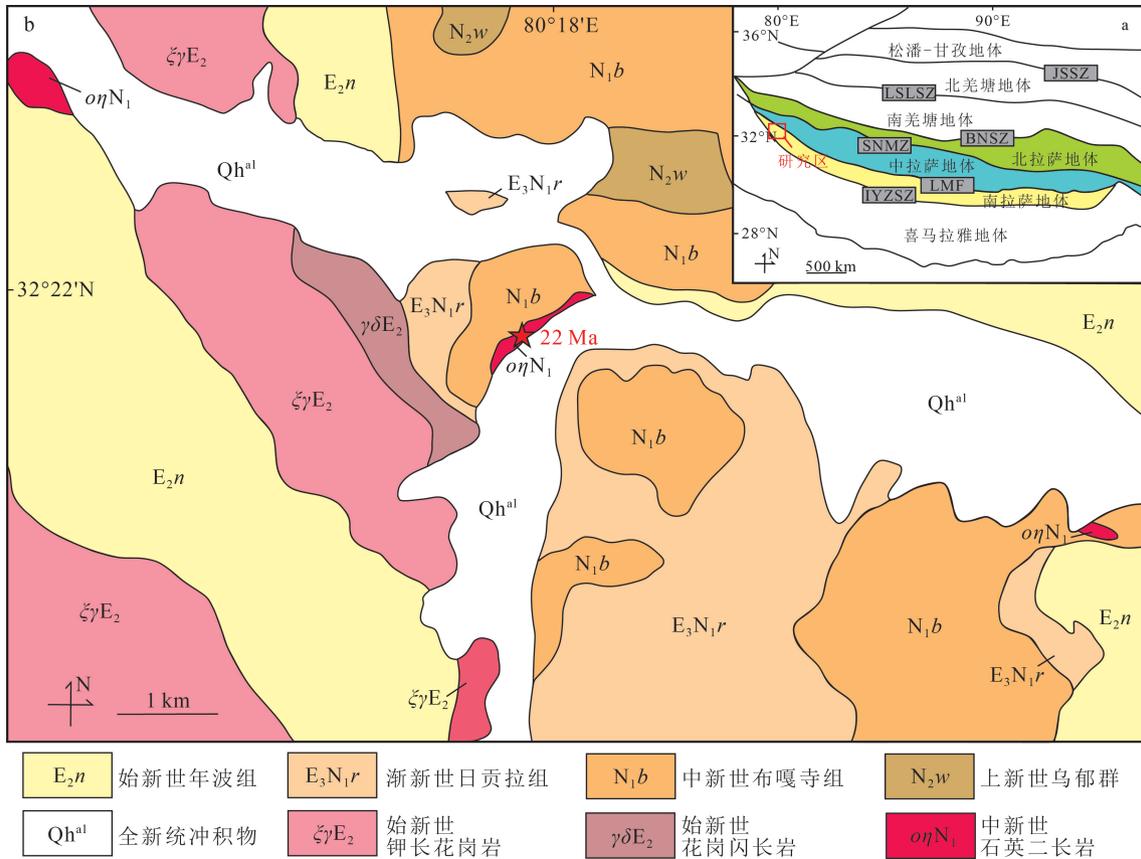


图 1 青藏高原地质简图(a)及研究区地质简图(b)

Fig. 1 Geological map of Tibetan Plateau(a) and study area(b)

JSSZ—金沙江缝合带;LSLSZ—龙木错-双湖-澜沧江缝合带;BNSZ—班公湖-怒江缝合带;SNMZ—狮泉河-纳木错蛇绿混杂岩带; LMF—洛巴堆-米拉山断裂带;IYZSZ—印度-雅鲁藏布江缝合带



图 2 左左乡中新世石英二长岩野外(a)及显微镜下正交偏光照片(b)

Fig. 2 Field photo(a) and microscopic orthogonal polarized photo(b) of the Miocene quartz monzonite in Zuozuoxiang area Kf—钾长石;Bt—黑云母

照相在中国地质科学院地质研究所完成。锆石微量元素及 U-Pb 同位素测试在吉林大学东北亚矿产资源评价重点实验室完成,实验仪器包括美国 New

Wave 贸易有限公司的 UP193SS 型准分子激光剥蚀系统 (UP193SS) 和美国 Agilent 科技有限公司的 7500a 型四极杆电感耦合等离子体质谱仪(LA-ICP-

MS)。详细的实验过程见参考文献[18]。实验数据处理分别使用 Glitter4.4 (Macquarie University) 和 Isoplot3.0 软件^[19]。

2.2 全岩地球化学

全岩地球化学测试在吉林大学东北亚矿产资源评价重点实验室完成。测试之前,采用混合酸高压釜溶样方法进行样品的化学预处理,并计算烧失量。主量元素测试仪器为美国利曼公司的 Prodigy 型等离子体光谱仪(ICP-OES),微量元素测试仪器为美国 Agilent 科技有限公司的 7500a 型四极杆电感耦合等离子体质谱仪(LA-ICP-MS)。实验过程中,采用的质量监控标样为美国地质调查局标准样品 AGV2、中国地质调查局国家地质测试中心岩石标样 GSR-1 和 GSR-3、GSR-5。多数元素的测试精度在 5% 以内^[20]。

3 测试结果

3.1 锆石 U-Th-Pb 同位素

测得的锆石 U-Th-Pb 数据列于表 1。石英二

长岩(B19T11)锆石以半自形晶为主,呈短柱状,粒径集中在 150~200 μm 之间,长宽比为 1:1~2:1。阴极发光图像(CL)显示,锆石具有明显的振荡环带,Th/U 值在 1.17~3.96 之间,表明这些锆石属于典型的岩浆锆石(图 3-a)。该样品共测试了 20 颗锆石,其中 7 颗锆石的²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄较老,为 35.00±1.00~518.00±16.00 Ma,可能继承自岩浆源区或地壳混染,其余 13 颗锆石的数据在 U-Pb 谐和图中的投影点位于谐和线上或其附近(图 3-b),²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄介于 21.00±0.60~23.00±0.70 Ma 之间,其年龄加权平均值为 22.38±0.46 Ma(MSWD = 0.71)。

3.2 全岩地球化学

详细的全岩地球化学数据见表 2。由于样品的烧失量(LOI=0.8%~1.7%)较低,因此未剔除烧失量后重新计算。石英二长岩(B19T11)具有高的 SiO₂(65.87%~66.90%)、K₂O(6.19%~6.41%)、Na₂O(3.47%~3.65%) 含量,低的 Al₂O₃(14.36%~14.79%)、MgO(1.71%~1.76%)、TiO₂(0.68%~0.69%)、CaO(2.16%~2.80%) 含量,以及高的 Mg[#]

表 1 左左乡中新世石英二长岩锆石 U-Th-Pb 同位素数据

Table 1 U-Th-Pb isotope composition of zircon in the Miocene quartz monzonite at Zuozuoxiang area

编号	元素/10 ⁻⁶			Th/U	同位素比值				同位素年龄/Ma			
	Th	U	Pb		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	
					1σ	1σ	1σ	1σ	1σ	1σ		
1	1437	750	4.16	1.92	0.0211	0.0016	0.0036	0.0001	21.00	2.00	23.00	0.70
2	1751	905	5.06	1.93	0.0222	0.0015	0.0035	0.0001	22.00	1.00	22.30	0.60
3	1497	679	4.05	2.20	0.0268	0.0018	0.0035	0.0001	27.00	2.00	22.30	0.60
4	1341	551	3.43	2.43	0.0241	0.0020	0.0036	0.0001	24.00	2.00	23.00	0.70
5	314	363	4.08	0.87	0.0568	0.0037	0.0088	0.0003	56.00	4.00	57.00	2.00
6	1151	581	3.30	1.98	0.0211	0.0018	0.0036	0.0001	21.00	2.00	22.80	0.70
7	4444	1147	8.27	3.87	0.0221	0.0014	0.0034	0.0001	22.00	1.00	22.10	0.60
8	857	1026	6.87	0.83	0.0353	0.0019	0.0055	0.0002	35.00	2.00	35.30	1.00
9	1923	778	4.86	2.47	0.0219	0.0015	0.0035	0.0001	22.00	2.00	22.70	0.60
10	2391	964	5.47	2.48	0.0213	0.0025	0.0033	0.0001	21.00	3.00	21.20	0.80
11	1225	594	3.46	2.06	0.0207	0.0018	0.0036	0.0001	21.00	2.00	22.90	0.70
12	291	366	13.08	0.79	0.2546	0.0147	0.0288	0.0008	230.00	12.00	183.00	5.00
13	750	641	2.91	1.17	0.0222	0.0025	0.0033	0.0001	22.00	2.00	21.20	0.80
14	5634	1605	10.91	3.51	0.0242	0.0013	0.0034	0.0001	24.00	1.00	22.00	0.60
15	240	307	5.22	0.78	0.1057	0.0144	0.0148	0.0007	102.00	13.00	94.00	4.00
16	4363	1509	8.85	2.89	0.0214	0.0015	0.0033	0.0001	22.00	2.00	21.00	0.60
17	250	258	7.85	0.97	0.1534	0.0087	0.0229	0.0006	145.00	8.00	146.00	4.00
18	241	642	18.19	0.38	0.2173	0.0106	0.0273	0.0007	200.00	9.00	173.00	5.00
19	107	102	11.27	1.04	0.6624	0.0510	0.0837	0.0028	516.00	31.00	518.00	16.00
20	5113	1292	9.47	3.96	0.0238	0.0016	0.0035	0.0001	24.00	2.00	22.40	0.60

表2 左左乡中新世石英二长岩主量、微量和稀土元素含量

Table 2 Analytical results of major, trace and rare earth elements of Miocene quartz monzonite in Zuozuoxiang area

编号	B19T11H1	B19T11H2	B19T11H3	编号	B19T11H1	B19T11H2	B19T11H3
SiO ₂	66.90	65.87	66.41	La	90.7	95.2	94.3
Al ₂ O ₃	14.69	14.36	14.79	Ce	186.3	197.0	195.0
MgO	1.76	1.71	1.73	Pr	22.6	24.1	23.8
Na ₂ O	3.65	3.47	3.60	Nd	87.9	94.1	92.6
K ₂ O	6.30	6.19	6.41	Sm	14.2	15.1	15.0
P ₂ O ₅	0.36	0.38	0.36	Eu	2.5	2.6	2.6
TiO ₂	0.68	0.69	0.67	Gd	7.2	7.4	7.4
CaO	2.16	2.80	2.33	Tb	0.7	0.8	0.8
TFe ₂ O ₃	3.00	3.07	2.98	Dy	3.3	3.5	3.4
MnO	0.05	0.05	0.05	Ho	0.5	0.6	0.6
烧失量	0.79	1.69	0.95	Er	1.2	1.3	1.3
Cr	46.8	48.9	46.0	Tm	0.2	0.2	0.2
Ni	32.6	34.8	33.0	Yb	1.1	1.1	1.1
Rb	477.0	476.7	476.7	Lu	0.2	0.2	0.2
Sr	627.3	524.6	699.3	Hf	13.6	13.8	13.7
Y	12.9	13.6	13.5	Ta	1.5	1.5	1.5
Zr	458.4	466.6	471.5	Pb	87.4	97.4	97.7
Nb	23.4	24.6	24.2	Th	113.9	122.7	117.7
Cs	25.4	27.8	27.0	U	12.4	14.1	12.4
Ba	1837.0	2090.2	2090.6				

注:主量元素含量单位为%,微量和稀土元素含量单位为 10^{-6}

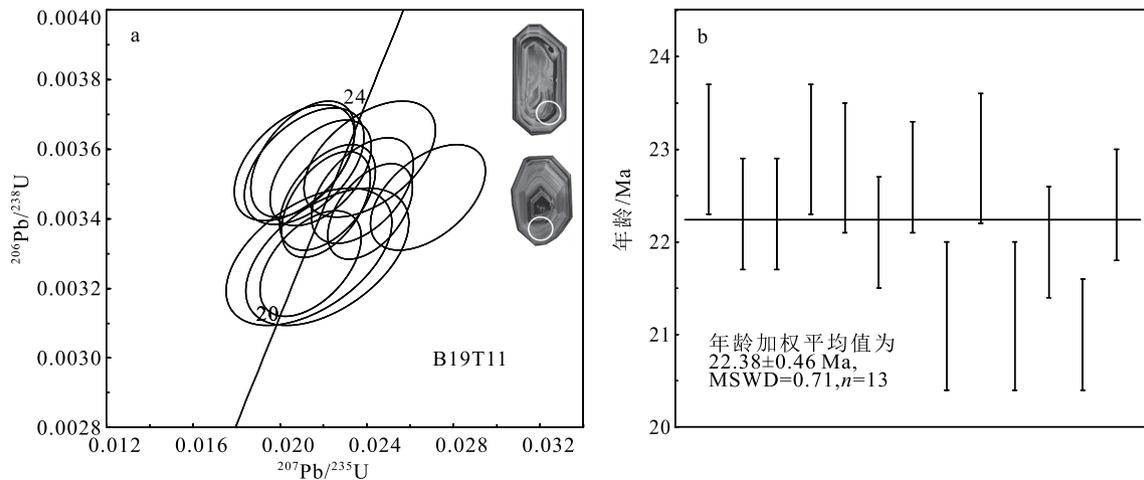


图3 左左乡中新世石英二长岩锆石 U-Pb 谐和图(a)和 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄图(b)

Fig. 3 Zircon U-Pb concordance diagram (a) and $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age diagram (b) of the Miocene quartz monzonite in Zuozuoxiang area

(56.5 ~ 57.8) 值。在 $\text{SiO}_2 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ 图解 (图 4-a) 中落在石英二长岩区域, 在 $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$ 和 $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ 图解 (图 4-b、c) 中落在钾玄岩区域, 在 $\text{A}/\text{CNK} - \text{A}/\text{NK}$ 图解 (图 4-d) 中落在偏铝质区域。

岩石富集轻稀土元素, 亏损重稀土元素, 轻、重

稀土元素分异 ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 59.9 \sim 60.2$) 明显, 稀土元素配分曲线呈明显的右倾型 (图 5-a)。富集大离子亲石元素 Rb、Ba、Sr 等, 亏损高场强元素 Nb、Ta、Ti 等, 相容元素 Cr ($46.0 \times 10^{-6} \sim 48.9 \times 10^{-6}$)、Ni ($32.6 \times 10^{-6} \sim 34.8 \times 10^{-6}$) 含量较高, 微量元素蛛网图显示明

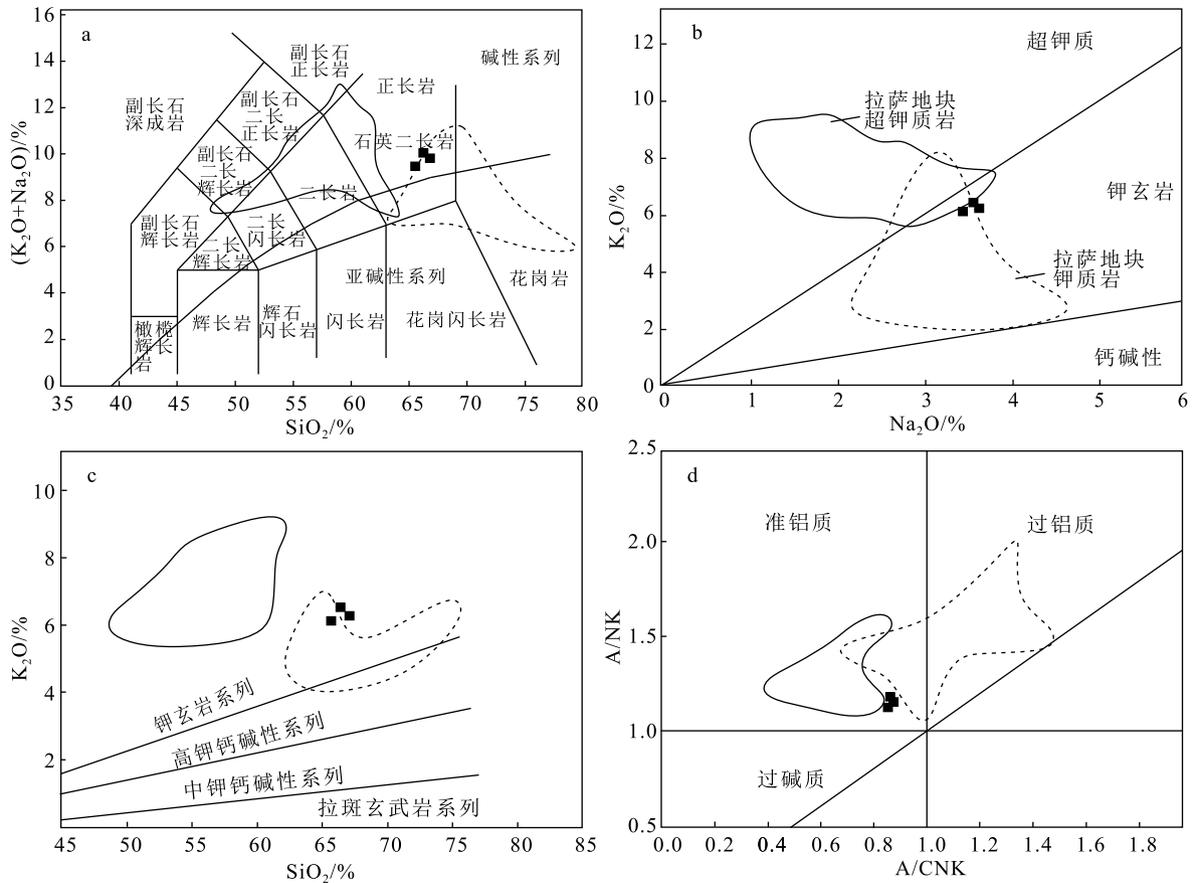


图 4 左左乡中新世石英二长岩分类图解(拉萨地体钾质-超钾质岩数据据参考文献[6-7])

Fig. 4 Classification diagrams of Miocene quartz monzonite in Zuo zuo xiang area

a—SiO₂-(K₂O+Na₂O)图解;b—Na₂O-K₂O图解;c—SiO₂-K₂O图解;d—A/CNK-A/NK图解

显的 Ba、Th、U 正异常和 Nb、Ta、Ti 负异常(图 5-b)。

4 岩石成因

拉萨地体中新世钾质岩具有高的 K₂O (>3%) 含量和 K₂O/Na₂O 值 (>1), 超钾质岩具有高的 MgO (>3%)、K₂O (>3%) 含量和 K₂O/Na₂O 值 (>2)^[2]。左左乡中新世石英二长岩具有高的 K₂O (6.19%~6.41%) 含量, 低的 MgO (1.71%~1.76%) 含量和高的 K₂O/Na₂O 值 (1.7~1.8), 表明其属于钾质火山岩系列, 在相关图解中, 左左乡中新世石英二长岩也落在钾质中酸性岩区域。除具有高的 K₂O 含量外, 还具有高的 Sr (524.6×10⁻⁶~699.3×10⁻⁶) 含量, 低的 Y (12.9~13.6×10⁻⁶) 含量, 以及明显的轻、重稀土元素 ((La/Yb)_N=59.9~60.2) 分异, 与区域内的钾质中酸性岩普遍具有“石榴子石特征”相似^[4-5]。目前, 钾质中酸性火山岩的成因包括

中上地壳的部分熔融^[6]、富集岩石圈地幔的部分熔融^[5-6]、增厚下地壳的部分熔融^[4,7]、幔源岩浆与壳源岩浆的混合^[3]。

中上地壳部分熔融成因的钾质中酸性岩(钾质流纹岩)仅见于拉萨地体雄巴地区和孔隆乡地区。雄巴钾质流纹岩具有相对低的 MgO (1.20%~1.34%)、Cr (32.4×10⁻⁶~45.9×10⁻⁶)、Ni (7.3×10⁻⁶~11.5×10⁻⁶) 含量和 Mg[#]值 (44.1~46.0), 以及高的 A/CNK 值 (1.0~1.1)^[6]。相比于上述岩石, 左左乡中新世石英二长岩具有高的 MgO (1.71%~1.76%)、Cr (46.0×10⁻⁶~48.9×10⁻⁶)、Ni (32.6×10⁻⁶~34.8×10⁻⁶) 含量和 Mg[#]值 (56.5~57.8), 以及低的 A/CNK 值 (0.8~0.9)。如果左左乡中新世石英二长岩形成于中上地壳部分熔融, 那么很难解释其更高的 MgO、Cr、Ni 含量和 Mg[#]值。A/CNK 值是判断花岗岩 I 型或 S 型的重要参数^[21]。雄巴钾质流纹岩属

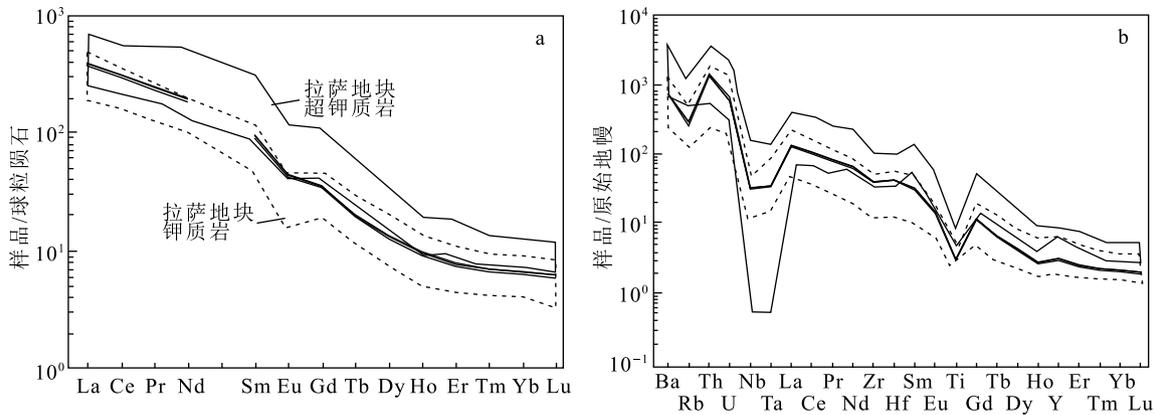


图5 左左乡中新世石英二长岩稀土元素配分图(a)和微量元素蛛网图(b)

(拉萨地体钾质-超钾质岩数据据参考文献[6-7])

Fig. 5 Rare earth element distribution map(a) and trace element cobweb map(b) of Miocene quartz monzonite in Zuozuoxiang area

于过铝质岩石,与S型花岗岩相似,源区可能为深度较小的中上地壳;左左乡中新世石英二长岩属于偏铝质岩石,与I型花岗岩相似,源区可能为深度较大的下地壳或俯冲板片交代的地幔楔。Sr/Y值对于判断源区深度同样具有重要的意义^[22]。雄巴钾质流纹岩具有低的Sr($169 \times 10^{-6} \sim 193 \times 10^{-6}$)含量及Sr/Y值(9.4~13.1),说明其源区残留大量斜长石,深度较浅;左左乡中新世石英二长岩具有相对高的Sr($524.6 \times 10^{-6} \sim 699.3 \times 10^{-6}$)含量、Sr/Y值(38.6~51.8)及低的重稀土元素含量,说明其源区以残留石榴子石为主,深度较大。因此笔者认为,左左乡中新世石英二长岩并非形成于中上地壳的部分熔融。

超钾质火山岩形成于富集岩石圈地幔的部分熔融得到多数学者的认可^[2-7]。超钾质火山岩通常富集大离子亲石元素Rb、Ba、K,亏损高场强元素Nb、Ta、Ti,并且多与钾质火山岩伴生。因而部分学者认为,钾质火山岩可能与超钾质火山岩一样形成于富集岩石圈地幔的部分熔融,或形成于超钾质火山岩的进一步分离结晶^[7]。实验岩石学研究表明,二辉橄榄岩低程度部分熔融形成的岩石SiO₂含量一般小于55%^[23],而左左乡中新世石英二长岩的SiO₂含量大于65%。超钾质火山岩一般具有高的MgO(>3%)、Cr(> 100×10^{-6})、Ni(> 60×10^{-6})含量,而左左乡中新世石英二长岩的MgO(1.71%~1.76%)、Cr($46.0 \times 10^{-6} \sim 48.9 \times 10^{-6}$)、Ni($32.6 \times 10^{-6} \sim 34.8 \times 10^{-6}$)含量明显低于超钾质火山岩,表明其不

太可能形成于富集岩石圈地幔的部分熔融。如果左左乡中新世石英二长岩形成于超钾质火山岩的进一步分离结晶,那么研究区应分布有大量的超钾质岩石,并且超钾质岩浆岩的分布面积将是钾质火山岩的数倍^[3]。然而,左左乡地区分布的岩石类型以钾质中酸性岩浆岩为主,未见大量的超钾质火山岩。左左乡中新世石英二长岩具有弱的负Eu异常及高的Sr含量,同样不支持其形成过程中发生了显著的分选结晶。因此,笔者认为,左左乡中新世石英二长岩并非形成于富集岩石圈地幔的部分熔融。

钾质火山岩普遍具有高Sr、低Y、高(La/Yb)_N值的特征,多数学者认为该特征与增厚下地壳残留石榴子石有关^[4, 7, 24-25]。实验岩石学研究表明,无论是怎样程度的部分熔融,镁铁质下地壳部分熔融形成的熔体Mg[#]值一般都小于40^[26]。左左乡中新世石英二长岩的Mg[#]值(56.5~57.8)^[6],明显大于下地壳部分熔融形成的熔体的Mg[#]值^[45-50]。拉萨地体孔隆乡地区的钾质火山岩研究程度较高,地球化学及同位素研究表明,孔隆乡钾质火山岩形成于增厚下地壳的部分熔融,岩石的Cr(< 40×10^{-6} ,少数大于 40×10^{-6})、Ni(< 20×10^{-6} ,少数大于 20×10^{-6})含量较低^[27]。与之相比,左左乡中新世石英二长岩具有更高的Cr($46.0 \times 10^{-6} \sim 48.9 \times 10^{-6}$)、Ni($32.6 \times 10^{-6} \sim 34.8 \times 10^{-6}$)含量。另外,在相关图解(图6)中,虽然左左乡中新世石英二长岩落在增厚下地壳区域,但是多数点同时落在俯冲大洋板片区域,表明单纯的

增厚下地壳部分熔融并不能够解释左左乡中新世石英二长岩的成因。

实验岩石学研究表明, 如果下地壳的 $Mg^{\#}$ 值大于 40, 只能说明有地幔物质的加入^[26]。左左乡中新世二长花岗岩具有高的 MgO (1.71% ~ 1.76%)、 Cr (46.0×10^{-6} ~ 48.9×10^{-6})、 Ni (32.6×10^{-6} ~ 34.8×10^{-6}) 含量, 说明其形成过程中有大量地幔物质参与。大陆地壳的 Nb/Ta 平均值 (≈ 13.4) 一般较低^[28], 地幔的 Nb/Ta 平均值 ($\approx 17.5 \pm 2.0$) 一般较高^[28-29], 左左乡中新世石英二长岩的 Nb/Ta 值 (16.0 ~ 16.4) 介于两者之间, 说明其形成过程中发生了壳源岩浆与幔源岩浆的混合。野外观察发现, 左左乡中新世二长岩含有大量的暗色包体。这些包体呈浑圆状或透镜状, 具有塑性流变特征, 同时具有明显的岩浆结构而非堆晶结构, 说明其并非同

源母岩浆早期结晶的铁镁质矿物或堆晶^[30-31]。另外, 包体与寄主岩石之间未见明显的热接触变质带, 说明其并非来自深源地壳或者围岩的捕虏体。上述特征表明, 左左乡中新世二长花岗岩中的包体更可能是岩浆混合的产物。笔者推测, 岩浆混合过程中的壳源岩浆可能来自铁镁质下地壳, 因为当壳源岩浆来自铁镁质下地壳, 并且残留石榴子石时, 通常具有高的 $(La/Yb)_N$ 值^[32], 这与左左乡中新世石英二长岩具有高的 $(La/Yb)_N$ 值 (59.9 ~ 60.2) 一致; 幔源岩浆则可能为区域内同时期的幔源超钾质岩浆岩, 这是因为大部分学者认为钾质中酸性岩在形成过程中会有幔源超钾质岩浆的参与^[3]; 暗色包体则可能是幔源超钾质岩浆进一步演化的产物, 具有比左左乡中新世石英二长岩更高的 K_2O 、 MgO 、 Cr 、 Ni 含量和 $Mg^{\#}$ 值, 需要进一步研究。综上所述,

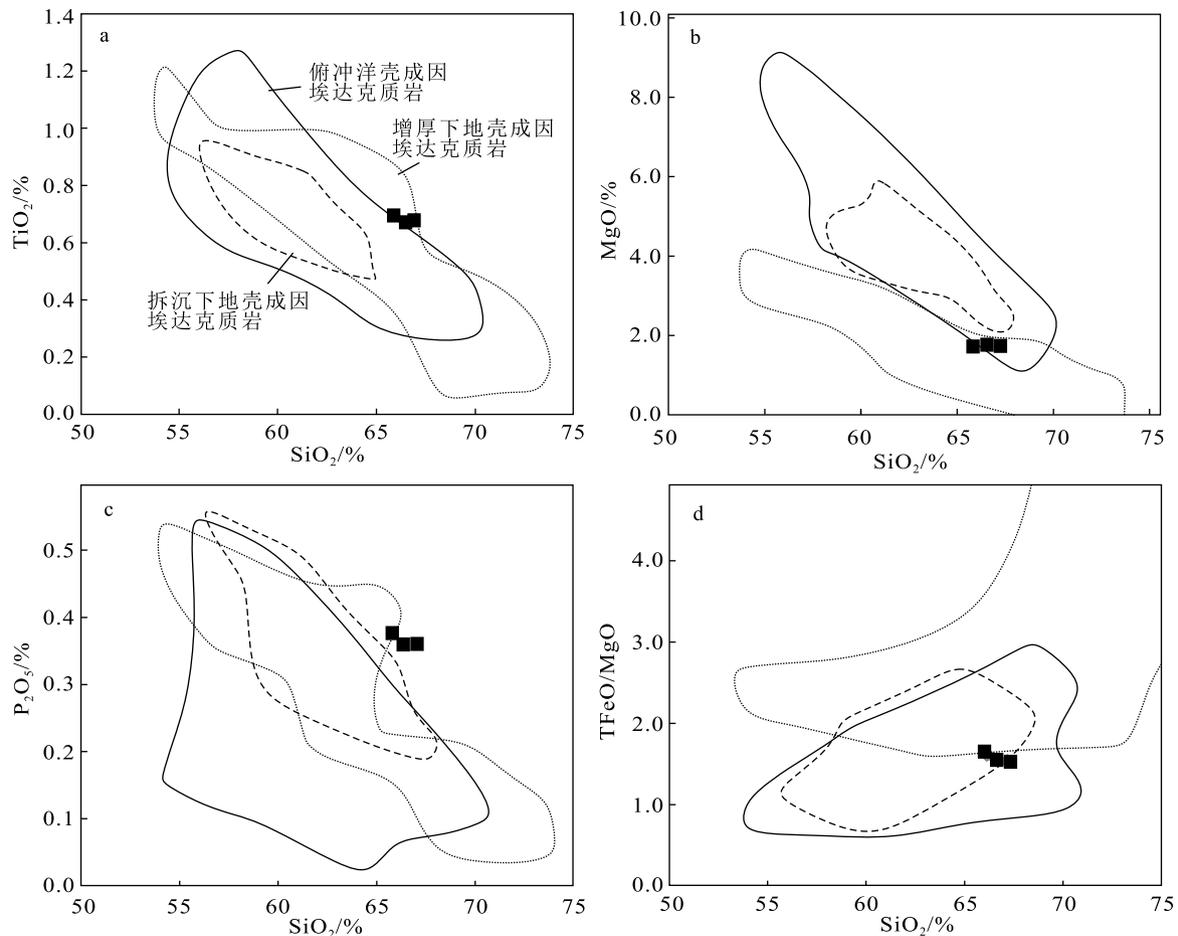


图 6 左左乡中新世石英二长岩成因判别图解

Fig. 6 Genetic discrimination diagram of Miocene quartz monzonite in Zuozuoxiang area
a— SiO_2 - TiO_2 图解; b— SiO_2 - MgO 图解; c— SiO_2 - P_2O_5 图解; d— SiO_2 - $TFeO/MgO$ 图解^[28]

笔者认为,左左乡中新世石英二长岩形成于壳源岩浆和幔源岩浆的混合。

5 地质意义

印度-欧亚大陆的碰撞时间普遍被认为在 60~50 Ma 之间^[33-34],左左乡中新世石英二长岩的形成时代为 22 Ma,晚于已知的印度-欧亚大陆碰撞的时间。自印度-欧亚大陆碰撞以后,拉萨地体发生了显著的地壳增厚及地表隆升^[13-14,35],表明在左左乡中新世石英二长岩形成之前,拉萨地体已经处于造山旋回的晚期,即左左乡中新世花岗岩的构造背景属于后碰撞造山阶段。

为了更好地解释拉萨地体钾质-超钾质火山岩的成因,前人提出了 4 种深部动力学模型,包括岩石圈地幔对流减薄模型^[13,36]、增厚岩石圈拆沉模型^[3]、俯冲印度板片断裂模型^[37]和印度板片分段俯冲及撕裂模型^[11,38]。岩石圈地幔对流减薄模型能使 Moho 面升高,为岩石圈地幔与下地壳的部分熔融提供热量,同时还能够大幅增加由于密度差异形成的浮力,导致地表快速隆升^[13,36]。增厚岩石圈的拆沉模型能够为软流圈上涌提供“板片窗”,导致岩石圈地幔与下地壳的部分熔融,同时由于山根垮塌导致重力不均衡造成地表快速隆升^[3]。俯冲印度板片拆沉模型与增厚岩石圈拆沉模型相似,能够为上涌的软流圈物质提供“板片窗”,导致岩石圈地幔与下地壳的部分熔融,同时由于印度岩石圈拆沉导致的重力不均衡造成地表快速隆升^[37]。上述 3 种模型均兼顾了岩浆源区的热源及地表的快速隆升,与部分学者认为拉萨地体在中新世发生了快速隆升的观点一致^[7,12]。与之相反,印度板片分段俯冲及撕裂模型并不强调拉萨地体在中新世发生了快速隆升,认为俯冲的印度板片存在东西向的差异,东部俯冲角度更大,西段俯冲角度较小,从而导致拉萨地体东段和西段不同的岩石类型^[11,38]。

由此看来,对于上述 4 种模型的验证,除需要很好地解释拉萨地体的钾质-超钾质岩浆活动外,还应考虑拉萨地体在中新世是否发生了快速隆升。部分学者认为,拉萨地体在中新世发生了快速隆升,主要依据包括:①印度-欧亚大陆在 20 Ma 左右汇聚速率降低^[39];②冈底斯岩基的低温热年代学表明 21~5 Ma 剥蚀增强^[40];③高原周缘沉积盆地及河流沉积物的沉积速率在 20~11 Ma 显著变化^[40];④

高原中部的南北向裂谷形成于 18 Ma 左右^[7]。然而,越来越多的学者认为,拉萨地体在始新世已经达到现今的高度,主要依据包括:①古高程反演表明,位于拉萨地体的南木林盆地在印度-欧亚碰撞期间海拔高度已经达到 4500±400 m 左右,十分接近现今的高度^[41];②热年代学研究表明,拉萨地体的剥蚀速率在始新世之后快速减小至 0.05~0.01 mm/a^[42-43];③拉萨地体与增厚下地壳有关的埃达克质岩最早出现于早始新世^[44];④古新世-始新世拉萨地体发育大量的逆冲构造,表明地壳曾发生明显的缩短,缩短幅度约占初始幅的 50%^[45];⑤印度大陆组在拉萨地体的始新世岩浆岩中开始被识别,表明印度大陆岩石圈可能在始新世已经俯冲至拉萨地体之下^[44]。

虽然前人已经提出了相关依据,表明拉萨地体在中新世发生过快速隆升,但是笔者认为这些依据还存在不同的解释。①印度-欧亚大陆在 56 Ma、50 Ma、42 Ma、20 Ma 左右都发生过汇聚速率的降低,并且 56 Ma 和 42 Ma 左右的汇聚速率降低更明显^[46]。它们可以分别解释为印度-欧亚大陆的初始(软)碰撞、新特提斯洋板片的断裂、印度-欧亚大陆的持续硬碰撞、印度俯冲板片的撕裂及差异俯冲,因此,42 Ma 左右的汇聚速率降低更可能代表岩石圈的挤压增厚,而并非前人认为的 20 Ma 左右。②最新的热年代学数据表明,拉萨地体在始新世之后,剥蚀速率减少至 0.05~0.01 mm/a^[42-43],与之相比,中新世的剥蚀速率减少幅度非常有限,更可能与程度较弱的逆冲推覆构造重新活动有关。③高原周缘沉积盆地及河流沉积物的沉积速率在 20~11 Ma 发生了显著变化^[40],这种变化更可能与初始高原(拉萨地体与羌塘地体)逐渐向外生长隆升有关,而并非代表了拉萨地体中新世的快速隆升。④高原中部的南北向裂谷形成于 18 Ma 左右,被认为是高原隆升至最大高度的标志^[8],但是,这种南北向裂谷还可以被理解为高原向东逐渐生长隆升的产物或是俯冲印度板片撕裂的浅部响应^[11,38],如果上述解释符合地质事实,那么沿南北向裂谷分布的钾质-超钾质火山岩就不能作为高原隆升至最大高度的标志。综上所述,笔者倾向认为,拉萨地体在中新世并未发生快速隆升。如果拉萨地体在中新世确实并未发生快速隆升,那么岩石圈地幔对流减薄模型、增厚岩石圈拆沉模型、俯冲印度板片断裂模型

很难解释拉萨地体的钾质-超钾质岩浆活动,相反,印度板片分段俯冲及撕裂模型则显得更合理,这与前人对高原深部的地震波研究结果一致^[47]。此外,相比于上述 3 种模型,印度板片分段俯冲及撕裂模型能够很好地解释拉萨地体中新世钾质-超钾质火山岩的时空分布:拉萨地体中新世钾质-超钾质火山岩总体呈东西向带状分布,可能与俯冲的印度板片前缘呈近东西向延伸有关;拉萨地体的西段主要分布超钾质火山岩,东段主要分布钾质火山岩,这可能与西段的俯冲以小角度俯冲和弱的软流圈地幔环流为主,而东段以大角度俯冲和强的软流圈地幔环流为主有关。西段的俯冲导致深部热源主要集中在下地壳,仅有少量热量传导至下地壳,形成的岩石类型也主要为幔源超钾质火山岩,而东段的俯冲则导致深部热源主要集中在下地壳,形成的岩石主要为壳源钾质火山岩。拉萨地体西段的钾质-超钾质火山岩的形成时代相比于东段的形成时代要普遍较老,这可能与西段俯冲时间早、东段俯冲时间晚有关。此外,对于拉萨地体中新世钾质-超钾质火山岩多沿南北向裂谷分布,笔者认为可能存在这样的解释:超钾质-钾质火山岩的形成时代(23 Ma)早于南北向裂谷的形成时代(18 Ma),超钾质-钾质火山岩最先沿着印度板片的撕裂位置形成,然后向上侵入喷出,上侵过程导致沿途区域的岩石强度降低,由于该时期还存在高原的向东生长,导致东西向伸展最先开始于这些岩石强度较低的地区,两者之间存在 5 Ma 的时代差异,可能与多期次的岩浆上侵将岩石的强度降低到东西向伸展的程度有关。

综上所述,笔者认为,左左乡中新世石英二长岩形成于下述过程:22 Ma 左右,俯冲的印度板片由于某种原因发生了撕裂,俯冲印度大陆板片的西段相较于东段具有更小的俯冲角度,但仍存在一定程度的软流圈地幔环流,导致富集的岩石圈地幔及增厚下地壳的部分熔融,两者形成的熔体发生了一定程度的混合,最终形成左左乡中新世石英二长岩。

6 结 论

(1) 左左乡中新世石英二长岩的形成时代为 22.38 ± 0.46 Ma, 岩石成因为壳源岩浆与幔源岩浆的混合。

(2) 相比于岩石圈地幔对流减薄模型、增厚岩

石圈拆沉模型、俯冲印度板片拆沉模型,印度板片分段俯冲及撕裂模型能够更合理地解释左左乡中新世石英二长岩的成因。

致谢:感谢吉林大学青藏高原科研团队所有成员。感谢审稿专家对本文的建议。

参考文献

- [1] 赵志丹,莫宣学, Nomade S, 等. 青藏高原拉萨地块碰撞后超钾质岩石的时空分布及其意义[J]. 岩石学报, 2006, 22: 787-794.
- [2] Foley S F, Venturelli G, Green D H. The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models [J]. *Earth Science Reviews*, 1987, 24(2): 81-134.
- [3] Chen J L, Zhao W X, Xu J F, et al. Geochemistry of Miocene trachytes in Bugasi, Lhasa block, Tibetan Plateau: Mixing products between mantle- and crust-derived melts? [J]. *Gondwana Research*, 2012, 21: 112-122.
- [4] 陈建林,许继峰,康志强,等. 青藏高原西南部查孜地区中新世钾质火山岩地球化学及其成因[J]. 地球化学, 2007, 36: 457-466.
- [5] 孙晨光,赵志丹,莫宣学,等. 青藏高原拉萨地块西部中新世赛利普超钾质岩石的地球化学与岩石成因[J]. 岩石学报, 2007, 23: 2715-2726.
- [6] 刘栋,赵志丹,朱弟成,等. 青藏高原拉萨地块西部雄巴盆地后碰撞钾质-超钾质火山岩年代学与地球化学[J]. 岩石学报, 2011, 27(7): 2045-2059.
- [7] 刘栋. 青藏高原后碰撞钾质-超钾质岩石的地球化学特征与岩石成因[D]. 中国地质大学(北京)博士学位论文, 2017.
- [8] Chung S L, Lo C H, Lee T Y, et al. Diachronous uplift of the Tibetan plateau starting 40 Myr ago [J]. *Nature*, 1998, 394: 769-773.
- [9] Turner S, Arnaud N, Liu J, et al. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: Implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts [J]. *Journal of Petrology*, 1996, 37: 45-71.
- [10] Chen J L, Zhao W X, Xu J F, et al. Geochemistry of Miocene trachytes in Bugasi, Lhasa block, Tibetan Plateau: Mixing products between mantle- and crust-derived melts? [J]. *Gondwana Research*, 2012, 21: 112-122.
- [11] 侯增谦,赵志丹,高永丰,等. 印度大陆板片前缘撕裂与分段俯冲: 来自冈底斯新生代火山-岩浆作用证据[J]. 岩石学报, 2006, 22(4): 761-774.
- [12] Hao L L, Wang Q, Wyman D A, et al. First identification of postcollisional A-type magmatism in the Himalayan-Tibetan orogeny [J]. *Geology*, 2019, 47: 187-190.
- [13] Chung S L, Lo C H, Lee T Y, et al. Diachronous uplift of the Tibetan plateau starting 40 Myr ago [J]. *Nature*, 1998, 394: 769-773.
- [14] Wang C S, Dai J G, Zhao X X, et al. Outward-growth of the Tibetan Plateau during the Cenozoic: a review [J]. *Tectonophysics*, 2014, 621: 1-43.
- [15] Yin A, Harrison T M. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan Orogen [J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2000, 28: 211-280.
- [16] 李才,翟庆国,董永胜,等. 青藏高原羌塘中部榴辉岩的发现及其意义[J]. 科学通报, 2006, 51(1): 70-74.

- [17] 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: 1429-1454.
- [18] Yuan H L, Gao S, Liu X M, et al. Accurate U-Pb Age and Trace Element Determinations of Zircon by Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry[J]. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 2004, 28: 353-370.
- [19] Ludwig K R. User's Manual for Isoplot 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel[M]. Berkeley Geochronology Center Special Publication, Berkeley, 2003.
- [20] 于红. 陕西商南松树沟橄榄岩矿物地球化学特征及成因机理示踪[D]. 中国地质大学(北京)博士学位论文, 2011.
- [21] 吴福元, 李献华, 杨进辉, 等. 花岗岩成因研究的若干问题[J]. *岩石学报*, 2007, 23: 1217-1238.
- [22] Lee C T A, Tang M. How to make a copper porphyry ore deposit[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2020, 529: 115868.
- [23] Baker M B, Hirschmann M M, Ghiorso M S, et al. Compositions of near solidus predictive melts from experiments and thermodynamic calculations[J]. *Nature*, 1995, 375: 308-311.
- [24] 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.
- [25] Castillo P R, Janney P E, Solidum R U. Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting[J]. *Contributions to Mineralogy & Petrology*, 1999, 134(1): 33-51.
- [26] Rapp R P, Watson E B. Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling[J]. *Journal of Petrology*, 1995, 36: 891-931.
- [27] Chen J L, Xu J F, Kang Z Q, et al. Origin of Cenozoic alkaline potassic volcanic rocks at Konglongxiang, Lhasa terrane, Tibetan Plateau: products of partial melting of a mafic lower-crustal source? [J]. *Chemical Geology*, 2010, 273: 286-299.
- [28] Münker C, Pfänder J A, Weyer S, et al. Evolution of planetary cores and the earth-moon system from Nb/Ta systematics[J]. *Science*, 2003, 301(5629): 84-87.
- [29] Pfänder J A, Münker C, Stracke A, et al. Nb/Ta and Zr/Hf in ocean island basalts: Implications for crust-mantle differentiation and the fate of niobium[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2007, 254 (1-2): 158-172.
- [30] 黄思华, 陈建林, 曾云川, 等. 拉萨地块西北部早白垩世岩浆岩地球化学特征及其对高原南部早期地壳生长的指示[J]. *地球化学*, 2020, 49: 21-35.
- [31] 李勇, 张士贞, 李奋其, 等. 西藏拉萨地块西段狮泉河地区晚侏罗世花岗岩年代学、地球化学与岩石成因[J]. *地球科学*, 2020. doi: 10.3799/dqkx.2020.102.
- [32] Wang Q, Xu J F, Jian P, et al. Petrogenesis of Adakitic Porphyries in an Extensional Tectonic Setting, Dexing, South China: Implications for the Genesis of Porphyry Copper Mineralization[J]. *Journal of Petrology*, 2006, 47(1): 119-144.
- [33] Bouilhol P, Jagoutz O, Hancher J M, et al. Dating the India-Eurasia collision through arc magmatic records[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2013, 366: 163-175.
- [34] Lippert P C, van Hinsbergen D J J, Dupont-Nivet G. Early Cretaceous to present latitude of the central proto-Tibetan Plateau: A paleomagnetic synthesis with implications for Cenozoic tectonics, paleogeography, and climate of Asia[J]. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 2014, 507: 1-21.
- [35] Tapponnier P, Xu Z, Roger F, et al. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau[J]. *Science*, 2001, 294: 1671-1677.
- [36] Turner S, Arnaud N, Liu J, et al. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: Implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts[J]. *Journal of Petrology*, 1996, 37: 45-71.
- [37] Hao L L, Wang Q, Wyman D A, et al. First identification of postcollisional A-type magmatism in the Himalayan-Tibetan orogeny[J]. *Geology*, 2019, 47: 187-190.
- [38] Wang R, Richards J P, Zhou L M, et al. The role of Indian and Tibetan lithosphere in spatial distribution of Cenozoic magmatism and porphyry Cu-Mo deposits in the Gangdese belt, southern Tibet[J]. *Earth-Science Reviews*, 2015, 150: 68-94.
- [39] Copley A, Avouac J P, Royer J Y. India-Asia collision and the Cenozoic slowdown of the Indian plate: Implications for the forces driving plate motions[J]. *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 2010, 115: B03410.
- [40] Kirstein L A. Thermal evolution and exhumation of the Ladakh Batholith, northwest Himalaya, India. *Tectonophysics*, 2011, 503 (3/4): 222-233.
- [41] Ding L, Xu Q, Yue Y, et al. The Andean-type Gangdese Mountains: paleoelevation record from the Paleocene-Eocene Linzhou Basin[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2014, 392: 250-264.
- [42] Enkelmann E, Ehlers T A, Zeitler P K, et al. Denudation of the Namche Barwa antiform, eastern Himalaya[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2011, 307: 323-333.
- [43] Dai J G, Wang C S, Hourigan J, et al. Exhumation history of the Gangdese Batholith, Southern Tibetan Plateau: evidence from apatite and zircon(U-Th)/He thermochronology[J]. *J. Geol.*, 2013, 121(2): 155-172.
- [44] Ji W Q, Wu F Y, Liu C Z, et al. Early Eocene crustal thickening in southern Tibet: New age and geochemical constraints from the Gangdese batholith[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2012, 53: 82-95.
- [45] Harrison T M, Copeland P, Kidd W S F, et al. Raising Tibet[J]. *Science*, 1992, 255: 1663-1670.
- [46] Chung S L, Chu M F, Zhang Y, et al. Tibetan tectonic evolution inferred from spatial and temporal variations in post-collisional magmatism[J]. *Earth-Science Reviews*, 2005, 68: 173-196.
- [47] Chen Y, Li W, Yuan X H, et al. Tearing of the Indian lithospheric slab beneath southern Tibet revealed by SKS-wave splitting measurements[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2015, 413: 13-24.