

冈底斯中段羊易盆地年波组埃达克岩的发现及其对印度-欧亚板块碰撞的启示

胡 林, 唐 华, 徐 刚, 刘大明, 肖 进

HU Lin, TANG Hua, XU Gang, LIU Daming, XIAO Jin

四川省地质矿产勘查开发局川西北地质队, 四川 绵阳 621000

Northwest Sichuan Geological Party, Bureau of Geology and Mineral Resources Exploration and Development of Sichuan Province, Mianyang 621000, Sichuan, China

摘要:冈底斯中段羊易盆地发现始新世年波组埃达克质火山岩, 岩石组合为英安岩、流纹岩、火山熔岩等。为确定其形成时代、成因及其地质构造意义, 对其进行了岩相学、LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年及地球化学研究。结果表明, 用于定年的锆石为岩浆成因, 其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄加权平均值为 55 ± 0.8 Ma, 喷出时代为始新世。地球化学特征显示, 该套火山岩属弱过铝钙质碱性岩石系列, 具富 Si ($\text{SiO}_2 = 67.69\% \sim 71.93\%$)、高 Al ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 13.13\% \sim 16.16\%$)、低 Mg ($\text{MgO} = 0.52\% \sim 0.76\%$)、高 Sr ($\text{Sr} = 345 \times 10^{-6} \sim 875 \times 10^{-6}$)、低 Y ($Y = 4.40 \times 10^{-6} \sim 11.30 \times 10^{-6}$) 及 Yb ($Yb = 0.81 \times 10^{-6} \sim 1.49 \times 10^{-6}$) 特征, 稀土元素总量在 $116.86 \times 10^{-6} \sim 352 \times 10^{-6}$ 之间, 轻、重稀土元素分馏较明显, $(\text{La}/\text{Yb})_N = 23.31 \sim 43.66$, Eu 异常不明显 ($\delta\text{Eu} = 0.8 \sim 1.15$)。在原始地幔标准化蛛网图中, 富集大离子亲石元素 Rb、U、Th, 亏损高场强元素 Nb、P、Ti, 为 C 型埃达克质火山岩地球化学特征。综合区域资料, 羊易盆地年波组埃达克岩是加厚下地壳部分熔融形成的, 说明在 55 ± 0.8 Ma 左右拉萨地体的南缘部分地区已增厚到 50 km 左右。

关键词:年波组; C 型埃达克岩; 冈底斯中段; 锆石 U-Pb 年龄; 岩石学

中图分类号: P534.61⁺3; P597⁺.3 **文献标志码:** A **文章编号:** 1671-2552(2020)10-1507-11

Hu L, Tang H, Xu G, Liu D M, Xiao J. The discovery and implications for the India-Eurasia Plate collision of the Nianbo Formation adakitic rocks from Yangyi basin in Middle Gangdise Belt. *Geological Bulletin of China*, 2020, 39(10): 1507-1517

Abstract: The Eocene Nianbo Formation Adakitic volcanic rocks were discovered for the first time from the Yangyi basin in the Middle Gangdise Belt. This set of adakitic volcanic rocks consists of dacite, rhyolite, and volcanic lava. In order to determine their formation age, origin and geological tectonic significance, the authors conducted LA-ICP-MS zircon U-Pb geochronologic, petrographic and geochemical studies. The results show that the zircons used for dating are of magmatic origin, and the zircon $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dating yielded 55 ± 0.8 Ma, which suggests that the volcano erupted in Eocene. Geochemical characteristics show that the volcanic rocks belong to a series of weakly peraluminous calc-alkaline rocks, and have rich Si (SiO_2 of 67.69% ~ 71.93%), high Al (Al_2O_3 of 13.13% ~ 16.16%), low Mg (MgO of 0.52% ~ 0.76%), higher Sr (Sr of $345 \times 10^{-6} \sim 875 \times 10^{-6}$), and lower Y (Y of $4.40 \times 10^{-6} \sim 11.30 \times 10^{-6}$) and Yb (Yb of $0.81 \times 10^{-6} \sim 1.49 \times 10^{-6}$). The total rare earth element values vary in the range of $116.86 \times 10^{-6} \sim 352 \times 10^{-6}$, exhibiting obvious fractionation between light and heavy REE ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 23.31 \sim 43.66$), with no obvious δEu anomaly (0.8 ~ 1.15). Enrichment of LILE (Rb, U and Th) and depletion of HFSE (Nb, P and Ti) are displayed in the primitive mantle normalized multi-element variation diagram, indicating geochemical characteristics of C-type adakitic volcanic rocks. Based on regional information, the authors hold that adakitic rocks of Nianbo Formation in Yangyi basin were formed by partial melting of thickened lower crust, indicating that some areas of the southern margin of Lhasa were thickened to about 50 km around 55 ± 0.8 Ma.

Key words: Nianbo Formation; C-type adakitic rocks; zircon U-Pb age; Middle Gangdise Belt; petrology

收稿日期: 2019-08-21; 修订日期: 2020-04-23

资助项目: 中国地质调查局项目《西藏厅官地区 1:5 万区域地质调查》(编号: DD20160015)

作者简介: 胡林 (1986-), 男, 工程师, 从事区域地质调查工作。E-mail: 276487709@qq.com

埃达克岩自 Kay^[1] 在 Adak 岛上发现并由 Defant 等^[2] 命名以来,便迅速成为国际地学界关注的前沿和热点。近年来,中国也在诸多地区发现了埃达克岩,国内学者对其成因类型及地质意义进行了深入的探讨,但一直存在较大争议,如张旗等^[3] 在 2001 年提出了洋壳熔融形成的 O 型和陆壳熔融形成的 C 型埃达克岩的分类方案;Chung 等^[4] 和翟明国等^[5] 把由增厚下地壳熔融形成的中酸性火成岩称为埃达克岩;Gao 等^[6] 把由拆沉下地壳熔融形成的中酸性火成岩称为埃达克岩。近年来,埃达克岩的研究取得了丰富的成果,其研究对讨论地球动力学过程、壳幔相互作用、陆壳的生长与演化及成矿作用都具有重要的意义。

研究区位于冈底斯中段羊易盆地,新生代沿冈底斯带中段发育一条近东西向长约 350 km 的埃达克斑岩带,形成于造山带演化晚期的碰撞后陆壳伸展阶段。该斑岩带分布在研究区西侧约 40 km 处,众多研究表明其侵位时间发生在 18~14 Ma^[7-9]。在该地区年波组火山岩中并未发现埃达克岩及相似报道。

笔者在冈底斯中段羊易地区进行野外地质调查过程中,发现始新世年波组火山岩大面积分布,且其地球化学特征与埃达克岩极其相似。羊易地区位于冈底斯造山带中部,冈底斯岩基是位于拉萨地块南缘的一条主要由闪长岩和 I 型花岗岩组成的侵入杂岩带,新特提斯洋自晚三叠世开始俯冲^[10],在 60~55 Ma 印度与亚洲大陆开始发生碰撞^[11],分布于拉萨地体南缘的冈底斯岩浆带,常被看作是“构造-岩浆-变质-成矿”的时空和历史演化记录。鉴于此,本文对在羊易盆地新发现的始新世年波组埃达克岩开展了锆石 U-Pb 定年及岩石地球化学的研究,同时探讨了其岩石类型、成因和地质构造意义,以期为研究冈底斯中段岩浆带的构造格局与演化提供重要的基础资料。

1 地质背景

研究区大地构造的一级构造单元属于冈底斯-喜马拉雅造山系,二级构造单元属于拉达克-冈底斯-察隅弧盆系,三级构造单元属于拉达克-冈底斯-下察隅岩浆弧带^[12](图 1-a)。研究区周边分布大量不同时代、不同类型的岩体(图 1-b);年波组火山岩出露面积约 50 km²,为一套酸性陆相火山碎屑岩沉积,岩性

组合以英安岩、流纹岩及火山熔岩为主,夹有少量火山角砾岩等。与下伏典中组呈喷发角度不整合接触关系,与上覆帕那组呈喷发角度不整合接触。

2 样品采集及分析方法

2.1 样品描述

本次对不同岩性的岩石进行了采样,覆盖了英安岩、流纹岩、熔岩等,共计 7 件。所有样品均采自羊易盆地东侧年波组地质体中的新鲜岩石,用于薄片鉴定、锆石 U-Pb 测年和主量、微量元素测试,具体采样位置见图 1-b。

手标本及薄片鉴定结果显示(图版 I),年波组英安岩呈紫灰色,斑状结构,块状构造,斑晶占 31%,主要由斜长石(19%)、石英(3%)、黑云母(9%)组成,基质占 69%,主要由斜长石(60%)、石英(5%)及少量磷灰石(3%)、金属矿物(1%)组成;流纹岩呈灰色,斑状结构,块状构造,斑晶占 14%,主要由斜长石(6%)、碱性长石(4%)、石英(4%)组成,基质占 86%,由碱性长石(38%)、石英(35%)、斜长石(10%)及少量黑云母(1%)、金属矿物(2%)组成。

2.2 锆石 U-Pb 同位素分析方法

样品的破碎和锆石挑选由河北省廊坊区域地质调查所实验室完成,锆石制靶、阴极发光照相由北京科荟测试有限责任公司完成。将分选出的锆石进一步挑纯,并粘至双面胶上,利用环氧树脂固定,待环氧树脂固化后对其表面抛光打磨至锆石内部暴露,并进行透射光、反射光、阴极发光(CL)照相。锆石 U-Pb 定年测试所用设备为德国耶拿公司生产的 PQMSICP-MS 电感耦合等离子体质谱仪和美国 NW193 激光剥蚀系统,激光能量和剥蚀直径可调,束斑直径为 25 μm,数据处理采用 ICPMSDATA CAL10.7 软件,具体分析条件及流程详见参考文献 Liu 等^[13]。

2.3 岩石地球化学分析方法

岩石地球化学分析在成都矿产资源检测中心完成。主量元素采用 X 射线荧光光谱法(XRF)测试,分析误差优于 3%。微量和稀土元素测定采用电感耦合等离子体质谱法(ICP-MS),将样品研磨并用酸溶法制成溶液,然后在等离子质谱仪上进行测定,并用标准溶液进行校正,含量大于 10×10⁻⁶ 的元素分析误差小于 5%,而含量小于 10×10⁻⁶ 的元素误差小于 10%。测试分析具体的实验原理、分析步骤和测试条件详见参考文献侯振辉等^[14]。

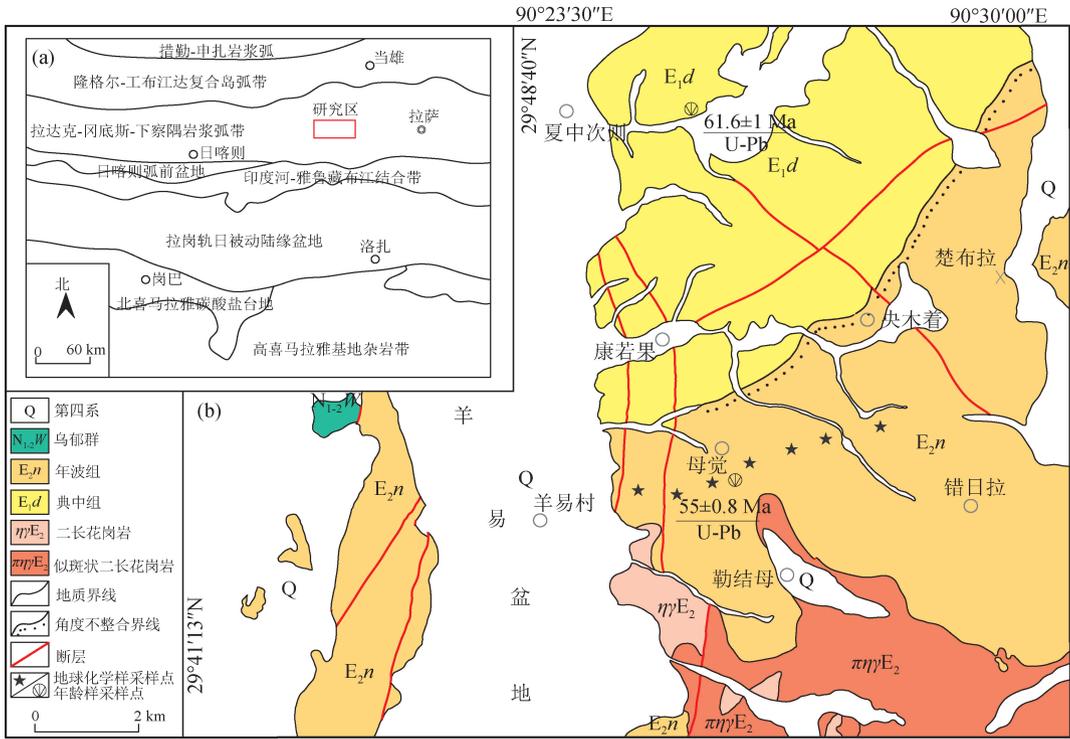


图 1 研究区大地构造位置图(a)及地质简图(b)

Fig. 1 Geotectonic position(a) and geological map of the study area (b)

3 分析结果

3.1 锆石 U-Pb 年龄

锆石阴极发光(CL)图像结果显示(图 2), 锆石多晶形较好, 局部可见被溶蚀, 呈不规则短柱状, 长宽比在 2 : 1~3 : 2 之间, 具明显的韵律环带结构, Th/U 值在 0.5~1.1 之间, 具典型的岩浆成因锆石特征^[15-16]。样品测试结果显示(表 1), 测点 02、08、10、11、15、17 和 19 谐和度低于 90%, 剩余 13 个测点的²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄在 52.5~56.6 Ma 之间, 在谐和图上投点均落在谐和线或其附近(图 3-a), 其加

权平均值为 55 ± 0.8 Ma (MSWD = 0.64, n = 13) (图 3-b), 其代表年波组火山岩的形成时间, 即始新世。

3.2 主量元素

年波组火山岩 7 件样品的主量、稀土和微量元素分析结果见表 2。

据结果显示, 年波组火山岩 7 件样品中 SiO₂ 百分含量为 67.69%~71.93% 之间, 属典型的酸性岩类。Al₂O₃ 含量在 13.13%~16.16% 之间, 平均为 14.75%; MgO 含量在 0.52%~0.76% 之间, 平均为 0.60%; Na₂O 含量在 2.65%~3.87% 之间, 平均为

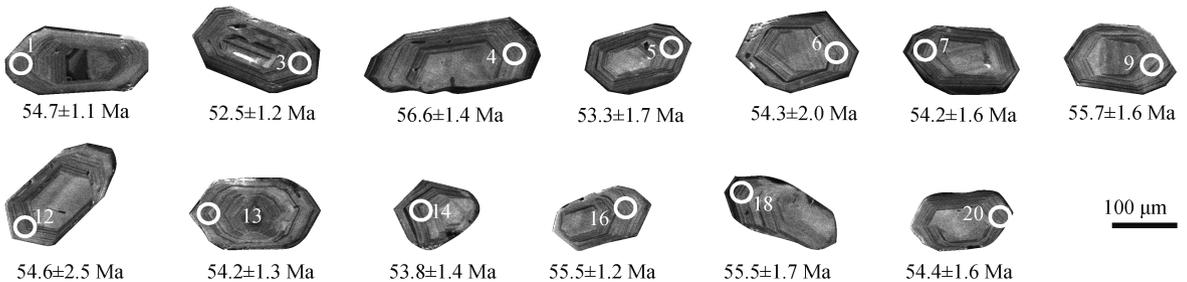
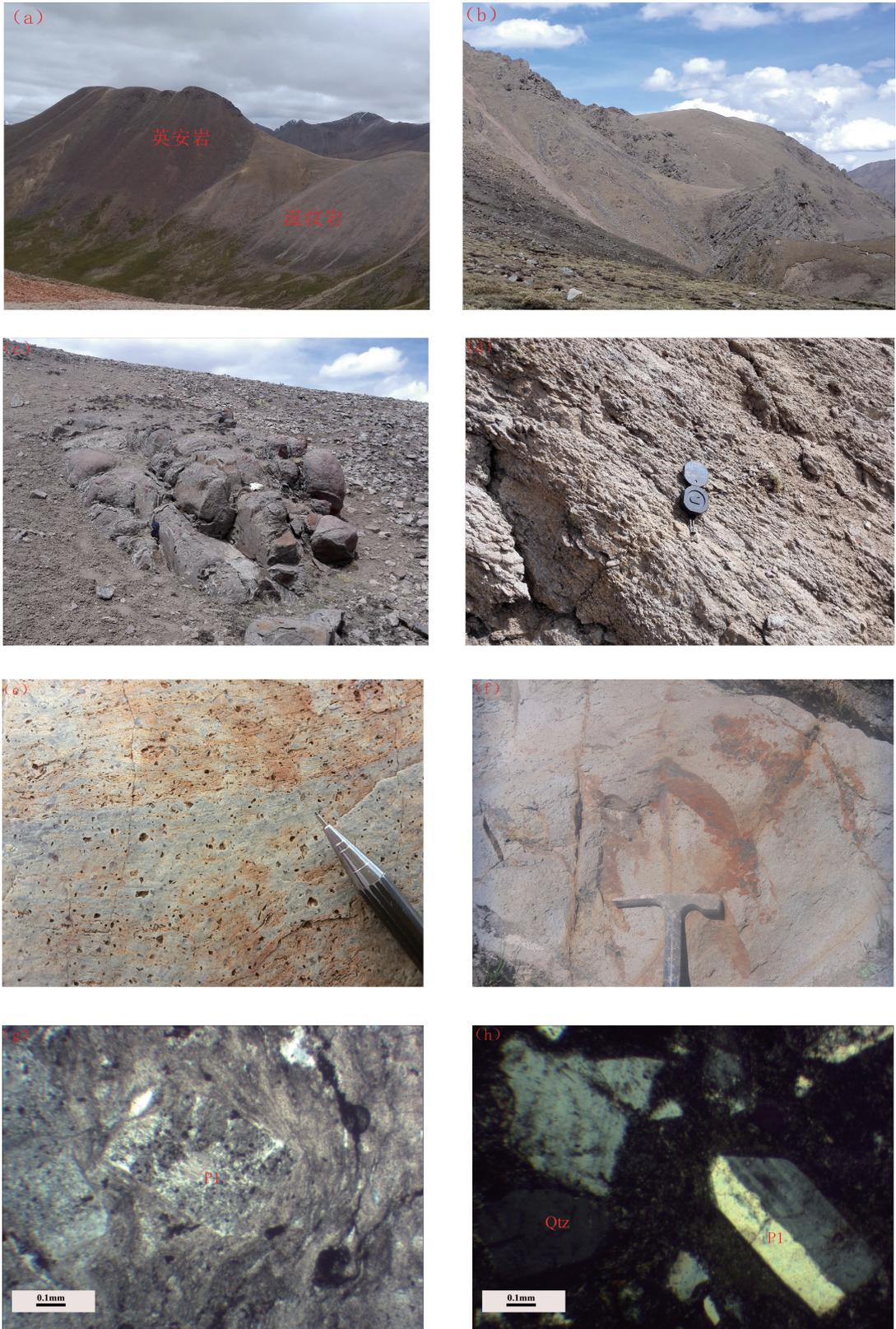


图 2 研究区年波组火山岩锆石阴极发光(CL)图像

Fig. 2 CL images of zircons from Nianbo Formation volcanic rocks in study area

图版 I Plate I



a. 远观紫灰色英安岩与灰色流纹岩界线; b. 流纹岩宏观照片; c. 紫灰色英安岩出露特征; d. 劈理化基岩; e. 流纹岩微观特征; f. 英安岩宏观照片; g. 流纹岩镜下特征; h. 英安岩镜下特征。P1—斜长石; Qtz—石英

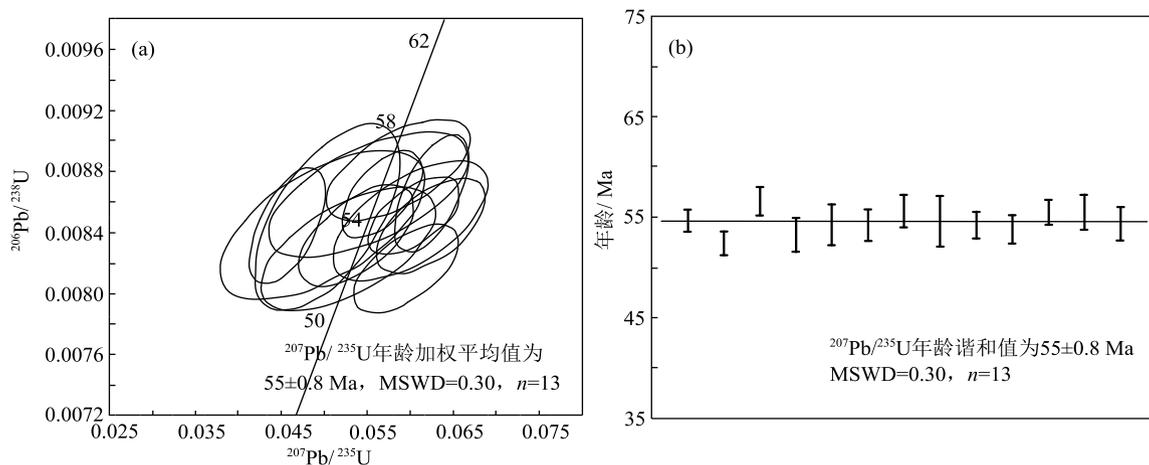


图 3 研究区年波组火山岩锆石 U-Pb 年龄

Fig. 3 Zircon U-Pb age of Nianbo Formation volcanic rocks in study area

a—年波组火山岩锆石加权平均年龄;b—年波组火山岩锆石谐和年龄

表 1 年波组火山岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Th-Pb 测年结果

Table 1 LA-ICP-MS zircon U-Th-Pb isotopic compositions of Nianbo Formation volcanic rocks

点号	含量/ 10^{-6}			Th/U	同位素比值			年龄/Ma
	Pb	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 1\sigma$
01	5	273	470	0.6	0.0514±0.0030	0.0602±0.0035	0.0085±0.0002	54.7±1.1
02	1	83	93	0.9	0.0568±0.0297	0.0543±0.0278	0.0082±0.0007	52.7±4.7
03	4	328	391	0.8	0.0530±0.0034	0.0594±0.0040	0.0082±0.0002	52.5±1.2
04	4	323	320	1.0	0.0484±0.0044	0.0585±0.0055	0.0088±0.0002	56.6±1.4
05	3	211	219	1.0	0.0467±0.0060	0.0526±0.0067	0.0083±0.0003	53.3±1.7
06	2	138	154	0.9	0.0437±0.0074	0.0497±0.0078	0.0085±0.0003	54.3±2.0
07	4	278	420	0.7	0.0395±0.0022	0.0456±0.0029	0.0085±0.0002	54.2±1.6
08	2	155	165	0.9	0.0739±0.0066	0.0829±0.0069	0.0085±0.0003	54.6±1.9
09	7	619	582	1.1	0.0523±0.0019	0.0623±0.0028	0.0087±0.0003	55.7±1.6
10	8	279	182	1.5	0.4249±0.0359	1.4128±0.1824	0.0203±0.0017	429.5±10.6
11	4	210	323	0.7	0.0492±0.0037	0.0688±0.0058	0.0101±0.0003	65.0±1.8
12	3	164	268	0.6	0.0436±0.0046	0.0502±0.0056	0.0085±0.0004	54.6±2.5
13	5	423	376	1.1	0.0533±0.0031	0.0622±0.0041	0.0085±0.0002	54.2±1.3
14	3	171	320	0.5	0.0475±0.0042	0.0536±0.0043	0.0084±0.0002	53.8±1.4
15	2	195	203	1.0	0.0669±0.0054	0.0777±0.0062	0.0084±0.0003	54.2±1.6
16	6	250	521	0.5	0.0476±0.0024	0.0565±0.0030	0.0087±0.0002	55.5±1.2
17	1	87	129	0.7	0.0019±0.0063	0.0016±0.0073	0.0085±0.0003	54.6±1.7
18	2	120	208	0.6	0.0458±0.0065	0.0550±0.0077	0.0087±0.0003	55.5±1.7
19	4	122	217	0.6	0.1636±0.0130	0.2367±0.0206	0.0104±0.0002	66.9±1.5
20	3	134	221	0.6	0.0518±0.0048	0.0599±0.0059	0.0085±0.0003	54.4±1.6

注:表中双删除线为谐和度低于 90%且不参与年龄计算的数据

3.21%; K_2O 含量在 3.49%~5.25% 之间,平均为 4.61%;全碱($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$)含量在 6.55%~8.99% 之间; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 值为 1.14~1.72,相对富钾。其 CIPW 标准矿物组合为 Q+An+Ab+Or+C+Hy,未见 Di 分子。分异指数 DI 在 81.4~89.5 之间,说明酸性程度较高;固结指数 SI 在 4.55~7.18 之间,小于

40,说明分异程度较高;里特曼指数 σ 在 1.67~3.08 之间,小于 3.3,为钙碱性岩石;其铝饱和指数 A/CNK 为 1.01~1.25 之间,属弱过铝质岩石。在火山岩 TAS 图解^[17](图 4-a)中,火山岩样品点落入英安岩-流纹岩区域,与镜下鉴定结果基本一致。在碱度率图解^[18]中,样品点主要落入钙碱性-碱性区域

表2 年波组火山岩主量、微量和稀土元素分析结果

Table 2 Major, trace elements and REE compositions of the Nianbo Formation volcanic rocks

样品编号	YQ1	YQ2	YQ3	YQ4	YQ5	YQ6	YQ7	样品编号	YQ1	YQ2	YQ3	YQ4	YQ5	YQ6	YQ7
SiO ₂	68.69	71.93	70.44	69.04	70.15	67.78	67.69	Ho	0.32	0.32	0.36	0.43	0.49	0.21	0.28
TiO ₂	0.43	0.28	0.38	0.45	0.43	0.29	0.32	Er	0.91	0.95	1.1	1.33	1.51	0.52	0.73
Al ₂ O ₃	15.56	13.13	14.29	14.8	14.65	14.67	16.16	Tm	0.15	0.16	0.17	0.19	0.2	0.11	0.14
Fe ₂ O ₃	1.83	1.67	1.54	2.49	1.95	0.66	1.31	Yb	1.09	1.16	1.3	1.39	1.49	0.81	0.92
FeO	0.76	0.38	0.64	0.35	0.57	1.24	0.79	Lu	0.2	0.21	0.24	0.26	0.27	0.16	0.15
MnO	0.037	0.017	0.041	0.054	0.056	0.038	0.029	Y	6.72	7.4	8.02	9.36	11.3	4.4	6.07
MgO	0.76	0.52	0.65	0.68	0.53	0.57	0.54	ΣREE	226.72	226.27	273.23	345.09	352	116.86	128.51
CaO	1.56	1.06	1.28	1.48	1.53	2.3	2.41	LREE	218	217.37	262.95	332.38	337.84	111.55	121.99
Na ₂ O	2.97	2.65	3.04	3.87	3.76	3.06	3.14	HREE	8.72	8.9	10.28	12.71	14.16	5.31	6.52
K ₂ O	4.34	5.05	5.25	5.12	4.99	3.49	4.07	LREE/HREE	24.99	24.43	25.58	26.14	23.85	21.01	18.71
P ₂ O ₅	0.21	0.18	0.25	0.29	0.29	0.13	0.11	(La/Yb) _N	37.38	35.43	38.73	43.66	42.94	24.24	23.31
CO ₂	0.54	0.11	0.14	0.53	0.63	0.35	0.72	δEu	0.94	0.8	0.91	0.89	0.84	1.15	0.9
H ₂ O ⁻	1.46	2.18	1.58	0.76	0.57	2.39	1.38	δCe	0.97	0.95	0.94	0.99	0.89	0.97	0.98
H ₂ O ⁺	1.59	1.59	1.34	0.71	0.53	2.76	1.89	Cr	13.9	9.89	10.6	15.3	15.2	17.5	19.6
烧失量	3.22	3.62	2.68	1.6	1.42	6.28	3.81	Hf	7.91	5.29	8.3	10.6	9.17	5.39	3.93
A/NK	1.62	1.34	1.34	1.24	1.26	1.67	1.69	Sr	467	345	517	629	624	875	701
A/CNK	1.25	1.12	1.1	1.01	1.02	1.13	1.16	V	51.2	38.9	48.2	51.9	48.2	42.5	49.6
DI	83.8	89.5	88.2	87.7	88.1	81.8	81.4	Zr	182	160	236	266	268	161	162
SI	7.18	5.12	5.83	5.47	4.55	6.37	5.52	Cu	93.4	20.6	12.2	22.1	18.7	13.5	15.4
AR	2.06	2.19	2.28	2.81	2.74	2.13	2.02	Zn	97.5	47.2	53.4	66.4	58.3	41.5	53.4
σ	2.04	2.02	2.48	3.08	2.8	1.67	2.06	Rb	235	401	364	314	297	130	182
La	56.8	57.3	70.2	84.6	89.2	27.3	29.9	Pb	68.2	90.7	98.3	100	99.2	62	61.4
Ce	105	104	125	161	154	52.9	57.7	Th	46.9	67	73.6	74.1	75	27	26.1
Pr	11	11.1	13.3	16.7	17.8	5.91	6.38	U	9.29	10.5	12.5	12.4	11.6	3.77	2.66
Nd	38.4	38.4	46.3	59.6	65.4	21.2	23.5	Li	35.9	32.6	26.1	17.5	32.6	4.48	25.5
Sm	5.34	5.33	6.46	8.33	9.2	3.19	3.57	Nb	13.5	19.5	19.3	19.2	18.5	7.07	7.08
Eu	1.46	1.24	1.69	2.15	2.24	1.05	0.94	Ta	1.44	1.4	1.44	1.45	1.46	0.69	0.68
Gd	3.79	3.87	4.53	5.86	6.51	2.18	2.55	K	35998.76	41901.35	43597.9	42544.07	28977.83	33814.92	35998.76
Tb	0.53	0.53	0.62	0.79	0.88	0.31	0.37	P	927.84	765.24	1078.99	1273.87	564.68	498.3	927.84
Dy	1.73	1.7	1.96	2.47	2.82	1.02	1.38	Ti	2597.89	1664.82	2306.04	2681.76	1712.06	1938.64	2597.89

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4-b)。在岩石系列FAM图解^[19]中,样品点全部落入钙碱性系列区域(图5-a)。在SiO₂-K₂O图解^[20]中,样品点落入钙碱性系列-钾玄岩系列(图5-b)。研究表明,俯冲带内钾玄岩的出现是大洋岩石圈俯冲结束、陆内汇聚开始的岩石学标志^[21],研究区年波组出现大量的钾玄岩,表明处于碰撞的构造环境。

3.3 稀土及微量元素

研究区始新世年波组火山岩稀土元素特征表现为稀土元素总量较高,为116.86×10⁻⁶~352×10⁻⁶,

平均为238×10⁻⁶。在稀土元素配分型式图^[22]上,总体表现为轻稀土元素富集的右倾平缓曲线(图6-a),LREE=111.55×10⁻⁶~337.84×10⁻⁶,平均为228.87×10⁻⁶,HREE=5.31×10⁻⁶~14.16×10⁻⁶,平均为9.51×10⁻⁶,LREE/HREE=18.71~26.14,(La/Yb)_N=23.31~43.66,说明轻稀土元素和重稀土元素发生了明显分异。δEu=0.8~1.15,Eu异常不明显。δCe=0.89~0.99,平均为0.96,说明岩浆在演化过程中仅有极少量的Ce³⁺转化为Ce⁴⁺,岩浆在演化的过程中应该处于一种相对还原的环境。

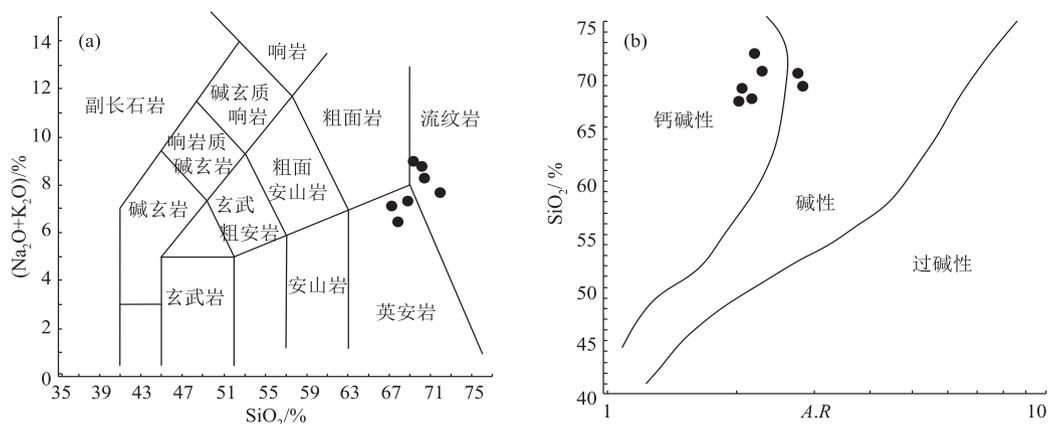


图 4 年波组火山岩岩石分类图解

Fig. 4 Rock classification diagrams of Nianbo Formation volcanic rocks

a—年波组火山岩 TAS 图解^[17]; b—年波组火山岩碱度率图解^[18]

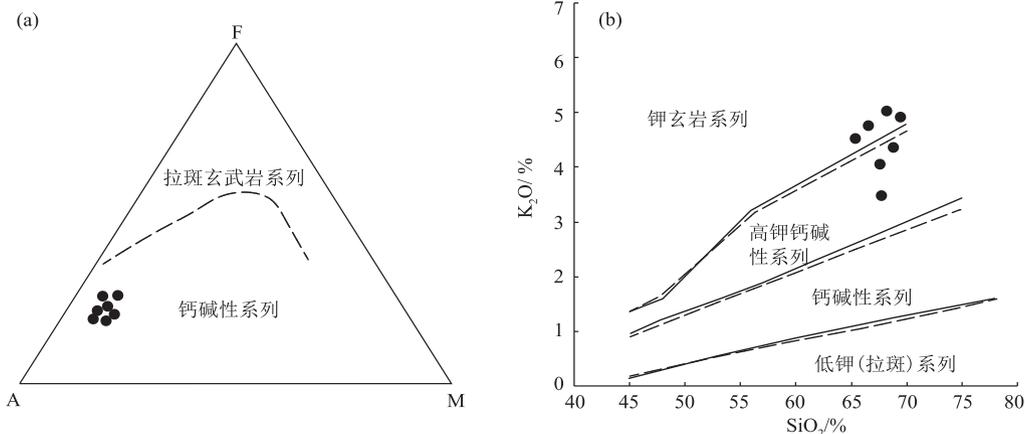


图 5 年波组火山岩钙碱性图解

Fig. 5 Calc-alkali diagrams of volcanic rocks of Nianbo formation

a—年波组火山岩 FAM 图解^[19]; b—年波组火山岩 SiO₂-K₂O 图解^[20]

研究区年波组火山岩在微量元素蛛网图^[23]上呈现“多峰多谷”的形态,微量元素特征表现为相对富集 Rb、Th、U 等大离子亲石元素,亏损 Nb、P、Ti 等高场强元素的特征(图 6-b),显示弧火山岩的地球化学特征。Nb 元素的亏损在一定程度上显示出与俯冲作用有关的火成岩地球化学特点,但也是碰撞-后碰撞火山岩的特点,其形成原因可能为岩浆源区存在角闪石、金红石等难熔物质残余,在部分熔融过程中,Nb 优先进入角闪石晶格,Ti 进入金红石,使岩浆中存在 Nb、Ti 亏损。Sr 元素异常特征与 Eu 异常特征相似,可能与斜长石在岩浆分离结晶或在地壳源区部分熔融过程中作为难熔物质残余有关。

4 讨论

4.1 形成时代

本次对年波组火山岩中的英安岩进行了 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年,获得英安岩的成岩年龄为 55±0.8 Ma (MSWD=0.64, n=13),表明其形成时代为始新世,该年龄与董国臣等^[24]在林周盆地测得的年波组年龄(54.07 Ma)和付文春等^[25]在狮泉河地区测得的年波组年龄(53.9±0.5 Ma)基本一致。

4.2 岩石类型

埃达克岩是 1990 年由 Defant 等^[2]提出的,不是指某一种具体的岩石,而是具有特定地球化学性质的一套中酸性火成岩组合的术语,其地球化学标志

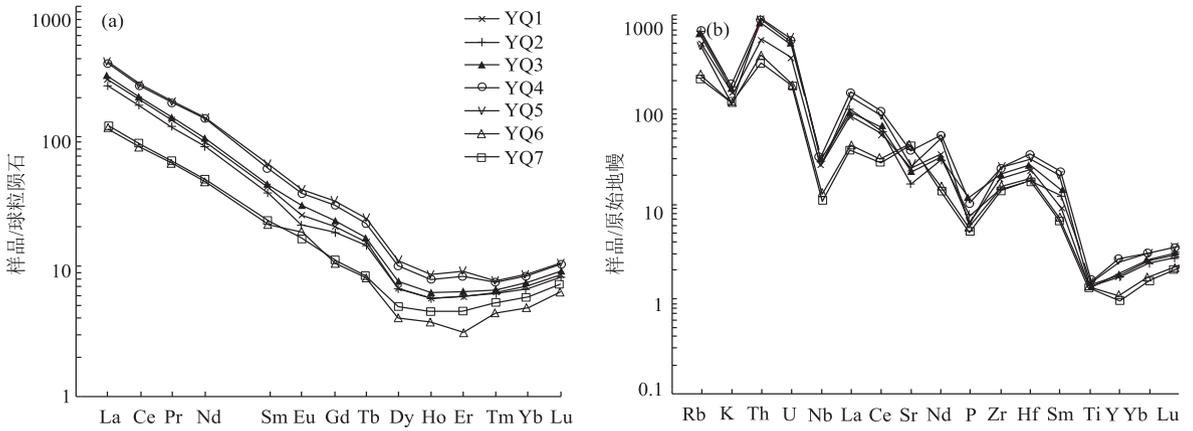


图6 年波组火山岩地球化学图解

Fig. 6 Geochemical diagrams of Nianbo Formation volcanic rocks

a—稀土元素配分型式图^[22]; b—微量元素蛛网图^[23]

为: $\text{SiO}_2 \geq 56\%$, 高铝 ($\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 15\%$), MgO 小于 3% (很少 $>6\%$), 贫 Y 和 Yb ($Y \leq 18 \times 10^{-6}$, $Yb \leq 1.9 \times 10^{-6}$), Sr 含量高 (通常大于 400×10^{-6}), LREE 富集, 无 Eu 异常或轻微的负 Eu 异常。本次研究的年波组火山岩地球化学特征表现为 SiO_2 含量在 67.69%~71.93% 之间; Al_2O_3 含量在 13.13%~16.16% 之间, 平均为 14.75%, 基本达到埃达克岩的 15% 左右特征, 明显富铝; MgO 含量在 0.52%~0.76% 之间, 平均为 0.60%; Y 含量在 4.40×10^{-6} ~ 11.30×10^{-6} 之间, 平均为 7.61×10^{-6} , 而 Yb 含量在 0.81×10^{-6} ~ 1.49×10^{-6} 之间, 平均为 1.17×10^{-6} , 表现

出明显的贫 Y 和 Yb 的特征; 具有高的 Sr 含量 (345×10^{-6} ~ 875×10^{-6} , 平均为 594×10^{-6}), 而 Sr/Y 值在 46.6~198.8 之间, 显示出明显的埃达克岩特征。样品在 Y-Sr/Y 判别图解^[2] (图 7-a) 和 Yb_N -(La/Yb)_N 判别图解^[26] (图 7-b) 中均落入埃达克岩区域, 具典型的埃达克岩特征。

4.3 岩石成因

对于埃达克岩的成因机制, 有多种观点, 从最初 Defant 等^[2] 定义的年轻俯冲洋壳板片的部分熔融, 到后来的 O 型埃达克岩和 C 型埃达克岩之分^[27-28], 表明埃达克质岩的成因研究不断地被深

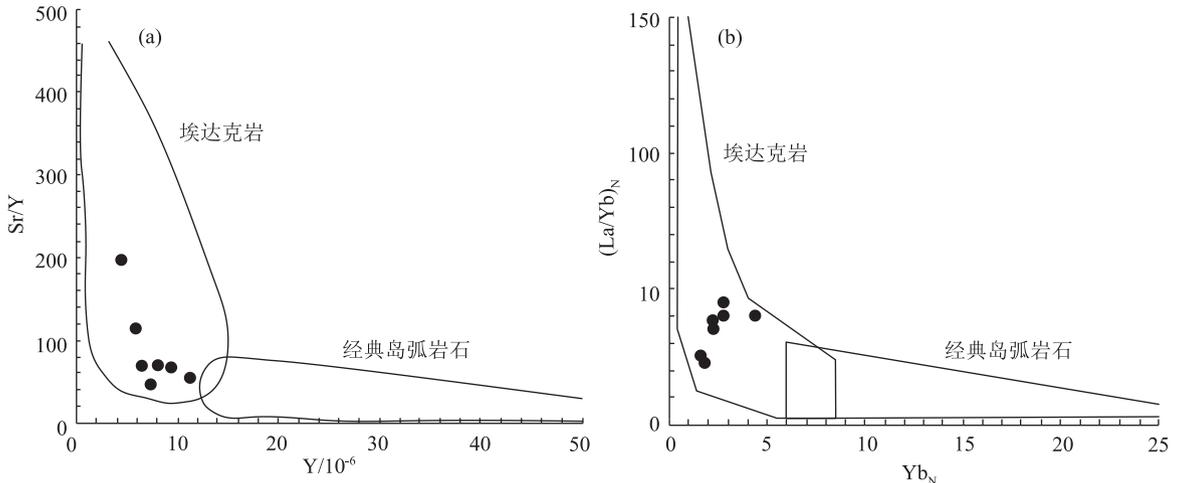


图7 年波组火山岩岩石类型判别图解

Fig. 7 Discrimination diagrams of adakite from Nianbo Formation volcanic rocks

a—Y-Sr/Y 判别图解^[2]; b— Yb_N -(La/Yb)_N 判别图解^[26]

化。对于 C 型埃达克岩,有人认为是加厚的地壳底部中-基性岩部分熔融的产物^[4],有人认为是底侵玄武质下地壳的部分熔融^[29-30]或拆沉下地壳的部分熔融^[31]。

俯冲洋壳起源的埃达克质岩浆与上覆地幔楔发生交代作用,使之具有相对高的 MgO 含量、Mg[#] 值和较低的 K₂O 含量^[2]。本次研究的年波组埃达克岩 MgO 含量主要集中在 0.52%~0.76% 之间, Mg[#] 值在 29~36 之间,都低于 40,表明镁比值不高。同时其 K₂O 含量在 3.49%~5.25% 之间,远大于板片熔融形成的埃达克岩的 1.72%^[26],与下地壳部分熔融形成的埃达克岩接近^[32]。

以上特征表明,研究区年波组埃达克岩来源于俯冲洋壳部分熔融的可能较小,而与下地壳部分熔融形成的埃达克岩关系密切。微量元素 Th-Nb-Zr 是判别火山岩浆产出构造背景最可靠的判别指标之一^[33]。研究认为大洋板块汇聚带的 Nb/Zr 值小于 0.05 或 Ta/Hf 值小于 0.1, Th/Nb 值大于 0.11; 而大陆板内 Nb/Zr 值大于 0.05 或 Ta/Hf 值大于 0.1, Th/Nb 值大于 0.11。研究区年波组埃达克岩 Nb/Zr=0.04~0.12, Th/Nb=3.80~4.05, Ta/Hf=0.09~0.26, 显示大陆壳的特征,进一步表明是下地壳部分熔融形成的埃达克岩,即 C 型埃达克岩。本次研究的所有样品在 SiO₂-MgO 图解^[34]中均落入加厚下地壳部分熔融形成的埃达克岩区域(图 8-a),而在 La-La/Sm 图解^[35]中样品整体表现出正相关性且沿一条倾斜的直线分布(图 8-b),表明形成过程以部

分熔融作用为主,部分斜长石、角闪石发生了分离结晶作用,这与张运昌等^[36]在南木林地区、刘安琳等^[37]在米拉山地区、谢克家等^[38]在昂仁县桑桑地区及其他众多学者在不同地区^[39-42]对林子宗群年波组火山岩研究得出的结论一致。综上所述,笔者认为,研究区年波组埃达克岩源区主要为加厚下地壳的部分熔融,形成过程中斜长石、角闪石可能发生了分离结晶作用。

4.4 对印度-欧亚板块碰撞的启示

印度-欧亚大陆碰撞是地球历史上最重要的一次地质事件,是造就地球上最高最大的青藏高原的主要动力,对全球的气候、生态环境、资源、灾害及经济、社会发展的许多方面产生了难以估量的影响。林子宗火山岩事件作为印度-亚洲大陆主碰撞过程的火山作用的响应,记录了由新特提斯俯冲消减末期过渡到印度大陆-欧亚大陆碰撞的信息。冈底斯林子宗火山岩从下部的典中组到顶部帕那组火山岩表现出钙碱性-高钾钙碱性-钾玄岩系列的特征。研究表明,俯冲带内钾玄岩的出现是大洋岩石圈俯冲结束、陆内汇聚开始的岩石学标志^[15]。

研究区年波组出现大量的钾玄岩,表明其形成于印度-亚洲大陆碰撞的构造环境,展示了由俯冲到碰撞的转换。新特提斯洋自晚三叠世开始俯冲^[7],在 60~55 Ma 印度与亚洲大陆开始发生碰撞,青藏高原的南部陆壳不断地缩短与加厚,但是加厚的时限及厚度存在一定的争议。Rapp 等^[43]提出,林子宗群火山岩中的典中组和年波组中均缺少埃

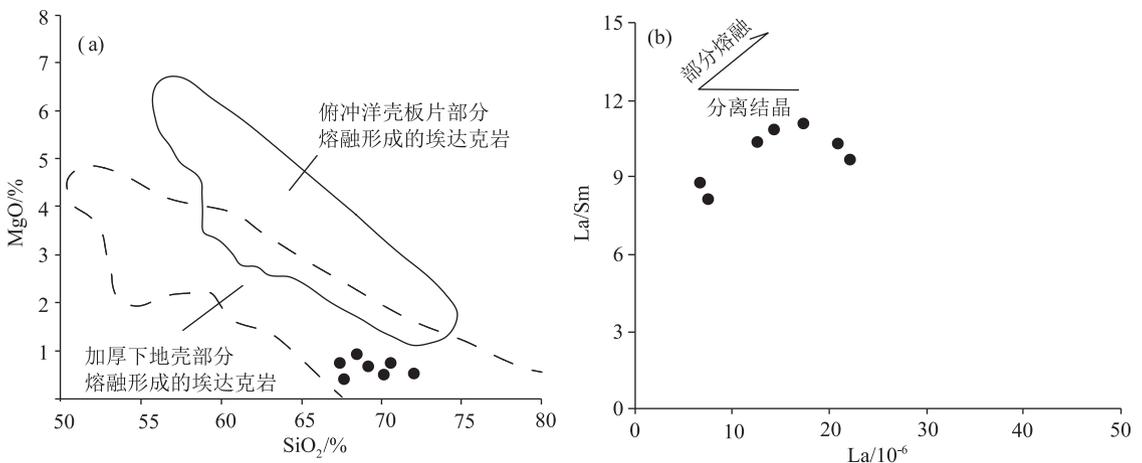


图 8 年波组埃达克岩判别图解

Fig. 8 Diagrams of Nianbo Formation adakite rocks

a—埃达克岩 SiO₂-MgO 图解^[34]; b—埃达克岩 La-La/Sm 图解^[35]

达克质岩石,暗示西藏南部的地壳厚度在 50 Ma 之前没有超过 40 km;莫宣学等^[21]通过 Condie 公式 $C=18.2 \times K_{60} + 0.45$ (式中 C 为地壳厚度, km; K_{60} 为 $\text{SiO}_2=60\%$ 时的 K_2O 含量), 计算同碰撞期间林子宗火山活动不同阶段对应的地壳厚度分别为 35 km、37 km 和 78 km; 而许继峰等^[44] 在研究羌塘地区的埃达克质火成岩时认为, 在 40 Ma 左右羌塘地区地壳厚度超过 40 km。从以上研究可以看出, 对地壳加厚的时间及厚度争议较大。

埃达克质岩石具有特殊的地球动力学意义, 为限定碰撞作用过程中地壳的构造动力学行为提供了很好的限定。Defant 等^[2] 推测埃达克岩形成的深度在 70~90 km, 而张旗^[45] 认为 C 型埃达克岩的出现反映了地壳加厚事件, 其地壳厚度至少大于 50 km。本次在羊易盆地一带发现具埃达克岩特征的年波组火山岩, 其为加厚下地壳的部分熔融形成的 C 型埃达克岩, 结合年波组火山岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素年龄为 55 ± 0.8 Ma, 认为在 55 ± 0.8 Ma 左右拉萨地体的南缘部分地区已增厚到 50 km 左右。

5 结论

(1) 获得冈底斯中段羊易盆地年波组英安岩的成岩年龄为 55 ± 0.8 Ma (MSWD=0.64, $n=13$), 表明其形成时代为始新世。

(2) 冈底斯中段羊易盆地出露的年波组火山岩具有高 SiO_2 、 Al_2O_3 、Sr, 低 Yb、Y 含量的 C 型埃达克岩地球化学特征。

(3) 冈底斯中段羊易盆地年波组埃达克岩为加厚下地壳的部分熔融形成的, 结合年波组的年龄, 暗示在 55 ± 0.8 Ma 左右拉萨地体的南缘部分地区已增厚到 50 km 左右。

致谢: 西藏地勘局地热地质大队尼玛洛卓高级工程师、周鹏工程师对本项目野外工作给予了多方面的帮助, 审稿专家对文章结构和内容提出了诸多重要建议, 在此一并表示感谢。

参考文献

[1] Kay R W. Aleutian magnesian andesites; Melts from subducted Pacific Ocean crust[J]. *Volcano Geotherm Res.*, 1978, 4: 117-132.
 [2] Defant M J, Drummond M S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere [J]. *Nature*, 1990, 347: 662-665.

[3] 张旗, 王焰, 钱青, 等. 中国东部中生代埃达克岩特征及其构造-成矿意义[J]. *岩石学报*, 2001, 17(2): 236-244.
 [4] Chung S L, Liu D Y, Ji J, et al. Adakites from continental collision zones: Melting of thickened lower crust beneath southern Tibet [J]. *Geology*, 2003, 31: 1021-1024.
 [5] 翟明国. 埃达克岩和大陆下地壳重熔的花岗岩类 [J]. *岩石学报*, 2004, 20(2): 193-194.
 [6] Gao S, Rudnick R L, Yuan H L, et al. Recycling lower continental crust in the North China craton [J]. *Nature*, 2004, 432: 892-897.
 [7] 李光明, 芮宗瑶. 西藏冈底斯成矿带斑岩铜矿的成岩成矿年龄 [J]. *大地构造与成矿学*, 2004, 28(2): 166-170.
 [8] 杨志明, 谢玉玲, 李光明, 等. 西藏冈底斯斑岩铜矿带厅官铜矿床流体包裹体研究 [J]. *矿床地质*, 2005, 24(6): 584-594.
 [9] 杨志明, 谢玉玲, 李光明, 等. 西藏冈底斯斑岩铜矿带成矿流体的扫描电镜(能谱)约束——以驱龙和厅官矿床为例 [J]. *矿床地质*, 2006, 25(2): 148-154.
 [10] Ji W Q, Wu F Y, Chung S L, et al. Zircon U-Pb geochronology and Hf isotopic constraints on petrogenesis of the Gangdese batholiths, southern Tibet [J]. *Chemical Geology*, 2009, 262(3/4): 229-245.
 [11] 朱弟成, 王青, 赵志丹, 等. 岩浆岩定量限定陆-陆碰撞时间和过程的方法和实例 [J]. *中国科学: 地球科学*, 2017, 47(6): 150-156.
 [12] 潘桂棠. 青藏高原及邻区大地构造图及说明书 [M]. 北京: 地质出版社, 2013.
 [13] Liu Y S, Hu Z C, Zong K Q, et al. Reappraisal and refinement of zircon U-Pb isotope and trace element analyses by LA-ICP-MS [J]. *Science Bulletin*, 2010, 55(15): 1535-1546.
 [14] 侯振辉, 王晨香. 电感耦合等离子体质谱法测定地质样品中 35 种微量元素 [J]. *中国科学技术大学学报*, 2007, 37(8): 940-944.
 [15] Crofu 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.
 [16] 吴元保, 郑永飞. 锆石成因矿物学研究及其对 U-Pb 年龄解释的制约 [J]. *科学通报*, 2004, 49(16): 1589-1604.
 [17] Le Bas M, Le Maitre R W, Streckeisen A, et al. A chemical classification of volcanic rocks on the total alkali-silica diagram [J]. *Journal of Petrology*, 1986, 27(3): 745-750.
 [18] Wright J B. A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis [J]. *Geol. Mag.*, 1969, 106: 370-384.
 [19] Irvine T N, Baragar W R. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks [J]. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 1971, 8(5): 523-548.
 [20] Maniar P D, Piccoli P M. Tectonic discrimination diagrams [J]. *Geological Society of America Bulletin*, 1989, 101: 635-643.
 [21] 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影响 [J]. *地学前缘*, 2003, 10(3): 136-147.
 [22] Boynton W V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteoric studies [J]. *Rare Earth Element Geochemistry*, 1984, 5(2): 63-114.
 [23] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes [C] // Saunders A D, Norry M J. *Magma-tism in Ocean Basins*. London: Geological Society of London, 1989, 42(1): 313-345.

- [24] 董国臣, 莫宣学, 赵志丹, 等. 拉萨北部林周盆地林子宗火山岩层序新议[J]. 地质通报, 2005, 24(6): 549-557.
- [25] 付文春, 康志强, 潘会彬. 西藏冈底斯带西段狮泉河地区林子宗群火山岩地球化学特征、锆石 U-Pb 年龄及地质意义[J]. 地质通报, 2014, 33(6): 850-859.
- [26] Martin H. Adakitic magmas: Modern analogues of Archaean granitoids[J]. *Lithos*, 1999, 46(3): 411-429.
- [27] 张旗, 许继峰, 王焰, 等. 埃达克岩的多样性[J]. 地质通报, 2004, 23(9): 959-965.
- [28] 朱弟成, 段丽萍, 廖忠礼, 等. 两类埃达克岩(Adakite)的判别[J]. 矿物岩石, 2002, 22(3): 5-9.
- [29] Muir R J, Weaver S D, Bradshaw J D, et al. The Cretaceous separation point batholith, New Zealand: Granitoid magmas formed by melting of mafic lithosphere[J]. *J. Geol. Soc. London*, 1995, 152: 689-701.
- [30] Petford N, Atherton M. Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: The Cordillera Blanca batholith[J]. *Peru J. Petrology*, 1996, 37: 1491-1521.
- [31] Gao S, Rudnick R L, Yuan H L, et al. Recycling lower continental crust in the North China craton[J]. *Nature*, 2004, 432: 892-897.
- [32] 孟繁一, 赵志丹, 朱弟成, 等. 西藏冈底斯东部门巴地区晚白垩世埃达克质岩的岩石成因[J]. 岩石学报, 2010, 26(7): 2181-2190.
- [33] 孙书勤, 汪云亮, 张成江. 玄武岩类岩石大地构造环境的 Th、Nb、Zr 判别[J]. 地质评论, 2003, 49(1): 40-47.
- [34] Defant M J, Xu J F, Kepezhinskas P, et al. Adakites: Some variations on a theme[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2002, 18(2): 129-142.
- [35] 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 post-collisional adakites[J]. *Tectonophysics*, 2009, 477(1/2): 36-48.
- [36] 张运昌, 陈彦, 杨青, 等. 西藏冈底斯带中部南木林地区林子宗群火山岩锆石 U-Pb 年龄和地球化学特征[J]. 地质通报, 2019, 38(5): 719-732.
- [37] 刘安琳, 朱弟成, 王青, 等. 藏南米拉山地区林子宗火山岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄和起源[J]. 地质通报, 2015, 34(5): 826-833.
- [38] 谢克家, 曾令森, 刘静, 等. 藏南昂仁县桑桑地区林子宗群火山岩的形成时代和地球化学特征[J]. 地质通报, 2011, 30(9): 1339-1352.
- [39] 岳雅慧, 丁林. 西藏林周基性岩脉的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代学、地球化学及其成因[J]. 岩石学报, 2006, 22(4): 855-866.
- [40] 李皓杨, 钟孙霖, 王彦斌, 等. 藏南林周盆地林子宗火山岩的时代、成因及其地质意义: 锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素证据[J]. 岩石学报, 2007, 23(2): 493-500.
- [41] Lee H Y, Chung S L, Lo C H, et al. Eocene Neotethyan slab break off in southern Tibet inferred from the Linzizong volcanic record[J]. *Tectonophysics*, 2009, 477: 20-35.
- [42] Wen D R, Liu D Y, Chung S L, et al. Zircon SHRIMP U-Pb ages of the Gangdese Batholith and implications for Neotethyan subduction in southern Tibet[J]. *Chemical Geology*, 2008, 252: 191-201.
- [43] 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(4): 891-931.
- [44] 许继峰, 王强. Adakitic 火成岩对大陆地壳增厚过程的指示: 以西藏北部火山岩为例[J]. 地学前缘, 2003, 12(5): 401-406.
- [45] 张旗. 关于 C 型埃达克岩成因的再探讨[J]. 岩石矿物学杂志, 2011, 30(4): 739-747.