

# 羌塘腹地新生代火山岩的 地球化学特征与青藏高原隆升\*

谭富文 潘桂棠 徐 强

(国土资源部成都地质矿产研究所, 成都 610082)

主题词 西藏 羌塘 新生代火山岩 隆升

提 要 羌塘腹地新生代火山岩产于青藏高原地壳向北减薄、地壳泊松比值向北发生异常增高的过渡地区。该区火山岩在藏北地区新生代火山岩中形成时代最老, 为  $44.1 \pm 1.0 \text{ Ma}$ ~ $32.6 \pm 0.8 \text{ Ma}$ 。岩石学及地球化学研究表明, 区内新生代火山岩形成于大陆碰撞造山后的拉张环境, 为壳源岩浆和幔源岩浆的混合产物。藏北高原的隆升与岩石圈地幔的拆离、地壳拉伸减薄及火山活动密切相关, 由此推测藏北高原的主要隆升起始期为 40Ma 左右。

青藏高原的隆升及其演化是研究青藏高原大陆动力学过程的重要课题, 隆升机制和隆升历史是其中两个最基本的问题。几十年来, 地质学家们从构造、沉积、地球物理、古生物、古气候及古地磁等不同角度对其进行了广泛而又深入的研究, 提出了多种演化模式, 但至今仍未得到完美的解释。

近年来通过大规模国际合作相继获得的一批高质量的地球物理研究成果, 使人们对青藏高原内部岩石圈结构状态的了解又有了重大突破, 获得了两个最重要的结论: 一是以班公湖-怒江缝合带为界的南北高原岩石圈结构存在明显的差异, 高原北部较南部地壳减薄 10~20km; 二是高原北部较南部地壳的泊松比值(0.25~0.27)异常增高, 达到 0.29 以上, 其中羌塘北侧的松潘-甘孜地区更是高达 0.29~0.35, 被解释为下地壳大规模部分熔融的结果<sup>[1]</sup>。据此, Owens(1997) 提出青藏高原隆升的双模式理论, 即藏南的构造垫托作用(tectonic underplating)和藏北的下地壳部分熔融及侧向流动模式<sup>[1]</sup>。但是, 地球物理资料并不能揭示高原的隆升历史。在这方面, Turner 等(1993)通过对不同研究方法进行比较, 认为研究藏北新生代火山岩是确定高原隆升时间的一种有效方法, 并提出高原北部地壳下部有一个巨大的高温带的推论<sup>[2]</sup>。这一高温带与上述 Owens 等的地球物理研究得出的巨大熔融带大致吻合<sup>[1]</sup>。由此可见, 研究藏北火山岩的成因机制与深部岩石圈热力学结构状态间的关系, 对了解青藏高原的隆升机制和隆升历史具有重要意义。

藏北新生代火山事件是在青藏地区碰撞造山后至高原快速隆升的过程中发生的, 因此, 它记录了高原隆升和发展的许多重要信息。火山活动位于班公湖-怒江缝合带以北的羌塘、昆仑及可可西里等广大地区, 自南向北时代变新<sup>[3]</sup>。许多学者先后对该地区火山岩进行过不同程度的研究<sup>[2-9]</sup>。邓万明认为本区的新生代火山活动主要分三个时期: 初期为古新世

\* 本文由国土资源部“九五”环境与资源重大科技攻关项目(95-02-001)资助。

第一作者简介 谭富文, 男, 1963 年出生, 副研究员, 北京大学博士生(在职), 构造地质学专业。

收稿日期 1999-11-03, 改回日期 2000-01-03

—中新世(60~40 Ma),中期为上新世—早更新世(5~2 Ma),后期为中晚更新世(<1 Ma)<sup>[3]</sup>。Turner等则认为区内的火山岩均形成于13 Ma以后,与地幔物质的上涌和岩石圈拉伸变薄有关,并据此将13 Ma做为高原隆升的起始期<sup>[2]</sup>。需要指出的是,受自然条件的限制,上述研究极少涉及羌塘腹地的新生代火山岩。近年来,笔者有幸参加了在该区开展的大规模石油地质路线调查和1:10万地质填图工作,发现有多处新生代火山岩出露(图1),其形成时代初步测定为44~32 Ma,地球化学特征与南侧碰撞前冈底斯火山岩及北侧碰撞后的昆仑及可可西里等地火山岩既有相似性,又有不同程度的差异。本文重点就其微量及稀土元素地球化学特征进行对比分析,并结合近年来地球物理研究中的新资料、新认识,探讨其与高原隆升的关系。

## 1 区域地质背景

青藏高原隶属于东特提斯构造域,其演化过程经历了自海西、印支、燕山至喜马拉雅期的一系列弧-陆和陆-陆碰撞作用,自北向南由老至新形成多条缝合带(图1)。藏北地区在

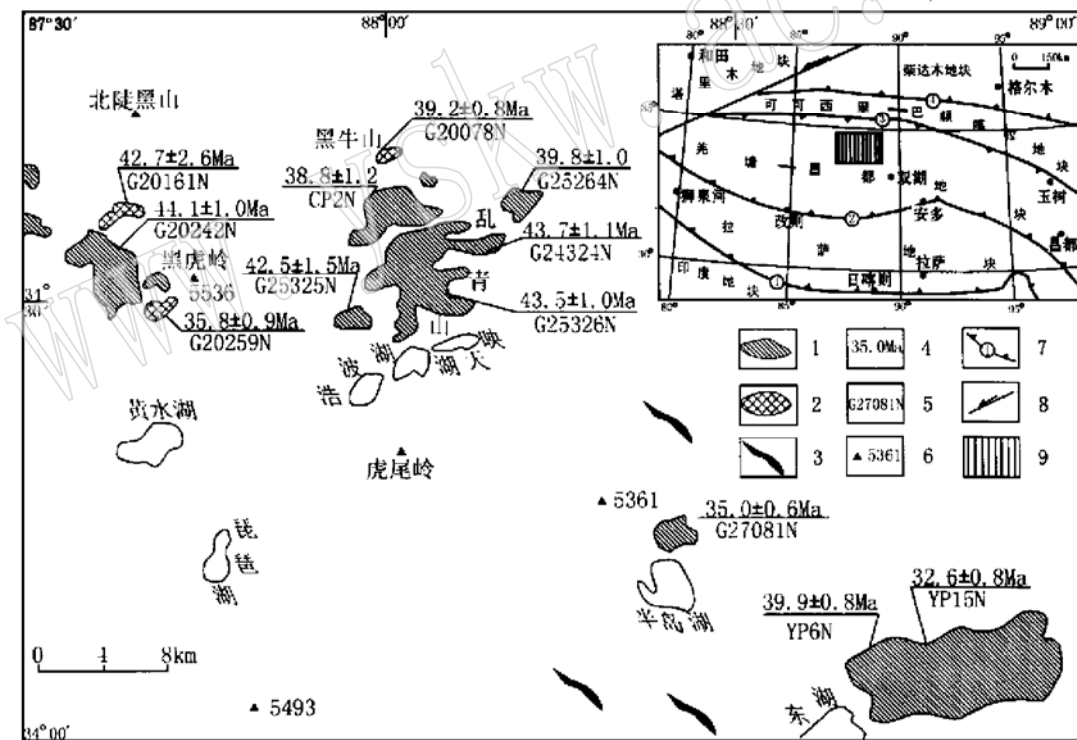


图1 研究区位置及新生代火山岩分布图

Fig. 1 Location of the study area and distribution of Cenozoic volcanic rocks

1—火山岩;2—次火山岩;3—脉岩;4—火山岩年龄;5—样品编号;6—高程点;7—板块缝合带及编号;8—阿尔金走滑断层;9—工区位置;①—雅鲁藏布江缝合带;②—班公湖—怒江缝合带;③—拉竹龙—金沙江缝合带;④—昆仑南缘缝合带

侏罗纪末结束海相沉积,白垩纪接受河湖相沉积;藏南地区海水向南退缩直到始新世早期才结束海相沉积<sup>[5]</sup>。印度板块与欧亚板块的碰撞发生在40~55 Ma<sup>[10,11]</sup>。新生代火山岩发生在

两大板块碰撞后的陆内构造演化阶段, 与陆内拉张事件密切相关。构造及沉积记录显示, 新生代以来, 藏北地区至少发生过两期重要的拉伸事件: 早期以南北向为主, 形成 NEE、NW 及 E-W 向呈串珠状排列的地堑或半地堑式裂陷盆地<sup>[5]</sup>, 如康托盆地、双湖盆地等, 盆地边界以同生断裂为限, 羌塘地区火山岩多产于此类盆地当中, 火山岩呈近东西向展布, 与盆地的走向相近, 火山活动以裂隙式喷溢为主; 晚期拉伸发生在中新世以来, 以东西向拉张作用为主<sup>[12, 13]</sup>, 形成南北向展布的对称型拉张盆地, 在藏北地区广泛发育, 与该期拉张事件共生的火山活动主要发生在羌塘以北地区<sup>[14]</sup>。

## 2 火山岩的分布及岩石学特征

研究区位于拉竹龙-金沙江缝合带与班公湖-怒江缝合带所夹持的羌塘地块的中腹地区(N34°00′~34°50′; E87°30′~89°00′)(图1)。火山岩主要以三种形式产出, 即火山熔岩、次火山岩及少量脉岩。

火山熔岩出露于半岛湖、乱青山、黑虎岭、东湖等地区, 呈熔岩被形式不整合于上侏罗统之上, 多处见保存较好的火山口和火山锥, 在乱青山一带见第三纪紫红色砂岩及含砾砂岩夹层。熔岩呈深灰、浅紫或灰紫色, 斑状结构, 块状构造、流纹构造, 部分具气孔状和杏仁状构造。斑晶主要为中长石、辉石、角闪石和黑云母。基质中发育交织结构、粗面结构、霏细结构和隐晶质结构。岩石化学特征(表1)表明, 区内火山岩主要表现为高碱富钾的特征, SiO<sub>2</sub> 含量为 57.20%~65.24%, 平均为 61.59%, K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O 的含量为 6.20%~11.65%, 平均 7.65%。据 Le Bas 等(1986)的 TAS 火山岩分类图解分析, 岩石类型主要为粗面岩、英安岩、安粗岩和安山岩。

次火山岩出露于乱青山北西的黑牛山及黑虎岭一带, 地貌上常呈孤峰状, 以火山颈相产出, 局部可见其切割晚侏罗世地层, 接触带两侧有弱烘烤现象。在次火山岩周围可见剥蚀残存的火山熔岩。岩石多为浅灰-灰白色, 风化面为紫褐色, 具斑状结构, 斑晶主要为斜长石、黑云母和角闪石, 可见少量辉石, 大小为 0.2~3mm。基质具粗面结构、微晶结构和霏细结构。在黑牛山地区取样(G20078)分析, 其岩石化学特征表现为高碱富钠的特征, SiO<sub>2</sub> 含量为 58.04%, K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O 的含量为 7.04%, CaO 含量为 7.45%, 岩石类型属安山玢岩。在半岛湖一带见少量英安斑岩, 呈脉状展布。

脉岩类主要见于半岛湖南北两侧, 均沿断裂分布。岩脉切割了第三纪含膏藻灰岩层, 地表露头可断续延伸 2km 以上, 脉宽可达 3m 以上。岩石外貌极似玄武岩, 为灰黑-深灰绿色, 块状构造, 具斑状结构, 斑晶为辉石、黑云母、橄榄石和白榴石等, 大小为 0.2~2mm。基质具隐晶-微晶结构。岩石类型主要为云母煌斑岩, 两件样品的 SiO<sub>2</sub> 含量分别为 47.24% 和 48.38%, K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O 为 5.48% 和 5.67%, 多种岩石化学方法判别结果属碱性岩石, CIPW 标准矿物计算结果中石英(Q)含量为零, 霞石(Ne)含量为 1.69% 和 4.08%(表1)。

## 3 火山岩时代

本研究分批采集火山岩年龄样 13 件, 经不同单位进行 K-Ar 法全岩同位素年龄测定, 所获年龄值集中在 32.6±0.8Ma~44.1±1.0Ma 之间(表2), 与附近东西两侧工作区得出

表1 羌塘中部新生代火山岩岩石化学组成及 CIPW 矿物成分表

Table 1 Chemical and CIPW mineral compositions of Cenozoic volcanic rocks in central Qingtang

地点	序号	样品号	岩石名称	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
半 岛 湖	1	G22024	斜云煌岩	47.24	1.09	10.16	4.12	3.52	0.14	9.41	11.07	1.68	3.80	1.20
	2	G23027	云煌岩	48.38	1.17	12.91	3.40	4.49	0.17	9.47	9.65	3.58	2.09	1.00
	3	G29005	英安斑岩	64.26	0.59	15.76	0.00	3.73	0.15	1.11	3.55	2.18	4.51	0.97
	4	G28057	粗面岩	61.66	0.57	16.63	3.37	0.84	0.059	1.13	2.30	4.22	7.43	0.39
	5	G28065	粗面岩	63.96	0.36	15.83	1.62	1.06	0.084	0.66	2.27	3.43	6.57	0.18
	6	G27081	粗面岩	58.86	0.83	15.69	4.85	1.56	0.063	1.49	3.62	3.01	5.81	0.86
黑 虎 岭	7	G20078	安山玢岩	58.04	0.70	14.60	3.86	1.37	0.088	4.89	7.45	3.65	3.39	0.47
	8	G20087	英安岩	62.82	0.48	15.05	2.47	1.72	0.083	1.51	4.79	3.86	2.88	0.22
	9	G20089	英安岩	63.32	0.55	15.95	3.56	1.17	0.11	1.34	4.32	3.92	2.88	0.25
乱 青 山	10	G25264	安山岩	59.54	0.72	15.22	3.78	1.56	0.091	2.89	6.66	3.65	2.55	0.27
	11	G25325	安粗岩	58.60	0.72	15.68	2.42	3.17	0.096	4.69	5.94	3.88	2.45	0.36
	12	CP2	英安岩	64.14	0.56	16.25	3.33	0.78	0.05	1.32	3.99	4.14	3.02	0.23
	13	CP3	粗面岩	64.04	0.54	15.96	2.90	1.09	0.059	0.99	3.77	4.17	3.18	0.21
	14	CP6	粗面岩	61.48	0.56	15.47	2.91	0.66	0.06	1.72	6.81	4.20	3.01	0.24
东 湖	15	CP8	英安岩	65.24	0.56	15.63	1.18	3.44	0.093	2.18	3.83	4.07	3.06	0.23
	16	YP6	安粗岩	57.20	0.84	13.32	2.90	2.52	0.068	5.04	6.80	3.14	3.97	0.58
岛 弧	17	YP15	安粗岩	59.90	0.78	13.28	2.84	2.44	0.10	4.82	6.31	3.49	3.55	0.50
岛 弧	18		安山岩	57.3	0.58	17.4	8.1			3.5	8.7	2.63	0.7	

地点	序号	岩石名称	Q	Or	Ab	An	Ne	Di	Wo	Hy	Ol	Mt	Il	Ap	Hm
半 岛 湖	1	斜云煌岩	0.00	24.06	12.12	9.60	1.69	32.40	0	0	10.39	4.54	2.22	2.98	0
	2	云煌岩	0.00	12.82	23.93	13.48	4.08	23.36	0	0	12.90	4.71	2.31	2.41	0
	3	英安斑岩	25.82	27.52	19.05	11.65	0	0	0	9.21	0	0	1.16	2.32	0
	4	粗面岩	4.03	44.56	36.25	4.56	0	3.50	0	1.53	0	3.54	1.10	0.92	0
	5	粗面岩	14.24	40.53	30.23	8.74	0	1.41	0	1.54	0	2.25	0.71	0.43	0
	6	粗面岩	11.23	35.58	26.40	12.58	0	0.17	0	5.53	0	4.80	1.63	2.07	0
黑 虎 岭	7	安山玢岩	5.50	20.36	31.40	13.66	0	16.45	0	6.65	0	3.51	1.35	1.11	0
	8	英安岩	19.03	17.75	34.08	15.89	0	5.97	0	2.76	0	3.02	0.95	0.53	0
	9	英安岩	19.18	17.50	34.11	17.91	0	1.99	0	4.31	0	3.33	1.07	0.60	0
乱 青 山	10	安山岩	13.10	15.56	31.91	18.20	0	11.29	0	4.32	0	3.55	1.41	0.65	0
	11	安粗岩	8.78	14.77	33.49	18.5	0	7.3	0	11.33	0	3.58	1.39	0.85	0
	12	英安岩	18.84	18.27	35.86	17.24	0	1.20	0	4.03	0	2.93	1.09	0.55	0
	13	粗面岩	19.14	19.41	36.44	15.94	0	1.58	0	3.00	0	2.92	1.06	0.50	0
	14	粗面岩	12.79	18.33	36.64	14.92	0	11.56	1.58	0	0	2.51	1.10	0.57	0
东 湖	15	英安岩	17.51	18.17	34.61	15.42	0	1.79	0	9.18	0	1.72	1.07	0.54	0
	16	安粗岩	6.86	24.35	27.58	10.92	0	15.94	0	7.53	0	3.78	1.66	1.39	0
	17	安粗岩	9.94	21.41	30.14	10.29	0	14.49	0	7.34	0	3.70	1.51	1.18	0

注: 1~17号样品由中国地质科学院成都地质矿产研究所测试中心测定, 18号数据引自文献[18]。

的结论相近(内部交流)。据西藏地矿局资料, 在半岛湖南侧被煌斑岩脉切割的湖相灰白色含膏藻灰岩被认为是康托组地层, 其生物地层时代属中新世<sup>①</sup>, 二者之间的矛盾有待进一步研究。

① 西藏地质矿产局. 1:100万区调报告(改则幅), 1986。

表2 研究区新生代火山岩时代

Table 2 Ages of Cenozoic volcanic rocks in the study area

序号	样品号	岩石名称	产地	产状	年龄(Ma)	测定日期
1	G20078	安山玢岩	黑牛山	切穿 J <sub>3</sub>	39.2 ± 0.8	
2	G20161	安山玢岩	黄南山	切穿 J <sub>3</sub>	42.7 ± 2.6	
3	G20242	安粗岩	骆驼峰	不整合于 J <sub>2</sub> 之上	44.1 ± 1.0	
4	G20259	英安斑岩	黑虎岭	切穿 J <sub>3</sub>	35.8 ± 0.9	
5	G25325	安粗岩	乱青山	不整合于 J <sub>3</sub> 之上	42.5 ± 1.5	
6	G25326	粗面岩	乱青山	不整合于 J <sub>3</sub> 之上	43.5 ± 1.0	1996.9
7	G25264	安山岩	乱青山	不整合于 J <sub>3</sub> 之上	39.8 ± 1.0	
8	G24324	粗面岩	乱青山	不整合于 J <sub>3</sub> 之上	43.7 ± 1.1	
9	G27081	粗面岩	蚌壳坡	不明	35.0 ± 0.6	
10	G22024	斜云煌岩	半岛湖	切穿第三系	40.7 ± 0.9	
11	CP2	英安岩	卧牛山	不整合于 J <sub>3</sub> 之上	38.8 ± 1.2	
12	YP6	安粗岩	东湖	不整合于 J <sub>3</sub> 之上	39.9 ± 0.8	
13	YP15	安粗岩	东湖	不整合于 J <sub>3</sub> 之上	32.6 ± 0.8	1997.10

注: 1~ 11 号由成都理工学院测试中心测定, 12~ 13 号由中国地质科学院成都地质矿产研究所测定。

#### 4 微量元素地球化学特征

岩石的微量元素均表现出较为一致的特征(表3)。高场强元素 Rb、Sr、Ba、Zr、Hf、Ta、Th 等相对富集, 比岛弧型同类火山岩高出 5~ 10 倍, 与大陆型碱性玄武岩接近。与冈底斯岛弧型火山岩和青海高原陆内火山岩相比, 表现为高场强不相容元素较前者高, 与后者接近。

表3 羌塘中部新生代火山岩微量元素组成(10<sup>-6</sup>)

Table 3 Trace elements composition of Cenozoic volcanic rocks in central Qiangtang

地点	序号	样品号	岩石名称	Rb	Sr	Ba	Th	Ta	Hf	Zr	Ti	Cr	Co
半岛湖	1	G22024	斜云煌岩	59	4179	4726	15.6	0.80	8.50	313	14200	650	43.8
	2	G23027	云煌岩	52.6	3222	3260	20.2	0.60	10.5	369	25300	482	39.2
	3	G29005	英安斑岩	174	1058	2221	14.1	0.80	8.80	245	8100	563	43.6
	4	G28057	粗面岩	311	2422	2394	109	2.40	19.3	756	7700	27.9	7.70
	5	G28065	粗面岩	248	1395	776	75.5	1.60	17.0	588	4600	18.6	3.70
	6	G27081	粗面岩	161	3779	7912	44.9	1.00	14.8	561	10400	68.6	12.4
黑虎岭	7	G20078	安山玢岩	64.1	2400	1796	17.6	0.75	4.90	287	9100	175	21.3
	8	G20087	英安岩	95.8	800	1150	14.9	0.70	5.60	239	5800	57.8	10.3
	9	G20089	英安岩	101	1831	1282	16.0	0.40	5.40	156	6900	40.5	13.8
乱青山	10	G25264	安山岩	55.1	1010	1417	14.3	0.20	5.20	200	9200	113	16.4
	11	G25325	安粗岩	65.9	1366	1348	15.4	0.60	5.60	172	7100	200	21.7
	12	CP2	英安岩	84.9	1202	3130	18.2	0.23	5.60	113	6800	97.6	9.70
	13	CP3	粗面岩	89.6	1225	3159	19.6	0.34	6.10	110	6900	92.9	10.0
	14	CP6	粗面岩	76.3	1100	1505	19.4	0.63	5.90	141	6900	50	9.10
	15	CP8	英安岩	79.9	863	1269	18.4	0.50	6.10	257	7100	75.5	12.7
东湖	16	YP6	安粗岩	115	1932	2090	23.2	0.83	7.00	226	10500	234	23.5
	17	YP15	安粗岩	113	1803	1931	20.0	0.80	5.90	250	9800	217	22.5
		冈底斯 <sup>[9]</sup>	安山岩	3	719	229				100		26	
		青海高原 <sup>[9]</sup>	粗安岩	100	1361		20.2	2.56	11.1	512		61	8.7

由成都理工学院应用核技术研究所用中子活化法测定。

微量元素的原始地幔标准化蛛网图(图2A、B、C)为右倾型, Zr、Hf、P、Ti等高场强元素相对其它大离子亲石元素为负异常, 反映源岩可能有地壳物质的加入。各火山岩的微量元素分布模式大体一致, 与藏北可可西里地区新生代火山岩的微量元素分布模式(图2D)十分相似, 大离子亲石元素较MORB型岩石明显富集, 高场强元素强烈分异, 表现出典型的碰撞造山后拉张环境的特征<sup>[16]</sup>。与可可西里地区新生代火山岩明显具Sr负异常不同, 研究区的Sr值较高, 正Sr异常可能与斜长石含量或母岩浆本身的成分有关。P和Ti的负异常与板内火山岩不相一致。Ti的负异常是由含水地幔楔熔融过程中富Ti矿物的难溶性决定的<sup>[3]</sup>, P的负异常则是由于这些地幔熔体本身贫P的原因。据邓万明的研究, 这种Ti的亏损程度自南向北(羌塘→可可西里→中昆仑)依次有规律地减弱<sup>[3]</sup>。

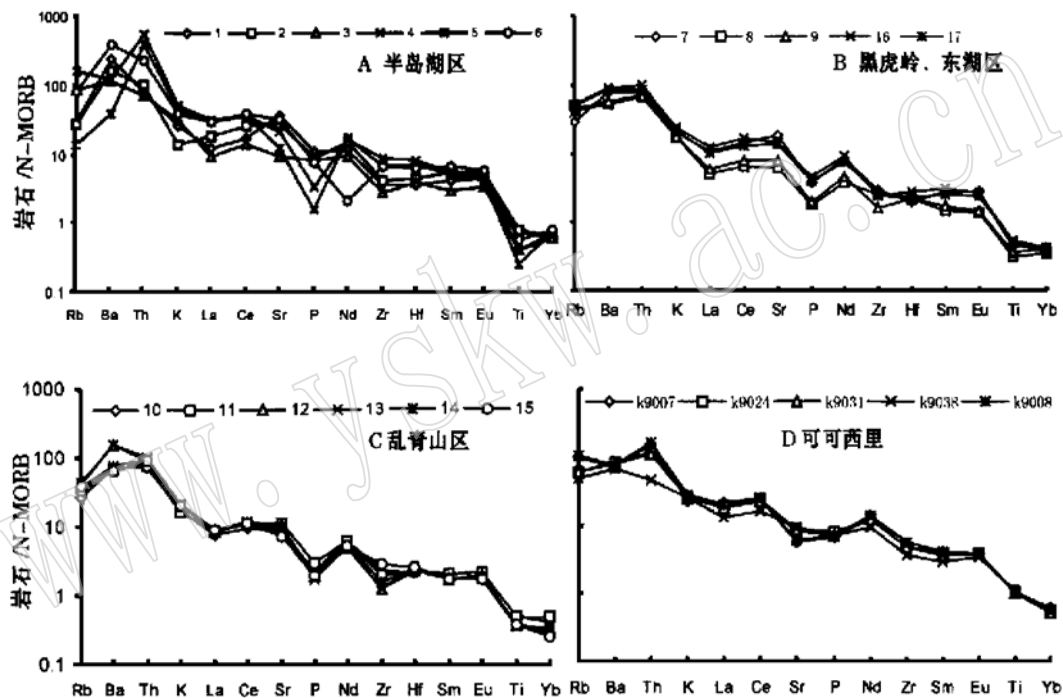


图2 羌塘新生代火山岩微量元素蛛网图(标准化数值据文献[15])

Fig. 2 Web diagram of trace elements in Cenozoic volcanic rocks in Qiangtang

微量元素的上述特征说明, 羌塘地区的火山岩具有壳幔物质混融或壳幔岩浆混合的特征, 从P、Ti的负异常看, 羌塘地区火山岩可能较北侧的火山岩有更多的地幔物质加入。

## 5 稀土元素地球化学特征

稀土元素分析数据见表4。岩石中稀土元素含量高( $\Sigma\text{REE} = 157.7 \sim 814.98/10^{-6}$ ), 是青藏高原碰撞前火山岩(冈底斯岛弧型安山岩<sup>[9]</sup>)的3~9倍, 与北侧青海高原新生代碰撞后火山岩(粗安岩)<sup>[9]</sup>较为接近。稀土元素分布模式(图3A、B、C)强烈右倾, 为轻稀土富集型。轻重稀土高度分异, LREE/HREE的值为16~42, 比冈底斯岛弧型安山岩高出3~7倍, 表现出与青海高原新生代火山岩相近的特征(图3D), 显示板内环境火山岩的特征。

表 4 羌塘中部新生代火山岩稀土元素组成( $10^{-6}$ )

Table 4 REE composition of Cenozoic volcanic rocks in central Qiangtang

序号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	$\delta Eu$	$\Sigma REE$	LR/HR
1	79.7	165.0	20.05	78.5	12.8	3.17	6.39	0.99	5.79	1.10	2.76	0.36	2.00	0.26	0.96	378.8	18.27
2	120.0	245.0	28.60	109.0	17.4	4.00	3.36	0.997	5.94	1.15	2.92	0.39	2.19	0.29	1.07	544.2	25.88
3	60.20	133.0	15.98	64.3	9.6	2.42	5.53	0.87	5.21	1.10	2.58	0.35	1.95	0.28	0.94	303.3	16.05
4	194.3	349.0	35.38	118.0	17.2	3.39	6.86	1.07	6.34	1.22	3.08	0.41	2.28	0.33	0.81	738.6	33.20
5	188.0	362.0	35.4	120.0	16.2	2.88	5.91	0.96	5.93	1.18	3.12	0.43	2.51	0.37	0.74	744.9	35.46
6	193.0	382.0	40.9	114.7	21.4	4.06	8.76	1.34	7.79	1.16	3.64	0.47	2.59	0.35	0.77	814.98	29.8
7	75.0	160.0	17.76	67.50	9.90	2.21	2.63	0.45	2.87	0.60	1.65	0.24	1.45	0.21	0.99	332.4	32.87
8	35.0	70.3	8.06	30.2	5.02	1.12	1.99	0.34	2.26	0.48	1.35	0.2	1.23	0.19	0.92	157.7	18.6
9	42.0	85.7	9.53	35.5	5.88	1.17	2.68	0.45	2.86	0.59	1.60	0.23	1.37	0.22	0.79	189.79	17.99
10	49.3	96.8	11.6	44.0	6.87	1.57	4.12	0.64	3.84	0.74	1.87	0.25	1.4	0.22	0.84	223.3	16.0
11	56.6	112.0	12.28	44.7	6.90	1.65	3.53	0.58	3.64	0.74	1.98	0.28	1.64	0.24	0.92	246.8	18.5
12	55.9	109.0	10.55	35.8	5.73	1.47	2.52	0.42	2.60	0.53	1.40	0.19	1.16	0.16	1.03	227.4	24.27
13	59.7	116.0	11.3	38.4	5.73	1.31	2.2	0.36	2.21	0.44	1.17	0.16	0.94	0.13	0.94	240.1	30.5
14	57.3	110.0	11.48	40.1	5.81	1.38	1.38	0.25	1.71	0.38	1.11	0.17	1.1	0.14	1.07	232.3	36.11
15	57.2	110.0	10.98	37.6	5.83	1.31	1.25	0.22	1.46	0.32	0.90	0.13	0.85	0.13	1.03	228.2	42.3
16	88.2	180.0	19.54	71.80	10.7	2.11	3.11	0.59	0.36	0.72	1.87	0.26	0.17	0.19	0.86	384.81	28.88
17	72.5	146.0	16.07	59.10	8.85	1.87	3.82	0.59	3.55	0.68	1.73	0.23	1.29	0.18	0.85	316.48	15.18
18	15.7	32.4	3.15	17.8	4.3	1.16	3.74	0.35	3.18	0.52	1.79	0.23	1.39	0.19	0.85	86.8	6.02

注: 由成都理工学院应用核技术研究所中子活化法测定, 序号同表 3, 序号 18 为冈底斯安山岩(引自文献[9])。

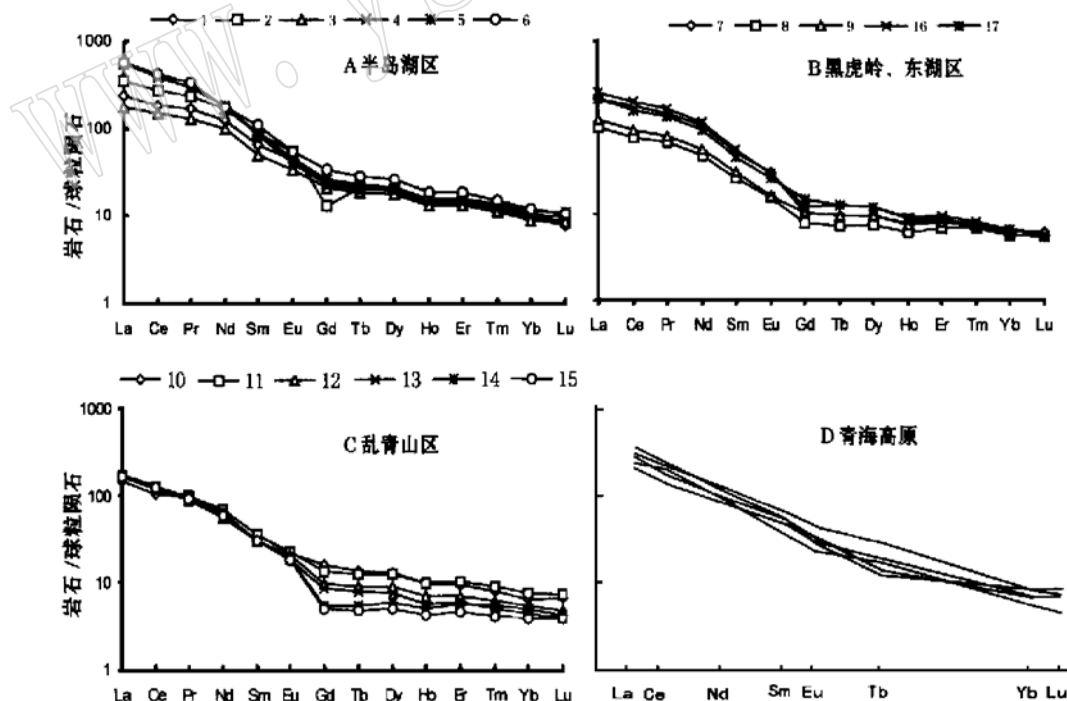


图 3 羌塘新生代火山岩稀土元素分布模式图(标准化数值据文献[15])

Fig. 3 Chondrite-normalized REE patterns of Cenozoic volcanic rocks in Qiangtang

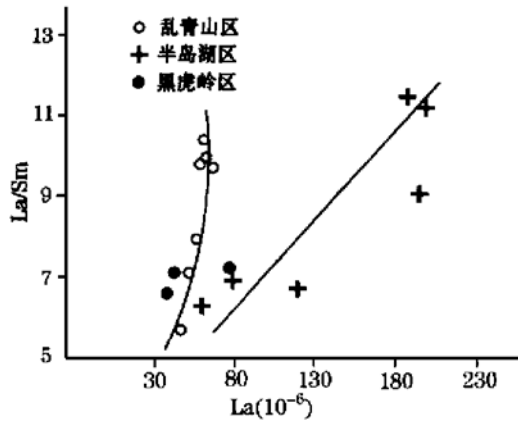


图4 羌塘新生代火山岩 La/Sm-La 图解

Fig. 4 La/Sm-La diagram of Cenozoic volcanic rocks in Qiangtang

混合作用的产物。半岛湖地区的粗面岩和粗安岩的轻重稀土表现出平缓过渡的特征,并显示弱负铕异常,稀土总量、大离子亲石元素和高场强元素都明显高于区内其它地点出露的火山岩,周围伴有煌斑岩脉出露,说明它们的物质来源与后者可能有一定差异,其原因很可能与岩浆起源的深度或有更多地壳物质的加入有关。

## 6 讨论

地球化学特征及区域构造背景分析说明,羌塘腹地与藏北其它地区新生代火山岩的形成环境<sup>[2,9,14]</sup>相一致,均为大陆碰撞造山后拉张环境。对于藏北新生代火山岩的成因机制,不同学者的认识大致相近。邓万明和丁林提出藏北新生代火山岩起源于富集地幔的重熔,与俯冲的陆壳物质加入有关<sup>[3,14]</sup>。Turner 等认为该区火山岩来自于岩石圈地幔,其形成过程具有双阶段性,即首先在岩石圈地幔中有少量部分熔融物质的加入,使其富集,然后被重新活化,而且所加入的这些部分熔融物富 H<sub>2</sub>O 并具有较高的 Rb/Sr 和 Nd/Sm 比值,它使岩石圈地幔物质含水而降低其固相线温度<sup>[2]</sup>。羌塘腹地新生代火山岩的地球化学特征也表明,岩石具有多物源(壳源和幔源)和多成因(部分熔融、岩浆混合等)特征,是壳幔混熔或壳幔岩浆混合的产物。火山岩浆的结晶分异作用较弱,说明地壳深部岩浆是快速上升至地表的,反映火山活动形成于较强的拉伸环境。这一点也可以通过地表广泛发育第三纪拉分盆地得以证实,新生代火山岩为盆地充填物的一部分。

多数学者认为,藏北新生代火山岩主要形成于中新世以后,与中新世以来东西向拉张作用有关<sup>[13,14]</sup>,始新世至早渐新世被认为是藏北地区挤压加厚期间,火山活动相对宁静<sup>[14]</sup>。但羌塘腹地广泛分布的 40Ma 左右的火山岩(内部交流)说明并非如此,只是当时火山活动的地点更靠南而已。结合其与近东西向展布的第三纪拉分盆地共生这一特点,推测其形成可能与南北向的伸展作用有关。

藏北火山岩与青藏高原北部地壳减薄以及高异常泊松比值分布区一致<sup>[1]</sup>,其形成过程与高原的隆升密切相关。我们赞同藏北下地壳具高温带<sup>[2]</sup>及大规模部分熔融带<sup>[1]</sup>存在的认

岩石中  $\delta\text{Eu}$  的值为 0.74~1.07,平均为 0.92,显示极弱的铕负异常至正异常特征。从图 3 中还可以看出,尽管轻稀土分布曲线向右陡倾,显示极强的分异特征,但多数样品,尤其是黑虎岭及乱青山的样品,重稀土含量低,其分布曲线缓倾至近水平,具幔源基性岩浆的特征。这些特征说明岩石中强烈的轻重稀土分异很难用岩浆结晶分异作用来解释。一般说来,在岩浆结晶分异作用过程中,随 La 含量的增加,La/Sm 比值基本保持不变。而本区火山岩随 La 含量的增加,La/Sm 比值呈线性增加(图 4),进一步说明岩浆结晶分异作用较弱。

综上所述,我们倾向于认为本区火山岩具有多物源特征,很可能是壳幔混熔或壳幔岩浆



识,认为藏北高原岩石圈下部地幔拆离、软流圈上涌、下地壳部分熔融、地壳拉伸减薄、高原隆升等一系列事件是一个有机而连续的动力学过程。热的软流圈上涌可以大大抵消由地壳减薄引起的地表沉降,使高原发生快速抬升<sup>[13,17]</sup>。但如果按照 Turner 等所说把岩石圈减薄及下地壳熔融所导致的这类火山事件作为高原主要隆升的起始<sup>[2]</sup>,那么由羌塘腹地火山活动得出的藏北高原主要隆升(或均一抬升)开始时间应该是 40Ma 左右,而不是 Turner 等所得出的 13Ma<sup>[2]</sup>。

## 7 结 论

(1) 羌塘腹地与藏北其它地区的新生代火山岩具有相似的地球化学特征,均为碰撞后陆内拉张环境的产物,但羌塘腹地新生代火山岩形成时代较老,为  $44.1 \pm 1.0 \text{ Ma} \sim 32.6 \pm 0.8 \text{ Ma}$ ,其形成可能与新生代早期南北向拉伸作用有关。

(2) 微量元素及稀土元素地球化学特征表明,羌塘腹地新生代火山岩为壳幔混熔或壳幔岩浆混合的产物。

(3) 藏北高原岩石圈地幔拆离、深部物质上涌而使地壳发生均匀抬升的起始时间可能是 40 Ma 左右。

## 参 考 文 献

- 1 Owens T J, Zandt G. Implications of crustal property variations for models of Tibetan Plateau evolution. *Nature*, 1997, 387 (5): 37~ 42.
- 2 Turner S, Hawkesworth S, Liu J Q, *et al.* Timing of the Tibetan uplift constrained by analysis of volcanic rocks. *Nature*, 1993, 364(1): 50~ 54.
- 3 邓万明. 青藏北部新生代钾质火山岩微量元素和 Sr、Nd 同位素地球化学研究. *岩石学报*, 1993, (4): 379~ 387.
- 4 邓万明. 中昆仑钾玄质火山岩的地质、地球化学和时代. *地质科学*, 1991, (3): 193~ 206.
- 5 潘桂棠, 王培生, 徐耀荣等. 青藏高原新生代构造演化. 北京: 地质出版社, 1990, 32~ 58.
- 6 刘嘉麒, 买买提·依明. 西昆仑第四纪火山岩的分布与 K-Ar 年龄. *中国科学(B辑)*, 1990, (3): 193~ 206.
- 7 李 才, 范和平, 徐 峰. 青藏高原北部新生代火山岩岩石学特征及其构造意义. *现代地质*, 1989, 3(1): 58~ 69.
- 8 Molner P, Bechfiel B C, Kuangyi L, *et al.* Geologic evolution of Northern Tibet: Results of an expedition to Uligh Muztagh. *Science*, 1987, 235: 299~ 305.
- 9 黄怀增, 王松产, 黄路桥等. 青藏高原岩浆活动及岩石圈演化. 北京: 地质出版社, 1993, 10~ 46.
- 10 Dewey J F, Cande S and Pitman W C. Tectonic evolution of the India/Eurasia collision zone. *Eclogae geol. Helv.*, 1989, 82: 717~ 734.
- 11 Beck R A, Burbank D W, Sercombe W J, *et al.* Stratigraphic evidence for an early collision between northwest India and Asia. *Nature*, 1995, 373: 55~ 58.
- 12 Harrison T M, Copeland P, Kidd W S F, *et al.* Raising Tibet. *Science*, 1992, 255: 1663~ 1670.
- 13 Coleman M and Hodges K. Evidence for Tibet Plateau uplift before 14Myr ago from a new minimum age for east-west extension. *Nature*, 1995, 374: 49~ 52.
- 14 丁 林, 张进江, 周 勇等. 青藏高原岩石圈演化的记录: 藏北超钾质及钠质火山岩的岩石学与地球化学特征. *岩石学报*, 1999, 15(1): 408~ 421.
- 15 李昌年. 火山岩微量元素岩石学. 武汉: 中国地质大学出版社, 1992, 179~ 180.
- 16 Pearce J A. Trace element characteristics of lavas from destructive boundaries. In: Trope R S ed. *Andesites*. New York: John Willey and Sons, 1982, 525~ 548.
- 17 England P and Houseman P. Extension during continental convergence, with application to the Tibetan Plateau. *J. Geol.*

phys. Res., 1989, 94: 17561~ 17579.

18 Condie K C. Platectonics and crustal evolution (3rd edition). New York, Pergamon Press, 1989.

## The Uplift of Qinghai\_Xizang Plateau and Geochemical Characteristics of Cenozoic Volcanic Rocks from the Center of Qiangtang, Xizang

Tan Fuwen, Pan Guitang, Xu Qiang

(Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, Chengdu 100082)

**Key words:** Tibet; Qiangtang; Cenozoic volcanic rocks; uplift

### Abstract

The Cenozoic volcanic rocks at the center of Qiangtang are located in the area where the crust of Qinghai-Tibetan Plateau thins from south to north with an unusually concomitant increase of  $P_{2000}$ 's ratio. The ages of the volcanic rocks range from  $44.1 \pm 1.0$  Ma to  $32.6 \pm 0.8$  Ma, older than other rocks in northern Tibet. Petrological and geochemical studies suggest that the uniform elevation of northern Tibetan Plateau is closely related to the decoupling of the lithospheric mantle, crustal extension and thinning and volcanism. Therefore, the authors infer that the beginning of the main uplift of the northern plateau occurred at about 40 Ma ago.