

# 青藏高原北部查保马组火山岩的锆石 SHRIMP U-Pb 定年和地球化学特点及其成因意义<sup>\*</sup>

魏启荣<sup>1,2</sup> 李德威<sup>2</sup> 王国灿<sup>2</sup> 郑建平<sup>2</sup>

WEI QiRong<sup>1,2</sup>, LI DeWei<sup>2</sup>, WANG GuoCan<sup>2</sup> and ZHENG JianPing<sup>2</sup>

1. 中国地质大学 材料科学与化学工程学院, 武汉 430074

2. 中国地质大学 地球科学学院, 武汉 430074

1. College of Material Science & Chemical Engineering, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

2. Faculty of Earths Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

2007-01-29 收稿, 2007-07-26 改回.

**Wei QR, Li DW, Wang GC and Zheng JP. 2007. Zircon SHRIMP U-Pb dating and geochemical characteristics of Chabaoma Formation volcanic rocks in northern Tibetan plateau and its petrogenesis. *Acta Petrologica Sinica*, 23 (11): 2727 - 2736**

**Abstract** Chabaoma Formation volcanic rocks are located at the eastern Hoh Xil, northern Tibetan plateau, belong super-K C-type adakite, and formed in Miocene, Neogene period. Their SHRIMP U-Pb ages of zircon are from 13.2 ± 0.6 to 18.3 ± 1.1 Ma. Volcanic rocks are characterized by high SiO<sub>2</sub> (59.48% to 64.63%), enriched in Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O (7.52% to 8.30%), high in K<sub>2</sub>O (4.21% to 4.62%), high in MgO (0.74% to 2.48%) and Mg<sup>#</sup> values (0.26 to 0.51), and belong to shoshonite series. The ΣREE contents are very high (482.26 × 10<sup>-6</sup> to 592.11 × 10<sup>-6</sup>), especially enriched in LREE (466.47 × 10<sup>-6</sup> to 571.69 × 10<sup>-6</sup>), but reversely depleted in HREE (14.00 × 10<sup>-6</sup> to 20.43 × 10<sup>-6</sup>). The contents of Y and Yb are generally lower, which is from 13.29 × 10<sup>-6</sup> to 19.87 × 10<sup>-6</sup> (average 16.27 × 10<sup>-6</sup>) and 1.11 × 10<sup>-6</sup> to 1.66 × 10<sup>-6</sup> (average 1.37 × 10<sup>-6</sup>), respectively. REE patterns are strongly oblique to the HREE side with intensive enriched in LREE, and (La/Yb)<sub>N</sub> values are from 61.02 to 91.67. Eu anomaly is invisible, which Eu/Eu<sup>\*</sup> values from 0.74 to 0.86. The contents of Sr and Sr/Y value are also higher, which from 949 × 10<sup>-6</sup> to 1497 × 10<sup>-6</sup> and 54 to 108, respectively. In the primitive mantel-normalized spidergrams of trace elements, obvious negative anomalies showed in Nb, Ta, P, Ti and Y. Chabaoma Formation super-K adakite are generated by partial melting of eclogitic phase lower crust section because the continental crust had been thickened (75 ~ 80 km) and an eclogitic lower had been formed during Miocene, Neogene period in northern Tibetan plateau area.

**Key words** SHRIMP U-Pb dating of zircon, Super-K adakite, Petrogeochemistry, Chabaoma Formation, Northern Tibetan plateau

**摘要** 查保马组火山岩位于青藏高原北缘、可可西里东部,为一钾质C型埃达克岩,形成于新近纪中新世(N<sub>1</sub>)时期,锆石 SHRIMP U-Pb 谐和年龄为 13.2 ± 0.6 ~ 18.3 ± 1.1 Ma。火山岩具有 SiO<sub>2</sub> 为 59.48% ~ 64.63%,富碱(Na<sub>2</sub>O + k<sub>2</sub>O = 7.52% ~ 8.30%),高 K<sub>2</sub>O(4.21% ~ 4.62%),高 MgO(0.76% ~ 2.48%)和高 Mg<sup>#</sup>值(0.26 ~ 0.51),以及钾玄岩系列的岩石地球化学特征。稀土总量非常高(ΣREE = 482.26 × 10<sup>-6</sup> ~ 592.11 × 10<sup>-6</sup>),轻稀土强烈富集(LREE = 466.47 × 10<sup>-6</sup> ~ 571.69 × 10<sup>-6</sup>),重稀土显著亏损(HREE = 14.00 × 10<sup>-6</sup> ~ 20.43 × 10<sup>-6</sup>),Y 含量(13.29 × 10<sup>-6</sup> ~ 19.87 × 10<sup>-6</sup>,平均 16.27 × 10<sup>-6</sup>)和 Yb 含量(1.11 × 10<sup>-6</sup> ~ 1.66 × 10<sup>-6</sup>,平均 1.37 × 10<sup>-6</sup>)普遍偏低。稀土元素配分模式呈轻稀土强烈富集的右倾斜型,(La/Yb)<sub>N</sub> 值为 61.02 ~ 91.67,负铕异常不明显(Eu/Eu<sup>\*</sup> = 0.74 ~ 0.86)。Sr 含量及 Sr/Y 比值高,分别为 949 × 10<sup>-6</sup> ~ 1497 × 10<sup>-6</sup> 和 54 ~ 108,微量元素比值蛛网图上强烈地表现出 Nb、Ta、P、Ti、Y 的负异常。查保马组(N<sub>1c</sub>)钾质 C 型埃达克岩是青藏高原北部在中新世

<sup>\*</sup> 本文受重大基础研究前期研究专项项目(2005CCA05600),中国地质调查局项目(200313000005),国家重点基础研究发展规划项目(2006CB103502)和中国地质大学(武汉)创新学术团队项目(青藏高原大陆动力学与成矿)联合资助。

第一作者简介:魏启荣,男,1964年生,教授,博士,矿物学、岩石学、矿床学专业, E-mail: weiqr1030@cug.edu.cn

时期因大陆地壳巨量增厚(75~80km)引起榴辉岩相的下地壳物质发生部分熔融的岩浆产物。

**关键词** 锆石 SHRIMP U-Pb 定年; 钾质埃达克岩; 岩石地球化学; 查保马组; 青藏高原北部

**中图法分类号** P597.3; P588.14

晚新生代以来,青藏高原大陆板内岩浆活动十分活跃与因下地壳热软化物质的流动所引起的下地壳巨量增厚有关(李德威,1995),其岩石地球化学成分大多相当于C型埃达克岩(许继峰和王强,2003;赖绍聪,2003;侯增谦等,2004)。这些C型埃达克岩不仅指示了高原隆升和地壳加厚事件,而且控制了高原内部斑岩型铜多金属矿床的形成(李德威,2004;侯增谦等,2003,2004;芮宗瑶等,2006)。

青海省地质矿产局(1992,1997)曾对位于青藏高原北部的查保马组火山岩进行过工作。根据火山岩全岩K-Ar年龄值为 $12.56 \pm 0.3 \sim 63.56 \pm 3\text{Ma}$ 而认为其形成于古近纪-新近纪时期,并以ENc表示其岩石地层单位。但由于条件所限,他们主要对该火山岩进行了主化学成分和稀土元素的地球化学分析,而对微量元素则仅进行过光谱半定量的分析,这就使得对火山岩的深入探讨受到了限制。邓万明等(1996)在研究可可西里新生代火山岩时,对该套火山岩进行过K-Ar同位素定年( $15.4 \pm 0.3 \sim 17.3 \pm 0.4\text{Ma}$ )及岩石地球化学分析,认为火山岩形成于中新世,且火山岩来自于该区“壳-幔混合层”的部分熔融。但是,他们的工作均未能对该火山岩套的一个重要的岩石地球化学特征引起重视,即这套火山岩具有亏损重稀土(HREE)和钇(Y)并富集锶(Sr)的元

素地球化学化学组成。在刚刚完成的1:25万青海省库赛湖幅-不冻泉幅区域地质调查工作中,笔者对查保马组火山岩不仅进行了详细的野外地质填图、细致的地质剖面研究,还进行了高精度的锆石SHRIMP U-Pb定年,并配套新获得了18件查保马组火山岩的主量-稀土-微量元素分析资料。拟据此探讨查保马组火山岩的形成时代、岩石地球化学特征及其成因意义。

## 1 地质产状

查保马组火山岩出露在青藏高原北缘、可可西里陆相盆地东部,分布于卓乃湖东西两侧的大帽山和大坎顶一带,构造上属于巴颜喀拉-松潘造山带(图1)。在大帽山出露的火山岩平面上呈梨形展布,面积约 $120\text{km}^2$ 。出露在大坎顶的火山岩平面上呈板条状展开,面积约 $130\text{km}^2$ 。查保马组火山岩不整合覆盖在周围的三叠系上巴颜喀拉山亚群( $T_{2-3,by}$ )的砂板岩、局部覆盖在五道梁组( $E_3N_1w$ )的白云质灰岩之上,但多已被后期断层所改造。

查保马组火山岩主要为一套中酸性火山岩,岩石呈紫红色、紫灰色、灰色等杂色,斑状结构,气孔构造、杏仁构造及柱

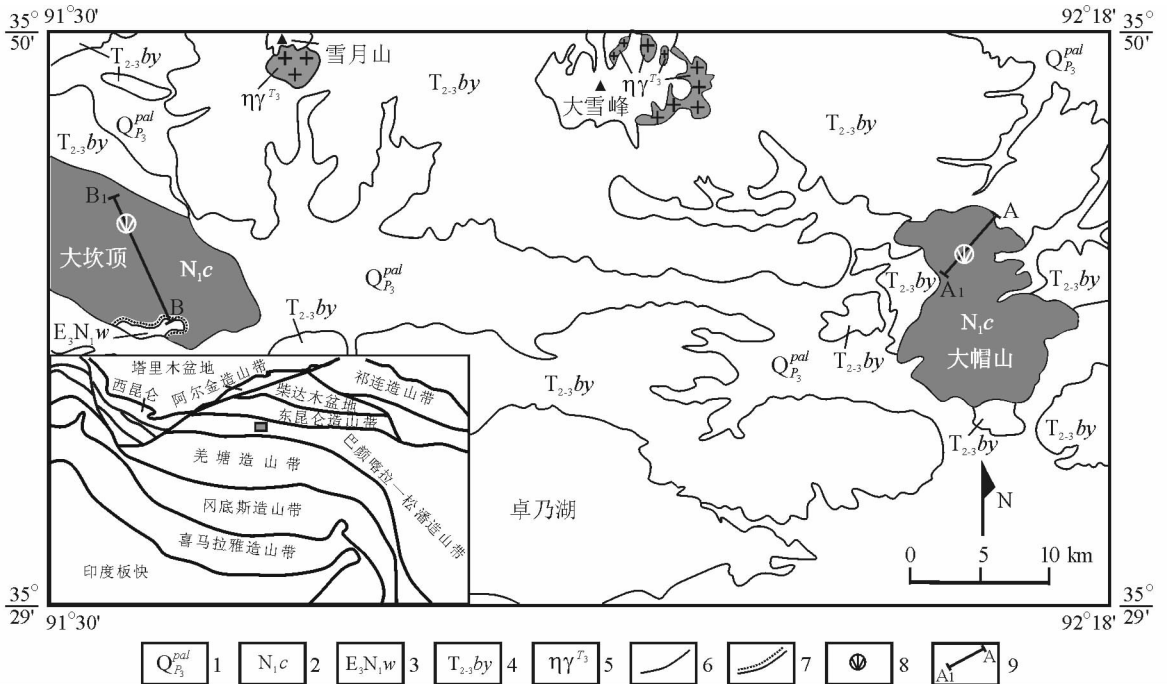


图1 卓乃湖地区查保马组火山岩分布图

1-上更新统洪冲积物;2-新近系中新统查保马组;3-渐新-中新统五道梁组;4-三叠系上巴颜喀拉山亚群;5-晚三叠世二长花岗岩;6-地质界线;7-角度不整合;8-同位素测年样;9-剖面位置及编号

Fig. 1 Distribution diagram of Chabaoma Formation volcanic rocks in Zhuonaihu area

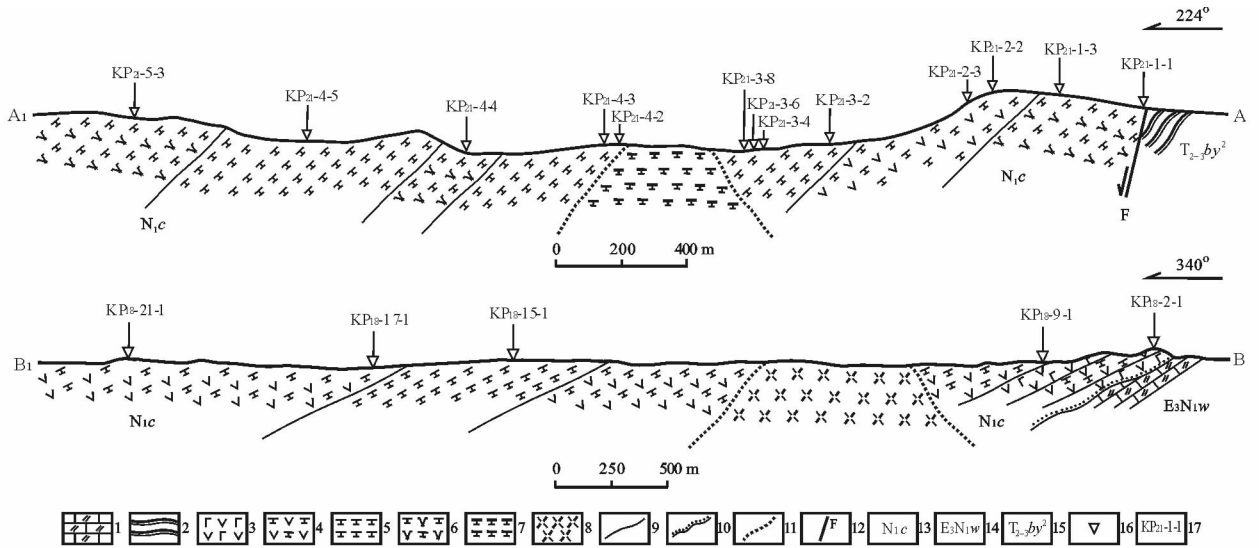


图2 卓乃湖地区查保马组火山岩实测剖面及其样品点分布图

1-白云质灰岩;2-板岩;3-玄武安山岩;4-粗面安山岩;5-粗面英安岩;6-粗面岩;7-粗面斑岩;8-流纹斑岩;9-地质界线;10-角度不整合;11-岩相界线;12-断层;13、14、15-分别同图1中的2、3、4;16-采样点位置;17-样品编号;A-A<sub>1</sub>-大帽山剖面;B-B<sub>1</sub>-大坎顶剖面

Fig.2 Cross section of Chabaoma Formation volcanic rocks in Zhuonaihu area

状节理发育。大帽山火山岩的围岩主要为  $T_{2-3}$ by 的板岩,火山岩与  $T_{2-3}$ by 板岩之间以高角度的正断层相接触,岩石组合为粗面安山岩-粗面岩-粗面英安岩(图 2A-A<sub>1</sub>),火山岩中发育次火山岩(粗面斑岩)。大坎顶火山岩的围岩亦主要为  $T_{2-3}$ by 的板岩,但局部可见  $E_3N_{1w}$  的白云质灰岩。火山岩与  $T_{2-3}$ by 地层之间为断层接触关系,而与  $E_3N_{1w}$  之间呈角度不整合接触。岩石组合为玄武安山岩-粗面安山岩-粗面岩(图 2B-B<sub>1</sub>),火山岩中也发育次火山岩(流纹斑岩)。因此,出露在大帽山和大坎顶的查保马组火山岩的岩石类型组合基本相同,均以粗面安山岩-粗面岩为主,只是在大帽山还发育了粗面英安岩,而在大坎顶则有少许玄武安山岩出露,且两地出露的次火山岩也稍有差别。查保马组火山岩呈特征的紫红色、紫灰色等现象显示,火山岩喷发于氧化环境,加之区域上此时业已进于大陆板内(李德威,2004)、并发育有同时代的陆相沉积地层(青海省地质矿产局,1992;1997),反映查保马组火山岩为陆相环境喷发的火山岩系。野外工作还发现,火山岩中发育有丰富的镁铁质壳源包体,这些镁铁质壳源包体与青藏东缘乃至青藏高原新生代高钾岩系中所发育的壳源包体完全相当(魏启荣和王江海,2004)。

## 2 锆石 SHRIMP U-Pb 定年

### 2.1 分析方法

锆石按常规方法分选,最后在双目镜下挑纯,将锆石与 RSES(RSES 为澳大利亚国立大学地球科学研究所简称)标准锆石 TEM 置于环氧树脂中,之后粗磨、细磨并抛光至锆石中心部位暴露,用于阴极发光研究及随后的 SHRIMP U-Pb

分析。对待测锆石先进行阴极发光扫描电子图像分析,以检查锆石的内部结构,从而帮助选定最佳的锆石及锆石待测部位和数据解释。阴极发光电子(CL)图像在中国地质科学院矿床地质研究所完成。U-Pb 锆石分析在北京离子探针中心的 SHRIMP II 上完成。U、Th、Pb 含量用 SL13 来标定,Pb/U 分馏用 TEM 进行校正,普通铅用实测的  $^{204}\text{Pb}$  来校正。详细分析流程和原理参见文献(Compston *et al.*, 1992),数据采用 ISOPLOT 程序处理。

### 2.2 分析结果

查保马组火山岩的锆石 SHRIMP U-Pb 分析结果列于表 1 中。表 1 中的两个样品 KP<sub>21</sub>-4-4 和 KP<sub>18</sub>-17-1 分别来自大帽山和大坎顶地区,其岩石类型分别为粗面英安岩和粗面安山岩。

镜下观测表明,粗面英安岩(KP<sub>21</sub>-4-4)和粗面安山岩(KP<sub>18</sub>-17-1)中锆石均较自形、无色透明,但粗面英安岩中的锆石呈针状或长柱状,长宽比为 2~6,长度一般为 50~200(m,而粗面安山岩中的锆石多呈长柱状或柱状,长宽比为 2~3,长度一般为 100~200(m。阴极发光图像(图 3)显示,锆石均具有韵律环带结构。因此,这些锆石为火山岩锆石(Hoskin and Schaltegger, 2003;吴元宝和郑永飞,2004)。表 1 显示,粗面英安岩中的锆石 U 和 Th 含量较高,分别为  $218 \times 10^{-6} \sim 875 \times 10^{-6}$  和  $515 \times 10^{-6} \sim 1920 \times 10^{-6}$ , $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$  年龄值范围为 17.0~22.4Ma;粗面安山岩中的锆石 U 和 Th 含量也较高,分别为  $361 \times 10^{-6} \sim 6388 \times 10^{-6}$  和  $231 \times 10^{-6} \sim 848 \times 10^{-6}$ , $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$  年龄值范围为 12.2~16.6Ma。

图 3 显示,粗面英安岩中锆石的 U-Pb 分析数据点成群

表1 查保马组火山岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 同位素分析结果

Table 1 SHRIMP U-Pb data of zircon from Chabaoma Formation volcanic rocks in north Tibetan plateau

分析 序号	U ( $\times 10^{-6}$ )	Th ( $\times 10^{-6}$ )	Th/U	Pb* ( $\times 10^{-6}$ )	$^{206}\text{Pb}_c$ (%)	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	1 $\sigma$ (%)	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	1 $\sigma$ (%)	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	1 $\sigma$ (%)	$t\left(\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}\right)$ (Ma)	1 $\sigma$ (%)
粗面英安岩(KP <sub>21</sub> -4-4)													
1.1	571	1920	3.47	1.44	6.71	0.00275	3.9	0.01808	43.4	0.04773	43.2	17.68	0.7
2.1	456	1094	2.48	1.21	7.03	0.00287	4.8	0.02957	41.0	0.07487	40.7	18.44	0.9
3.1	413	944	2.36	1.09	6.98	0.00286	4.5	0.01950	60.3	0.04957	60.2	18.36	0.8
4.1	875	1865	2.20	2.33	3.90	0.00298	3.8	0.02094	48.3	0.05097	48.1	19.18	0.7
5.1	218	515	2.44	0.73	10.87	0.00349	12	0.04652	73.7	0.09693	72.7	22.40	2.6
6.1	363	714	2.04	0.92	11.11	0.00264	5.7	—	—	—	—	16.95	1.0
粗面安山岩(KP <sub>18</sub> -17-1)													
1.1	780	319	0.42	1.41	2.19	0.00205	4.6	0.00833	28.2	0.02942	27.9	13.23	0.6
2.1	374	231	0.64	0.63	3.51	0.00190	4.6	0.02575	21.9	0.09831	21.4	12.24	0.6
3.1	961	357	0.38	1.92	8.63	0.00212	4.0	0.03282	22.4	0.11210	22.0	13.67	0.5
4.1	361	327	0.94	0.66	3.03	0.00205	4.4	0.01871	27.9	0.06614	27.6	13.22	0.6
5.1	5054	848	0.17	11.30	0.98	0.00258	1.5	0.01611	9.4	0.04535	9.3	16.59	0.3
6.1	6388	821	0.13	13.82	1.12	0.00249	1.7	0.01711	10.8	0.04981	10.7	16.04	0.3

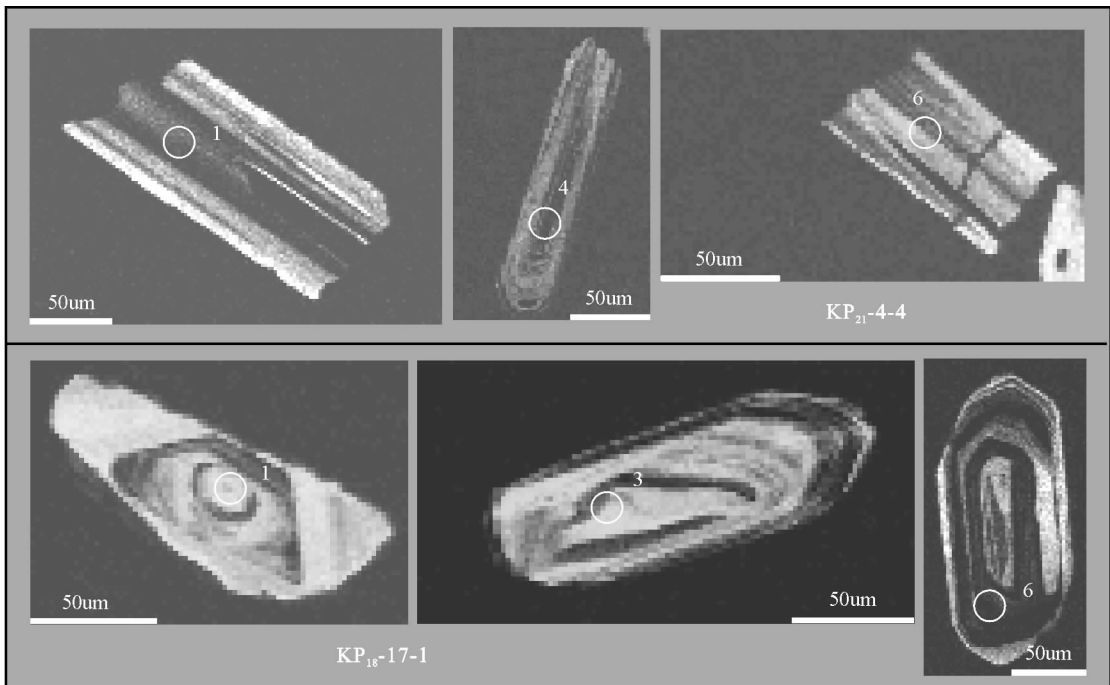


图3 查保马组火山岩的锆石阴极发光电子图像

Fig. 3 CL images of zircon grains from Chabaoma Formation volcanic rocks in Zhuonaihu area

分布于一致曲线上(图4a),6个 $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ 年龄的加权平均结果为 $18.3 \pm 1.1\text{Ma}$ ( $n=6, 95\%$ 置信度,  $\text{MSWD}=1.3$ )。粗面英安岩中锆石的U-Pb分析数据点呈两个点群分布于一致曲线上或其附近(图4b),其中4个 $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ 年龄的加权平均结果为 $13.2 \pm 0.6\text{Ma}$ ( $n=4, 95\%$ 置信度,  $\text{MSWD}=1.1$ ),而另2个 $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ 年龄的加权平均结果为 $16.3 \pm 3.5\text{Ma}$ ( $n=2, 95\%$ 置信度,  $\text{MSWD}=1.7$ )。

因此,查保马组火山岩形成于新近纪中新世( $N_1$ )时期,

其锆石的SHRIMP U-Pb谐和年龄为 $13.2 \pm 0.6 \sim 18.3 \pm 1.1\text{Ma}$ ,这与邓万明等(1996)所获得的K-Ar同位素年龄一致。故查保马组应采用 $N_1c$ 来表示。

### 3 地球化学特征

查保马组火山岩的全岩主化学成分、稀土和微量元素分

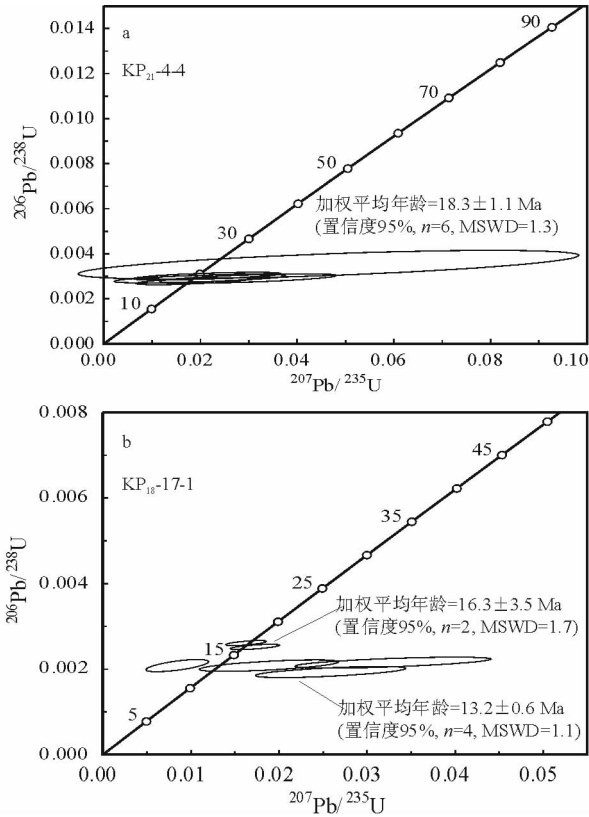


图4 查保马组火山岩的锆石 SHRIMP U-Pb 一致曲线图  
Fig. 4 SHRIMP U-Pb concordia diagram of zircon from Chabaoma Formation volcanic rocks in Zhuonaihu area

析在国土资源部武汉综合岩矿测试中心完成,18 件火山岩的分析结果分别列于表2、表3 和表4 中。

表2 查保马组火山岩的主化学成分 (%)

Table 2 Major element composition (wt%) of Chabaoma Formation volcanic rocks in north Tibetan plateau

样号	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>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	CO <sub>2</sub>	总量	K <sub>2</sub> O/ Na <sub>2</sub> O	Mg <sup>#</sup>
KP <sub>21</sub> -1-1	粗面英安岩	64.63	1.05	16.15	3.54	0.63	0.03	0.76	3.15	3.56	4.62	0.43	0.84	0.22	99.61	1.3	0.26
KP <sub>21</sub> -1-3	粗面英安岩	64.38	1.03	15.69	3.72	0.98	0.03	1.06	3.27	3.63	4.48	0.48	0.77	0.07	99.59	1.2	0.31
KP <sub>21</sub> -2-2	粗面安山岩	61.66	0.99	15.24	4.40	0.78	0.06	1.82	4.89	3.54	4.40	0.46	0.51	0.86	99.61	1.2	0.41
KP <sub>21</sub> -2-3	粗面安山岩	61.76	1.02	15.18	4.17	1.13	0.06	1.96	4.77	3.54	4.42	0.47	0.67	0.50	99.65	1.2	0.42
KP <sub>21</sub> -3-2	粗面岩	63.29	1.00	15.28	2.26	2.15	0.07	2.34	4.35	3.45	4.39	0.45	0.40	0.20	99.63	1.3	0.50
KP <sub>21</sub> -3-4	粗面岩	62.79	1.06	15.56	3.87	1.33	0.04	1.80	3.89	3.58	4.32	0.48	0.68	0.05	99.45	1.2	0.40
KP <sub>21</sub> -3-6	粗面岩	63.39	1.02	15.60	2.11	1.60	0.05	2.06	4.43	3.69	4.38	0.48	0.57	0.22	99.60	1.2	0.51
KP <sub>21</sub> -3-8	粗面岩	63.44	1.00	15.44	2.21	1.72	0.05	2.06	4.37	3.58	4.42	0.43	0.66	0.23	99.61	1.2	0.50
KP <sub>21</sub> -4-2	粗面岩	63.51	0.96	15.28	4.16	1.05	0.14	1.70	3.68	3.36	4.45	0.45	0.80	0.11	99.65	1.3	0.39
KP <sub>21</sub> -4-3	粗面岩	63.07	0.97	15.23	3.94	1.17	0.09	1.84	3.95	3.50	4.45	0.46	0.74	0.22	99.63	1.3	0.41
KP <sub>21</sub> -4-4	粗面英安岩	63.87	0.98	15.77	2.32	0.95	0.07	1.40	4.03	3.67	4.61	0.47	0.96	0.52	99.62	1.3	0.45
KP <sub>21</sub> -4-5	粗面岩	63.57	0.98	15.40	3.62	0.68	0.03	1.16	3.84	3.69	4.61	0.50	1.06	0.35	99.49	1.2	0.35
KP <sub>21</sub> -5-3	粗面英安岩	64.58	0.93	15.70	2.54	1.20	0.04	1.51	3.66	3.63	4.55	0.42	0.74	0.12	99.62	1.3	0.44
KP <sub>18</sub> -2-1	粗面安山岩	60.49	1.54	14.97	3.18	2.95	0.09	2.14	4.76	3.35	4.44	0.87	0.61	0.06	99.45	1.3	0.40
KP <sub>18</sub> -9-1	粗面安山岩	59.48	1.51	15.06	2.53	3.80	0.10	2.48	5.12	3.32	4.21	0.87	0.73	0.27	99.48	1.3	0.42
KP <sub>18</sub> -15-1	粗面岩	62.17	1.36	14.83	3.75	2.13	0.06	1.82	4.28	3.34	4.62	0.68	0.34	0.11	99.49	1.4	0.37
KP <sub>18</sub> -17-1	粗面安山岩	60.16	1.41	15.03	3.07	2.87	0.09	2.03	4.87	3.22	4.30	0.78	1.20	0.43	99.46	1.3	0.39
KP <sub>18</sub> -21-1	粗面安山岩	61.25	1.32	14.97	3.81	2.00	0.06	1.42	5.03	3.30	4.46	0.78	0.47	0.60	99.47	1.4	0.32

注：KP<sub>21</sub>开头的样品采自大帽山, KP<sub>18</sub>开头的样品采自大坎顶;下同。

### 3.1 主化学成分

从表2 中可以看出,查保马组火山岩的 SiO<sub>2</sub> 含量为 59.48% ~ 64.63%。Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O 含量非常高,为 7.52% ~ 8.30%,其中 K<sub>2</sub>O(4.21% ~ 4.62%) 普遍比 Na<sub>2</sub>O(3.22% ~ 3.69%) 高, K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O 比值变化范围为 1.2 ~ 1.4。MgO 含量和 Mg<sup>#</sup> 值偏高,分别为 0.76% ~ 2.48% 和 0.26 ~ 0.51。在 SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O 图(图5)中,火山岩属钾玄岩系列。因此,查保马组火山岩在主化学成分上表现为高 K<sub>2</sub>O 和钾玄岩系列的岩石地球化学特征。

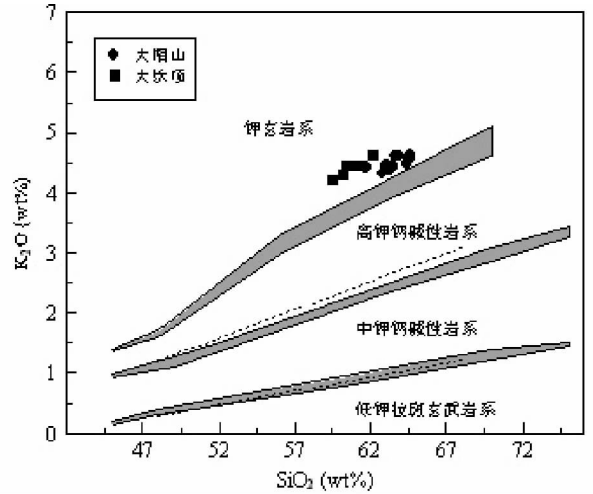


图5 查保马组火山岩的 SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O 图(断线边界据 Le Maitre *et al.*, 1989; 阴影边界据 Rickwood, 1989)

Fig. 5 SiO<sub>2</sub> versus K<sub>2</sub>O diagram of Chabaoma Formation volcanic rocks in Zhuonaihu area

表3 查保马组火山岩的稀土元素组成( $\times 10^{-6}$ )Table 3 REE composition ( $\times 10^{-6}$ ) of Chabaoma Formation volcanic rocks in north Tibetan plateau

样号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	(REE)	(La/Yb) <sub>N</sub>	Ce/Ce*	Eu/Eu*
KP <sub>21</sub> -1-1	138.8	237.4	25.57	80.46	10.5	2.48	6.34	0.85	4.06	0.69	1.57	0.2	1.11	0.16	14.47	510.19	89.69	0.91	0.86
KP <sub>21</sub> -1-3	147.8	251.2	26.82	86.12	10.91	2.46	6.9	0.89	4.31	0.76	1.73	0.24	1.3	0.19	15.93	541.63	81.55	0.91	0.81
KP <sub>21</sub> -2-2	135.9	226.8	24.34	79.02	10.6	2.35	6.44	0.86	4.17	0.73	1.72	0.24	1.3	0.19	15.71	494.66	74.99	0.89	0.81
KP <sub>21</sub> -2-3	131.5	220.7	24.17	78.03	9.78	2.29	6.46	0.86	4.21	0.74	1.72	0.25	1.35	0.2	15.49	482.26	69.87	0.89	0.83
KP <sub>21</sub> -3-2	140	238.6	25.19	82.98	10.8	2.39	6.62	0.87	4.32	0.77	1.79	0.25	1.39	0.2	16.26	516.17	72.25	0.91	0.80
KP <sub>21</sub> -3-4	139.1	232.5	25.21	82.52	11.09	2.42	6.92	0.94	4.43	0.77	1.72	0.25	1.3	0.19	15.13	509.36	76.75	0.89	0.79
KP <sub>21</sub> -3-6	138.4	232.6	24.93	80.41	10.7	2.37	6.6	0.88	4.2	0.75	1.75	0.25	1.36	0.2	15.37	505.4	73.00	0.90	0.80
KP <sub>21</sub> -3-8	139	234.4	24.98	81.16	10.93	2.41	6.7	0.9	4.4	0.76	1.75	0.25	1.4	0.2	16.5	509.24	71.22	0.90	0.80
KP <sub>21</sub> -4-2	139.8	235.2	25.59	80.25	10.32	2.31	6.42	0.86	4.1	0.75	1.7	0.24	1.39	0.2	16.22	509.13	72.14	0.89	0.81
KP <sub>21</sub> -4-3	135.8	230	24.57	77.26	9.84	2.22	6.18	0.82	3.98	0.71	1.61	0.22	1.29	0.19	14.29	494.69	75.51	0.90	0.81
KP <sub>21</sub> -4-4	135	226.4	24.55	76.15	9.9	2.14	5.86	0.78	3.65	0.67	1.51	0.21	1.15	0.17	13.29	488.14	84.20	0.89	0.79
KP <sub>21</sub> -4-5	150.8	255	27.31	87.71	11.18	2.48	6.71	0.89	4.21	0.71	1.63	0.23	1.18	0.17	13.92	550.21	91.67	0.90	0.81
KP <sub>21</sub> -5-3	130.5	221.7	24.32	79.18	10.95	2.48	6.74	0.91	4.44	0.78	1.84	0.25	1.38	0.2	15.14	485.67	67.83	0.90	0.82
KP <sub>18</sub> -2-1	133	248.1	28.96	97.35	13.6	2.85	9.2	1.14	4.89	0.83	1.95	0.25	1.52	0.22	18.95	543.85	62.68	0.94	0.74
KP <sub>18</sub> -9-1	132.8	269	31.6	106.6	15.1	3.24	9.24	1.12	4.94	0.8	2.03	0.27	1.56	0.22	19.35	578.53	61.02	0.98	0.78
KP <sub>18</sub> -15-1	130.9	250.6	28.76	95.89	13.73	2.87	8.43	1.06	4.69	0.79	1.9	0.26	1.51	0.22	17.93	541.61	62.10	0.96	0.76
KP <sub>18</sub> -17-1	145.3	271.9	31.59	104.8	15	3.1	9.14	1.15	5.07	0.81	2.07	0.29	1.66	0.24	19.87	592.11	62.63	0.94	0.75
KP <sub>18</sub> -21-1	139.6	261.8	30.39	102.1	14.35	3.05	8.99	1.12	4.92	0.83	1.95	0.25	1.48	0.21	19.02	571.03	67.75	0.94	0.76

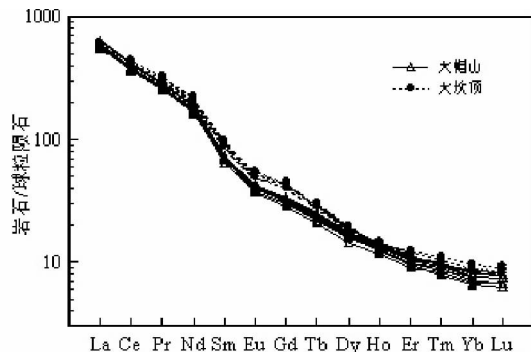


图6 查保马组火山岩的稀土元素配分模式(球粒陨石标准化值据 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 6 REE patterns of Chabaoma Formation volcanic rocks in Zhuonaihu area

### 3.2 稀土元素

从表3中可以看出,查保马组火山岩的稀土总量( $\Sigma$ REE)非常高,为 $482.26 \times 10^{-6} \sim 592.11 \times 10^{-6}$ 。轻稀土总量为 $466.47 \times 10^{-6} \sim 571.69 \times 10^{-6}$ ,重稀土总量为 $14.00 \times 10^{-6} \pm 20.43 \times 10^{-6}$ 。稀土元素配分模式为LREE强烈富集的右倾斜型(图6),其 $(La/Yb)_N$ 值为 $61.02 \sim 91.67$ , $Ce/Ce^* = 0.89 \sim 0.98$ , $Eu/Eu^* = 0.74 \sim 0.86$ 。因此,查保马组火山岩在稀土元素地球化学成分上表现为轻稀土强烈富集、重稀土相对明显亏损、无铈异常和负铈异常不明显的岩石地球化学特征。

### 3.3 微量元素

表4显示,查保马组火山岩的大离子亲石元素Rb、Sr、Ba的含量非常高,分别为 $137 \times 10^{-6} \sim 187 \times 10^{-6}$ 、 $949 \times 10^{-6} \sim 1497 \times 10^{-6}$ 和 $1339 \times 10^{-6} \sim 2160 \times 10^{-6}$ 。放射性生热元素U、Th的含量也很高,分别为 $3.10 \times 10^{-6} \sim 6.70 \times 10^{-6}$ 和 $23.0 \times 10^{-6} \sim 41.9 \times 10^{-6}$ 。高场强元素Nb、Ta、Zr、Hf、Y的含量普遍偏低,分别为 $24.0 \times 10^{-6} \sim 44.5 \times 10^{-6}$ 、 $1.30 \times 10^{-6} \sim 2.56 \times 10^{-6}$ 、 $370 \times 10^{-6} \sim 513 \times 10^{-6}$ 、 $8.6 \times 10^{-6} \sim 13.9 \times 10^{-6}$ 和 $13.29 \times 10^{-6} \sim 19.87 \times 10^{-6}$ 。在经原始地幔(Sun and McDonough, 1989)标准化的微量元素比值蛛网图(图7)上,查保马组火山岩强烈地表现出Nb、Ta、P、Sm、Ti、Y的负异常。因此,在微量元素地球化学成分上,查保马组火山岩表现了高Sr和Nb、Ta、Ti、Y亏损的岩石地球化学特征。

## 4 岩石成因讨论

上述研究表明,查保马组火山岩具有特殊的岩石地球化学组成,其 $SiO_2 > 59.48\%$ ,高 $K_2O(4.21\% \sim 4.62\%)$ ,强烈富集LREE( $466.47 \times 10^{-6} \sim 571.69 \times 10^{-6}$ ),明显亏损HREE( $14.00 \times 10^{-6} \sim 20.43 \times 10^{-6}$ ),高Sr( $949 \times 10^{-6} \sim 1497 \times 10^{-6}$ ),高Sr/Y比值( $54 \sim 108$ ),低Y( $13.29 \times 10^{-6} \sim$

表 4 查保马组火山岩的微量元素组成 ( $\times 10^{-6}$ )

Table 4 Trace element composition ( $\times 10^{-6}$ ) of Chabaoma Formation volcanic rocks in north Tibetan plateau

样号	Rb	Sr	Ba	U	Th	Nb	Ta	Zr	Hf	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn
KP <sub>21</sub> -1-1	181	1008	1614	3.4	32	25	1.5	497	11	17	95	49	13	29	30	99
KP <sub>21</sub> -1-3	175	1118	1523	3.5	31	25	1.3	434	10	14	81	54	13	31	35	89
KP <sub>21</sub> -2-2	172	1037	1454	3.5	27	25	1.3	434	10	12	65	54	15	34	30	86
KP <sub>21</sub> -2-3	167	994	1346	3.6	23	25	1.3	436	10	12	63	59	13	30	29	78
KP <sub>21</sub> -3-2	182	986	1339	4	27	25	1.3	424	10	13	73	71	13	29	44	74
KP <sub>21</sub> -3-4	175	1029	1390	3.1	32	25	1.4	370	8.6	9.5	87	80	14	36	42	86
KP <sub>21</sub> -3-6	167	1056	1516	3.6	32	25	1.4	457	10	17	79	56	14	26	29	80
KP <sub>21</sub> -3-8	168	1008	1417	4.2	30	24	1.4	447	10	16	75	62	13	25	32	79
KP <sub>21</sub> -4-2	177	954	1482	3.8	34	25	1.4	483	11	15	86	54	17	32	33	99
KP <sub>21</sub> -4-3	178	949	1411	4	33	24	1.3	449	10	11	84	45	16	35	35	99
KP <sub>21</sub> -4-4	187	1024	1491	4	37	25	1.4	513	12	11	69	41	12	24	32	80
KP <sub>21</sub> -4-5	179	1497	2160	3.7	37	25	1.5	462	11	15	105	40	13	27	31	103
KP <sub>21</sub> -5-3	175	1015	1596	4.2	35	24	1.4	470	11	14	83	39	11	25	32	94
KP <sub>18</sub> -2-1	146	1120	1803	5.15	37.4	42.3	2.4	513	13.7	9.54	85.4	23.2	13.7	13.2	17.7	138
KP <sub>18</sub> -9-1	137	1261	1695	4.83	34.5	39.2	2.18	489	13.1	9.57	82.1	25.1	14.5	14.1	21.2	107
KP <sub>18</sub> -15-1	166	962	1417	6.7	40.1	41.7	2.54	449	12	9.27	75.3	22.6	16.1	16.8	18.6	106
KP <sub>18</sub> -17-1	152	1127	1621	6.1	41.9	42.3	2.56	486	13.9	9.74	75.1	23.0	14.2	13.4	21.8	124
KP <sub>18</sub> -21-1	159	1120	1553	5.96	41.2	44.5	2.51	487	12.5	9.33	71.6	24.1	12.5	13.4	25.9	105

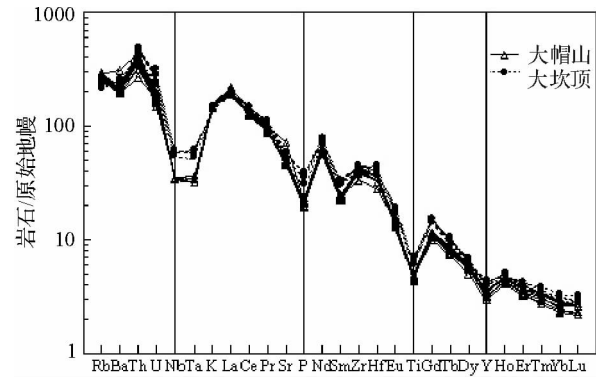


图 7 查保马组火山岩的微量元素比值蛛网图(原始地幔标准化值据 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 7 Trace elements spidergrams of Chabaoma Formation volcanic rocks in Zhuonaihu area

$19.87 \times 10^{-6}$ , 平均  $16.27 \times 10^{-6}$ ), 低 Yb ( $1.11 \times 10^{-6} \sim 1.66 \times 10^{-6}$ , 平均  $1.37 \times 10^{-6}$ ), 负 Eu 异常不明显 ( $Eu/Eu^* = 0.74 \sim 0.87$ ), 以及明显的 Nb、Ta 亏损, 因而与常见的中酸性火山岩成分(毛建仁等, 1990; Defant and Drummond, 1990) 有显著区别。

火山岩高  $K_2O$ , 可能与壳源物质的熔融深度有关。已有的研究表明, 在角闪-榴辉岩相转化带深度范围内, 局部熔融产生的熔体尽管通常是相对富 Na 的, 但随着压力的增加, 熔体中的钾钠比值会升高 (Rapp *et al.*, 1999, 2002; Xiao and Clemens, 2006), 因而其熔体在压力较高的条件下形成时也可以相对富集 K。特别是青藏高原这样一个巨量增厚的地壳加厚区, 其大陆下地壳所处的压力明显较大, 因此由青藏高原大陆下地壳物质部分熔融所形成的岩浆必然出现高钾

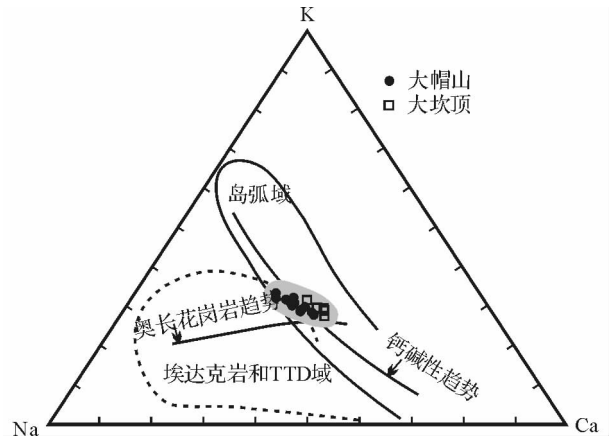


图 8 查保马组火山岩的 Na-K-Ca 图解(据 Defant *et al.*, 2002)

Fig. 8 Na-K-Ca diagram of Chabaoma Formation volcanic rocks in Zhuonaihu area

的岩石地球化学特点。火山岩低 Y 和低 HREE, 是由于石榴石有优选富集 Y 和 HREE 的特点, 暗示火山岩的源区物质在部分熔融时有石榴石残留矿物相的稳定存在。高 Sr 和 Eu 异常不明显则表明源区物质在部分熔融时无斜长石的残留 (Rapp *et al.*, 1999, 2002)。因此, 这些特殊的岩石地球化学组成暗示查保马组火山岩与常见的中酸性火山岩有明显区别, 而与埃达克质火山岩的岩石地球化学成分相当 (Defant and Drummond, 1990; 张旗等, 2001, 2002, 2003; 许继峰和王强, 2003; 赖绍聪, 2003; Xiao and Clemens, 2007)。在 Na-K-Ca 图解(图 8)中, 查保马组火山岩的成分点位于埃达克岩 (Adakite) 区靠 K 端元的一侧及其附近, 并显示了火山岩具

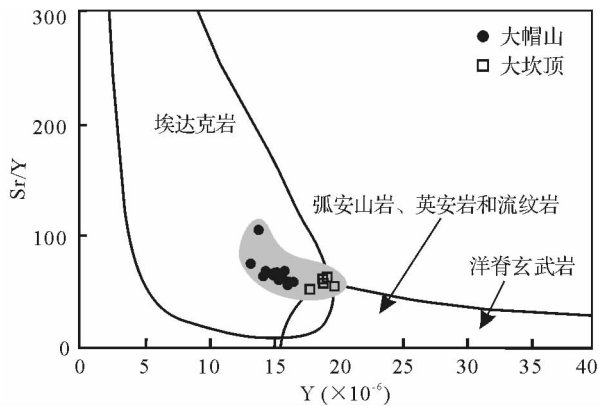


图9 查保马组火山岩的 Sr/Y-Y 图解 (据 Defant *et al.*, 1990)

Fig. 9 Sr/Y-Y diagram of Chabaoma Formation volcanic rocks in Zhuonaihu area

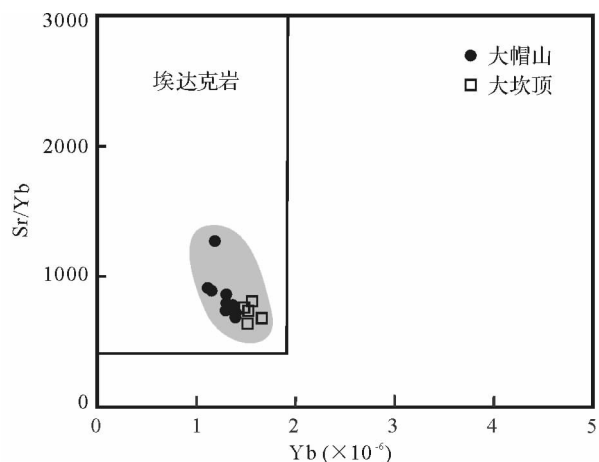


图10 查保马组火山岩的 Sr/Yb-Yb 图解 (据 Kay *et al.*, 2002)

Fig. 10 Sr/Yb-Yb diagram of Chabaoma Formation volcanic rocks in Zhuonaihu area

有钙碱性岩系的趋势和高钾的岩石地球化学特征。在 Sr/Y-Y 图解(图9)和 Sr/Yb-Yb 图解(图10)中,火山岩的成分点均位于埃达克岩(Adakite)区。此外,火山岩还具有  $K_2O/Na_2O > 1$  (1.2 ~ 1.4) 和  $Mg^\#$  值的平均值为 0.40 (表2) 的成分特点。因此,查保马组火山岩在岩石地球化学成分上属钾质埃达克岩(张旗等,2004)。

晚新生代时期,青藏高原业已进入板内作用阶段,洋壳俯冲等大规模的板块构造活动已不存在(李德威,1995,2004),岩浆起源是由高原地壳加厚作用引起下部地壳物质部分熔融所致。查保马组埃达克质火山岩的钾玄武岩系列的岩石地球化学特征即表明其形成于大陆板内构造环境(莫宣学等,2003)及地壳加厚背景之下(郭正府等,1998)。因此,查保马组新生代钾质埃达克岩应属 C 型埃达克岩(张旗等,2001,2002)。而 Xiao and Clemens (2007) 的研究证明,富钾

的 C 型埃达克岩的形成深度可大于 60km。

利用查保马组钾玄武岩系列钾质 C 型埃达克岩的化学成分,依据  $h(\text{深度}) = 18.2 \times K_{60} + 0.45$  (Condie, 1982), 可以估算出查保马组火山岩形成时其陆壳厚度大致为 75 ~ 80km。因此,随着青藏高原北部新生代大陆板内地壳巨量增厚,处于高温流动状态的下地壳发生部分熔融和岩石相变,当由角闪岩相转变为石榴辉石岩相并发生部分熔融时,斜长石将分解并向熔体中释放大量的 Sr 和 Eu,而熔融出来的熔体因石榴石的残留致使熔体中的重稀土元素及 Y、Yb 等元素亏损。故查保马组钾质 C 型埃达克岩应源自石榴石稳定的相当于榴辉岩相的大陆下地壳。这与火山岩中发育镁铁质壳源包体的现象相吻合。

青藏高原的隆升与其地壳加厚密切相关(李德威,1995,2004;许继峰和王强,2003)。大陆造山带普遍存在地壳加厚现象,地壳加厚会强烈地影响到下地壳的热状态(Butler *et al.*, 1997; Patino and McCarthy, 1998),处于异常温压状态的下地壳显示出韧性和粘塑性的特征,从而利于下地壳物质发生流动造成地壳加厚(李德威,1995;2004),并易于流体活动和部分熔融的发生,因而大陆造山带下地壳是壳源岩浆发育的最有利部位,从而为源自下地壳的中酸性火山岩的起源提供了十分有利的大陆动力学背景(李德威,1995;2004)。青藏高原北部查保马组钾质 C 型埃达克岩正是在这种特定的大陆板内构造背景下所形成。

查保马组钾质 C 型埃达克岩的  $13.09 \pm 0.56 \sim 18.28 \pm 0.72\text{Ma}$  形成年龄,与青藏高原广泛出现的埃达克质岩的形成时代 10 ~ 44Ma(谭富文等,2000;李光明,2000;Lai *et al.*, 2001) 一致。这暗示了青藏高原北部在始新世时期其地壳即已开始加厚,至中新世时,其地壳已加厚到了 75 ~ 80km。

## 5 结论

(1) 查保马组火山岩为一钾质 C 型埃达克岩,岩石类型为粗面安山岩、粗面岩和粗面英安岩,形成于新近纪中新世 ( $N_1$ ) 时期,锆石的 SHRIMP U-Pb 年龄为  $13.09 \pm 0.56 \sim 18.28 \pm 0.72\text{Ma}$ 。查保马组的岩石地层单位应以  $N_{1c}$  表示;

(2) 查保马组钾质 C 型埃达克岩具有特殊的岩石地球化学组成,具体表现为  $SiO_2 > 59.48\%$ , 高  $Mg^\#$ , 高  $K_2O$ , 高  $K_2O/Na_2O$  比值, LREE 强烈富集, HREE 明显亏损, 高 Sr, 高 Sr/Y 比值, 低 Y, 低 Yb, Eu 异常不明显, 以及显著的 Nb、Ta 亏损。源区物质组成相当于榴辉岩相的下地壳;

(3) 查保马组钾质 C 型埃达克岩形成于青藏高原北部新生代大陆地壳加厚环境之下,是因青藏高原北部地壳巨量增厚(厚度为 75 ~ 80km) 引起榴辉岩相的下地壳物质部分熔融的岩浆产物。

致谢 成文过程中得到了中国地质大学(武汉)吴元保教授、肖龙教授的宝贵建议,特此致谢。



## References

- Condie KJ. 1982. Plate Tectonics and Crust Evolution. Oxford: Pergamon Press, 73 – 120
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Qinghai Province. 1992. 1 : 200000 regional geological report of Tahetuobanri map-Hoh Xil lake map. 172 – 179 (in Chinese)
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Qinghai Province. 1997. Stratigraphy (lithostratic) of Qinghai Province. Wuhan: China University of Geosciences Press, 293 – 294 (in Chinese)
- Butler RWH, Harris NBW and Whittington AG. 1997. Interaction between deformation, magmatism and hydrothermal activity during active crustal thickening: A field example from Nanga Parbat, Pakistan Himalayas. Mineralogical Magazine, 61 : 37 – 52
- Compston W, Williams IS, Krischvink JL *et al.* 1992. Zircon U-P ages of early Cambrian time-scale. J. Geol. Soc., 149 : 171 – 184
- Defant MJ and Drummond MS. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subduction lithosphere. Nature, 347 : 662 – 665
- Defant MJ, Xu JF, Kepezhinskas P *et al.* 2002. Adakites: Some variations on a theme. Acta Petrologica Sinica, 18(2) : 129 – 142
- Deng WM, Zheng XL and YuKio M. 1996. Petrological characteristics and ages of Cenozoic volcanic rocks from the Hoh Xil Mts., Qinghai province. Acta Petrologica et Mineralogica, 15(4) : 289 – 298
- Guo ZF, Deng JF, Xu ZQ *et al.* 1998. Late Palaeozoic-Mesozoic intracontinental orogenic process and intermediate-acidic igneous rocks from the eastern Kunlun mountains of northwestern China. Geoscience, 12(3) : 344 – 352 (in Chinese with English abstract)
- Hoskin PWO and Schaltegger U. 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 53 : 27 – 55
- Hou ZQ, Mo XX, Gao YF *et al.* 2003. Adakite: A possible host rock for porphyry copper deposits: Case studies of porphyry copper belts in Tibetan Plateau and in northern Chile. Mineral Deposits, 22(1) : 1 – 12 (in Chinese with English abstract)
- Hou ZQ, Gao YF, Meng XJ *et al.* 2004. Genesis of adakitic porphyry and tectonic controls on the Gangdese Miocene porphyry copper belt in the Tibetan orogen. Acta Petrologica Sinica, 20(2) : 239 – 248 (in Chinese with English abstract)
- Kay RW and Kay SM. 2002. Andean adakites: Three ways to make them. Acta Petrologica Sinica, 18 : 303 – 311
- Lai SC, Liu CY and O'Reilly SY. 2001. Petrogenesis and its significance to continental dynamics of the Neogene high-potassium calc-alkaline volcanic rock association from north Qiangtang, Tibetan Plateau. Science in China (D), 44(Suppl) : 45 – 55
- Lai SC. 2003. Identification of the Cenozoic adakitic rock association from Tibetan Plateau and its tectonic significance. Earth Science Frontiers, 10(4) : 407 – 415 (in Chinese with English abstract)
- Le Maitre RW, Bateman P, Dudek A *et al.* 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell Scientific Publication, Oxford, 193
- Li DW. 1995. On continental tectonics and its dynamics. Earth Science (Journal of China University of Geosciences), 20(1) : 19 – 26 (in Chinese with English abstract)
- Li DW. 2004. Late Cenozoic intraplate orogeny and dynamic metallogeny in the southern Qinghai-Tibet Plateau. Earth Science Frontiers, 11(4) : 361 – 370 (in Chinese with English abstract)
- Li GM. 2002. Petrological characteristics of the Cenozoic volcanic rocks in Qiangtang, north Tibet and their origin. Geology Geochemistry, 28(2) : 38 – 44 (in Chinese with English abstract)
- Mao JR, Su YX, Chen SY *et al.* 1990. Felsic intrusions and mineralization in the middle and lower parts of Yangtze River. Beijing: Geological Publishing House, 1 – 191 (in Chinese with English abstract)
- Mo XX, Zhao ZD, Deng JF *et al.* 2003. Response of volcanism to the India-Asia collision. Earth Science Frontiers, 10(3) : 135 – 148 (in Chinese with English abstract)
- Patino DAE and Mearthy TC. 1998. Melting of Crustal Rocks During Continental Collision and Subduction. Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 27 – 55
- Rapp RP, Shimizu N, Norman MD *et al.* 1999. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: Experimental constraints at 3.8 GPa. Chem. Geol., 160 : 335 – 356
- Rapp RP, Xiao L and Shimizu N. 2002. Experimental constraints on the origin of potassium-rich adakites in eastern China. Acta Petrologica Sinica, 18(3) : 293 – 302
- Rickwood PC. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. Lithos, 22 : 247 – 263
- Rui ZY, Hou ZQ, Li GM *et al.* 2006. Subduction, collision, deep fracture, adakite and porphyry copper deposits. Geology and Prospecting, 42(1) : 1 – 6 (in Chinese with English abstract)
- Sun SS and McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes: In Saunders AD and Norry MJ (eds). Magmatism in the ocean basins. London, Geological Society Special Publication, 345
- Tan FW, Pan GT and Xu Q. 2000. The uplift of Qinghai-Xizang plateau and geochemical characteristics of Cenozoic volcanic rocks from the center of Qiangtang, Xizang. Acta Petrologica Mineralogica, 19 : 121 – 130 (in Chinese with English abstract)
- Wei QR and Wang JH. 2004. Study on petrology and mineralogy of mafic deep-derived enclaves in Liuhe-Xiangduo area, eastern Tibet. Journal of Mineralogy and Petrology, 24(1) : 17 – 28 (in Chinese with English abstract)
- Wu YB and Zheng YF. 2004. Genesis of zircon and its constraints on interpretation of U-Pb age. Chinese Science Bulletin, 15 : 13 – 28
- Xiao L and Clemens JD. 2007. Origin of potassic (C-type) adakite magmas: Experimental and field constraints. Lithos, 95 : 399 – 414
- Zhang Q, Wang Y, Qian Q *et al.* 2001. The characteristics and tectonic-metallogenic significances of the adakites in Yanshan period from eastern China. Acta Petrologica Sinica, 17(2) : 236 – 244 (in Chinese with English abstract)
- Zhang Q, Wang Y, Liu W *et al.* 2002. Adakite: Its characteristics and implications. Geological Bulletin of China, 21(7) : 236 – 244 (in Chinese with English abstract)
- Zhang Q, Wang Y, Liu HT *et al.* 2003. On the space-time distribution and geodynamic environments of adakites in China (Annex: Controversies over differing opinions for adakites in China. Earth Science Frontiers, 10(4) : 385 – 400 (in Chinese with English abstract)
- Zhang Q, Xu JF, Wang Y *et al.* 2004. Diversity of adakite. Geological Bulletin of China, 23(9 – 10) : 959 – 965 (in Chinese with English abstract)

## 附中文参考文献

- 邓万明, 郑锡刚, 松本征夫. 1996. 青海可可西里地区新生代火山岩的岩石特征与时代. 岩石矿物学杂志, 15(4) : 289 – 298
- 郭正府, 邓晋福, 许志琴等. 1998. 青藏东昆仑晚古生代末-中生代中酸性火成岩与陆内造山过程. 现代地质, 12(3) : 344 – 352
- 侯增谦, 莫宣学, 高永丰等. 2003. 埃达克岩: 斑岩铜矿的一种可能的重要含矿母岩-以西藏和智利斑岩铜矿为例. 矿床地质, 2003, 22(1) : 1 – 12
- 侯增谦, 高永丰, 孟祥金等. 2004. 西藏冈底斯中新世斑岩铜矿带: 埃达克质斑岩成因与构造控制. 岩石学报, 20(2) : 239 – 248
- 赖绍聪. 2003. 青藏高原新生代埃达克岩的厘定及其意义. 地学前缘, 10(4) : 407 – 415
- 李德威. 1995. 再论大陆构造与动力学. 地球科学—中国地质大学学报, 20(1) : 19 – 26

- 李德威. 2004. 青藏高原南部晚新生代板内造山与动力成矿. 地学前缘, 11(4): 361-370
- 李光明. 2000. 藏北羌塘地区新生代火山岩岩石特征及其成因探讨. 地质地球化学, 28(2): 38-44
- 毛建仁, 苏郁香, 陈三元. 1990. 长江中下游酸性侵入岩与成矿. 北京: 地质出版社, 1-191
- 莫宣学, 赵志丹, 邓晋福等. 2003. 印度-亚洲大陆主碰撞过程的火山作用响应. 地学前缘, 10(3): 135-148
- 青海省地质矿产局. 1992. 1:20万塔鹤托坂日幅-可可西里湖幅区域地质调查报告. 172-179
- 青海省地质矿产局. 1997. 青海省岩石地层. 武汉: 中国地质大学出版社, 293-294
- 芮宗瑶, 侯增谦, 李光明等. 2006. 俯冲、碰撞、深断裂和埃达克岩与斑岩铜矿. 地质与勘探, 42(1): 1-6
- 谭富文, 潘桂棠, 徐强. 2000. 羌塘腹地新生代火山岩的地球化学特征与青藏高原隆升. 岩石矿物学杂志, 19(2): 121-130
- 魏启荣, 王江海. 2004. 青藏东缘六合-香多镁铁质深源包体的岩石学和矿物学研究. 矿物岩石, 24(1): 17-28
- 吴元宝, 郑永飞. 2004. 锆石成因矿物学研究及其 U-Pb 年龄解释的制约. 科学通报, 49(16): 1589-1604
- 许继峰, 王强. 2003. Adakitic 火成岩对大陆地壳增厚过程的指示: 以青藏北部火山岩为例. 地学前缘, 10(4): 401-406
- 张旗, 王焰, 刘红涛等. 2003. 中国埃达克岩的时空分布及其形成背景——附:《国内关于埃达克岩的争论》. 地学前缘, 10(4): 385-400
- 张旗, 王焰, 刘伟等. 2002. 埃达克岩的特征及其意义. 地质通报, 21(7): 431-435
- 张旗, 王焰, 钱青等. 2001. 中国东部燕山期埃达克岩的特征及其构造-成矿意义. 岩石学报, 17(2): 236-244.
- 张旗, 许继峰, 王焰等. 2004. 埃达克岩的多样性. 地质通报, 23(9-10): 959-965