

# 新疆贝勒库都克铝质 A 型花岗岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄、地球化学及其成因

杨高学<sup>1)</sup>, 李永军<sup>1)</sup>, 司国辉<sup>2)</sup>, 吴宏恩<sup>3)</sup>, 金朝<sup>1)</sup>

1) 西部矿产资源与地质工程教育部重点实验室, 长安大学地球科学与资源学院, 西安, 710054;

2) 陕西西安地质矿产勘察开发院, 西安, 710100;

3) 新疆维吾尔自治区有色地质矿产勘察院, 乌鲁木齐, 830000

**内容提要:**新疆东准噶尔卡拉麦里地区是一个重要的锡成矿带, 分布有多种类型花岗岩。贝勒库都克岩体位于锡成矿带中部, 由黑云母正长花岗岩和黑云母二长花岗岩组成。本文通过精确的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年获得贝勒库都克含锡黑云母正长花岗岩年龄为  $283 \pm 2$  Ma, MSWD=0.14(95%置信度), 时代属于早二叠世, 这与东准噶尔后碰撞深成岩浆活动的范围(330~265 Ma)相吻合。岩石地球化学研究表明, 贝勒库都克岩体富硅( $\text{SiO}_2 = 75.25\% \sim 76.67\%$ ), 低铝( $\text{Al}_2\text{O}_3 = 11.91\% \sim 12.86\%$ ), 贫镁( $\text{MgO} = 0.02\% \sim 0.18\%$ )和钙( $\text{CaO} = 0.39\% \sim 0.89\%$ ), 富碱( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8.08\% \sim 8.97\%$ ),  $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{NK}/\text{A} = 0.86 \sim 0.95$  (平均 0.92),  $\text{A}/\text{NCK} = 0.97 \sim 1.02$ , 富集 Rb、K 等大离子亲石元素及 Zr、Hf 等高场强元素, Ba、Nb、Sr 强烈亏损,  $\delta\text{Eu} = 0.01 \sim 0.11$ , 其  $\text{FeO}_t/\text{MgO}$  (12.71~84.51, 平均 34.55) 和  $10000\text{Ga}/\text{Al}$  (2.97~4.20) 值大, HFSE 元素 ( $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y} = 191.8 \times 10^{-6} \sim 353.3 \times 10^{-6}$ ) 含量高, 明显不同于典型的 I 型和 S 型花岗岩, 基本属于典型的铝质 A 型花岗岩。年代学和地球化学综合研究表明, 贝勒库都克铝质 A 型花岗岩是壳幔混合成因, 是准噶尔地区后碰撞幔源岩浆底侵作用导致大陆地壳垂向生长过程的记录者。

**关键词:** 锆石 LA-ICP-MS U-Pb 测年; 地球化学; 铝质 A 型花岗岩; 贝勒库都克; 新疆

大多数学者研究认为, 与锡成矿有关的花岗岩主要是起源于富锡的地壳物质的部分熔融, 成因类型为 S 型花岗岩(伍勤生等, 1984; 毛景文等, 1987; 尹意求, 1990; Schwartz et al., 1995; Mlynarczyk and Williams-Jones, 2005)。但随着对花岗岩及相关矿床研究的不断深入, 在世界各地陆续发现了与 A 型花岗岩有密切成因关系的原生锡矿床, 如加拿大(Liverton and Botelho, 2001)、巴西(Lenharo et al., 2003)。在我国目前已报道新疆(毕承思等, 1992, 1993, 唐红峰等, 2007)、湖南(郑基俭和贾宝华, 2001; 毛景文等, 2004; 蒋少涌等, 2006)、四川(曲晓明等, 2002)和江西(邱检生等, 2005)等少数地方也发育与 A 型花岗岩有关的锡矿床。

近年来, 东准噶尔卡拉麦里地区与锡矿相关的碱性花岗岩带是研究的热点, 对卡拉麦里地区侵入岩的深入研究积累了大量同位素年龄资料(刘家远和袁奎

荣, 1995; 孙桂华等, 2005; 汤好书等, 2006; 李文铅等, 2006; 吴昌志等, 2006; 苏玉平等, 2006; 林锦富等, 2007; 唐红峰等, 2007; 李月臣等, 2007; 杨高学等, 2009), 为建立准噶尔地区构造格架和恢复岩浆演化事件提供了最有力的证据。目前, 有锡矿产出的贝勒库都克岩体年龄说法不一: 刘家远和袁奎荣(1995)测得贝勒库都克岩体 Rb-Sr 等时线年龄 287 Ma 和单颗粒锆石年龄 313 Ma, 锡石石英脉锆石 U-Pb 年龄为  $264 \pm 3$  Ma; 赵东林等(1997)用同样方法在老鸦泉(属于贝勒库都克岩体)获得年龄  $302 \pm 3$  Ma; 陈富文等(1999)在干梁子(属于贝勒库都克岩体)获得 Rb-Sr 等时线年龄  $305 \pm 25$  Ma; 田慧新等(1990)测得单颗粒锆石年龄为  $310 \pm 6$  Ma; 汤好书等(2006)获得贝勒库都克岩体锡矿成矿 K-Ar 年龄为  $296 \pm 3$  Ma, 而贝勒库都克岩体成岩年龄在 320~296 Ma 之间; 唐红峰等(2009)获得贝勒库都克岩体锡矿成矿 K-Ar 年龄为

注: 本文为国家自然科学基金项目(编号 40534020); 中央高校基本科研业务费专项资金(编号 CHD2010ZY005); 区域地质矿产调查项目(编号 QD200508)资助成果。

收稿日期: 2010-03-14; 改回日期: 2010-07-08; 责任编辑: 周健。

作者简介: 杨高学, 男, 1980 年生。博士研究生, 从事于区域地质调查与花岗岩类研究。通讯地址: 710054, 西安市雁塔南路 126 号长安大学资源学院; Email: mllygx@126.com。

305~315 Ma。由于 Rb-Sr 体系和 K-Ar 体系的封闭温度都相对较低,往往反映的是后期热事件的年龄,而锆石 U-Pb 体系的封闭温度通常大于 800℃,能够很好的反映岩石的结晶年龄。为此,笔者在进行“新疆青河、奇台县红柳沟—苏吉泉一带 1:5 万区域地质矿产调查”项目时,对该岩体进行高精度 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年,同时,进行了地球化学特征与成因探讨。

### 1 区域地质概况及岩石学特征

卡拉麦里造山带位于准噶尔盆地东北缘,由西伯利亚板块和准噶尔板块碰撞缝合形成,是中亚构造框架一个非常重要的构造单元,北以阿尔曼太断裂为界,南以卡拉麦里断裂为界(图 1)。区内出露的地层以下石炭统黑山头组中酸性、中基性火山碎屑岩和凝灰质以及下石炭统姜巴斯套组凝灰质粉砂

岩、火山碎屑岩为主。北西向延伸的蛇绿岩带沿以向南西逆冲推覆为主,以左行走滑为辅的卡拉麦里深大断裂断续分布,其形成时代为早泥盆世,可能是小洋盆的洋壳残片(李锦轶等,1990;李锦轶,1995),蛇绿岩呈岩片或岩块混杂于中泥盆统复理石及早石炭世早期火山复理石中(徐新等,2006),其上为早石炭世晚期岛弧相火山岩及其碎屑岩不整合覆盖。区内发育北西、东西向和北东向断裂,其中以北西向卡拉麦里断裂为最大,东西向断裂被北西向断裂贯通,同时又被北东向构造切割,卡拉麦里地区锡矿分布明显受断裂控制。东准噶尔地区在晚石炭世遭受了比较强烈构造热事件的改造,导致了该区晚古生代花岗岩的形成(李锦轶等,2000),富碱花岗岩类出露面积约 1100 km<sup>2</sup>,由不同期次、大小不等的岩体组成,如库布苏南岩体、黄羊山花岗岩体、贝勒库都克花岗岩体。它们多为岩基状分布(少数呈岩枝状),

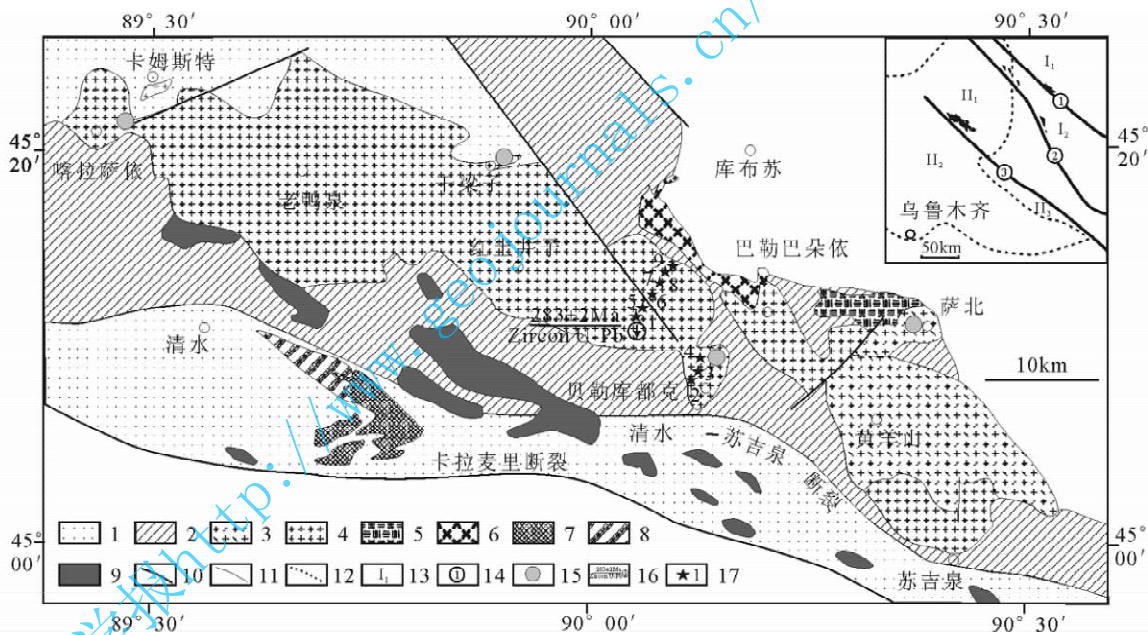


图 1 新疆东准噶尔贝勒库都克锡矿带地质简图(据李锦轶等,1990;毕承思等,1993;刘家远等,1996 和唐红峰等,2009 修改)

Fig. 1 Geological map of the Beilekuduke tin metallogenic belt, East Junggar, Xinjiang (modified after Li et al., 1990; Bi et al., 1993; Liu et al., 1996 and Tang et al., 2009)

- 1—姜巴斯套组;2—黑山头组;3—碱性花岗岩;4—碱长花岗岩;5—二长花岗岩;6—花岗闪长岩;7—石英闪长岩;8—斜长花岗岩;9—蛇绿混杂岩;10—断裂;11—地层边界;12—构造区分界;13—构造区编号;14—断裂编号;15—锡矿点;16—LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄和位置;17—样品位置及编号;I<sub>1</sub>—阿尔泰构造带;I<sub>2</sub>—额尔齐斯构造带;II<sub>1</sub>—卡拉麦里构造带;II<sub>2</sub>—准噶尔盆地;II<sub>3</sub>—将军庙构造带;①—额尔齐斯断裂;②—阿尔曼太断裂;③—卡拉麦里断裂

- 1—Jiangbasitaozu Formation; 2—Heishantou Formation; 3—alkali granite; 4—alkali-feldspar granite; 5—monzogranite; 6—granodiorite; 7—quartz diorite; 8—plagiogranite; 9—ophiolite mélange; 10—fault; 11—stratigraphic boundary; 12—tectonic belt boundary; 13—tectonic zone number; 14—fault number; 15—tin deposits; 16—LA-ICP-MS zircon U-Pb age and location; 17—samples site and number; I<sub>1</sub>—Altay tectonic belt; I<sub>2</sub>—Eerqisi tectonic belt; II<sub>1</sub>—Kalamaili tectonic belt; II<sub>2</sub>—Junggar basin; II<sub>3</sub>—Jiangjunmiao tectonic belt; ①—Eerqisi fault; ②—Aermantai fault; ③—Kalamaili fault

具有超酸、高碱、富挥发份(F)、高分异指数、高 F/Cl 和 Rb/Sr 比值的特点。

贝勒库都克岩体呈条带状就位于卡拉麦里深大断裂带的东北侧(图 1),出露面积约 350 km<sup>2</sup>,侵入于石炭系黑山头组凝灰质粉砂岩和姜巴斯套组火山碎屑岩中,岩体与围岩呈明显侵入接触关系,接触面倾向围岩,局部与围岩接触处花岗岩一侧常见 10~20 cm 厚的具细粒结构的冷凝边,围岩也有不同程度的热变质。岩体主体为黑云母正长花岗岩,在局部发育少量黑云母二长花岗岩。

黑云母正长花岗岩:岩石呈浅肉红色,具中—细粒花岗结构、斑状结构、文象结构等,块状构造。主要矿物组成为碱性长石(35%~65%)、石英(20%~30%)、斜长石(10%~35%)及黑云母(1%~5%),次要矿物有角闪石,副矿物有磁铁矿、锆石、磷灰石、萤石和锡石等。碱性长石以正条纹长石为主,斜长石为更长石( $An=22\sim 27$ ),普遍发育聚片双晶,黑云母常常包裹锆石等副矿物,在其内部形成多色晕圈,部分黑云母已蚀变成绿泥石、绢云母。

黑云母二长花岗岩:岩石呈灰白色,具似斑状结构、文象结构等,块状构造。斑晶主要为钾长石(5%~10%),具有条纹结构,为条纹长石,次为石英(1%~5%)。基质主要矿物组成为钾长石(35%~50%)、石英(20%~30%)、斜长石(15%~35%)及黑云母(1%~5%),副矿物有磁铁矿、锆石、磷灰石和萤石等。

## 2 样品及分析方法

用于 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年的样品采自新鲜的中粗粒黑云母正长花岗岩,地理坐标为 45°11'6"N, 90°1'30"E。用于主量元素和微量元素分析的样品位置见图 1,5 个样品为黑云母正长花岗岩,4 个为黑云母二长花岗岩。

岩石主量元素和微量元素分析均在宜昌地质矿产研究所完成。主量元素用 XFS X 射线荧光光谱和 GFAAS 原子吸收光谱法分析,元素分析误差小于 2.5%,氧化物总量介于 99.75%~100.25%。FeO 用湿化学分析测定,烧失量(LOI)在烘箱中经 1000℃高温烘烤 90 min 后称重获得。微量元素和稀土元素采用 ICP-MS 法分析测定,样品测试经 BHVO-2、AGV-1、BCR-2 国际标样监控,多数微量元素的分析精度优于 5%。激光剥蚀电感耦合等离子体质谱(LA-ICP-MS)原位 U-Pb 定年在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成。首先使用常规的

重液浮选和电磁分离方法挑选出锆石,然后在双目镜下根据锆石颜色、自形程度、形态和透明度等特征初步分类,挑选出具有代表性的锆石,用环氧树脂固定,待其充分固化后抛光至锆石露出核部,进行锆石 CL 显微图像分析。锆石 U-Pb 同位素测定在西北大学大陆动力学国家重点实验室用德国 MicroLas 公司生产的 GeoLas200 M 激光剥蚀系统与 Elan 6100DRC ICP-MS 联机上测定,分析采用的激光斑束直径为 30 μm,激光脉冲为 10 Hz,能量为 32~36 mJ,激光剥蚀样品的深度为 20~40 μm。锆石年龄测定采用国际标准锆石 91500 作为外部标准物质。详细分析步骤和数据处理方法参见相关文献(袁洪林等,2003;Horn et al.,2000;Ballard et al.,2001;Kosler et al.,2002)。采用 Glitter(ver4.0, Macquarie University)程序对锆石的同位素比值及元素含量进行计算。并按照 Andersen(2002)的方法,用 LAM-ICPMS Common Lead Correction(ver3.15)对其进行了普通铅校正。年龄计算及谐和图采用 Isoplot(ver3.0)完成(Ludwig,1991,1999,2001)。

## 3 分析结果

### 3.1 锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄

从样品中选取的锆石为浅黄色—无色透明,呈正方双锥状、钮柱状及半截锥状自形晶体,晶体长 0.42~0.06 mm,宽 0.15~0.02 mm,柱状长宽比为 2:1~4:1,阴极发光图像表现出典型的岩浆韵律环带和明暗相间的条带结构等(图 2),属于岩浆结晶产物(Pidgeon et al.,1998),需要说明的是,少数锆石颗粒的中心存在老核。

从样品测得的同位素比值和年龄数据(表 1)可见,锆石具有较高的 Th/U 值(为 0.32~0.43),属于典型岩浆成因锆石的范围(Williams et al.,1996;Pidgeon et al.,1998;Claesson et al.,2000;Hoskin and Black,2000)。贝勒库都克岩体锆石微区有效数据点共 8 个,8 个样点<sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb 值非常接近(为 0.0523~0.0600),表明该类锆石为同期岩浆结晶成因。由于<sup>235</sup>U 的衰变比<sup>238</sup>U 快 6.3 倍,放射成因的<sup>207</sup>Pb 在地球早期历史中更为丰富,而显生宙以来<sup>207</sup>Pb 生成率很低,这种变化是显生宙锆石的<sup>207</sup>Pb 计数速率低,而造成<sup>207</sup>Pb 测定的误差较大,使得<sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb 和<sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U 值可信度降低。因此,对于显生宙锆石,一般采用<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U 年龄(Compston et al.,1992)。分析样品的<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U

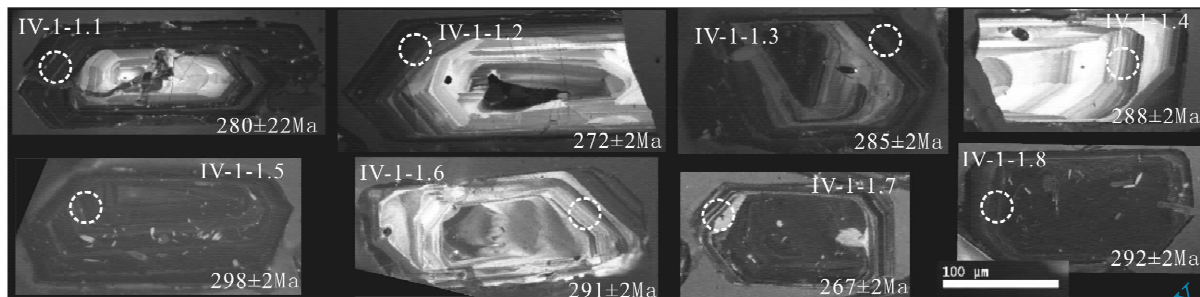


图2 贝勒库都克岩体黑云母正长花岗岩中典型锆石的CL图象

Fig. 2 Cathodoluminescence images of zircon grains from the the biotite syenite granite in Beilekuduke

表1 贝勒库都克岩体 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素分析结果

Table 1 Zircon LA-ICP-MS U-Pb isotopic analysis of the Beilekuduke granite

点号	同位素比值								同位素年龄(Ma)								Th/U
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$		
	比值	1 $\sigma$	比值	1 $\sigma$	比值	1 $\sigma$	比值	1 $\sigma$	年龄	1 $\sigma$	年龄	1 $\sigma$	年龄	1 $\sigma$	年龄	1 $\sigma$	
IV-1-1.01	0.05335	0.00111	0.32659	0.00641	0.04440	0.00031	0.01390	0.00012	344	48	287	5	280	2	279	2	0.34
IV-1-1.02	0.05444	0.00092	0.32323	0.00497	0.04307	0.00030	0.01345	0.00009	389	39	284	4	272	2	270	2	0.32
IV-1-1.03	0.05565	0.00098	0.34719	0.00558	0.04525	0.00032	0.01410	0.00010	438	40	303	4	285	2	283	2	0.34
IV-1-1.04	0.05370	0.00112	0.33790	0.00646	0.04563	0.00036	0.01407	0.00019	358	29	296	5	288	2	282	4	0.40
IV-1-1.05	0.05444	0.00097	0.35559	0.00580	0.04737	0.00034	0.01480	0.00010	389	41	309	4	298	2	297	2	0.37
IV-1-1.06	0.05540	0.00084	0.35220	0.00459	0.04610	0.00033	0.01442	0.00014	428	17	306	3	291	2	289	3	0.35
IV-1-1.07	0.05998	0.00110	0.35013	0.00593	0.04234	0.00031	0.01308	0.00008	603	41	305	4	267	2	263	2	0.43
IV-1-1.08	0.05225	0.00087	0.33411	0.00507	0.04638	0.00032	0.01456	0.00010	296	39	293	4	292	2	292	2	0.33

年龄范围在 267~298 Ma,最大的年龄误差 2 Ma,所有数据点集中分布在谐和曲线附近,其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄的加权平均值为  $283 \pm 2$  Ma,  $\text{MSWD} = 0.14$  (95%置信度)(图 3),按照最新国际地质年表中石炭纪和二叠纪划分方案(Gradstein et al., 2004),时代属于早二叠世。

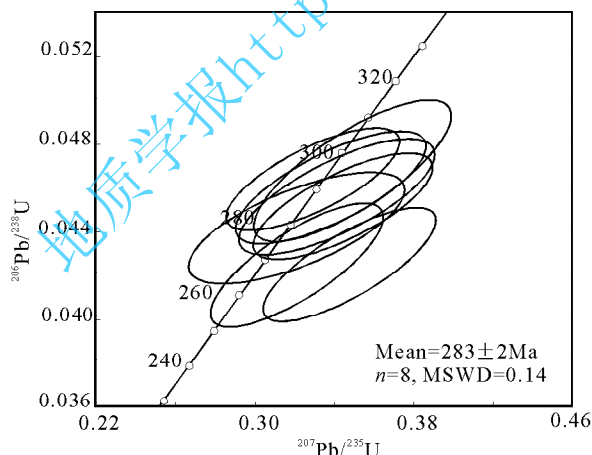


图3 贝勒库都克黑云母正长花岗岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄谐和曲线图

Fig. 3 Concordia plots of LA-ICP-MS zircon U-Pb dating results for the biotite syenite granite from Beilekuduke

### 3.2 主量元素

贝勒库都克黑云母花岗岩岩石化学分析结果及有关参数列于表 2。从表 2 可以看出:黑云母花岗岩具有高硅( $\text{SiO}_2 = 75.25\% \sim 76.67\%$ );相对富铝,绝大多数样品的  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量( $\text{Al}_2\text{O}_3 = 11.91\% \sim 12.86\%$ ) 在 11% 以上,  $\text{A}/\text{CNK}$  值(0.97~1.02) 大于 0.95,属准铝质或弱过铝质 A 型花岗岩;过碱指数( $\text{NK}/\text{A} = 0.86 \sim 0.95$ ) 较低,均在 1.0 以下,而碱性花岗岩则多大于 1.0;岩石的  $\text{Na}_2\text{O}$  和  $\text{K}_2\text{O}$  含量高,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  平均值 8.50%,且  $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$ ;而  $\text{CaO}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{TiO}_2$  和  $\text{P}_2\text{O}_5$  的含量较低( $\text{CaO} = 0.39\% \sim 0.89\%$ ,  $\text{MgO} = 0.02\% \sim 0.18\%$ ,  $\text{TiO}_2 = 0.03\% \sim 0.11\%$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5 = 0.01\% \sim 0.03\%$ ); $\text{FeO}_t/\text{MgO}$  值高(12.71~84.51),平均为 34.55,远高于一般 I 型(991 个样品平均值 2.27)、S 型(578 个样品平均值 2.38)、M 型(17 个样品平均值 2.37) 花岗岩(Whalen et al., 1987),而与世界 A 型花岗岩平均值(13.4)(Turner et al., 1992) 相近;氧化指数变化较大( $W = 0.02 \sim 0.12$ ),不同于一般的 I 型和 S 型花岗岩,而与福建铝质 A 型花岗岩(邱检生等, 2000) 及澳大利亚 A 型花岗岩(Whalen et al., 1987) 的特征基本一致。Eby(1990) 指出,对于高硅

表 2 贝勒库都克岩体岩体常量元素 (%) 和微量元素 ( $\times 10^{-6}$ ) 化学成分

Table 2 Major (%) and trace element ( $\times 10^{-6}$ ) contents of the Beilekuduke granite in East Junggar

元素	正长花岗岩					二长花岗岩				平均值		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	本文	福建	澳大利亚
SiO <sub>2</sub>	76.67	76.37	76.34	75.96	75.88	75.53	75.34	75.33	75.25	75.85	77.49	73.81
TiO <sub>2</sub>	0.11	0.06	0.09	0.03	0.11	0.12	0.16	0.03	0.10	0.09	0.11	0.26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.91	12.22	12.21	12.72	12.2	12.51	12.54	12.86	12.51	12.41	12.24	12.4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	0.16	0.23	0.18	0.15	0.05	0.1	0.08	0.28	0.14	1.24	
FeO	2.22	1.84	1.7	1.7	2.15	1.94	2.25	1.79	1.64	1.91	0.16	1.58
MnO	0.03	0.02	0.02	0.04	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.06	
MgO	0.09	0.04	0.08	0.02	0.1	0.11	0.18	0.04	0.08	0.08	0.08	0.2
CaO	0.56	0.47	0.55	0.39	0.5	0.71	0.89	0.57	0.8	0.6	0.64	0.75
Na <sub>2</sub> O	3.48	4	3.9	4.47	3.61	3.69	3.52	4.4	3.6	3.85	4.16	4.07
K <sub>2</sub> O	4.6	4.54	4.45	4.22	4.88	4.83	4.64	4.57	5.13	4.65	4.23	4.65
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.04	
烧失	0.01	0.01	0.16	0.01	0.1	0.18	0.01	0.07	0.3	0.09	0.24	
总量	99.73	99.73	99.75	99.74	99.72	99.72	99.69	99.78	99.74	99.73	100	
NK/A	0.9	0.94	0.92	0.94	0.92	0.9	0.86	0.95	0.92	0.92	0.93	0.95
A/CNK	1.02	0.99	1	1.01	1.01	0.99	1.01	0.97	0.97	0.99	0.96	0.95
FeO <sub>t</sub> /MgO	25.92	55.01	22.99	84.51	22	18.24	12.71	46.48	23.1	34.55		13.4
W	0.02	0.08	0.12	0.09	0.07	0.03	0.04	0.04	0.15	0.07	0.8	
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	8.08	8.54	8.35	8.69	8.49	8.52	8.16	8.97	8.73	8.50		
Ba	57.6	15.5	27.6	9.04	98.8	146	146	16.2	100	68.53	33.4	352
Rb	230	428	320	598	208	276	217	357	312	327.3	240.8	169
Sr	21.2	7.3	16.2	9.27	38.7	42.1	61.9	12.3	63.2	30.24	3.6	48
Y	82.6	101	80.1	117	64.4	64	51	45.4	88.4	77.10	26.9	75
Zr	154	122	148	146	197	172	153	87.8	159	148.8	80.4	528
Nb	9.76	19	14.4	25.5	8.86	9.54	7.93	33.8	11.2	15.55	24.56	37
Th	20.4	27.4	17.2	46.4	23.1	22.8	19.2	23.4	26.1	25.11	33.6	23
Ga	21.9	26.9	25.8	28.3	19.5	22.3	19.7	27.8	21.8	23.78	18.2	24.6
Ni	3.88	2.32	2.73	2.98	4.11	3.03	3.54	2.79	4	3.26	5.22	1
Cr	4.5	12.2	16	10.6	20.2	12.1	11	24.5	11.4	13.61		
Hf	7.05	8.09	7.3	11.1	7.14	7.33	5.78	10.8	7	7.95	4.44	
Sc	2.61	3.28	2.28	3.28	2.34	2.81	3.33	4.18	2.4	2.95	2.75	4
Ta	0.5	2.31	1.38	4.23	0.59	0.79	0.57	9.6	1.08	2.34	2.34	
Co	1.65	1	1.29	1.2	2.01	1.86	2.43	1.16	1.47	1.56		
Li	88.4	150	38.3	320	20.4	86.1	88.6	14.6	81.6	98.67		
Be	4.99	6.04	7.97	20.5	5.1	7.39	5.18	14.1	5.2	8.50		
B	8.99	7.68	9.49	46.2	7.17	12.6	7.07	9.4	13	13.51		
W	1.26	2.69	2.24	8.9	1.34	1.38	2.38	2.2	2.01	2.71		
Sn	6	19.5	13.5	80	7.6	8	9	9.15	16.5	18.81		
Mo	0.79	0.76	1.33	1.12	2.37	0.83	1.06	0.92	2.52	1.30		
La	37.7	22	25.2	13.7	38.1	33.3	38.2	10.4	22.2	26.76	31	
Ce	86.8	57.8	60	37	83	74.5	76.5	24.8	54.4	61.64	53.9	137
Pr	12.9	8.02	8.59	5.44	12.5	10.2	11.1	3.21	7.43	8.82	6.08	
Nd	49.6	30.4	32.6	19.1	47.5	37.2	39.9	11.6	28	32.88	20.31	
Sm	12.6	9.08	9.11	6.18	12.2	8.72	8.97	3.25	7.24	8.59	3.96	
Eu	0.16	0.022	0.055	0.017	0.2	0.28	0.34	0.034	0.19	0.14	0.36	
Gd	12.1	8.46	8.67	5.86	11.4	8.68	9.17	2.94	7.04	8.26	3.91	
Tb	2.56	2.2	2.03	1.77	2.32	1.76	1.7	0.75	1.68	1.86	0.64	
Dy	14.9	14.8	12.8	13.6	12.8	10.2	9.12	5.6	11.2	11.67	3.79	
Ho	3.09	3.28	2.8	3.32	2.56	2.18	1.88	1.35	2.55	2.56	0.9	
Er	9.02	10.1	8.56	11.6	7.36	6.68	5.56	5.21	8.07	8.02	2.8	
Tm	1.67	2.14	1.72	2.89	1.36	1.31	1.05	1.54	1.7	1.71	0.47	
Yb	10.6	14.6	11.1	22.1	8.71	8.89	6.96	14.6	11.4	12.11	3.28	
Lu	1.48	2.1	1.56	3.4	1.19	1.3	0.97	2.46	1.67	1.79	0.48	
LREE	199.8	127.3	135.6	81.4	193.5	164.2	175	53.3	119.5	138.8		
HREE	138	158.7	129.3	181.5	112.1	105	87.4	79.9	133.7	125.1		
Σ 总量	337.8	286	264.9	263	305.6	269.2	262.4	133.1	253.2	263.9		
LREE/HREE	1.45	0.8	1.05	0.45	1.73	1.56	2	0.67	0.89	1.18		
δEu	0.04	0.01	0.02	0.01	0.05	0.1	0.11	0.03	0.08	0.05		
δCe	0.95	1.05	0.98	1.03	0.91	0.97	0.88	1.03	1.02	0.98		
(La/Yb) <sub>N</sub>	2.4	1.02	1.53	0.42	2.95	2.53	3.7	0.48	1.31	1.82		
(La/Sm) <sub>N</sub>	1.88	1.52	1.74	1.39	1.96	2.4	2.68	2.01	1.93	1.95		
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	0.92	0.47	0.63	0.21	1.06	0.79	1.06	0.16	0.5	0.64		
10000 * Ga/Al	3.68	4.4	4.23	4.45	3.2	3.57	3.14	4.32	3.49	3.83		

注: NK/A = (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) / Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (分子比); A/CNK = Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> / (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O + CaO), 摩尔比; FeO<sub>t</sub> = FeO + 0.9Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; W = Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> / (FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)。福建铝质 A 型花岗岩数据引自邱检生等(2000)中 9 个样品平均值, 澳大利亚铝质 A 型花岗岩 148 个样品平均值数据引自 Whalen 等(1987)。

的( $\text{SiO}_2 > 74\%$ )花岗岩, ( $\text{FeO}_t/\text{MgO}$ )- $\text{SiO}_2$  图解最能有效地把大多数 A 型花岗岩与 I 型和 S 型花岗岩区别开来, 贝勒库都克花岗岩在该图解中落入 A 型花岗岩区(图 4)。贝勒库都克岩体岩石化学特征总体上与铝质 A 型花岗岩相似。

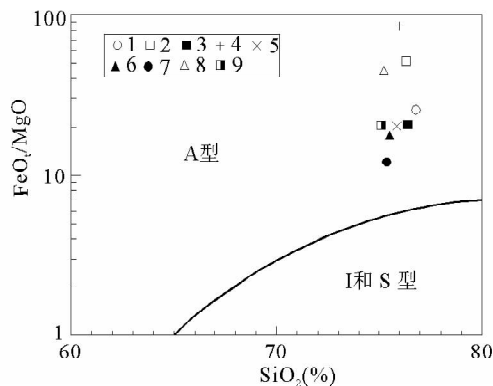


图 4 贝勒库都克岩体  $\text{FeO}_t/\text{MgO}$ - $\text{SiO}_2$  判别图解(据 Eby, 1990)

Fig. 4  $\text{FeO}_t/\text{MgO}$ - $\text{SiO}_2$  discrimination diagram of the Beilekuduke granite (after Eby, 1990)  
1~5—正长花岗岩; 6~9—二长花岗岩; 序号同表 2  
1~5—Syenite granite; 6~9—monzogranite;  
the number same to the table 2

### 3.3 微量元素

贝勒库都克岩体微量及稀土元素含量列于表 2。微量元素总的特点: ① Ga 丰度较高 ( $19.5 \times 10^{-6} \sim 28.3 \times 10^{-6}$ ), 具有较高的  $\text{Ga}/\text{Al}$  ( $\times 10^4$ ) 值 (2.97 ~ 4.20), 均大于 A 型花岗岩的下限值 (= 2.6) (Whalen et al., 1987), 明显高于 I 型和 S 型花岗岩的平均值 (分别为 2.1 和 2.28) (Whalen et al., 1987); ② HFSE 元素含量高, 元素组合  $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y} = 191.8 \times 10^{-6} \sim 353.3 \times 10^{-6}$ , 平均为  $303.1 \times 10^{-6}$ , 略低于 A 型花岗岩下限值 ( $350 \times 10^{-6}$ ) (Whalen et al., 1987); ③ 在原始地幔标准化蛛网图 (Sun and McDonough, 1989) (图 5) 上, 表现为 Rb、Th、La、Ce、Nd、Hf、Zr 和 Sm 富集, 而 Ba、Nb、Sr 强烈亏损, 表明它是一种高演化成分的 A 型花岗岩; ④ 在  $\text{Zr}-10^4 \text{Ga}/\text{Al}$ 、 $\text{Ce}-10^4 \text{Ga}/\text{Al}$ 、 $\text{Nb}-10^4 \text{Ga}/\text{Al}$ 、 $\text{Y}-10^4 \text{Ga}/\text{Al}$ 、 $\text{NKA}-10^4 \text{Ga}/\text{Al}$ 、 $\text{FeO}_t/\text{MgO}$  ( $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$ ) 6 幅图解 (Whalen et al., 1987; Eby, 1990) (图 6) 上, 贝勒库都克岩体不仅与一般的 I、S 和 M 型花岗岩有明显差别, 而且与分异作用完全的 I、S 型长英质花岗岩也能很好地区别开来。因此, 贝勒库都克花岗岩应归属为 A 型花岗岩类。

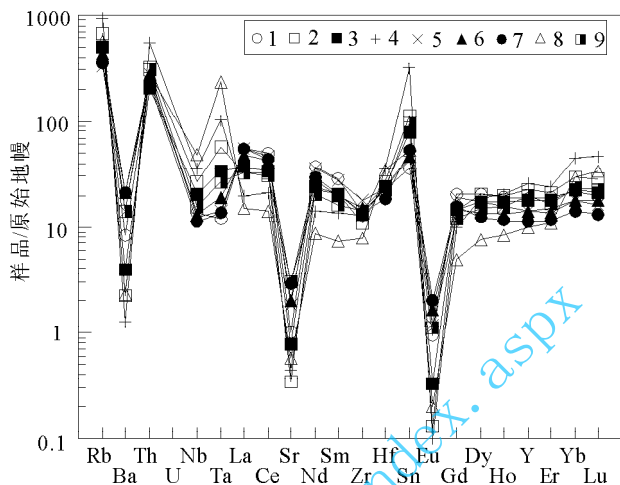


图 5 贝勒库都克岩体原始地幔标准化微量元素蛛网图(据 Pearce 等, 1984)

Fig. 5 Primitive-mantle normalized trace element spidergrams of the Beilekuduke granite (after Pearce et al., 1984)  
原始地幔标准化值来自 Sun and McDonough (1989), 图例同图 4  
Primitive-mantle data from Sun and McDonough (1989), the legend same to Fig. 4

黑云母花岗岩的稀土元素含量较高,  $\Sigma\text{REE}$  大多接近  $300 \times 10^{-6}$ , 是本区与金、铜成矿关系密切的钙碱性花岗岩类 ( $\Sigma\text{REE} = 52.73 \times 10^{-6} \sim 132.58 \times 10^{-6}$ ) 的 2~3 倍 (喻亨祥等, 1998),  $\text{LREE}/\text{HREE} = 0.45 \sim 2.00$ ,  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  均小于 5, 轻、重稀土元素的分馏不明显,  $(\text{La}/\text{Sm})_N = 1.39 \sim 2.68$ ,  $(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 0.16 \sim 1.06$ , 其分馏程度明显不及尼日尼亚及我国山海关等地产于裂谷、类裂谷环境的钠闪石花岗岩 (Bowden and Kinnaird, 1984), 而与祁漫塔格铝质 A 型花岗岩较为相似 (陈丹玲等, 2001)。Eu 的负异常极强,  $\delta\text{Eu} = 0.01 \sim 0.11$ , 表明岩石经历了强烈的斜长石分离结晶作用。稀土元素球粒陨石标准化模式图为典型的 A 型花岗岩所特有的海鸥式 (图 7), 与东准噶尔苏吉泉铝质 A 型花岗岩极为相似。因而, 贝勒库都克花岗岩的主量元素和微量元素均显示了铝质 A 型花岗岩的普遍特征。

## 4 讨论

### 4.1 年龄意义

近年来, 国内学者对贝勒库都克岩体进行了大量的年代学研究 (田慧新等, 1990; 刘家远和袁奎荣, 1995; 赵东林等, 1997; 陈富文等, 1999; 汤好书等, 2006; 唐红峰等, 2007; 李月臣等, 2007), 初步分为两种不同的认识: 一种以刘家远和袁奎荣 (1995) 为代表认为岩体侵位结晶年龄在早二叠世, 另外一种以李月

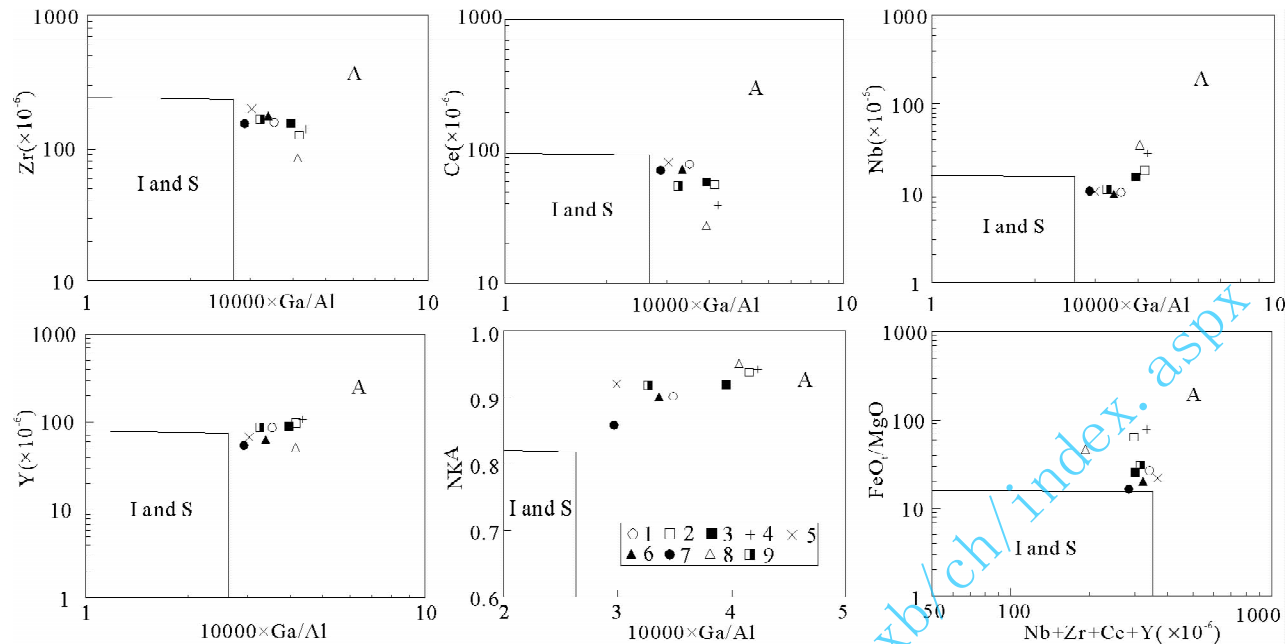


图 6 贝勒库都克岩体 Zr、Ce、Nb、Y、NK/A-10<sup>4</sup>Ga/Al 以及 FeO/MgO-(Zr+Nb+Ce+Y)图解(据 Whalen 等,1987)

Fig. 6 Zr、Ce、Nb、Y、NK/A-10<sup>4</sup>Ga/Al and FeO/MgO-(Zr+Nb+Ce+Y) discrimination diagrams of the Beilekuduke granite (after Whalen et al., 1987)

图例同图 4

The legend same to Fig. 4

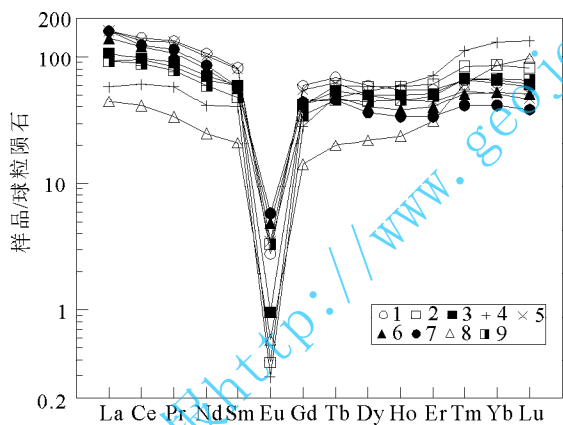


图 7 贝勒库都克岩体稀土元素配分模式图(据亨德森,1989)

Fig. 7 Chondrite-normalized REE patterns of the Beilekuduke granite (after Henderson, 1989)

球粒陨石标准化值来自 Sun 和 Mcdonough(1989),图例同图 4  
Chondrite data from Sun and Mcdonough(1989),  
the legend same to Fig. 4

Ma(韩宝福等,2006),印证了前人的观点,与刘家远和袁奎荣(1995)以及陈富文等(1999)测得贝勒库都克岩体 Rb-Sr 等时线年龄分别为 287 Ma 和 305±25 Ma 在误差范围内一致,与锡石石英脉锆石 U-Pb 年龄为 264±3 Ma 相吻合,同时,与王中刚等(2006)的含锡花岗岩岩浆晚期及期后的碱交代作用(钾化、钠化)对锡在岩体中进一步富集、迁移并成矿的认识相一致,因此,笔者倾向于前一种观点。贝勒库都克 A 型花岗岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄值 283±2 Ma,介于新疆北部后碰撞成矿 3 个高峰期(340~330 Ma, 300~285 Ma,270~260 Ma,王京彬和徐新,2006)的第二成矿高峰期,标志晚石炭世卡拉麦里地区造山作用的结束和板内构造演化的开始,或者说这种后碰撞花岗岩的形成和演化标志了准噶尔地区后碰撞幔源岩浆底侵作用导致大陆地壳垂向生长的过程(李宗怀等,2004)。

#### 4.2 岩石类型及成因

最早的研究认为,A 型花岗岩以富碱、贫水和非造山为标志,它一般是碱过饱和而铝不饱和。但近年来的研究已将 A 型花岗岩的概念外延,A 型花岗岩不仅包括碱过饱和的碱性花岗岩,也包括准铝质、过铝质以及强过铝的铝质 A 型花岗岩。前述贝勒库都克花岗岩的岩石化学及微量元素特征表明,它

臣等(2007)为代表认为岩体侵位结晶年龄在晚石炭世。本文对贝勒库都克岩体进行了精确的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年,笔者认为加权平均<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U 年龄 283±2 Ma 代表了贝勒库都克岩体侵位结晶年龄,属于东准噶尔后碰撞深成岩浆活动的范围 330~265

是典型的铝质 A 型花岗岩, 岩石较高的  $K_2O$ 、 $Na_2O$  含量和高的  $FeO_1/MgO$ 、 $Ga/Al$  比值以及低的  $CaO$ 、 $MgO$ 、 $TiO_2$  和  $P_2O_5$  含量, 明显不同于 I 型和 S 型花岗岩; 多阳离子参数  $R_2$  值 ( $R_2 = 6Ca^{2+} + 2Mg^{2+} + Al^{3+}$ ) 较高, 主要变化于 291.45~349.99 之间, 不同于碱性花岗岩的  $R_2$  值 (多数小于 280); Ti 和 P 的含量均很低, 大部分样品的  $P_2O_5$  含量在 0.01% 以下, 这点与相对富铝的 S 型花岗岩明显有别, 后者常具较高的  $P_2O_5$  含量 (一般大于 0.10%), 且随分异作用的进行  $P_2O_5$  有递增的趋势, 因此, 铝质 A 型花岗岩与 S 型花岗岩富铝的内在原因可能存在本质差别, 其 Ti 和 P 显著偏低的特点反映岩浆经历了高程度的钛铁矿、磷灰石等矿物的分离结晶作用。总之, 贝勒库都克黑云母花岗岩不是分异的 I 或 S 型花岗岩, 也不同于一般的碱性 A 型花岗岩, 而是典型的铝质 A 型花岗岩。

苏吉泉中粒黑云母花岗岩 (与贝勒库都克岩体为同期次铝质 A 型花岗岩) 中的  $\epsilon_{Nd}(t)$  为 5.90~6.30 (苏玉平等, 2006), 萨北中细粒钠铁闪石碱长花岗岩  $\epsilon_{Nd}(t)$  在 5.2~7.1 之间,  $I_{Sr}$  多数在 0.7031~0.7041 之间 (林锦富等, 2007), 产于苏吉泉中粒黑云母碱长花岗岩东侧的斜长花岗岩的  $\epsilon_{Nd}(t) = 9.47$ , 其值明显比黑云母花岗岩高 (唐红峰等, 2007), 贝勒库都克黑云母花岗岩的  $\delta^{18}O$  值为 10.03‰~10.35‰ (刘家远等, 1997), 微量元素蛛网图中元素 Nb 表现为明显亏损, Nb/Ta 值 (3.52~19.52) 较高, 部分样品略高于原始地幔的 Nb/Ta 值 ( $17.5 \pm 2.0$ ) (Green, 1995), 并且略高于分异型花岗岩的 Nb/Ta (2.3~9.9) (Dostal and Chatterjee, 2000), 另外, 东准噶尔后碰撞花岗岩类和基性-超基性杂岩都显示出亏损地幔的 Pb 同位素特征, 这些表明亏损地幔成分在花岗岩类岩浆中占非常重要的地位, 也表明源岩中除了亏损地幔物质之外, 还应有一定量地壳物质的混染, 但也不排除地壳深熔作用或陆下俯冲洋脊活动导致的岩浆活动的可能性 (李锦轶, 1995, 2004; 李锦轶等, 2006; 李小伟等, 2010)。

#### 4.3 构造意义

铝质 A 型花岗岩的产出往往能够指示一定的构造意义。A 型花岗岩的形成均与地壳的拉张作用有关, 因此, 自从 Loiselle 等 (1979) 首次提出 A 型花岗岩的概念以来, 在该方面的研究一直受到国内外地质学的高度关注, 并取得了许多重要成果。近年来的研究表明 (Collins et al., 1982; Whalen et al., 1987; Eby, 1992; 周珣若, 1994; 王德滋等, 1995; 洪大卫等,

1995), A 型花岗岩可细分为非造山和后造山两类, 分别命名为  $A_1$  和  $A_2$  型或 AA 和 PA 型, 它们具有不同的物质来源并分别对应于不同的大地构造环境, 其中,  $A_1$  (或 AA) 型来源于似大洋岛屿玄武岩但侵入于大陆裂谷或在板内岩浆作用期间侵入, 为大陆岩石圈稳定之后的拉张, 是裂谷活动开始的征兆;  $A_2$  (或 PA) 型花岗岩浆则直接起源于经历了陆-陆碰撞或岛弧岩浆作用的陆壳或板下地壳, 标志造山作用结束后不久即开始的拉张, 其规模和深度均较小, 是造山作用结束的标志。在 Nb-Y-Ce (图 8) 和  $R_1$ -Ga/Al (图 9) 判别图上, 样品均落人  $A_2$ 、PA 区。同时, 岩石地球化学特征显示贝勒库都克岩体岩石偏碱性, 属于后碰撞花岗岩。另外, 本文获得的贝勒库都克岩体  $283 \pm 2$  Ma 的成岩年龄显示, 东准噶尔地区在早二叠世已处于后碰撞环境。这也进一步证实了晚古生代后碰撞构造背景下区内地壳的垂向增生作用。

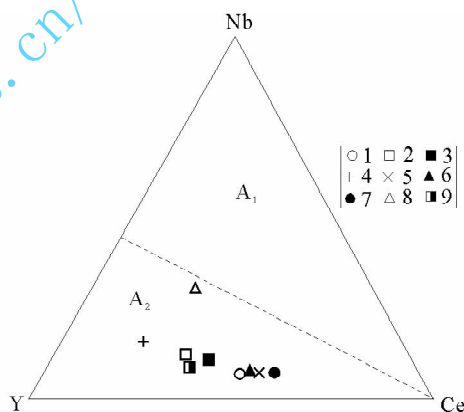


图 8 贝勒库都克岩体 Nb-Y-Ce 判别图 (据 Eby, 1992)

Fig. 8 Nb-Y-Ce discrimination diagrams of the Beilekuduke granite (after Eby, 1992)

图例同图 4

The legend same to Fig. 4

## 5 结论

(1) 精确的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年获得贝勒库都克含锡黑云母正长花岗岩年龄为  $283 \pm 2$  Ma, MSWD=0.14 (95% 置信度), 时代属于早二叠世。

(2) 贝勒库都克岩体富硅 ( $SiO_2 = 75.25\% \sim 76.67\%$ )、富碱 ( $Na_2O + K_2O = 8.08\% \sim 8.97\%$ )、贫镁 ( $MgO = 0.02\% \sim 0.18\%$ ) 和钙 ( $CaO = 0.39\% \sim 0.89\%$ )、 $K_2O > Na_2O$ 、 $NK/A = 0.86 \sim 0.95$  (平均 0.92)、 $A/NCK = 0.97 \sim 1.02$ , 富集 Rb、K 等大



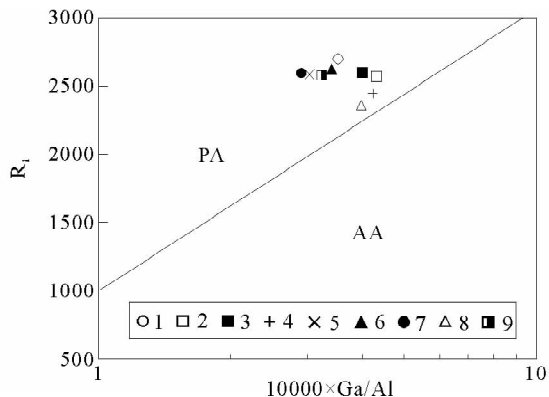


图 9 贝勒库都克岩体  $R_1$ -Ga/Al 判别图(据洪大卫等,1995)

Fig. 9  $R_1$ -Ga/Al discrimination diagrams of the Beilekuduke granite (after Hong et al., 1995)

$R_1 = 1000[4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)]$ , 图例同图 4

The legend same to Fig. 4

离子亲石元素及 Zr、Hf 等高场强元素,其  $FeO_1/MgO$  (12.71~84.51, 平均 34.55) 和  $10000Ga/Al$  (2.97~4.20) 值大, HFSE 元素 ( $Zr + Nb + Ce + Y = 191.8 \times 10^{-6} \sim 353.3 \times 10^{-6}$ ) 含量高,  $\delta Eu = 0.01 \sim 0.11$ , 明显不同于典型的 I 型和 S 型花岗岩, 基本属于典型的铝质 A 型花岗岩。

(3) 年代学和地球化学综合研究表明, 贝勒库都克铝质 A 型花岗岩是壳幔混合成因, 是准噶尔地区后碰撞幔源岩浆底侵作用导致大陆地壳垂向生长过程的记录者。

**致谢:** 我们衷心感谢《地质学报》匿名评审专家对本文进行了认真审阅, 并提出了具体的修改意见, 使我们获益良多。锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄测试得到西北大学大陆动力学国家重点实验室第五春荣博士、柳小明博士等的帮助, 在此表示真诚感谢。

## 参 考 文 献

毕承思, 沈湘元, 徐庆生. 1992. 我国与海西期 A 型花岗岩有关锡矿床的新发现. 中国科学(B辑), (6): 632~638.

毕承思, 沈湘元, 徐庆生, 明奎海, 孙惠礼, 张春生. 1993. 新疆贝勒库都克锡矿带含锡花岗岩地质特征. 岩石矿物学杂志, 12(3): 213~223.

陈富文, 李华芹, 蔡红, 刘娟群, 常海亮. 1999. 新疆干梁子锡矿田成矿作用同位素年代学研究及矿床成因探讨. 矿床地质, 18(1): 91~97.

陈丹玲, 刘良, 车自成, 罗金海, 张云翔. 2001. 祁漫塔格印支期铝质 A 型花岗岩的确定及初步研究. 地球化学, 30(6): 540~546.

韩宝福, 李清清, 宋彪, 陈立辉, 张磊. 2006. 新疆准噶尔晚古生代陆壳垂向生长(I)——后碰撞深成岩浆活动的时限. 岩石学报, 22(5): 1077~1086.

亨德森. 1989. 稀土元素地球化学. 北京: 地质出版社, 20~178.

洪大卫, 王式洗, 韩宝福, 靳满元. 1995. 碱性花岗岩的构造环境分类及其鉴别标志. 中国科学(B辑), 25(4): 418~426.

蒋少涌, 赵葵东, 姜耀辉, 凌洪飞, 倪培. 2006. 华南与花岗岩有关的一种新类型的锡成矿作用: 矿物化学、元素和同位素地球化学证据. 岩石学报, 22(10): 2509~2516.

李锦铁, 肖序常, 汤耀庆, 赵民, 朱宝清, 冯益民. 1990. 新疆东准噶尔卡拉麦里地区晚古生代板块构造的基本特征. 地质论评, 36(4): 305~316.

李锦铁. 1995. 新疆东准噶尔蛇绿岩的基本特征和侵位历史. 岩石学报, 11(增刊), 73~84.

李锦铁, 肖序常, 陈文, 张思红, 李卫东. 2000. 新疆北部晚石炭世至晚三叠世地壳热演化——东准噶尔阿克塞尔盖山荒草坡群的 $^{40}Ar-^{39}Ar$  定年. 地质学报, 71(4): 303~312.

李锦铁. 2004. 新疆东部新元古代晚期和古生代构造格局及其演变. 地质论评, 50(3): 304~322.

李锦铁, 何国琦, 徐新, 李华芹, 孙桂华, 杨天南, 高立明, 朱志新. 2006. 新疆北部及邻区地壳构造格架及其形成过程的初步探讨. 地质学报, 80(1): 148~168.

李文铅, 夏斌, 王克卓, 王茜, 王核. 2006. 新疆东天山彩中花岗岩体锆石 SHRIMP 年龄及地球化学特征. 地质学报, 80(1): 43~52.

李宗怀, 韩宝福, 李辛子, 杜蔚, 杨斌. 2004. 新疆准噶尔地区花岗岩中微粒闪长质包体特征及后碰撞花岗岩岩浆起源和演化. 岩石矿物学杂志, 23(3): 214~226.

李月臣, 杨富全, 赵财胜, 张岩, 闫升好, 代军治, 徐林刚. 2007. 新疆贝勒库都克岩体的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及其地质意义. 岩石学报, 23(10): 2483~2492.

李小伟, 莫宣学, 黄丹峰, 徐晓彤, 孟月玥. 2010. 河北兴隆王坪石正长花岗岩地球化学特征及成因研究. 地质学报, 84(5): 682~693.

林锦富, 喻享祥, 余心起, 狄永军, 田建涛. 2007. 新疆东准噶尔萨北富碱花岗岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 测年及其地质意义. 岩石学报, 23(8): 1876~1884.

刘家远, 袁奎荣. 1995. 新疆东准噶尔富碱花岗岩类及成矿作用. 长沙: 中南工业大学出版社, 1~140.

刘家远, 袁奎荣, 吴郭泉, 折建刚, 刘生. 1996. 新疆东准噶尔富碱花岗岩及其成矿作用. 长沙: 中南工业大学出版社.

刘家远, 袁奎荣, 吴郭泉. 1997. 新疆卡拉麦里富碱花岗岩带组成. 桂林工学院学报, 11(1): 18~25.

毛景文, 张士鲁, Rossi P. 1987. 云南腾冲地区含锡花岗岩及其与成矿关系. 岩石学报, 3(4): 32~43.

毛景文, 李晓峰, Lehmann B, 陈文, 蓝晓明, 魏绍六. 2004. 湖南芙蓉锡矿床锡矿石和有关花岗岩的 $^{40}Ar-^{39}Ar$  年龄及其地球动力学意义. 矿床地质, 23(2): 164~175.

邱检生, 王德滋, 蟹泽聪史, McInnes B I A. 2000. 福建沿海铝质 A 型花岗岩的地球化学及岩石成因. 地球化学, 29(4): 313~321.

邱检生, McInnes B I A, 蒋少涌, 胡建. 2005. 江西会昌密坑山岩体的地球化学及其成因类型的新认识. 地球化学, 34(1): 20~32.

曲晓明, 侯增谦, 周书贵, 唐绍华. 2002. 川西连龙含锡花岗岩的时代与形成构造环境. 地球学报, 23(3): 223~228.

苏玉平, 唐红峰, 刘丛强, 侯广顺, 梁莉莉. 2006. 新疆东准噶尔苏吉泉铝质 A 型花岗岩的确定及其初步研究. 岩石矿物学杂志, 25(3): 175~184.

孙桂华, 李锦铁, 高立明, 杨天南. 2005. 新疆东部哈尔里克山闪长岩

- 锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其地质意义. 地质论评, 51(4): 463~469.
- 汤好书, 陈衍景, 刘玉林, 黄宝玲. 2006. 东准噶尔贝尔库都克锡矿成矿年龄测定. 矿物岩石, 26(2): 71~73.
- 唐红峰, 屈文俊, 苏玉平, 侯广顺, 杜安道, 丛峰. 2007. 新疆萨惹什克锡矿与萨北碱性 A 型花岗岩成因关系的年代学制约. 岩石学报, 23(8): 1989~1897.
- 唐红峰, 苏玉平, 邱华宁, 韩宇捷. 2009. 新疆东准噶尔贝勒库都克锡矿带锡成矿的  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  年龄. 岩石学报, 25(6): 1303~1309.
- 田慧新, 刘显凡, 徐德章. 1990. 新疆东准噶尔(西域)含锡花岗岩特征及黑云母对含矿性的判别作用. 新疆地质科学(2). 北京: 地质出版社, 56~71.
- 王德滋, 赵广涛, 邱检生. 1995. 中国东部晚中生代 A 型花岗岩的构造制约. 高校地质学报, 1(2): 13~22.
- 王中刚, 朱笑青, 毕华, 王元龙, 吴柏青, 邹天人, 赵振华, 桂训唐. 2006. 中国新疆花岗岩. 北京: 地质出版社, 247~253.
- 王京彬, 徐新. 2006. 新疆北部后碰撞构造演化与成矿. 地质学报, 80(1): 23~31.
- 吴昌志, 张遵忠, Khin Zaw, Fernando Della-Pasque, 唐俊华, 郑远川, 汪传胜, 三金柱. 2006. 东天山觉罗塔格红云滩花岗岩年代学、地球化学及其构造意义. 岩石学报, 22(5): 1121~1134.
- 伍勤生, 许俊珍, 杨志. 1984. 个旧含 Sn 花岗岩的 Sr 同位素特征及找矿标志的研究. 地球化学, (4): 293~302.
- 徐新, 朱永峰, 陈博. 2006. 卡姆斯特蛇绿混杂岩的岩石学研究及其地质意义. 岩石学报, 23(7): 1603~1610.
- 杨高学, 李永军, 吴宏恩, 司国辉, 金朝, 张永智. 2009. 东准噶尔卡拉麦里地区黄羊山花岗岩和包体 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年及地质意义. 岩石学报, 25(12): 3197~3207.
- 尹意求. 1990. 广西大厂隐伏花岗岩体的成因. 桂林冶金地质学院学报, 10(4): 381~388.
- 喻亨祥, 吴郭泉, 刘家远. 1998. 新疆东准噶尔地区两类花岗岩与两个成矿系列. 大地构造与成矿学, 22(2): 119~127.
- 袁洪林, 吴福元, 高山, 柳小明, 徐平, 孙德有. 2003. 东北地区新生代侵入体的锆石激光探针 U-Pb 年龄测定与稀土元素成分分析. 科学通报, 48(14): 1511~1520.
- 赵东林, 杨家喜, 胡能高, 许安东. 1997. 新疆东准老鸦泉含锡花岗岩体地球化学特征及其构造环境. 西安地质学院学报, 19(4): 7~12.
- 郑基俭, 贾宝华. 2001. 骑田岭岩体的基本特征及其与锡多金属成矿作用关系. 华南地质与矿产, (4): 50~57.
- 周珣若. 1994. 花岗岩混合作用. 地学前缘, 1(1~2): 87~97.
- Andersen T. 2002. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report  $^{204}\text{Pb}$ . Chemical Geology, 192: 59~79.
- Ballard J R, Palin J M, Williams I S. 2001. Two ages of porphyry intrusion resolved for the super-giant Chuquibambilla copper deposit of northern Chile by ELA-ICPMS and SHRIMP. Geology, 9: 383~386.
- Bowden P, Kinnaird J A. 1984. The petrology and geochemistry of alkaline granites from Nigeria. Phys. Earth Planet. Int., 35: 199~211.
- Claesson S, Vetrin V, Bayanova T. 2000. U-Pb zircon age from a Devonian carbonatite dyke, Kola peninsula, Russia; a record of geological evolution from the Archaean to the Palaeozoic. Lithos, 51(1~2): 95~108.
- Compston W, Williams I S, Kirschvink J L. 1992. Zircon U-Pb ages for the Early Cambrian time-scale. Journal of Geological Society, London, 149: 171~184.
- Collins W J, Beams S D, White A J R, Chappell B W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to south-eastern Australia. Contributions to Mineralogy and Petrology, 80: 189~200.
- Dostal J, Chatterjee A K. 2000. Contrasting behaviour of Nb/Hf and rations in a peraluminous granitic pluton (Nova Scotia, Canada). Chem. Geol., 163: 207~218.
- Eby G N. 1990. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics, and speculations on their petrogenesis. Lithos, 26: 115~134.
- Eby G N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. Geology, 20(7): 641~644.
- Gradstein F M, Ogg J G, Smith A G. 2004. A geological time scale. Cambridge: Cambridge University Press, 589.
- Green T H. 1995. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust mantle system. Chem. Geol., 120: 347~359.
- Horn I, Rudnick R L, Medonough W F. 2000. Precise elemental and isotope ratio determination by simultaneous solution nebulization and laser ablation-ICPMS: application to U-Pb geochronology. Chemical Geology, 167: 405~425.
- Hoskin P W O, Black L P. 2000. Metamorphic zircon formation by solidstate recrystallization of peridotite igneous zircon. J. Metamorphic Geol., 18: 423~439.
- Kosler J, Fonneland H, Sylvester P. 2002. U-Pb dating of detrital zircons for sediment provenance studies—a comparison of laser ablation LCPMS and SIMS techniques. Chemical Geology, 182: 605~618.
- Lenharo S L R, Pollard P J, Born H. 2003. Petrology and textural evolution of granites associated with tin and rare-metals mineralization at the Pitinga mine, Amazonas, Brazil. Lithos, 66: 37~61.
- Liverton T, Botelho N F. 2001. Fractionated alkaline rare-metalgranites: two examples. Journal of Asian Earth Sciences, 19: 399~412.
- Loiselle M C and Wones D R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. Geological Society of America, Abstract, 11: 468.
- Ludwig K R. 1991. Isoplot—a plotting and regression program for radiogenic-isotope data. US Geological Survey Open — File Report, 39: 91~445.
- Ludwig K R. 1999. Using Isoplot/EX, version 2, a geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center Special Publication (1a), 47.
- Ludwig K R. 2001. Squid 1. 02. A usermanual. Berkeley Geochronological Center Special Publication, 2: 19.

- Mlynarczyk M S J, Williams-Jones A E. 2005. The role of collisional tectonics in the metallogeny of the Central Andean tin belt. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 240: 656~667.
- Pidgeon R T, Nemchin A A, Hitchen G J. 1998. Internal structures of zircons from Archaean granites from the Darling Range batholith; implications for zircon stability and the interpretation of zircon U-Pb ages. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 132: 288~299.
- Pearce A J, Harris N B W, Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagram for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956~983.
- Schwartz M O, Rajah S S, Askury A K, Putthapiban P, Djaswadi S. 1995. The Southeast Asian tin belt. *Earth-Science Reviews*, 38: 95~293.
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: Sauders A D, Norry M J, eds. *Magmatism in the Ocean Basins. Spec. Publ. Geol. Soc. Lond.*, 42: 313~345.
- Turner S P, Foden J D, Morrison R S. 1992. Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma; an example from the Padthaway Ridge. South Australia. *Lithos*, 28: 151~179.
- Whalen J B, Currie K L, Chappell B W. 1987. A-type granites; geochemical characteristics, dirimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95: 407~419.
- Williams I S, Buick A, Cartwright I. 1996. An extended of early episode Mesoproterozoic metamorphic fluid flow in the Reynold region, central Australia. *J. Metamorphic Geol.*, 14: 29~47.

## LA-ICP-MS Zircon U-Pb Age, Geochemistry and Genesis of the Aluminous A-type Granite in Beilekuduke, Xinjiang

YANG Gaoxue<sup>1)</sup>, LI Yongjun<sup>1)</sup>, SI Guohui<sup>2)</sup>, WU Hongen<sup>3)</sup>, JIN Zhao<sup>1)</sup>

1) *Earth Science & Resources College of Chang'an University, Key Laboratory of Western China's Mineral Resources and Geological Engineering, Ministry of Education, Xi'an, 710054;*

2) *Institute of Geology and Mineral Resources Exploration and Development, Xi'an, 710100;*

3) *Xinjiang Institute of Geological Exploration for Nonferrous Resources, Urumqi, 830000*

### Abstract

Several types of granites are distributed in the Kalamaili area of East Junggar, Xinjiang, which constitutes an important tin metallogenic belt. The Belekuduke granite intrusion is situated in the centre of the tin metallogenic zone consisting of biotite syenite granite and biotite monzogranite. High-precision LA-ICP-MS zircon U-Pb dating reveals that the ore-hosting biotite syenite granite in the Belekuduke granite intrusion formed at  $283 \pm 2$  Ma, which belongs to the Early Permian and coincides with the age (330~265 Ma) of post-collisional magma activity around the eastern Junggar area. Petrological and geochemical study show that the intrusion is characterized by high silicon ( $\text{SiO}_2 = 75.25\% \sim 76.67\%$ ), low aluminum ( $\text{Al}_2\text{O}_3 = 11.91\% \sim 12.86\%$ ), depleted magnesium and calcium ( $\text{MgO} = 0.02\% \sim 0.18\%$ ,  $\text{CaO} = 0.39\% \sim 0.89\%$ ) and abundant alkali ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8.08\% \sim 8.97\%$ ,  $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{NK/A} = 0.86 \sim 0.95$  (the average is 0.92),  $\text{A/NCK} = 0.97 \sim 1.02$ ). Enrichment of LILE (such as Rb and K) and HFSE (such as Zr and Hf), depletion of Ba, Nb and Sr, with the lowest  $\delta\text{Eu}$  ( $\delta\text{Eu} = 0.01 \sim 0.11$ ), the value of the  $\text{FeO}_t/\text{MgO}$  (12.71~84.51, the averaging 34.55) and high 10000Ga/Al (2.97~4.20) and HFSE ( $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y} = 191.8 \times 10^{-6} \sim 353.3 \times 10^{-6}$ ), indicate that it is different from I- and S-type granites, suggesting that biotite granites are actually typical aluminous A-type granite. Geochronology and geochemistry shows that the Belekuduke aluminous A-type granite resulting from mixing of crust and mantle is the recorder of vertical growth of continental crust triggered by underplating of post-collisional mantle-driven magma in East Junggar.

**Key words:** zircon LA-ICP-MS U-Pb age; geochemistry; aluminous A-type granite; Belekuduke; Xinjiang