阿尔泰造山带阿巴宫花岗岩体年代学及地球化学研究*

刘锋[1,2] 杨富全[2] 毛景文[2] 柴凤梅[3] 耿新霞[2]

LIU Feng[1,2], YANG FuQuan[2], MAO JingWen[2], CHAI FengMei[3] and GENG XinXia[2]

1. 中国地质科学院矿产资源研究所矿床成因和资源评价重点实验室,北京 100037
2. 中国地质科学院矿产资源研究所,北京 100037
3. 新疆大学地质与勘查工程学院,乌鲁木齐 830046

1. *Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Resource Assessment, Institute of Mineral Resource, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing* 100037, *China*
2. *Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing* 100037, *China*
3. *College of Geology and Prospecting Engineering Program, Xinjiang University, Urumqi* 830046, *China*

2008-10-04 收稿, 2008-11-16 改回.

Liu F, Yang FQ, Mao JW, Chai FM and Geng XX. 2009. Study on chronology and geochemistry for Abagong granite in Altay orogen. *Acta Petrologica Sinica*, 25(6):1416 – 1425

Abstract Genesis and evolution of granitoids have always been the scientific issue studied widely. Abagong granite pluton in Altay, Xinjiang is located in the southern boundary of Paleozoic magmas arc in Kanas-Keketuohai tectonic unit. Its age of 462.5 ± 3.6 Ma (MSDW = 1.4) obtained by SHRIMP U-Pb zircon dating means that Abagong pluton was formed during Middle Ordovician. Its petrology and geochemistry show that Abagong granite enrichs silica, K, Rb, Th, U, La etc and LREE, depletes Ba, Sr, P, Ti, Nb, takes on prominent Eu negative anomaly, not obvious fractionation for HREE and peraluminous characteristics. The A/CNK ratios range from 1.09 to 1.39, shared by high-K and calc-alkaline strong peraluminous granite. Based on former research related to the evolution of Altay Orogen, we concluded that Abagong pluton was formed in continental arc setting and resulted from partial melting of old crustal material.

Key words Altay; Zircon SHRIMP U-Pb dating; Strong peraluminous; Crustal melting

摘 要 花岗岩的成因和演化一直是颇受关注的科学问题。新疆阿尔泰阿巴宫岩体位于北阿尔泰喀纳斯-可可托海古生代岩浆弧南界;利用锆石 SHRIMP U-Pb 法测得该岩体的形成年龄为 462.5 ± 3.6Ma (MSDW = 1.4),即侵入时代为奥陶纪中期。岩石地球化学特征显示高硅、富钾,Rb、Th、U、La 等富集,Ba、Sr、P、Ti、Nb 强烈亏损, LREE 富集、HREE 分馏不明显,较强负铕异常以及铝过饱和特征;铝过饱和指数 1.09 ~ 1.39,属于高钾钙碱性强过铝质花岗岩(SP)。综合前人有关阿尔泰造山带发展、演化的研究成果,认为阿巴宫岩体形成于大陆岩浆弧环境,是陆壳物质部分熔融的结果。

关键词 阿尔泰;锆石 SHRIMP U-Pb 年龄;强过铝质;壳熔

中图法分类号 P588.121;P597.3

阿尔泰造山带作为巨型中亚造山带的重要组成部分,它的形成机理及其演化一直受到国内外学者的关注和研究。研究结果表明,阿尔泰造山带是一个具有多大陆块体、岛弧和增生杂岩带特征而且多块体镶嵌、多缝合带拼接、山盆耦合的大地构造特征的显生宙增生型造山带,经历了古生代地壳双向增生和中新生代陆内造山等重要过程(Sengor *et al.*,

* 中央级公益性科研院所基本科研业务费专项资金项目(K0811)、"十一五"国家科技支撑计划重点项目(2006BAB07B02 – 01、02)和国家自然科学基金项目(40672065)联合资助成果.

第一作者简介:刘锋,男,1968 年生,博士生,高级工程师,主要从事金属矿床及同位素地球化学研究工作, E-mail:lf128743@163.com

Acta Petrologica Sinica

1993；Xiao *et al.*，2004；肖序常等,1992；何国琦等,1994；任纪舜等,1999）。

花岗岩侵入体是区域构造的产物,不同时代不同变形程度的花岗岩能够很好地记录区域构造演化过程。中国境内阿尔泰造山带内花岗岩类广泛分布,主要岩石类型有英云闪长岩、花岗闪长岩、黑云母花岗岩、二云母花岗岩、白云母花岗岩等,至少占有40%以上的面积（Zou *et al.*，1988；Windley *et al.*，2002）。众多地质工作者对该区内的花岗岩进行了大量的研究工作,认为区内花岗岩类具有多时代、多类型、多成因、多来源,形成于多种构造环境的特征（Zhu *et al.*，2006；王广耀和许培春,1983；芮行健等,1984；邹天人等,1988；刘伟,1990；岳永君等,1990；赵振华等,1993；王中刚等,1998；袁峰等,2001；王登红等,2002）。近几年来较为精确的花岗岩年代学研究表明,中国境内阿尔泰造山带古生代岩浆侵入活动主要发生在四个阶段,其年龄峰值为:460 Ma、408 Ma、375 Ma 和 265 Ma（Wang *et al.*，2006；曾乔松等,2007）,主要形成于 400 Ma 左右。这些成果大大促进了中国境内阿尔泰造山带地质演化的研究。本次研究识别出早古生代中期形成的阿巴宫花岗岩体,并对其岩石地球化学特征进行研究,探讨其成岩物质源区、构造环境以及成岩过程,为阿尔泰造山带地球动力学背景及造山带演化的研究提供进一步信息。

1　区域地质背景

中国阿尔泰造山带位于西伯利亚板块和哈萨克斯坦-准噶尔板块之间。其南以额尔齐斯大断裂为界与南部的准噶尔板块相接,以北为西伯利亚板块。由北向南,何国琦等（2004）将其划分为北阿尔泰晚古生代陆缘活动带的诺尔特泥盆纪-石炭纪上叠火山-沉积盆地、喀纳斯-可可托海古生代岩浆弧,南阿尔泰晚古生代活动陆缘的克兰泥盆纪-石炭纪弧后盆地、卡尔巴-纳雷姆石炭纪-二叠纪岩浆弧、西卡尔巴石炭纪弧前盆地以及额尔齐斯-布尔根碰撞混杂带（图 1）。北

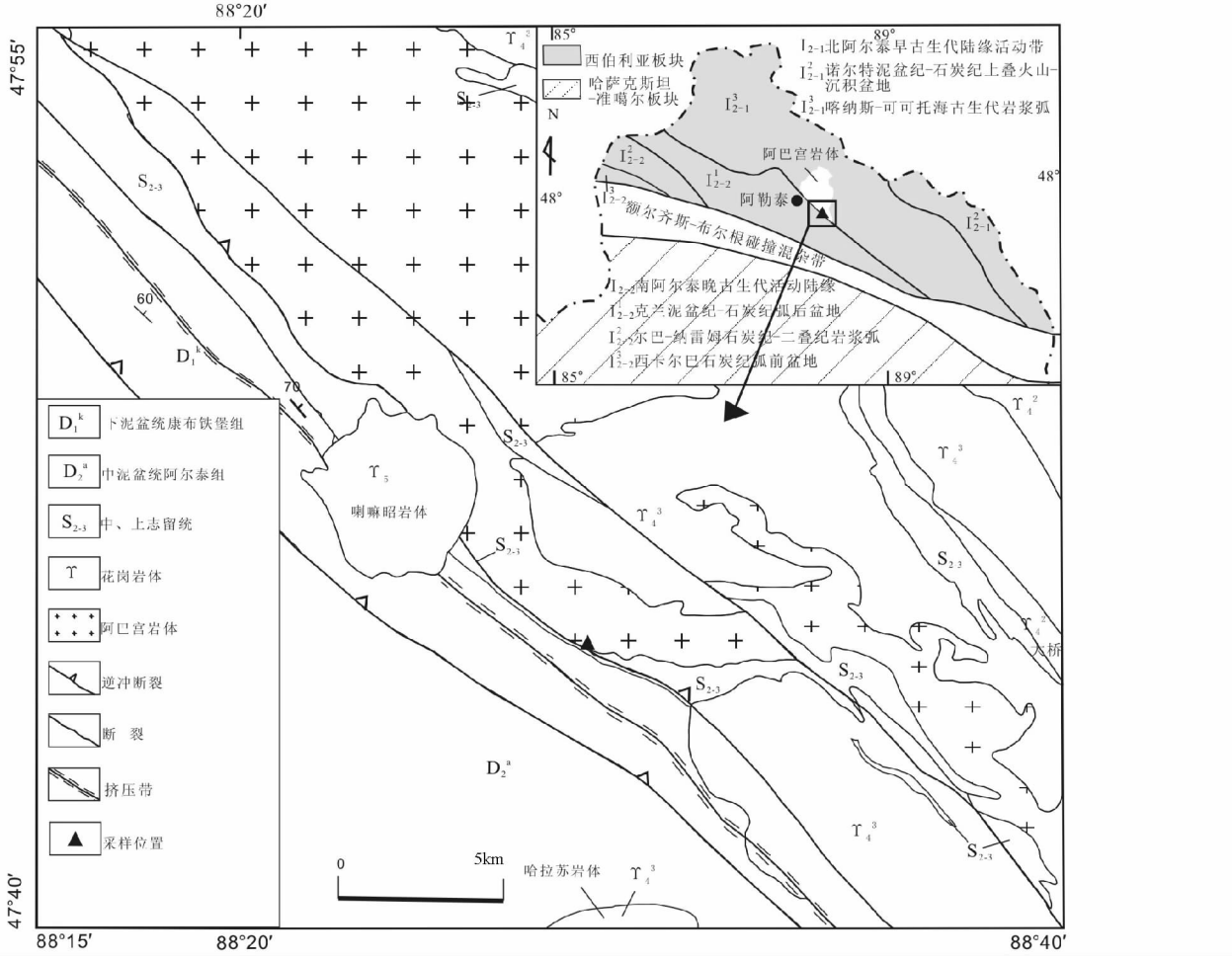


图 1　阿尔泰阿巴宫一带区域地质图（地质图据阿勒泰幅 1∶20 万区域地质图①,构造单元图据何国琦等,2004,编绘）

Fig. 1　Regional geological map of Abagong in Altai city（after He *et al.*，2004）

① 王广耀,朱庆亮等. 1979. 阿勒泰幅 1∶20 万区域地质图

部诺尔特一带主要由中晚泥盆世-早石炭世火山-沉积岩组成,S 型花岗岩侵入时代主要为志留纪、泥盆纪,少数二叠纪-侏罗纪(袁峰等,2001)。中部喀纳斯-可可托海一带主要为早古生代深变质岩系,出露地层主要有震旦纪至中奥陶世的浅变质巨厚陆源复理石建造(哈巴河群)、晚奥陶世的火山-磨拉石及陆源碎屑建造(东锡勒科组、白哈巴组),中-晚志留世变砂岩(库鲁姆提组)。花岗岩类广泛分布,时代以早泥盆世为主,主要为片麻状黑云母二长花岗岩、片麻状黑云母花岗岩、片麻状斜长花岗岩、黑云母花岗岩、二云母花岗岩等。

南阿尔泰主要由泥盆纪火山-沉积岩系(主要为下泥盆统康布铁堡组和中泥盆统阿尔泰组)组成,其次是石炭纪的火山-沉积岩系。康布铁堡组和阿尔泰组海相火山岩主要分布于 NW 向三个斜列的火山沉积盆地中,从 NW 至 SE 依次为冲乎尔盆地、克兰盆地和麦兹盆地。阿勒泰地区与火山岩系有关的铜、铁、锌、铅矿床主要分布在这三个盆地中。花岗岩类以早泥盆世为主,岩性为片麻状斜长花岗岩、片麻状花岗岩、片麻状花岗闪长岩、片麻状英云闪长岩等;其次是晚石炭世、二叠纪;少数岩体形成于奥陶纪(切木切克岩体,462 Ma,Wang *et al.*, 2006)和侏罗纪。

2 岩体地质

本次研究的阿巴宫花岗岩体位于阿巴宫铁矿北东侧附近(图 1)。岩体大地构造位置位于北阿尔泰陆缘活动带的喀纳斯-可可托海古生代岩浆弧南界,与南阿尔泰古生代活动陆缘的克兰泥盆纪-石炭纪弧后盆地相接,处于两个构造单元的结合部位。岩体距阿巴宫铁矿 1.2km 左右,呈岩基状,沿区域构造线方向近似带状分布,规模较大,面积大于 100km^2。原阿勒泰幅 1∶20 万地质图显示该岩基内有少量志留系地层残留体沿区域构造线方向分布。岩体岩性主要有黑云母花岗岩、二云母正长花岗岩、黑云母斜长花岗岩和白云母斜长花岗岩等。采样地岩体的岩性为二云母正长花岗岩,岩石具有不同程度的片麻状构造;岩体与南侧下泥盆统康布铁堡组火山沉积地层为区域断裂接触关系。

岩体岩性为片麻状二云母正长花岗岩:灰白色,细中粒花岗结构,块状-似片麻状构造。主要矿物为微斜条纹长石(50%)、斜长石(25%)、石英(20%)、白云母(为主)及黑云母(次之)(5%)。微斜条纹长石呈他形粒状-半自形宽板状,粒度一般 2~5mm;部分破碎重结晶,粒度 0.3~0.7mm。斜长石多呈半自形板状,少数他形粒状,粒度多在 1~3mm;局部轻微绢云母化,偶见双晶弯曲现象。石英他形粒状,呈集合体状分布于长石间,粒度 0.4~5mm 不等,略显拉长定向排列,表面裂纹发育,晶内波状消光。白云母、黑云母鳞片集合体状分布,略有定向排列的趋势。副矿物为磁铁矿、锆石、磷灰石等,见次生矿物绢云母。

3 样品及分析方法

阿巴宫岩体测年样品采集位置为:N47°44′45.5″ E88°28′27.2″。岩石地球化学样品沿岩体边缘约 1.5km 范围内由南东向北西方向采集,分别采集新鲜有代表性的样品 9 件。锆石单矿物的挑选、岩石化学样品破碎由河北省廊坊市科大技术服务公司完成。锆石样品靶的制作和锆石阴极发光照相在北京离子探针中心进行。锆石 U-Pb 同位素分析在北京离子探针中心的 SHRIMP-Ⅱ上完成。详细的分析原理和流程参见 Williams and Claesson(1987)的相关文献,仪器工作调节和分析方法详见宋彪等(2002)、朱永峰和宋彪(2006)。测试中应用 RSES 参考锆石 TEM(417Ma)进行元素分馏校正,应用标准锆石 91500(1062.4Ma)标定样品的 U、Th、Pb 含量。普通铅根据实测的^{204}Pb 进行校正。年龄计算和图解使用 SQUID (1.02)和 ISOPLOT 程序(Ludwig, 1999)。同位素比值误差为 1σ,加权平均年龄具 95% 的置信度。年龄值选用^{206}Pb/^{238}U 年龄。岩石化学主量、微量稀土元素的分析由中国科学院地质与地球物理所测试中心完成。主量元素分析仪器为 XRF-1500 型 X 荧光光谱仪;微量稀土元素用 ICP-MS ELEMENT 分析。

4 测试结果

4.1 年代学

所采样品中锆石颗粒在透反射光下大多为无色或浅色,少量为浅黄褐色,半透明;部分颗粒破碎,许多颗粒边部略有磨圆,有些锆石有一定程度的蚀变,晶体内常见暗色不透明包裹体;锆石晶体大小一般 70~120um,长宽比 1∶1~2∶1,大多自形程度较好,常呈细长柱状、板状或短柱状,表面光滑;也有些锆石自形程度较差,表面粗糙,多有小的凹坑,裂纹也较多。阴极发光图像显示(图 2a),样品中的锆石晶体内部均发育较好的振荡环带和扇形环带结构,是典型的岩浆成因锆石。通过透射光、反射光和阴极发光图像研究,在样品中选择了 16 颗锆石进行了 17 次 SHRIMP U-Pb 分析,年龄分析结果列于表 1。

阿巴宫花岗岩体中锆石 U 含量变化于 220×10^{-6}~1725×10^{-6},Th 含量 104×10^{-6}~603×10^{-6},Th/U 比值为 0.20~0.77,均大于 0.1,表明了锆石为岩浆成因(Belousova *et al.*, 2002)。17 个测点仅有 1 个点(16.1)远离年龄谐和线,年龄也偏低,^{206}Pb/^{238}U 年龄为 365.0Ma。其原因可能是放射成因铅丢失导致年龄数据偏低,因此该年龄不参加年龄计算。其余 16 个点基本都位于谐和线附近。注意到点 12.2 位于锆石核部,其年龄值(426.3Ma)偏离年龄集中区较多,而且较边部点 12.1(473.6Ma)年轻许多,显然是矛盾的。再观察研究锆石透反射图像,发现点 12.2 范围内有很细小的裂纹和一个细小包体,这可能就是造成年龄偏年轻的原因,

表 1　阿巴宫花岗岩锆石 U-Pb SHRIMP 测年数据

Table 1　U-Pb SHRIMP zircon data of Abagong granite

点号	$^{206}Pb_c$ (%)	U ($\times10^{-6}$)	Th ($\times10^{-6}$)	$\frac{^{232}Th}{^{238}U}$	$^{206}Pb^*$ ($\times10^{-6}$)	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$ Age(Ma)	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$ Age(Ma)	$\frac{^{208}Pb}{^{232}Th}$ Age(Ma)	% Dis-cordant	Total $\frac{^{238}U}{^{206}Pb}$	± %	Total $\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$	± %	$\frac{^{238}U}{^{206}Pb^*}$	± %	$\frac{^{207}Pb^*}{^{206}Pb^*}$	± %	$\frac{^{207}Pb^*}{^{235}U}$	± %	$\frac{^{206}Pb^*}{^{238}U}$	± %	err-corr
1.1	0.16	523	194	0.38	33.3	459.6 5.9	443 31	451.8 9	−4	13.51	1.3	0.06	1.2	13.53	1.3	0.06	1.4	0.57	1.9	0.07	1.3	0.68
2.1	0.26	510	138	0.28	32.4	459.0 5.8	457 43	452 14	0	13.52	1.3	0.06	1.2	13.55	1.3	0.06	1.9	0.57	2.3	0.07	1.3	0.56
3.1	0.34	220	104	0.49	13.7	450.6 7.0	559 75	456 17	19	13.76	1.6	0.06	1.7	13.81	1.6	0.06	3.4	0.59	3.8	0.07	1.6	0.43
4.1	0.14	362	114	0.33	22.7	452.4 5.8	462 35	437 9	2	13.74	1.3	0.06	1.4	13.76	1.3	0.06	1.6	0.56	2.1	0.07	1.3	0.65
5.1	0.12	1725	340	0.20	112	470.4 5.6	454 18	395.2 7	−4	13.19	1.2	0.06	0.7	13.21	1.2	0.06	0.8	0.58	1.5	0.08	1.2	0.84
6.1	0.13	955	229	0.25	63.1	477.1 5.8	455 25	433.8 9	−5	13.00	1.3	0.06	0.9	13.02	1.3	0.06	1.1	0.59	1.7	0.08	1.3	0.75
7.1	0.16	788	378	0.50	50.6	464.4 5.7	409 28	432.9 7	−13	13.37	1.3	0.06	1.0	13.39	1.3	0.05	1.3	0.57	1.8	0.07	1.3	0.71
8.1	0.14	804	603	0.77	49.2	442.4 5.5	486 25	278.1 5	9	14.06	1.3	0.06	1.0	14.08	1.3	0.06	1.1	0.56	1.7	0.07	1.3	0.76
9.1	0.73	604	437	0.75	37.1	441.9 5.6	586 60	166.4 8	25	13.99	1.3	0.07	1.2	14.09	1.3	0.06	2.8	0.58	3.1	0.07	1.3	0.43
10.1	0.38	345	228	0.68	22.6	471.5 6.2	395 49	376.7 8	−19	13.13	1.4	0.06	1.6	13.18	1.4	0.06	2.2	0.57	2.6	0.08	1.4	0.53
11.1	0.24	380	112	0.30	24.7	469.4 6.8	445 53	462 14	−6	13.21	1.5	0.06	1.8	13.24	1.5	0.06	2.4	0.58	2.8	0.08	1.5	0.54
12.1	3.47	561	173	0.32	38	472.7 6.2	516 140	455 48	8	12.69	1.3	0.09	2.7	13.14	1.4	0.06	6.6	0.61	6.7	0.08	1.4	0.20
13.1	0.10	805	205	0.26	51.5	462.1 5.7	448 26	443 12	−3	13.44	1.3	0.06	10.0	13.46	1.3	0.06	1.2	0.57	1.7	0.07	1.3	0.74
14.1	0.11	635	324	0.53	40.1	457.1 6.2	444 27	244.1 4	−3	13.59	1.4	0.06	1.2	13.61	1.4	0.06	1.2	0.57	1.9	0.07	1.4	0.76
15.1	0.23	869	488	0.58	56.6	469.8 6.3	545 37	408.3 8	14	13.20	1.4	0.06	1.3	13.23	1.4	0.06	1.7	0.61	2.2	0.08	1.4	0.63
16.1	0.43	340	161	0.49	17.1	364.9 ±4.8	723 ±47	427 ±10	50	17.10	1.4	0.07	1.5	17.17	1.4	0.06	2.2	0.51	2.6	0.06	1.4	0.53
12.2	0.18	439	219	0.52	25.8	426.3 ±5.5	463 ±33	438.4 ±8	8	14.60	1.3	0.06	1.4	14.63	1.3	0.06	1.5	0.53	2.0	0.07	1.3	0.66

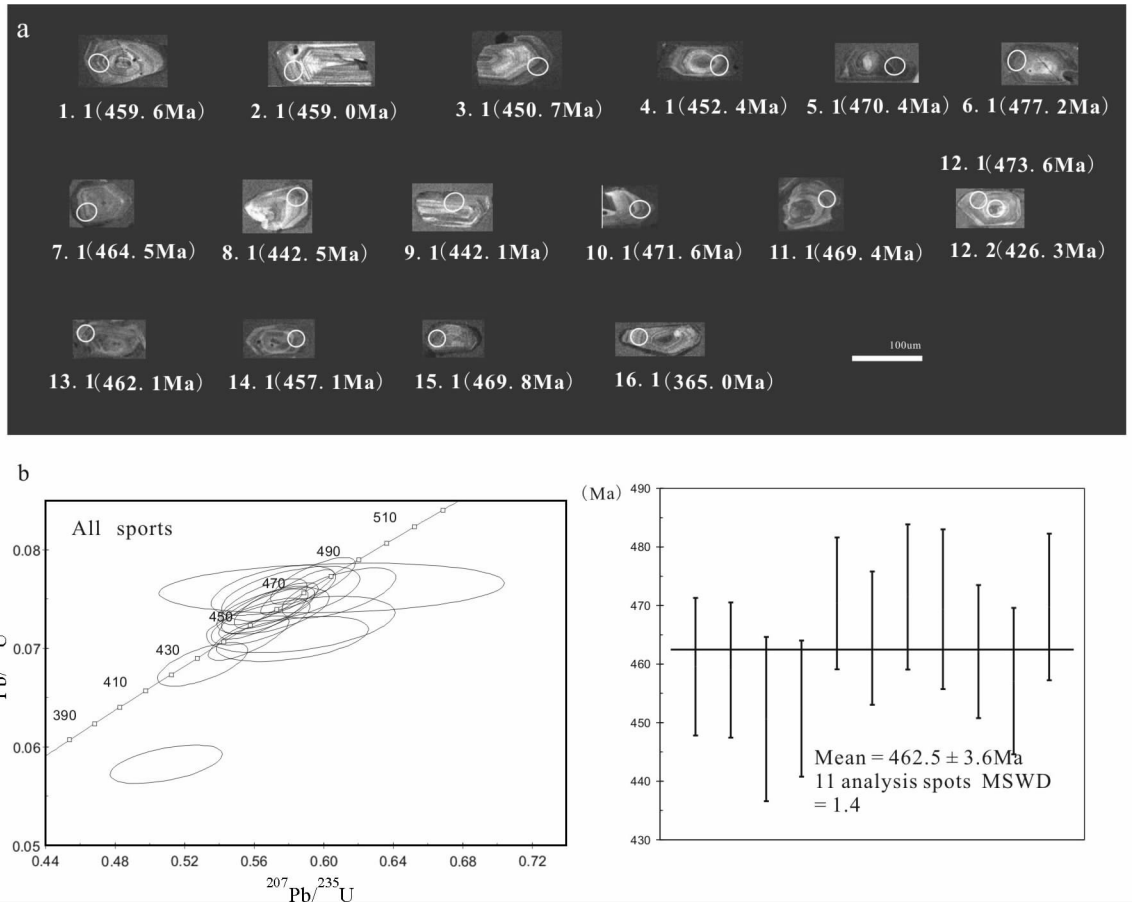


图 2 阿巴宫花岗岩体中代表性锆石的阴极发光图(a)和锆石 U-Pb 谐和图(b)

Fig. 2 Cathode light images of representative zircon (a) and U-Pb concordia diagram for zircons from Abagong pluton (b)

因此该数据也不参与计算。另外,考虑各测点中普通铅高异常数据、^{207}Pb 和 ^{206}Pb 误差及精度等因素,同时将 12.1、9.1、8.1 和 6.1 的测年数据排除在年龄计算之外。剩余的 11 个点在锆石 SHRIMP U-Pb 年龄谐和图上集中成群分布(图 2b),$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄集中在 450.7 ~ 471.6Ma,11 个测点的 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄为(462.5 ± 3.6) Ma (MSDW = 1.4),即代表岩体的形成时代。另外,在岩体内另一位置采集样品进行测年,获得锆石 SHRIMP U-Pb 谐和年龄为 457.8 ±3.1Ma (16 个测点加权平均,MSDW = 1.6),和前一个年龄误差范围内一致,表明本次研究所获得的年龄准确可靠。唯一远离谐和线的测点为锆石的残留核,给出了 511.9 ± 7.6Ma 的 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄,反映此点可能代表岩体形成时俘获的或者继承的年龄更老的锆石残留。

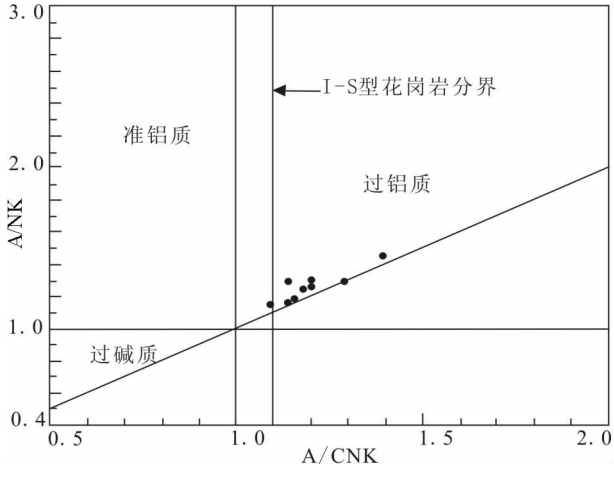


图 3 阿巴宫花岗岩 A/CNK-A/NK 图解(据 Peccerillo and Taylor, 1976)

Fig. 3 A/CNK-A/NK diagram for Abagong pluton (after Peccerillo and Taylor, 1976)

4.2 地球化学

阿巴宫花岗岩体 9 件岩石化学样品的分析结果(表 2)显示出高硅(SiO_2 = 75.18% ~ 78.60%)、富钾(K_2O = 3.51% ~ 4.84%)、偏碱性($Na_2O + K_2O$ = 6.57% ~ 8.21%)特征。在 SiO_2/K_2O 图解上(图略)所有样品点分布于高钾钙碱性系

表 2 阿巴宫花岗岩主量(wt%)、稀土和微量元素($\times10^{-6}$)丰度及特征参数

Table 2 Major elements compositions (wt%), trace elements abundance ($\times10^{-6}$) and parameters of Abagong granite

样品号	ABG01	ABG02	ABG03	ABG04	ABG05	ABG06	ABG07	ABG69	ABG70
SiO_2	78.60	76.75	77.63	77.35	77.73	78.59	77.42	76.41	75.18
TiO_2	0.07	0.07	0.06	0.06	0.07	0.06	0.14	0.20	0.18
Al_2O_3	12.31	12.81	12.49	12.13	11.86	12.25	12.38	12.47	13.23
$Fe_2O_3^T$	0.93	0.99	0.92	1.12	1.26	0.56	1.34	1.94	1.55
FeO	0.41	0.49	0.33	0.33	0.62	0.37	0.66	0.58	0.66
MnO	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04
MgO	0.17	0.23	0.19	0.13	0.69	0.25	0.48	0.32	0.64
CaO	0.02	0.16	0.14	0.32	0.18	0.24	0.31	0.45	0.78
Na_2O	3.37	3.37	3.36	3.33	1.86	3.04	3.72	3.23	3.69
K_2O	3.65	4.84	4.78	4.63	4.71	4.34	3.51	3.89	3.80
P_2O_5	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.05	0.09	0.07
LOI	0.52	0.76	0.56	0.48	1.22	0.66	0.64	0.66	0.58
TOTAL	99.69	100.0	100.2	99.61	99.63	100.1	100.0	99.69	99.73
Na_2O+K_2O	7.02	8.21	8.14	7.96	6.57	7.38	7.23	7.12	7.49
Na_2O/K_2O	0.92	0.70	0.70	0.72	0.39	0.70	1.06	0.83	0.97
A/CNK	1.29	1.16	1.14	1.09	1.39	1.21	1.18	1.20	1.14
A/NK	1.30	1.19	1.17	1.15	1.45	1.26	1.25	1.31	1.30
AR	3.41	3.16	3.27	3.30	3.40	2.90	3.65	3.00	3.23
La	22.77	18.01	16.25	15.53	25.10	21.62	24.52	25.41	30.41
Ce	51.44	39.75	40.63	36.85	57.95	48.04	49.99	49.25	61.00
Pr	6.52	5.35	4.59	4.53	6.84	6.12	6.46	6.77	7.84
Nd	25.14	20.33	18.27	18.19	26.49	23.95	24.95	26.69	30.82
Sm	6.03	5.22	4.61	4.87	6.57	6.20	5.65	6.19	7.00
Eu	0.55	0.43	0.36	0.35	0.61	0.52	0.66	0.69	0.82
Gd	5.96	5.22	5.57	5.92	7.13	7.60	5.87	6.89	7.09
Tb	1.07	0.92	1.02	1.10	1.31	1.41	1.06	1.27	1.24
Dy	7.14	6.23	7.00	7.53	8.41	9.38	6.84	8.43	7.67
Ho	1.54	1.32	1.55	1.60	1.79	2.07	1.45	1.88	1.61
Er	4.40	3.87	4.52	4.51	4.96	5.89	4.14	5.19	4.32
Tm	0.67	0.60	0.70	0.69	0.76	0.88	0.64	0.81	0.67
Yb	4.43	3.96	4.52	4.38	4.92	5.74	4.29	5.41	4.51
Lu	0.65	0.59	0.67	0.66	0.73	0.84	0.64	0.77	0.66
∑REE	138.3	111.8	110.3	106.7	153.6	140.3	137.2	145.6	165.7
LREE	112.4	89.1	84.7	80.3	123.6	106.4	112.2	115.0	137.9
HREE	25.87	22.72	25.56	26.39	30.00	33.81	24.93	30.64	27.77
LR/HR	4.35	3.92	3.31	3.04	4.12	3.15	4.50	3.75	4.96
$(La/Sm)_N$	2.44	2.23	2.28	2.06	2.46	2.25	2.80	2.65	2.81
$(Gd/Yb)_N$	1.11	1.09	1.02	1.12	1.20	1.10	1.13	1.05	1.30
$(La/Yb)_N$	3.69	3.27	2.58	2.54	3.66	2.70	4.10	3.37	4.84
δEu	0.28	0.25	0.22	0.20	0.27	0.23	0.35	0.32	0.35
δCe	1.02	0.98	1.14	1.06	1.06	1.01	0.95	0.90	0.95
Sr	32.90	35.03	31.61	35.49	35.49	38.46	53.00	62.69	53.13
Rb	179	216	198	223	299	542	149	136	141
Ba	227	274	209	259	222	243	252	301	290
Th	14.32	16.01	12.68	13.22	14.89	16.02	15.94	16.60	17.43
U	2.95	3.18	2.96	4.09	3.98	2.12	2.69	2.60	3.38
Cr	0.57	0.72	0.36	0.99	0.42	0.95	2.01	4.09	3.56
Ta	1.23	1.44	1.30	1.84	1.65	7.50	1.33	1.35	1.26
Nb	12.22	13.16	13.92	13.44	15.62	19.00	12.01	13.86	12.68
Zr	87.23	87.34	90.84	87.19	92.43	93.91	120.8	144.0	136.4
Hf	3.43	3.54	3.64	3.56	3.66	3.81	4.67	5.09	5.09
Cu	1.21	2.91	2.36	3.65	4.85	1.23	2.98	9.39	6.24
Pb	14.26	18.09	15.61	19.92	17.52	19.04	14.84	17.88	20.63
Zn	15.99	24.51	18.66	17.53	28.02	20.95	26.00	20.35	22.43
Mo	0.09	0.10	0.05	0.21	0.07	0.05	0.13	0.19	0.34
V	0.34	0.61	0.16	0.29	2.32	0.36	5.22	12.23	10.31
Ni	0.22	4.25	0.08	3.56	0.61	0.46	1.19	2.44	3.59
Y	45.81	33.95	41.48	31.74	41.89	19.21	35.76	51.76	40.49
Co	1.20	0.71	0.59	0.82	1.61	0.79	2.08	3.07	2.31
Ga	14.04	14.92	15.00	15.41	15.99	17.85	14.54	16.13	15.74
Sc	5.94	6.89	7.24	6.77	7.54	6.53	7.05	9.14	7.81
Li	79.67	100.82	63.01	32.04	97.20	97.51	7.62	10.43	8.58

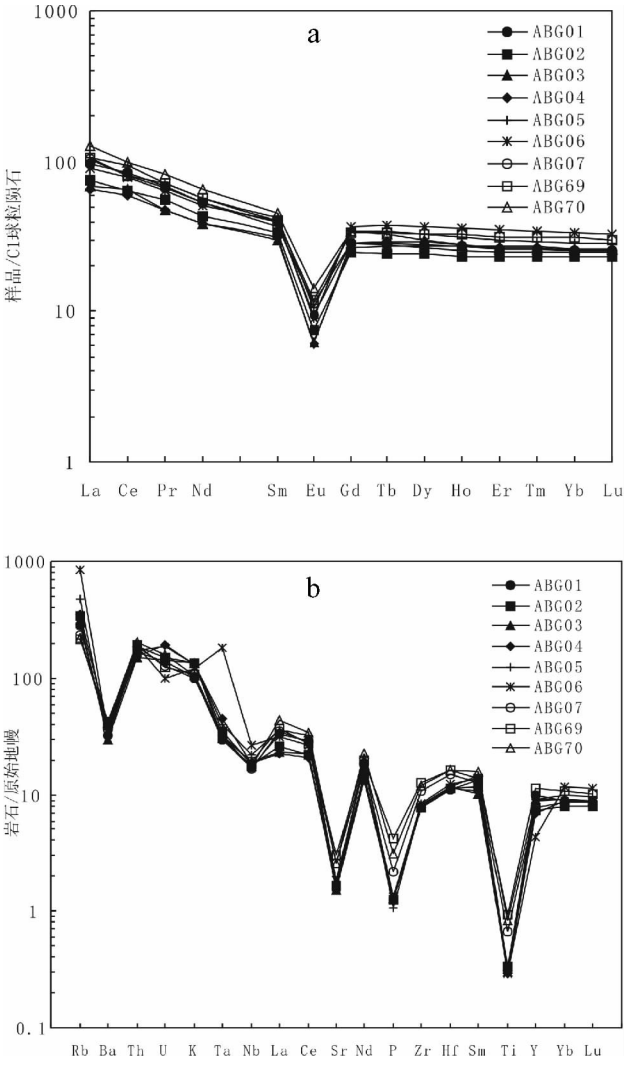


图 4 阿巴宫花岗岩稀土球粒陨石标准化图解(a)和微量元素原始地幔标准化蛛网图解((b)(球粒陨石和原始地幔数据据 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-nomalized spidergrams patterns of Abagong granite (b) (normalizing data after Sun and McDonough, 1989)

列区。$Na_2O/K_2O = 0.39 \sim 1.06$,铝过饱和指数[A/CNK = $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$摩尔比]较大,变化于 1.09 ~ 1.39,仅一个样品为 1.09,其余均大于 1.1;[A/NK = $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)$摩尔比]在 1.15 ~ 1.45 之间,具有强过铝质特征。在 A/CNK-A/NK 图解中位于强过铝质区(图 3);CIPW 标准矿物计算结果均出现较多的刚玉也同样反映了岩石具有强过铝质的性质。

由 Harke 变异图解可知(图略),阿巴宫花岗岩的 SiO_2 含量与其余氧化物之间有线性相关的趋势,随着 SiO_2 含量增加大多数氧化物含量降低,仅 K_2O 含量略有增加趋势,呈正相关关系。

阿巴宫花岗岩体稀土元素总量不高,变化于 $106.71 \times 10^{-6} \sim 165.66 \times 10^{-6}$ 之间,LREE/HREE = 3.04 ~ 4.96,$(La/Yb)_N = 2.54 \sim 4.84$,表明轻稀土富集,重稀土亏损。$(La/Sm)_N = 2.06 \sim 2.81$,$(Gd/Yb)_N = 1.05 \sim 1.30$,显示轻、重稀土元素具分馏特征,轻稀土元素分馏相对较大,重稀土元素分馏不明显。$\delta Eu = 0.20 \sim 0.35$,表现出较强的负异常特征,可能是由于成岩母岩浆曾经发生过较强的斜长石分离结晶作用。稀土元素球粒陨石标准化分布模式图解(图 4a)也能反映上述特征:各样品配分曲线一致均呈明显的"V"字型略向右倾,谷底为铕元素;轻稀土具一定的斜率,而重稀土很平缓。

由微量元素含量表可知(表 2),阿巴宫花岗岩具有低 Sr($31.6 \times 10^{-6} \sim 62.7 \times 10^{-6}$)、Ba($209 \times 10^{-6} \sim 301 \times 10^{-6}$)、Zr($87.2 \times 10^{-6} \sim 144 \times 10^{-6}$),高 Rb($136 \times 10^{-6} \sim 542 \times 10^{-6}$)、Rb/Sr 和 Th($12.68 \times 10^{-6} \sim 17.43 \times 10^{-6}$),中等 Nb($12.0 \times 10^{-6} \sim 19.0 \times 10^{-6}$)等特征。原始地幔标准化蛛网图(图 4b)显示 Rb、Th、U、K、La、Ce、Nd、Zr、Hf 相对富集,Ba、Sr、P、Ti、Nb 强烈亏损,具有明显负异常。

5 讨论

5.1 年代学及其意义

阿巴宫岩基状岩体其南缘位于阿尔泰造山带之喀纳斯-可可托海古生代岩浆弧南界附近,前人根据地层的定年时代和岩体与地层关系的认识将其整体划分为海西中期侵入体。Wang *et al.* (2006)在阿巴宫东部约 15km 的大桥南侧附近对该岩基中花岗闪长岩测年获得了锆石 U-Pb 年龄 375 ± 1Ma,支持了前人的认识。本次对阿巴宫一带岩体进行的精确定年表明,该岩体的形成年龄为 462.5 ± 3.6Ma,属于中奥陶世加里东构造期的产物,与以上两个年龄差异很大。显然,它们应该代表不同时代各自独立的岩浆活动,即该岩基不是一个岩体,而是由不同时代不同构造期侵入的岩体组成,目前至少可以分解出加里东期和海西中期不同期形成的岩体。

原 1∶20 万区域地质图显示,阿巴宫岩体中存在少量地层的残留体,限定地层早于岩体形成。据岩体的年龄测试结果可知,前人将地层残留体划分为志留系的认识是不正确的,它的形成时代应该早于岩体形成时的中奥陶世,为前中奥陶统地层。

5.2 成因及构造环境

花岗岩侵入体的形成受构造环境的影响和控制,不同构造环境下形成的花岗岩表现特征不同。具体表现在矿物组合、主量元素、微量及稀土元素有不同的组合、变化特征,尤其花岗岩中的微量稀土元素以及一些主量元素特征明显受其成岩的构造环境制约。因此,不断有学者对能够反映和区分花岗岩形成环境的元素和矿物的变化特征进行研究,获得了许多适用性较好的具有判别意义的特征矿物和元素图解,

在花岗岩的研究中得到较为广泛的应用。

白云母为铝过饱和矿物，是出现在 S 型花岗岩中的特征矿物。阿巴宫岩体中云母类矿物以白云母为主，含量较高 5% ~10% 左右，属于强过铝质花岗岩，为典型的 S 型花岗岩。

在 $(K_2O + Na_2O)/Al_2O_3 - 10000 \times Ga/Al$ 和 $Zr-10000 \times Ga/Al$ 图解中（图 5），除 ABG06 样品点落入 A 型花岗岩区外，其余样品点都投在了 I 型和 S 型区域，而且所有的点均集中在分界区附近，表明可能有过渡的特点。A/CNK-A/NK 图解（图 3）显示所有样品点位于过铝质区，仅有一个样品（ABG04）属于 I 型，位于 I 型和 S 型分界处，整体表现出 S 型花岗岩特征。

在阿尔泰古生代花岗岩类的形成过程中，阿尔泰老陆壳扮演了重要的角色，它是花岗岩类的岩浆源区（Zhu *et al.*，2006）。阿巴宫岩体样品中 Rb、Th、U、K、La、Hf 等元素的相对富集和 Ba、P、Nb、Ti、Sr 等的强烈亏损也反映出地壳熔融的特征，暗示了地壳物质与阿巴宫岩体的形成存在密切关系。Taylor and McLeannan（1985）研究结果表明，上部陆壳的 Rb/Sr 比值大约为 0.32，大陆壳平均为 0.24。阿巴宫岩体样品的 Rb/Sr 比值变化于 2.17 ~ 14.08，平均值 6.03，远远高于上部陆壳和大陆壳的平均值，由此判断该岩体物质源区很可能位于上部陆壳范围。

前人研究表明，过铝质花岗岩主要形成于地壳物质部分熔融过程，且大多为 S 型花岗岩，可以是同碰撞造山阶段早期挤压环境下地壳加厚而发生部分熔融的产物。肖庆辉等（2002）认为含白云母过铝质的二长花岗岩（MPGs）是由于地壳加厚热引起的深熔作用形成的。汇聚构造活动期间（碰撞或俯冲），深熔作用使地壳深部岩石尤其是富水沉积单元脱水，含水流体又润滑其周围岩石，从而引发大范围的熔融作用形成岩浆，后经岩浆的结晶分离作用产生含白云母过铝质二长花岗岩。阿巴宫强过铝质二云母正长花岗岩体位于北阿尔泰陆缘的喀纳斯-可可托海古生代岩浆弧构造单元南界，形成于早古生代奥陶纪中期。根据众多学者的研究成果（如何国琦等，1994；Windley *et al.*，2002；Xiao *et al.*，2004），这一时期正处于阿尔泰造山带发展的俯冲-碰撞造山

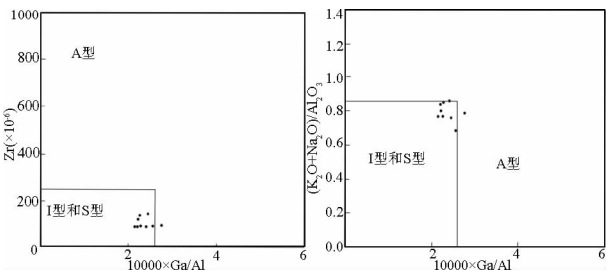


图 5 阿巴宫花岗岩 NK/Al-10^4Ga/Al 和 Zr-10^4Ga/Al 图解（据 Whalen *et al.*，1987）

Fig. 5 Diagrams of NK/Al-10^4Ga/Al (a) and Zr-10^4Ga/Al (b) of Abagong granite (after Whalen *et al.*, 1987)

的早期阶段（古亚洲洋向北俯冲于阿尔泰微古陆之下（Wang *et al.*，2006））。可能正是由于这一时期的碰撞造山作用，导致地壳加厚，加厚产生大量热能引发阿尔泰微古陆边缘内部的深熔作用，最终形成阿巴宫过铝质二云母正长花岗岩。

Wang *et al.*（2006）在阿勒泰市西南识别出切木切克岩体形成于中奥陶纪，其年龄（462Ma）和本次研究的阿巴宫岩体年龄几乎完全一致，反映出它们是同一时期岩浆作用的产物。空间上二者分布很接近，意味着它们应该形成于同一类型的构造环境。切木切克岩体发育于阿尔泰微大陆残片内，形成于同造山陆弧环境，说明阿巴宫岩体也同样属于陆弧环境。从微量元素看，所有样品中微量元素表现出的负 P、Nb 和 Ti 异常特征可以被解释为弧花岗岩所具有的特征（Sajona *et al.*，1996）。

综上所述并结合前人的研究成果（何国琦等，1994；Windley *et al.*，2002；Xiao *et al.*，2004；Wang *et al.*，2006），我们可以模拟一个阿巴宫岩体的成岩过程：早古生代早期，古亚洲洋开始向北俯冲至阿尔泰微古陆之下；在奥陶纪中期，随着板块俯冲作用的深入，此时由地壳加厚产生的热能引起深熔作用，促使阿尔泰微大陆一侧陆壳深部岩石脱水、熔融，同时释放出的大量含水流体沿断层带通道又润滑了周围的岩石，进一步促进大范围部分熔融，产生花岗质熔融岩浆；经过后期结晶分异作用和岩浆上升侵位形成大面积分布的二云母正长花岗岩。

6 结论

（1）阿巴宫岩体不是一个单独的岩体，目前至少可以分解出加里东期和海西中期不同期形成的岩体。

（2）阿巴宫岩体的岩石地球化学特征表现出高硅、富钾、铝过饱和特征，属于高钾钙碱性强过铝质花岗岩（SP 型花岗岩）。

（3）阿巴宫岩体物质源区来源于上部陆壳，是陆壳物质部分熔融的结果。

（4）阿巴宫花岗岩为典型的 S 型花岗岩，不同于其它大多数强过铝质 S 型花岗岩，它可能形成于大陆岩浆弧环境。

致谢 锆石样品制靶、SHRIMP U-Pb 测年工作得到北京离子探针中心的陶华、颉颃强等老师的帮助；野外期间得到阿巴宫铁矿和新疆地质矿产勘探开发局第四地质大队的支持；撰写论文期间和许东青博士进行了有益的学术讨论；稿件得到朱永峰和匿名审稿老师仔细的审阅，获得了非常有益的建议和意见，在此一并表示感谢。

References

Belousova EA, Griffin WL and Oreilly SY. 2002. Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type.

Contributions to Mineralogy and Petrology, 143: 602 – 622

He GQ, Cheng SD, Xu X, Li JY and Hao J. 2004. An Introduction to the Explanatory Text of the Map of Tectonics of Xinjiang and Its Neighbouring Areas. Beijing: Geological Publishing House, 1 – 65 (in Chinese with English abstract)

He GQ, Li MS, Liu DQ, Tang YL and Zhou RH. 1994. Paleozoic Crustal Evolution and Mineralization in Xinjiang of China. Urumuqi and Hongkong: Xinjiang People's Publishing House and Educational and Cultural Press, 1 – 437 (in Chinese)

Liu W. 1990. Petrogenetic epochs and peculiarities of genetic types of granitoids in the Altai Mountains, Xinjiang Uygur Autonomous Region, China. Geotectonica et Metallogenia, 14(1): 44 – 56 (in Chinese)

Ludwig KR. 1999. Isoplot/Ex, version 2.0: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Geochronology Center, Berkeley, Special Publication 1a

Peccerillo R and Taylor SR. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Tuekey. Contrib. Mineral. Petrol., 58: 63 – 81

Ren JS, Wang ZX, Chen BY *et al.* 1999. Viewing the Tectonic Setting of China on the Whole Earth. Beijing: Geological Publishing House

Rui XJ and Wu JY. 1984. The genesis of granites in Altay, China. In: Xu KQ (ed.). The Geology and Mineralization about Granites. International Science Meeting. Nanjing: Jiangsu Scientific and Technological Publishing House, 281 – 291 (in Chinese)

Sajona FG, Maury, RC, Bellon, H, Cotten J and Defant M. 1996. High field strength element enrichment of Pliocene-Pleistocene island-arc basalts, Zamboanga Peninsula, western Mindanao (Philippines). J. Petrol., 37: 693 – 726

Sengor AMC, Natal'in BA and Burtman VS. 1993. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia. Nature, 364: 299 – 307

Song B, Zhang YH, Wan YS *et al.* 2002. Zircon SHRIMP sample preparing, dating and discusses about related phenomena. Geological Review, 48(Suppl.): 26 – 30 (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 Oceanic Basins. Geological Society Special Publication, 42: 313 – 345

Taylor SR and McLeannan SM. 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Oxford: Blackwell

Wang DH, Chen YC, Xu ZG, Li TD and Fu XJ. 2002. Minerogenetic Series and Regularity of Mineralization in the Altai Metallogenetic Province, China. Beijing: Atomic Press, 1 – 493 (in Chinese)

Wang T, Hong DW, Jahn BM, Tong Y, Wang YB, Han BF and Wang XX. 2006. Timing, petrogenesis, and setting of Paleozoic synorogenic intrusions from the Altai Mountains, Northwest China: Implications for the tectonic evolution of an accretionary orogen. The Journal of Geology, 114: 735 – 751

Wang ZG, Zhao ZH, Zou TR *et al.* 1998. Geochemistry of the Granitoids in Altay. Beijing: Science Press, 1 – 152 (in Chinese)

Whalen JB, Currie K and Chappell BW. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contrib. Min. Petrol., 95: 407 – 419

Williams IS and Cleaesson S. 1987. Isotope evidence for the Precambrian province and Caledonian metamorphism of high grade paragneiss from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides, II. Ion microprobe zircon U-Th-Pb. Contributions to Mineralogy Petrology, 97: 205 – 217

Windley BF, Kroener A, Guo J, Qu G, Li Y and Zhang C. 2002. Neoproterozoic to Paleozoic geology of the Altai Orogen, NW China: New zircon age data and tectonic evolution. Journal of Geology, 110 (6): 719 – 737

Xiao QH, Deng JF, Ma DQ *et al.* 2002. The Ways of Investigation on Granites. Beijing: Geological Publishing House, 45 – 50 (in Chinese)

Xiao WJ, Windley BF, Badarch G, Sun S, Li J, Qin K and Wang Z. 2004. Palaeozoic accretionary and convergent tectonics of the southern Altaids: Implications for the growth of Central Asia. Journal of the Geological Society, London, 161: 339 – 342

Xiao XC, Tang YQ, Feng YM *et al.* 1992. The Tectonic Setting in the North of Xinjiang and the Adjacent Area. Beijing: Geological Publishing House, 1 – 169 (in Chinese)

Yuan F, Zhou TF and Yue SC. 2001. The ages and the genetic types of the granites in the Nurt area, Altay. Xinjiang Geology, 19(4): 292 – 296 (in Chinese with English abstract)

Yue YJ, Wang SG and He GQ. 1990. The genetic types of granitoids and its implications on crustal evolution in Altay orogenic belt, china. Geoscience of Xinjiang, (2): 72 – 85 (in Chinese with English abstract)

Zeng QS, Chen GH, Wang H and Shan Q. 2007. Geochemical characteristic, SHRIMP zircon U-Pb dating and tectonic implication for granitoids in Chonghuer basin, Altai, Xinjiang. Acta Petrologica Sinica, 23(8): 1921 – 1932 (in Chinese with English abstract)

Zhu YF and Song B. 2006. Petrology and SHRIMP chronology of mylonitized Tianger granite, Xinjiang: Also about the dating on zircon hydrothermal zircon rims in granite. Acta Petrologica Sinica, 22: 135 – 144 (in Chinese with English Abstract)

Zhu YF, Zeng YS and Gu LB. 2006. Geochemistry of the rare metal-bearing pegmatite No. 3 vein and related granites in Keketuohai region, Altay Mountains, northwest China. Journal of Asian Earth Sciences, 27: 61 – 77

Zhao ZH, Wang ZG, Zou TR *et al.* 1993. The REE, isotopic composition of O, Pb, Sr and Nd and petrogenesis of granitoids in the Altai Region. In: Tu GZ (ed.). Progress of Solid-Earth Sciences in Northern Xinjiang, China. Beijing: Science Press, 239 – 266 (in Chinese)

Zou TR, Cao HZ and Wu BQ. 1988. Orogenic and anorogenic granitoids of Altay mountains of Xinjiang and their discrimination criteria. Acta Geologica Sinica 2(1): 45 – 64

附中文参考文献

何国琦,成守德,徐新,李锦轶,郝杰. 2004. 中国新疆及邻区大地构造图(1∶2500000)说明书. 北京:地质出版社,1 – 65

何国琦,李茂松,刘德权等. 1994. 中国新疆古生代地壳演化及成矿. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社,香港:香港文化教育出版社,1 – 437

刘伟. 1990. 中国阿尔泰地区花岗岩的时代及成因特征. 大地构造与成矿学,14(1): 44 – 56

任纪舜,王作勋,陈炳蔚等. 1999. 从全球看中国大地构造. 北京:地质出版社

芮行健,吴玉金. 1984. 中国阿尔泰花岗岩的成因. 见: 徐克勤主编.

花岗岩地质及其与成矿的关系国际学术会议论文集. 南京：江苏科学技术出版社，281－291

宋彪，张玉海，万渝生等. 2002. 锆石 SHRIMP 样品制靶、年龄测定及有关现象讨论. 地质论评，48(增刊)：26－30

王登红，陈毓川，徐志刚，李天德，傅旭杰. 2002. 阿尔泰成矿省的成矿系列及成矿规律. 北京：原子能出版社，1－493

王广耀，许培春. 1983. 新疆阿尔泰地区岩浆岩的特征及其与成矿的关系. 西北地质，(1)：8－21

王中刚，赵振华，邹天人等. 1998. 阿尔泰花岗岩类地球化学. 北京：科学出版社，1－152

肖庆辉，邓晋福，马大铨，洪大卫等. 2002. 花岗岩研究思维与方法. 北京：地质出版社，45－50

肖序常，汤耀庆，冯益民等. 1992. 新疆北部及邻区大地构造. 北京：地质出版社，1－169

袁峰，周涛发，岳书仓. 2001. 阿尔泰诺尔特地区花岗岩形成时代及成因类型. 新疆地质，19(4)：292－296

岳永君，王式光，何国琦. 1990. 中国阿尔泰造山带中花岗岩类的成因类型及其在地壳演化中的意义. 新疆地质科学(2)：72－85

曾乔松，陈广浩，王核，单强. 2007. 阿尔泰冲乎尔盆地花岗质岩体的锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其构造意义. 岩石学报，23(8)：1921－1932

朱永峰，宋彪. 2006. 新疆天格尔糜棱岩化花岗岩的岩石学及其 SHRIMP 年代学研究：兼论花岗岩中热液锆石边的定年. 岩石学报，22(1)：135－144

邹天人，曹惠志，吴柏青. 1988. 新疆阿尔泰造山花岗岩和非造山花岗岩及其判别标志. 地质学报，62(3)：228－234

赵振华，王中刚，邹天人，增田章. 1993. 阿尔泰花岗岩类 REE 及 O、Pb、Sr、Nd 同位素组成及成岩模型. 见：涂光炽主编. 新疆北部固体地球科学新进展. 北京：科学出版社，239－266