1000-0569/2007/023(08)-1933-44 *Acta Petrologica Sinica* 岩石学报

中国阿尔泰北部山区早泥盆世花岗岩的年龄、成因及构造意义*

童英[1] 王涛[1] 洪大卫[1] 代雅建[2] 韩宝福[3] 柳晓明[4]

TONG Ying[1], WANG Tao[1], HONG DaWei[1], DAI YaJian[2], HAN BaoFu[3] and LIU XiaoMing[4]

1. 中国地质科学院地质研究所 能源与资源中心, 北京 100037
2. 中国地质调查局 沈阳地质调查中心, 沈阳 110032
3. 北京大学地球空间科学学院, 北京 100871
4. 西北大学地质学系 大陆动力学教育部重点实验室, 西安 710069

1. *Energy Source and Resource Center, Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing* 100037, *China*
2. *Shenyang Geologic Survey Center, CGS, Shenyang* 110032, *China*
3. *School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing* 100871, *China*
4. *Key Laboratory of Continental Dynamics, Department of Geology, Northwest University, Xi'an* 710069, *China*

2007-03-20 收稿,2007-05-06 改回.

Tong Y, Wang T, Hong DW, Dai YJ, Han BF and Liu XM. 2007. Ages and origin of the early Devonian granites from the north part of Chinese Altai Mountains and its tectonic implications. *Acta Petrologica Sinica*, 23(8):1933 – 1944

Abstract Zircon U-Pb (LA-ICPMS) dating yields the $^{206}Pb/^{238}U$ ages of 398 ± 5Ma(MSWD = 2.3) and 399 ± 4(MSWD = 1.2) for the Kanasi and Qiongkur granite plutons from the north part of the Chinese Altai Mountains, respectively. The results, combing with previously published data, show that the 400Ma ca. granitoids distribute widely in the Chinese Altai, and this period is a very important granitoids formation stage. The Kanasi, Qiongkur and other 400Ma ca. granites are enriched in K, Al, REE and LILE (Rb, K, Ba) with negative anomaly in Nb, Ta, Sr, Ti and P, and have negative $\varepsilon_{Nd}(t)$ values (−1.5 ~ −0.5) and older t_{DM}(1.15 ~ 1.35Ga) in relation to other granitoids in this area, which suggest that the granitoids mainly follow calc-alkaline and high-K calc-alkaline trends, form in continental arc settings, and the sources of the granitoids contain both old continental and mantle-derived rocks. These features are the same as those of 400Ma ca. granitoids recognized from the central and southern Chinese Altai. All of these provide the new evidences for the seduction and accretion processes of the Chinese Altai in early-middle Paleozoic.

Key words Granite, Early Paleozoic, Zircon U-Pb age, Geochemistry, Altai

摘 要 对阿尔泰北部山区喀纳斯及琼库尔花岗岩体进行锆石 LA-ICPMS U-Pb 定年分别获得 398 ± 5Ma(MSWD = 2.3) 和 399 ± 4Ma(MSWD = 1.2)的生成年龄,确定其形成于早泥盆世。结合近期研究成果,进一步表明,阿尔泰造山带花岗岩主要形成于早—中古生代,峰期在 400Ma 左右。这两个花岗岩同阿尔泰其它 400Ma 左右的花岗岩具有相同或相似的野外产状、岩石学、地球化学特征和同位素组成,如高硅、富钾、铝,轻稀土富集,具有 Eu 负异常,富集大离子亲石元素(Rb、Ba、K),具有明显的 Nb、Ta、Sr、P、Ti 负异常,具有负的$\varepsilon_{Nd}(t)$值(−1.5 ~ −0.1)和相对于区内其它花岗岩较老的 Nd 同位素模式年龄 t_{DM}(1.15 ~ 1.35Ga),表明这些花岗岩具有钙碱性-高钾钙碱性特征,其物源源除了地幔物质的贡献,可能有更多地壳物质的加入。推断这些花岗岩可能是在洋壳俯冲过程中,可能是熔自深部地壳(可能是弧物质)的岩浆与来源于亏损地幔的镁铁质岩浆发生混合形成的。结合区域地质背景分析,显示喀纳斯、琼库尔岩体形成于陆弧环境,与其它同期花岗岩一起揭示了阿尔泰造山带最为强烈的一次俯冲、裂解和拼合事件。为我们已经提出的构造演化模式提供了新的证据。

---

* 国家重点基础研究发展规划项目(2007CB411307)、国家自然科学基金项目(40472101、49772105)、国际合作基金项目(40210647)、中国地质调查局地质调查工作项目(1212010611803)资助.

第一作者简介: 童英, 男, 1974 年生, 助理研究员, 从事花岗岩与成矿作用研究, E-mail: yingtong@pku.org.cn

关键词 花岗岩; 早古生代; 锆石年龄; 地球化学; 阿尔泰
中图法分类号 P588.121; P597.3

阿尔泰造山带作为全球最大的增生造山带(Sengör *et al.*,1993)—中亚造山带(Jahn *et al.*,2000a)的典型地区,同整个中亚造山带一样发育大量的花岗岩。以前一般认为其主要形成于晚古生代(邹天人等,1988; 王中刚和赵振华,1990; 刘伟,1990; 新疆地质矿产局,1993; 赵振华等,1993; 程裕淇,2004),阿尔泰也多被认为是海西造山带(Zou *et al.*,1989; 肖序常等,1992; 何国琦等,1994; 王中刚等,1998; 李华芹等,1998; 王登红等,2002)。最近通过高精度的锆石U-Pb定年,在阿尔泰识别出大量的早—中古生代花岗岩,主要形成于460~375Ma,大致分为460Ma、400Ma、375Ma三个阶段,并提出了阿尔泰造山带早—中古生代陆缘裂解增生演化的构造模式(Wang *et al.*,2006)。相对而言,阿尔泰北部山区特别是其西段和中段花岗岩研究程度较弱,一些岩体还缺乏可靠的同位素锆石年龄,它们具体对应于早—中古生代哪一期岩浆事件还不十分清楚,其成因也有待于进一步研究。本文在前期工作基础上,进一步对这些代表性岩体(喀纳斯和琼库尔)进行了补充研究,获得新的约400Ma的锆石年龄,在与阿尔泰同期花岗岩对比基础上,探讨其成因和区域构造意义。

1 区域地质概况

阿尔泰造山带位于中亚造山带(Sengör *et al.*,1993)的西南部,北邻西萨彦岭古岛弧带,南侧以额尔齐斯断裂与准噶尔地块相接(图1)。中国阿尔泰位于阿尔泰山脉东段的西

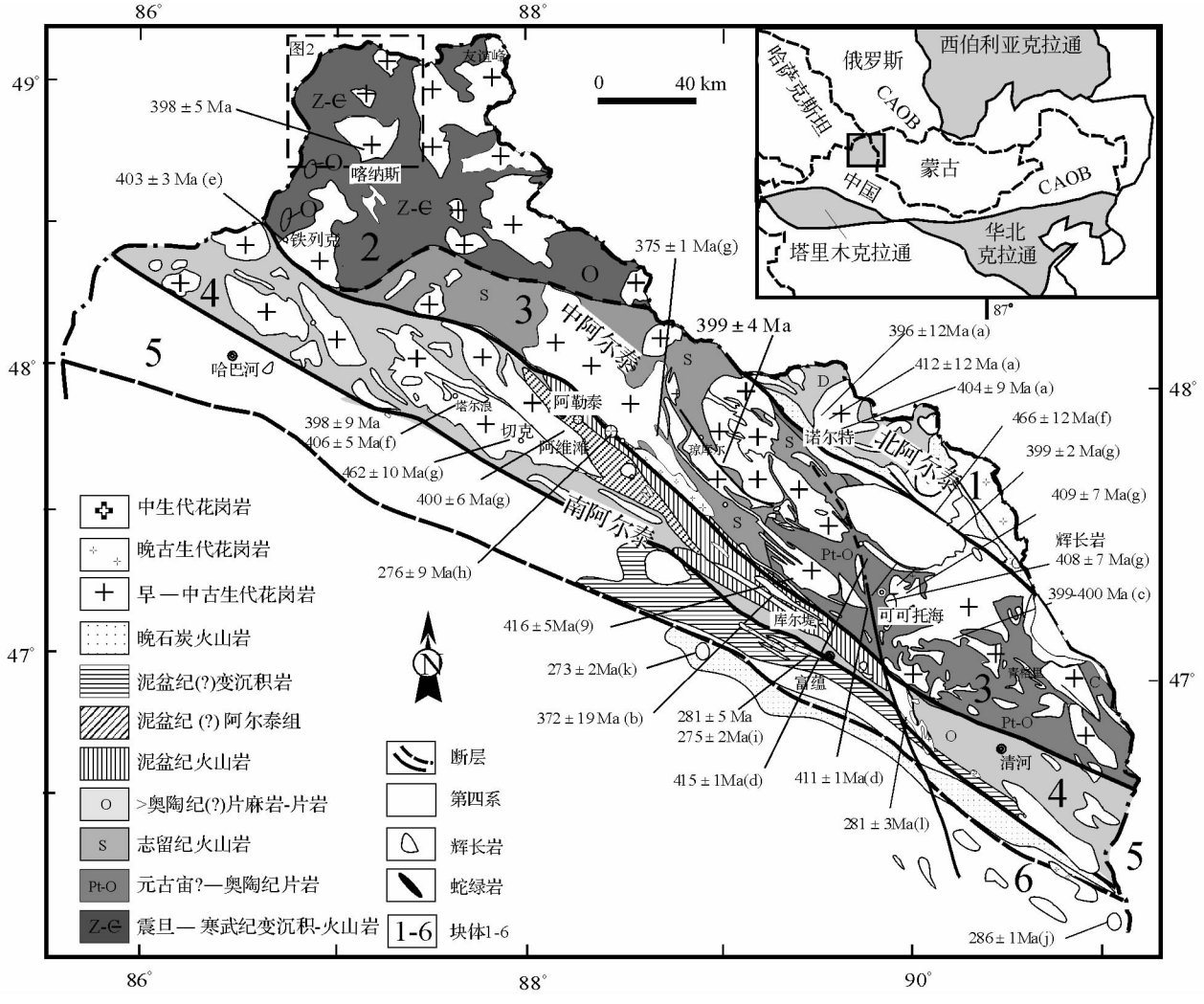


图1 阿尔泰造山带区域地质及花岗岩分布图(据 Windley *et al.* (2002)和 Wang *et al.* (2006))
图中年龄之后括号中的字母代表文献来源: a-袁峰等(2001); b-王登红等(2002); c-王中刚等(1998); d-Windley *et al.* (2002); e-童英等(2005); f-袁超等(2005); g-Wang *et al.* (2006); h-王涛等(2005); i-童英等(2006a); j-童英等(2006b); k-韩宝福等(2006); l-周刚等(2007)
Fig. 1 Geological and granite map of the Altai orogen (after Windley *et al.* (2002) and Wang *et al.* (2006))

南坡，向南东连至蒙古的戈壁阿尔泰，向北西延至哈萨克斯坦的矿区阿尔泰和俄罗斯的山区阿尔泰，由几个不同的构造块体组成（如何国琦等，1994；Windley *et al.*，2002；Li *et al.*，2003；Xiao *et al.*，2004）。总的看来，大致可以归为北、中、南3个块体（如 Li *et al.*，2003；Xiao *et al.*，2004；何国琦等，1994），北部块体主要由泥盆纪和石炭纪火山-沉积岩组成，花岗岩主要形成于早—中古生代（袁峰等，2001）；中部块体主要为震旦纪—泥盆纪深变质岩系，并可能有前寒武纪基底（Hu *et al.*，2000），具有微陆块的特点，花岗岩在该区最为发育，如铁列克、喀纳斯、友谊峰、琼库尔、红山嘴、可可托海、青格里等大型岩体；南部块体主要是古生代（志留纪—石炭纪）火山-沉积岩系，可解释为岛弧物质，除发育切木尔切克、阿维滩、库尔提等较大的花岗岩体外，还发育有锡泊渡、富蕴南等小岩体；之南，为额尔齐斯断裂带（或挤压带）（何国琦等，1994）。Windley *et al.*（2002）将中国阿尔泰造山带作了更为详细的划分，分为5个构造块体（图1）。

前人对阿尔泰造山带古生代构造岩浆演化和造山作用进行了研究和探讨（如何国琦等，1994；Windley *et al.*，2002；Li *et al.*，2003；Xiao *et al.*，2004）。综合这些研究成果和最新研究，阿尔泰造山带在经历了早-中古生代洋壳沿额尔齐斯带向北的俯冲、主动陆缘演化及陆缘裂解、弧后盆地形成及闭合之后，进入了后造山阶段，额尔齐斯洋闭合于早石炭世之前（如 Wang *et al.*，2006）。

2 岩体地质及样品概况

阿尔泰北部山区发育大量花岗岩，从我们的野外观察和前人研究结果来看，这些岩体岩石类型基本相同，多为片麻状黑云母花岗岩，前人将它们划归于同一期花岗岩（邹天人等，1988；程裕琪主编，2004）。这些岩体中，喀纳斯岩体和琼库尔岩体分别位于中阿尔泰的西段和中段（图1），规模较大，具有代表性。

喀纳斯岩体位于中阿尔泰的西北部，面积约226.5km^2。神秘的喀纳斯湖穿过该岩体，因此，该岩体以举世闻名的喀纳斯湖而著名（图2）。由于湖两侧原始森林覆盖严重，因而，研究程度很低。此次工作集中在岩体的中南部地区。主要岩性为一套中粒片麻状黑云母二长花岗岩，黑云母定向，局部可以见到细粒黑云母花岗岩包裹体。年龄样品4123采自48°47′11″，87°02′30″，主要矿物为钾长石（30% ~ 35%）、斜长石（20% ~25%）、石英（30% ~ 35%）、黑云母（10% ~15%）；副矿物主要有锆石，磁铁矿等。主要围岩为一套震旦—寒武纪的变质砂岩、泥岩，岩体南部存在早泥盆世（?）的变质凝灰岩、火山碎屑岩，变质程度较浅。邹天人等（1988）认为该岩体形成于海西期，只是没有确切的年代学数据加以支持，之后也没有发表过有关其形成时代的资料。

琼库尔岩体位于阿尔泰蒙库以北，面积约450km^2，沿南东方向的构造线展布，面理、线理发育，石英定向且被拉长。

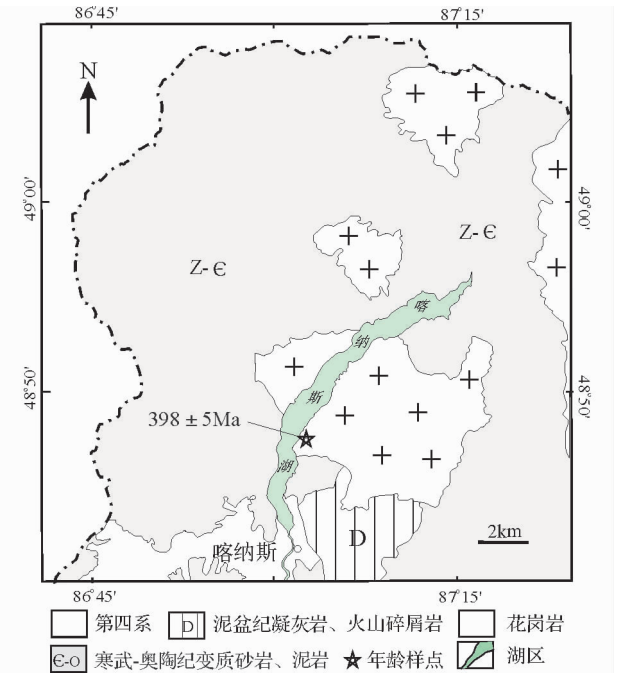


图2 阿尔泰北部喀纳斯岩体地质简图

Fig. 2 Geological sketch map of the Kanasi granite pluton from the north part of Chinese Altai

主要岩性为一套片麻状似斑状黑云母花岗岩，其次为片麻状黑云母花岗岩，两者之间未见明显的过渡关系。岩体内部多见伟晶岩脉，宽度多约0.5 ~2m，也有宽度不够10cm。另外，还发育中粒—中粗粒花岗岩脉，未变形。岩体围岩为一套志留纪片岩、板岩，局部可见这套地层的夹层。东部以志留纪片岩、板岩与诺尔特花岗岩相隔，西侧为乌力奇岩体，其与南东向顺延的库尔提、可可托海、青格里岩体，以及北西方向的红山嘴岩体都具有相似的岩性。年龄样品4074采自东风大桥北约130km处，经纬度为47°38′26″，88°53′59″。岩性为似斑状黑云母花岗岩，主要矿物成分为石英（30% ~ 35%），斜长石（40% ~45%）、钾长石（20% ~25%）、黑云母（5% ~10%）。

3 测试方法及测试结果

3.1 测试方法

在对实验室挑选的锆石进行二次挑纯后，选择晶棱平直，晶面清晰的锆石进行样品靶的制作，其方式与SHRIMP定年锆石样品制备方法基本相同（宋彪，2002），只是样品靶相对小些。然后进行样品的反射光和透射光照像，排除多裂纹和抛光面不清晰的锆石，再在中国地质科学院矿床所电子探针室对锆石进行阴极发光（CL）照像，完成锆石内部结构的分析。样品测试在西北大学地质学系大陆动力学教育部重点实验室完成，采用有动态反应池的四极杆 ICP-MS Elan6100DRC，激光剥蚀系统为 Geo-Las200M，详细的锆石年

代测定参照袁洪林等(2003)和 Yuan *et al.*(2004)。样品的同位素比值及元素含量计算采用 GLITTER(Ver4.0, Macquarie University)程序,年龄计算及谐和图的绘制采用 Isoplot(Ver2.05)(Ludwig,1999)完成。采用 Tom Andersen 的 Excel 宏程序进行普通铅校正(Tom Andersen, 2002)。

Sr、Nd 同位素分离及测试在中国科学院地质与地球物理研究所完成。样品粉末先溶入 HF, HNO_3 和 $HClO_4$ 的混合溶液中,分离之前加入了 ^{149}Sm-^{150}Nd 和 ^{85}Rb-^{84}Sr 混合稀释剂。Rb、Sr 的分离利用常规的阳离子交换技术在 BioRad AG1-X8 200-400 网状树脂上进行。Sm、Nd 分离利用提取色谱法在 LN-Spec(100~150 目)树脂上进行。全程实验室空白控制在 Rb(0.01~0.05ng),Sr(0.3~0.7ng),Sm(0.1~0.2ng),Nd(0.1~0.5ng)。同位素测定在 Triton TI 多接收质谱仪上进行。$^{87}Sr/^{86}Sr$ and $^{143}Nd/^{144}Nd$ 同位素比值测定分别采用 $^{86}Sr/^{88}Sr=0.1194$ 和 $^{146}Nd/^{144}Nd=0.7219$ 进行质量分馏校正。测试精度 Sm、Nd、Rb 和 Sr 均为 ±0.5%, $^{147}Sm/^{144}Nd$ 为 ±0.5%, $^{143}Nd/^{144}Nd$ 为 ±0.005%, $^{87}Rb/^{86}Sr$ 为 0.5%, $^{87}Sr/^{86}Sr$ 为 0.05%(2σ)。有关参数的计算,采用本次研究新获得的锆石 U-Pb 年龄。

3.2 测试结果

3.2.1 年代学

喀纳斯岩体样品 4123 的锆石形态复杂,多不规则,主要为短柱状,长度约 80~200μm,集中在 100~150μm,长宽比约 2∶1~3∶1。内部发育较完好的振荡环带,显示岩浆锆石特点(图 3),未见明显的核幔分界,部分锆石内部含有暗色包裹体。在众多的锆石中通过锆石阴极发光图像研究,选择了 20 颗锆石,进行 LA-ICPMS U-Pb 测定。测点既有位于锆石边部,也有位于锆石幔部和核部(图 3),其中 2 号测点由于异常高的 204 峰值,无法获得足够有效区段,其余 19 个测点数据相对集中(表 1),似乎显示出两组年龄特征(图 4),

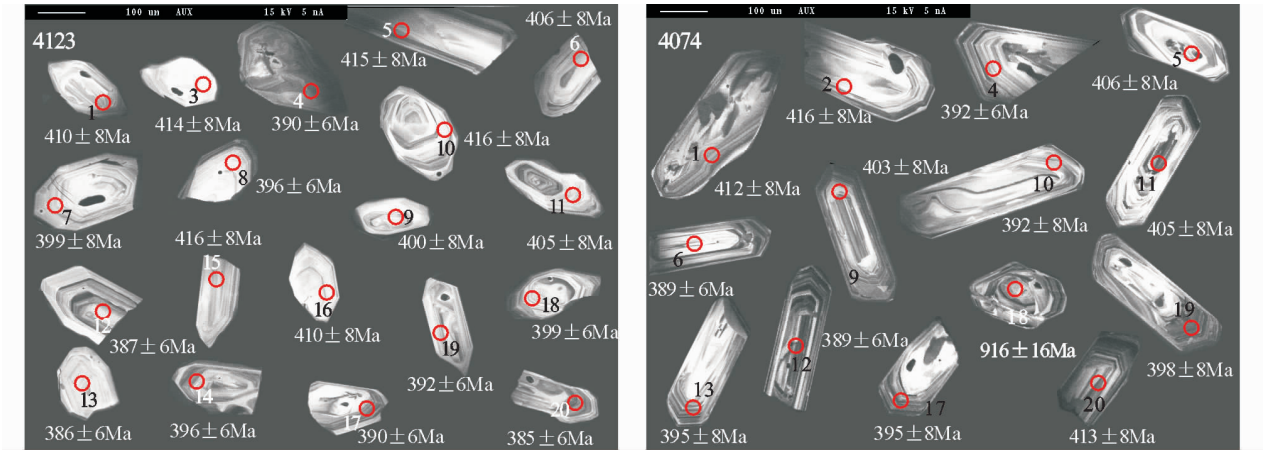


图 3 喀纳斯岩体样品 4123、琼库尔岩体样品 4074 花岗岩锆石阴极发光图像

Fig. 3 CL photographs of the Kanasi and Qiongkur granite plutons (sample 4123, 4074)

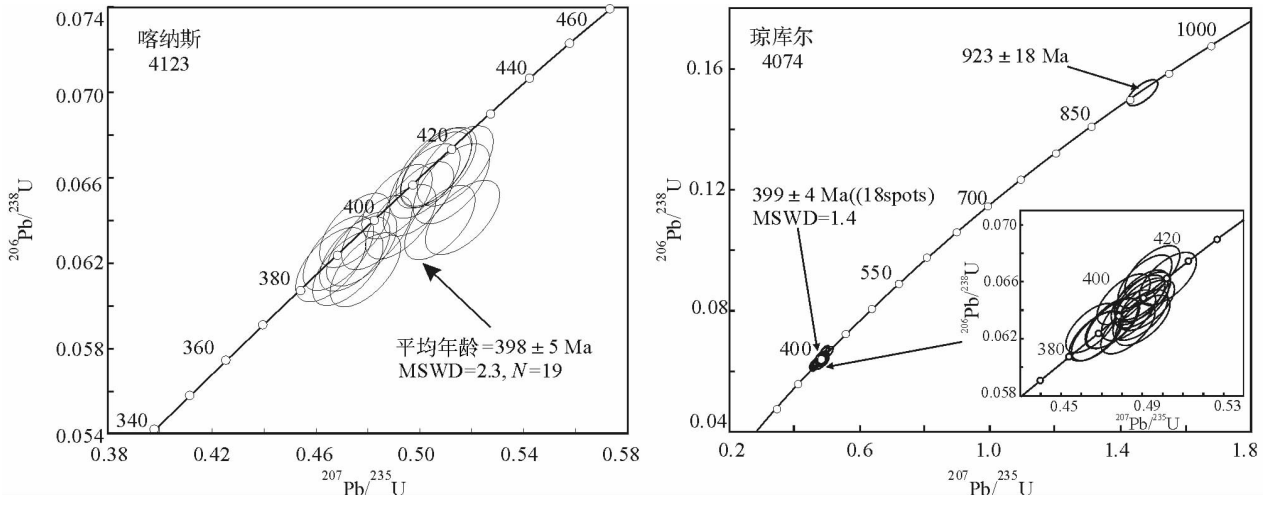


图 4 喀纳斯、琼库尔花岗岩锆石 U-Pb 年龄谐和图

Fig. 4 Zircon U-Pb concordia diagrams of the Kanasi and Qiongkur granite plutons

表 1 阿尔泰北部喀纳斯岩体和琼库尔花岗岩 LA-ICPMS 锆石 U-Pb 测试结果

Table 1 Results of zircon U-Pb age dating(LA-ICPMS) of Kanasi and Qiongkur granite plutons from the north part of Altai mountain

测点	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±	$^{207}Pb/^{235}U$	±	$^{206}Pb/^{238}U$	±	$^{208}Pb/^{232}Th$	±	$\frac{^{232}Th}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$	±	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	±	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	±
喀纳斯岩体															
4123-1	0.05660	0.00114	0.51259	0.00932	0.06569	0.00118	0.01907	0.00028	0.21	476	18	420	6	410	8
4123-3	0.05514	0.00120	0.50418	0.01008	0.06632	0.00120	0.01956	0.00028	0.86	418	20	415	6	414	8
4123-4	0.05424	0.00108	0.46693	0.00846	0.06244	0.00112	0.01889	0.00028	0.18	381	18	389	6	390	6
4123-5	0.05512	0.00122	0.50563	0.01036	0.06653	0.00120	0.01901	0.00026	2.38	417	20	416	6	415	8
4123-6	0.05567	0.00112	0.49885	0.00916	0.06499	0.00118	0.02077	0.00030	0.56	439	18	411	6	406	8
4123-7	0.05585	0.00112	0.49221	0.00898	0.06392	0.00116	0.02058	0.00030	0.50	446	18	406	6	399	8
4123-8	0.05426	0.00110	0.47460	0.00868	0.06343	0.00114	0.01688	0.00024	0.40	382	18	394	6	396	6
4123-9	0.05847	0.00118	0.51632	0.00950	0.06405	0.00116	0.01946	0.00028	0.66	547	18	423	6	400	8
4123-10	0.05507	0.00110	0.50571	0.00914	0.06661	0.00120	0.01881	0.00026	0.32	415	18	416	6	416	8
4123-11	0.05488	0.00112	0.49040	0.00896	0.06480	0.00116	0.01854	0.00026	0.65	407	18	405	6	405	8
4123-12	0.05437	0.00108	0.46396	0.00832	0.06189	0.00112	0.01681	0.00024	0.61	386	18	387	6	387	6
4123-13	0.05532	0.00112	0.47062	0.00866	0.06170	0.00110	0.01821	0.00026	0.68	425	18	392	6	386	6
4123-14	0.05525	0.00110	0.48294	0.00868	0.06338	0.00114	0.02010	0.00028	0.44	422	18	400	6	396	6
4123-15	0.05600	0.00112	0.51426	0.00934	0.06659	0.00120	0.01881	0.00026	1.10	452	18	421	6	416	8
4123-16	0.05528	0.00114	0.50115	0.00942	0.06575	0.00118	0.01883	0.00026	1.05	424	18	412	6	410	8
4123-17	0.05518	0.00110	0.47465	0.00842	0.06237	0.00112	0.01889	0.00026	0.20	420	18	394	6	390	6
4123-18	0.05761	0.00116	0.50718	0.00914	0.06384	0.00114	0.01951	0.00028	0.41	515	18	417	6	399	6
4123-19	0.05519	0.00110	0.47678	0.00854	0.06264	0.00112	0.01950	0.00026	0.65	420	18	396	6	392	6
4123-20	0.05630	0.00114	0.47810	0.00878	0.06157	0.00110	0.01950	0.00028	0.53	464	18	397	6	385	6
琼库尔岩体															
4074-1	0.05396	0.00106	0.49128	0.00876	0.06601	0.00120	0.01861	0.00026	0.29	369	18	406	6	412	8
4074-2	0.05380	0.00106	0.49496	0.00884	0.06669	0.00122	0.01855	0.00026	0.57	363	18	408	6	416	8
4074-3	0.05384	0.00106	0.48083	0.00860	0.06475	0.00118	0.01797	0.00026	0.58	364	18	399	6	404	8
4074-4	0.05371	0.00106	0.46463	0.00832	0.06272	0.00114	0.01801	0.00026	1.04	359	18	387	6	392	6
4074-5	0.05456	0.00108	0.48932	0.00880	0.06503	0.00118	0.01835	0.00026	0.42	394	18	404	6	406	8
4074-6	0.05444	0.00108	0.46681	0.00840	0.06217	0.00114	0.01817	0.00026	0.60	389	18	389	6	389	6
4074-8	0.05506	0.00110	0.48336	0.00890	0.06365	0.00116	0.01849	0.00026	1.18	415	18	400	6	398	8
4074-9	0.05507	0.00110	0.48954	0.00894	0.06446	0.00118	0.01893	0.00026	0.92	415	18	405	6	403	8
4074-10	0.05582	0.00110	0.48288	0.00880	0.06272	0.00116	0.01875	0.00026	0.67	445	18	400	6	392	8
4074-11	0.05484	0.00108	0.49039	0.00890	0.06484	0.00120	0.01898	0.00026	0.35	406	18	405	6	405	8
4074-12	0.05450	0.00108	0.46777	0.00850	0.06223	0.00114	0.01887	0.00026	0.15	392	18	390	6	389	6
4074-13	0.05457	0.00108	0.47495	0.00864	0.06312	0.00116	0.01787	0.00024	0.47	395	18	395	6	395	8
4074-14	0.05547	0.00110	0.49220	0.00902	0.06434	0.00118	0.01926	0.00026	0.68	431	18	406	6	402	8
4074-15	0.05477	0.00108	0.48784	0.00892	0.06459	0.00120	0.01901	0.00026	0.34	403	18	403	6	403	8
4074-16	0.05468	0.00110	0.47543	0.00888	0.06305	0.00116	0.01826	0.00026	0.88	399	20	395	6	394	8
4074-17	0.05621	0.00112	0.49035	0.00900	0.06326	0.00116	0.01891	0.00026	0.58	461	18	405	6	395	8
4074-18	0.06983	0.00138	1.46965	0.02696	0.15261	0.00282	0.04314	0.00060	0.15	923	18	918	12	916	16
4074-19	0.05577	0.00112	0.48920	0.00902	0.06362	0.00118	0.01832	0.00026	0.58	443	18	404	6	398	8
4074-20	0.05506	0.00110	0.50277	0.00930	0.06622	0.00122	0.01924	0.00026	0.53	415	18	414	6	413	8

较老一组的$^{206}Pb/^{238}U$加权平均年龄为408±5Ma(MSWD=0.81),较新的一组的$^{206}Pb/^{238}U$加权平均年龄为390±4Ma(MSWD=0.50),二者在误差范围内相差不大,且$^{206}Pb/^{238}U$年龄变化范围较小(385Ma~416Ma),呈一连续变化趋势(表1),在阴极发光图像上没有见到明显的新老锆石区别(图3),因而,基本上可以解释为一组年龄,其$^{206}Pb/^{238}U$加权平均年龄为398±5Ma(MSWD=2.3),可代表该样品的年龄。

琼库尔岩体样品4074的锆石明显较喀纳斯样品的锆石大,长度集在200~300μm,主要为长柱状,内部发育很好的岩浆环带(图3),只是内部多含包裹体,在样品测试过程中选择难度较大,也多次导致测试的失败,个别锆石内部有明显的核。从约200颗锆石中最终成功获得了20颗锆石的测试结果,其中7号测点由于207峰值过多,未获得处理结果,18号点位于锆石的核部(图3右),其结构与边部明显不同,获得的$^{207}Pb/^{206}Pb$年龄为923±8Ma,应为继承核年龄,其余18个测点则相对集中,$^{206}Pb/^{238}U$年龄变化范围为389~416Ma,加权平均年龄为399±4Ma(MSWD=1.2)(表1,图4),应代表该岩体的形成时代,与喀纳斯岩体的形成时代基本一致。

3.2.2 地球化学

岩石化学分析结果及有关参数列于表2。两个岩体均表现出高硅(SiO_2 71.77%~77.43%),富钾(K_2O 3.88%~4.42%),$K_2O/Na_2O=1.2\sim1.45$,显示钙碱性-高钾钙碱性特点(Väisänen *et al.*, 2000)(图5a、表2)。具有较高的Al_2O_3含量(12.40%~13.98%),为铝过饱和岩石,CIPW标准矿物中出现刚玉,铝饱和指数[$ACNK=Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$摩尔比]均大于1,[$ANK=Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$摩尔比]为1.21~1.59,在ACNK-ANK图解中,位于过铝质区(图5b、表2)。

岩石稀土元素总量均较高,ΣREE为158.64×10^{-6}~243.54×10^{-6}。在球粒陨石标准化的REE分布模式图解中(图6a),具有明显的轻稀土富集,重稀土亏损,呈明显的右倾,具有负铕异常($Eu/Eu^*=0.27\sim0.56$),呈一定程度的"V"型谷状。在原始地幔标准化的蛛网图解中(图6b),整体表现为富集大离子亲石元素(Rb、Ba、K),亏损高场强元素Nb、Ti,具有明显的Ba、Sr、P、Ti负异常。

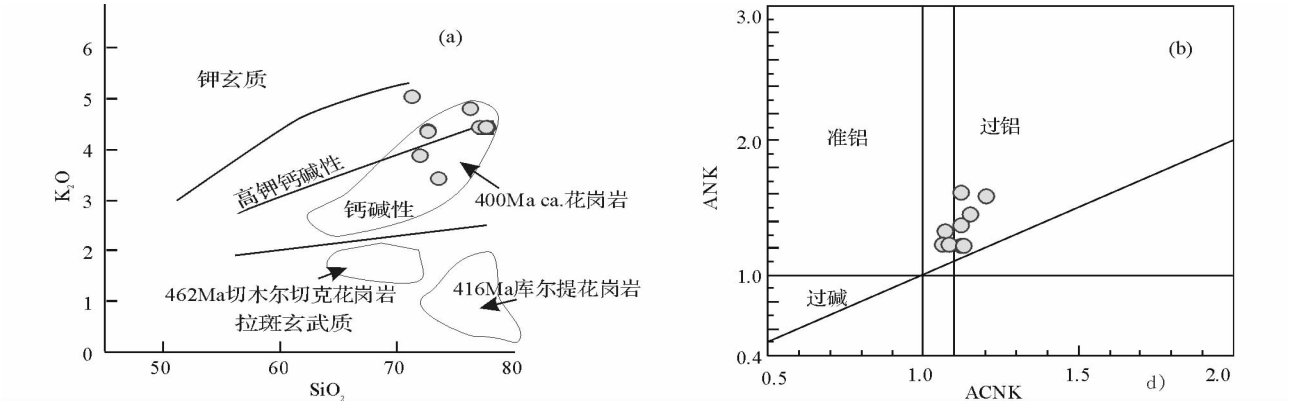


图5 喀纳斯、琼库尔花岗岩SiO_2-K_2O和ACNK-ANK图解(据Peccerillo and Taylor,1976)

ACNK=$Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$摩尔比; ANK=$Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$摩尔比

Fig. 5 SiO_2-K_2O and ACNK-ANK diagrams of the Kanasi and Qiongkur granite plutons (after Peccerillo and Taylor, 1976)

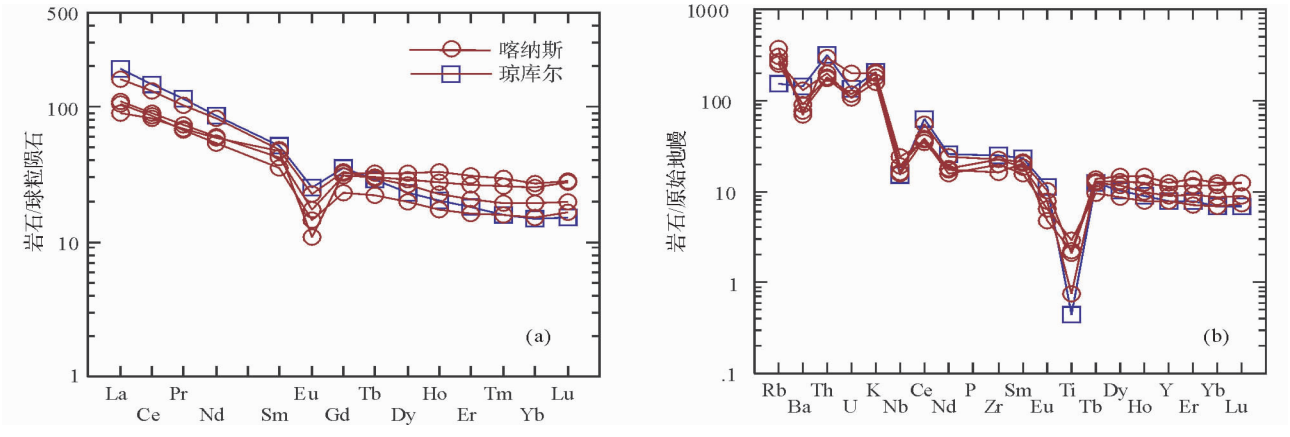


图6 喀纳斯、琼库尔花岗岩稀土元素球粒陨石标准化分布模式图(a)和微量元素原始地幔标准化蛛网图(b)(Sun and McDonough,1989)

Fig. 6 Chondrite-normalized REE distribution pattern (a) and Primitive mantle normalized spidergram (b) of the Kanasi and Qiongkur granite plutons (Sun and McDonough, 1989)

表 2 喀纳斯、琼库尔花岗岩主化学组份(wt%)、微量和稀土元素丰度($\times10^{-6}$)(单位：常量为%，微量为 10^{-6})

Table 2 Analysis of Kanasi and Qiongkur granite plutons

岩体	喀纳斯					琼库尔	岩体	喀纳斯				琼库尔
样品号	4122	4123	4124	4125	4125p	4074	样品号	4122	4123	4124	4125	4074
岩性	片麻状黑云母花岗岩	片麻状黑云母花岗岩	片麻状黑云母花岗岩	片麻状黑云母花岗岩	4125平行样	似斑状黑云母片麻花岗岩	岩性	片麻状黑云母花岗岩	片麻状黑云母花岗岩	片麻状黑云母花岗岩	片麻状黑云母花岗岩	似斑状黑云母片麻花岗岩
SiO_2	76.72	71.77	72.46	77.43	77.36	73.34	La	26.15	25.11	21.48	45.06	37.76
TiO_2	0.12	0.46	0.36	0.07	0.08	0.34	Cw	55.53	52.07	50.35	88.98	79.52
Al_2O_3	12.37	13.81	13.98	12.43	12.4	13.67	Pe	6.99	6.45	6.57	10.99	9.74
FeO	0.41	1.7	1.4	0.26	0.26	1.23	Ns	28.20	24.97	27.48	40.56	38.01
Fe_2O_3	1.39	3.04	2.52	1.04	1.04	2.58	Sm	6.48	5.35	7.16	7.94	7.31
MnO	0.03	0.07	0.05	0.01	0.01	0.03	Eu	1.02	0.84	0.63	1.46	1.32
MgO	0.02	0.99	0.95	0.01	0.01	0.63	Gd	6.32	4.79	6.66	7.32	6.74
CaO	0.72	1.54	1.36	0.43	0.43	2.07	Tb	1.13	0.82	1.21	1.09	1.09
Na_2O	3.27	2.72	3	3.32	3.29	2.86	Dy	7.33	4.98	8.26	5.85	6.65
K_2O	4.42	3.88	4.35	4.43	4.42	3.43	Ho	1.57	0.99	1.86	1.14	1.28
P_2O_5	0.02	0.22	0.19	0.01	0.01	0.1	Er	4.37	2.69	5.07	2.97	3.46
烧失量	0.4	1.2	0.73	0.42	0.32	0.3	Tm	0.67	0.40	0.76	0.41	0.50
总量	99.89	101.4	101.35	99.86	99.63	100.58	Yb	4.33	2.57	4.65	2.54	3.26
K_2O/Na_2O	1.35	1.43	1.45	1.33	1.34	1.20	Lu	0.70	0.42	0.71	0.39	0.51
ACNK	1.08	1.20	1.15	1.12	1.13	1.12	Y	38.46	26.19	42.65	26.88	30.20
ANK	1.22	1.59	1.45	1.21	1.21	1.62	∑REE	189.24	158.64	185.48	243.54	227.33
CIPW 标准矿物							Eu/Eu*	0.45	1.00	0.35	0.87	0.37
Q	39.67	36.81	34.27	40.62	40.82	38.55	Rb	164.61	138.86	201.74	84.66	146.78
C	0.93	2.84	2.28	1.41	1.44	1.71	Sr	98.60	83.54	46.69	120.60	52.89
Or	26.4	23.34	25.97	26.43	26.4	20.51	Zr	186.59	165.56	133.56	206.54	188.53
Ab	27.91	23.38	25.59	28.3	28.08	24.44	Nb	10.79	8.86	13.56	8.50	8.92
An	3.49	6.46	5.69	2.09	2.1	9.8	Th	11.26	11.65	19.06	20.34	12.81
Hy	0.05	4.08	3.68	0.03	0.03	2.35	Pb	19.28	24.26	11.11	18.29	24.94
En(Hy)	0.05	2.52	2.4	0.03	0.03	1.59	Ga	16.02	14.69	16.32	15.39	14.70
Fs(Hy)	0	1.56	1.28	0	0	0.76	Zn	40.26	34.74	19.43	31.80	30.80
Mt	1.08	1.7	1.41	0.67	0.64	1.78	Cu	9.22	9.48	5.06	4.70	5.37
Hm	0.2	0	0	0.29	0.31	0	Ni	15.28	13.41	0.79	4.11	1.07
Il	0.23	0.89	0.69	0.13	0.15	0.65	Cr	23.51	17.63	0.07	5.72	0.61
AP	0.04	0.49	0.42	0.02	0.02	0.22	Hf	6.51	5.50	5.42	6.28	6.05
CI	1.36	6.67	5.78	0.83	0.82	4.78	Cs	12.83	8.15	5.83	3.35	8.74
DI	93.97	83.54	85.83	95.35	95.3	83.5	U	1.93	2.09	3.60	2.36	1.93

3.2.3 Sr、Nd 同位素

Sr、Nd 同位素分析结果列于表 3。计算时采用的年龄分别是新测得的锆石 U-Pb 年龄 398Ma 和 399Ma。喀纳斯、琼库尔以及可可托海花岗岩表现出高的 Sr 含量(86.6×10^{-6} ~ 242.6×10^{-6}), Sr 初始值变化大(0.7045 ~ 0.7141); $^{87}Rb/^{86}Sr$ 为(1.85 ~ 4.73); $^{143}Nd/^{144}Nd$ 比值为 0.512346 ~ 0.512481; $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值为 -1.5 ~ -0.5, Nd 同位素模式年龄 t_{DM2} 为 1.15 ~ 1.35Ga。

4 讨论

4.1 阿尔泰早—中古生代花岗岩时空分布

喀纳斯岩体以前未获得确切的年龄。通过此次工作,获得 398 ±5Ma 的锆石 U-Pb,表明该岩体形成于早泥盆世,与同处中阿尔泰西北地区的铁列克花岗岩体时代相一致(童英等,2005)。另外,从我们的野外观察和前人研究结果来看,这些岩体岩石类型基本相同,前人也将它们划归于同一期花岗岩(邹天人等,1988)。可见中阿尔泰西北部地区的花岗岩基本上都是同期形成的早本的黑云母花岗岩透镜体。。

琼库尔岩体的形成时代为 399 ±5Ma,也为一早泥盆世侵入体,它与其东侧的诺尔特花岗岩(袁峰等,2001)以及沿构造线走向向东南方向顺延的可可托海岩体(吐尔洪岩体)(Wang *et al.*,2006)、青格里岩体(王中刚等,1998)形成时代相近(图 1)。不难看出,中阿尔泰的花岗岩,从分布于西北部的喀纳斯、铁里克,到中北部的琼库尔,往南东再到可可托海、青格里岩体,基本都形成于同一时代(400Ma 左右)(图 1)。

结合北阿尔泰的研究(袁峰等,2001),以及近期在中-南阿尔泰识别出的大量早—中古生代花岗岩(王登红等,2002; 袁超等,2005; Wang *et al.*,2006)(图 1),可见无论是北阿尔泰、南阿尔泰,还是中阿尔泰,花岗岩主要形成于早—中古生代,400Ma 左右出现明显的峰值(Wang *et al.*,2006)(图 7a)。虽然近期也识别和证实了一些晚古生代花岗岩(如王涛等,2005; 童英等,2006a,b; 韩宝福等,2006; 童英,2006; 周刚等,2007),在 260 ~ 290Ma 也存在一个岩浆形成峰期(图 7a),但岩体都很小,规模不大,主要集中在阿尔泰南部(图 1),岩体年龄-面积协变图(图 7b)更直观地显示了这一点,虽然在早、晚古生代各有一次花岗岩形成峰期,但是分布面积差别很大。表明阿尔泰花岗岩主要形成于早—中古生代,不仅是岩体个数的多寡,更在岩体的分布面积的大小,400Ma 左右的花岗岩分布最为广泛,遍布整个阿尔泰,多沿构造线分布,发生一定的变形,是阿尔泰花岗岩主要的成岩时期,对于阿尔泰这样的增生造山带,这个时期也应是构造活动最为强烈的时期。

一个值得注意的问题是,喀纳斯花岗岩与其南侧的变质浅、变形弱的泥盆纪(?)变沉积岩之间的野外接触关系不明。1∶20 万地质调查显示是侵入关系,如果如此的话,意味着这

表 3 阿尔泰喀纳斯、琼库尔花岗岩同位素组成

Table 3 Sr, Nd compositions of Kanasi and Qiongkur granites from the Chinese Altai

样号	岩性	位置	年龄	Rb ($\times10^{-6}$)	Sr ($\times10^{-6}$)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	2s	I_{Sr}	Sm ($\times10^{-6}$)	Nd ($\times10^{-6}$)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	2s	$\varepsilon_{Nd}(0)$	$f_{Sm/Nd}$	$\varepsilon_{Nd}(t)$	t_{DM-1} (Ga)	t_{DM-2} (Ga)	来源
4123	黑云母二长花岗岩	喀纳斯	398	95.44	156.3	4.732	0.73663	12	0.7098	6.54	26.85	0.1474	0.512440	13	-3.9	-0.25	-1.4	1.63	1.25	本文
4124	黑云母二长花岗岩	喀纳斯	398	135.08	160.9	3.455	0.72412	11	0.7045	10.68	49.10	0.1317	0.512444	15	-3.8	-0.33	-0.5	1.31	1.18	本文
HL-4	变沉积岩	喀纳斯	398	8.29	312.8	0.077	0.70964	29	0.7092	5.37	22.97	0.1413	0.512505	10	-2.6	-0.28	0.2	1.36	1.12	Chen and Jahn(2002)
Ha-4	变沉积岩	喀纳斯	398	146.60	75.5	5.608	0.74454		0.7128	4.19	18.17	0.1394	0.512383	7	-5.0	-0.29	-2.1	1.57	1.31	Chen and Jahn(2002)
4094	片麻状黑云母花岗岩	琼库尔	398	175.6	142.9	3.551	0.72512	14	0.7050	12.09	66.82	0.1095	0.512376	16	-5.1	-0.44	-0.7	1.13	1.20	本文
112/2	细粒二云母花岗岩	可可托海西	399	117.8	184.5	1.849	0.71717	18	0.7067	3.64	16.43	0.1340	0.512447	12	-3.7	-0.32	-0.5	1.34	1.18	本文
120/3	片麻状黑云母花岗岩	可可托海	399	148.9	122.2	3.532	0.72851	21	0.7079	5.00	21.50	0.1408	0.512458	15	-3.5	-0.28	-0.6	1.44	1.20	Wang *et al.* (2006)
KT-2	黑云母花岗岩	可可托海	409	115.3	147.4	2.261	0.72171	8	0.7086	5.62	29.98	0.1133	0.512398	5	-4.7	-0.42	-0.3	1.14	1.18	Chen and Jahn(2002)
KT-1	黑云母花岗岩	可可托海	409	137.1	148.0	2.681	0.72188	8	0.7063	6.21	28.06	0.1338	0.512346	3	-5.7	-0.32	-2.4	1.53	1.35	Chen and Jahn(2002)
WQ-12	黑云母花岗岩	可可托海	409	243.6	170.2	4.137	0.72742	28	0.7034	9.27	40.30	0.1391	0.512458	7	-3.5	-0.29	-0.5	1.41	1.19	赵振华等(1993)
A81549	黑云母花岗岩	可可托海	409	77.2	86.6	2.575	0.72902	8	0.7141	6.38	26.38	0.1462	0.512425	6	-4.2	-0.26	-1.5	1.63	1.27	赵振华等(1993)
132	片麻状黑云母花岗岩	吐尔洪	400	106.6	242.6	1.272	0.71330	2	0.7059	5.34	23.25	0.1389	0.512481	15	-3.1	-0.29	-0.1	1.36	1.15	Wang *et al.* (2006)
120/3	片麻状黑云母花岗岩	可可托海	400	148.9	122.2	3.532	0.72851	21	0.7080	5.00	21.50	0.1408	0.512458	15	-3.5	-0.28	-0.7	1.44	1.20	Wang *et al.* (2006)
120/4	闪长岩	可可托海	408	33.95	304.9	0.322	0.70780	18	0.7059	0.64	2.784	0.1390	0.512591	8	-0.9	-0.29	2.1	1.14	0.98	Wang *et al.* (2006)
120/5	辉石闪长岩	可可托海	408	5.777	129.9	0.129	0.70789	18	0.7071	2.10	6.742	0.1888	0.512629	11	-0.2	-0.04	0.2	3.17	1.12	Wang *et al.* (2006)

注: $\varepsilon_{Nd}=((^{143}Nd/^{144}Nd)_s/(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR}-1)\times10000$, $f_{Sm/Nd}=(^{147}Sm/^{144}Nd)_s/(^{147}Sm/^{144}Nd)_{CHUR}-1$, 式中 s = sample; $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR}=0.512638$; $(^{147}Sm/^{144}Nd)_{CHUR}=0.1967$; $t_{DM}=1/\lambda\times\ln[1+[(^{143}Nd/^{144}Nd)_s-0.51315]/[(^{147}Sm/^{144}Nd)_s-0.2137]]$; $t_{DM2}=[t_{DM1}-(t_{DM1}-t)(f_{cc}-f_{dm})]/(f_{cc}-f_{dm})$, f_{cc}、f_s、f_{dm} 分别代表平均大陆壳、样品和亏损地幔的 $f_{sm/Nd}$ 值, $f_{cc}=0.4$, $f_{dm}=0.08592$

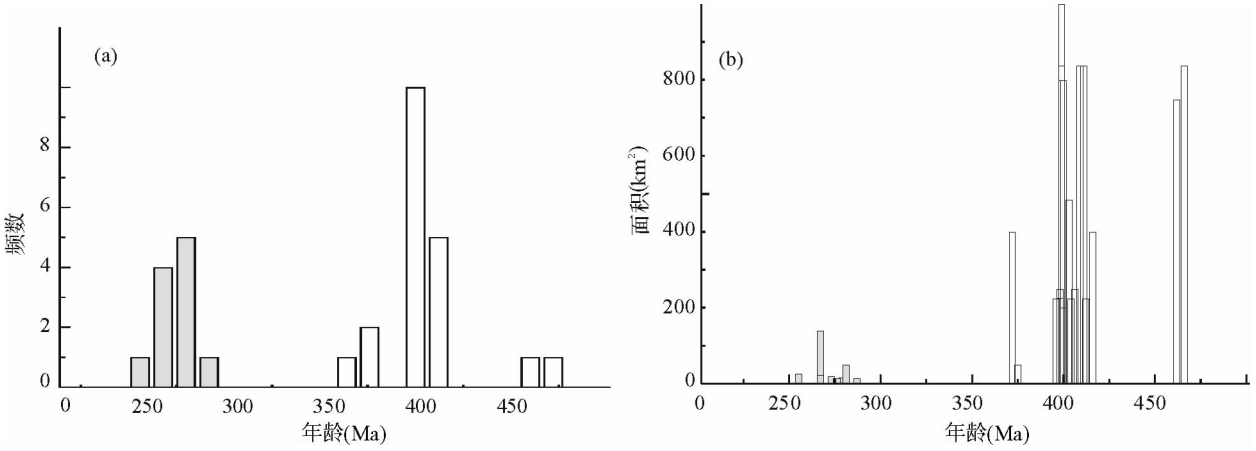


图 7 阿尔泰花岗岩年龄-频数图(a)和年龄-岩体面积协变图(b)

数据据袁峰等(2001),王登红等(2002),Windley *et al.* (2002),童英等(2005),袁超等(2005),Wang *et al.* (2006),王涛等(2005),童英等(2006a,b),韩宝福等(2006),童英(2006),周刚等(2007);图中数据只采用可靠的锆石年代学数据;图 b 中面积柱的密集程度代表不同时期侵位的岩体数量(即面积柱越密说明这个时期侵位的岩体越多,反之亦然),岩体面积一部分根据王登红研究员提供的阿尔泰花岗岩数据库,其余根据邹天人编绘的新疆阿尔泰花岗岩岩体分布图以及野外路线点控制估算

Fig. 7 Age vs. frequency and Age vs. Area diagrams of the Chinese Altai granites (Data after Yuan *et al.* (2001), Li *et al.* (2002), Wang *et al.* (2002), Tong *et al.* (2005), Wang *et al.* (2005), Yuan *et al.* (2005), Wang *et al.* (2006), Tong *et al.* (2006a,b), Han *et al.* (2006), Tong(2006), Zou *et al.* (2007)) just zircon ages

套地层的时代应该是早泥盆世(398Ma)之前。考虑到该区大面积分布变质程度较深、变形强烈的震旦—奥陶纪地层,在奥陶纪和泥盆纪之间可能存在一次强烈的构造运动。如果岩体围岩泥盆纪地层的时代正确,其与岩体接触关系可能是不整合关系。这有待进一步研究。

4.2 岩体的成因及构造环境探讨

喀纳斯、琼库尔花岗岩以及阿尔泰 400Ma 左右的花岗岩具有相一致的地球化学特征(Wang *et al.*, 2006),高硅、富钾,属钙碱性向高钾钙碱性过渡类型(图 5a),所处的大地构造位置基本相同,说明它们可能具有相似的成因。这些花岗岩基本上都富铝,ACNK 和 ANK 值均大于 1,为铝过饱和型,在 ACNK-ANK 图解上位于 I 型和 S 型花岗岩过渡带上(图 5b)。轻稀土富集,轻重稀土分馏明显,具有 Eu 的负异常,富集大离子亲石元素 Rb、Ba、K,亏损高场强元素 Nb、Ti,出现明显的 Nb、Ta、P、Ti 的负异常,说明其具部分陆壳熔融成因,这些花岗岩的低$\varepsilon_{Nd}(t)$值(-1.5 ~ -0.1)以及较高的I_{Sr}值也提供这方面的证据(表 3),这一点与中亚造山带大多数高正$\varepsilon_{Nd}(t)$值花岗岩(如 Han *et al.*, 1997; 吴福元等, 1997; Hong *et al.*,2003; Jahn *et al.*, 2000a, b; Wu *et al.*, 2000)明显不同,却与产于前寒武纪基底或微陆块及其周边的花岗岩相类似(如,Wu *et al.*,2000; Jahn *et al.*,2004; Kovalenko *et al.*,2004)。这些特征可能反映了陆弧的特征,也间接指示了阿尔泰微陆块的存在(Hu *et al.*,2000; Windley *et al.*, 2002; Li *et al.*,2003; Wang *et al.*,2006)。琼库尔花岗岩的 923Ma 的古老残留锆石似乎也提供了这方面的信息。

重要的是,400Ma 左右的花岗岩、花岗闪长岩(如 399 ~ 400Ma 的青格里岩体,王中刚等,1998)、辉石闪长岩(如 408Ma 的可可托海辉石闪长岩,Wang *et al.*,2006)同时出现,它们之间的$\varepsilon_{Nd}(t)$值相差不大,在花岗岩中多见基性岩包体,可能进一步表明它们是镁铁质和长英质岩浆混合的结果。同时,这些花岗岩 Nd 同位素模式年龄 t_{DM2}(1.12 ~ 1.35Ga)在该区花岗岩中相对较老(Hong *et al.*,2003; Wang *et al.*,2006),说明这些花岗岩除了地幔物质的贡献外,可能有较多地壳物质的加入。另外,在晚志留—中泥盆在阿尔泰南缘存在弧火山岩(Zhang *et al.*, 2000)和弧前盆地(Windley *et al.*, 2002)以及喀纳斯花岗岩与其南缘的变沉积岩具有相类似的 Sr、Nd 同位素组成(Chen and Jahn,2002)也都为此提供了佐证。综合上述特征,推断该花岗岩可能是在洋壳俯冲过程中,熔自深部地壳(可能是弧物质)的岩浆与来源于亏损地幔的镁铁质岩浆发生混合形成的。

假设以前寒武纪基底($\varepsilon_{Nd}(400Ma) = -17$, $Nd = 36 \times 10^{-6}$)为陆壳端元(Hu *et al.* 2000),以亏损地幔作为新生地幔端元(如, Jahn *et al.*, 2000a,b),其 $\varepsilon_{Nd}(400Ma) = +8$, $Nd = 15 \times 10^{-6}$,正好与阿尔泰库尔提蛇岩绿岩的同位素值相当(Xu *et al.* 2003),依据 Jahn *et al.* (2004)提供的估算公式 $X^m = Nd_c \times (\varepsilon^c - \varepsilon^r)/[\varepsilon^r \times (Nd_m - Nd_c) - (\varepsilon^m \times Nd_m - \varepsilon^c \times Nd_c)] \times 100$(其中 X^m代表新生地幔端元所占的比例,Nd_m代表新生地幔端元的 Nd 平均含量,Nd_c代表陆壳端元的 Nd 平均含量,ε^m代表新生地幔端元的$\varepsilon_{Nd}(t)$值,ε^r代表花岗岩的$\varepsilon_{Nd}(t)$值,ε^c代表陆壳端元的$\varepsilon_{Nd}(t)$值),进行简单的二端元估算,得出新生幔源物质在花岗岩物源组分中所占比例为

77% ~83%,寒武纪基底则占 17% ~23%,接近 1/5,如果以古生代变沉积岩为陆壳端元($\varepsilon_{Nd}(400) = -5$, $Nd = 25 \times 10^{-6}$, Chen and Jahn,2002),则新生幔源物质所占比例下降到 50% ~71%,这说明这些花岗岩的形成,除了有地幔物质的贡献外,可能有较多地壳物质的加入。

4.3 构造意义

从以上分析来看 400Ma 左右的花岗岩在阿尔泰分布最为广泛,也是最强的一次花岗岩浆活动,并延续到 375Ma 左右(Wang *et al.*,2006),380Ma 左右在阿尔泰南缘仍存在与俯冲有关的花岗岩(张招崇等,2006),表明阿尔泰最强烈的俯冲、增生、造山作用应发生在该时期。同时,作为阿尔泰花岗岩主体的早—中古生代花岗岩基本上沿南东方向的构造线展布,发生强烈变形,片麻理发育,而其后形成的花岗岩,岩体较小,多未变形,往往切割区域构造线(王涛等,2005),进一步表明,阿尔泰造山带最主要的造山时期是在早—中古生代,阿尔泰造山带是早古生代造山带,而不是晚古生代造山带,在形成现今的格局之后,虽有进一步的岩浆活动,但已不足以使其发生根本性改变。这一点也得到新近发现的早石炭世碱性花岗岩的支持(童英,2006)。这就为我们新近提出的构造演化模式(Wang *et al.*,2006)提供了新的证据。

5 结论

(1)阿尔泰北部的喀纳斯、琼库尔岩体获得锆石年龄 398 ±5Ma 和 394 ±4Ma,均为早泥盆世侵入体。考虑前人将北部山区花岗岩归为同一套岩石,而且它们具有相同和相似的特征,因此,它们可能都形成于该时期。这进一步表明,400Ma 左右花岗岩广泛分布于阿尔泰造山带,是阿尔泰花岗岩重要的成岩时期,也是阿尔泰最强烈的构造活动时期。

(2)喀纳斯、琼库尔岩体与以前研究的阿尔泰 400Ma 左右的花岗岩具有相同的地球化学特征和相似的同位素组成,即高硅、富钾,属钙碱性向高钾钙碱性过渡类型,铝过饱和,轻稀土富集,轻重稀土分馏明显,具有 Eu 的负异常,富集大离子亲石元素 Rb、Ba、K,亏损高场强元素 Nb、Ti,出现明显的 Nb、Ta、P、Ti 的负异常,显示典型弧花岗岩特征;具负的 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值(-1.5 ~ -0.1)和相对于其它花岗岩较老的 t_{DM} (1.15 ~1.35Ga),表明其源区除了地幔物质的贡献,可能有更多的地壳物质的加入。推断这些花岗岩可能是熔自深部地壳(可能是弧物质)的岩浆与来源于亏损地幔的镁铁质岩浆发生混合形成的。

(3)地球化学特征及区域地质背景综合分析,显示喀纳斯、琼库尔岩体形成于陆弧环境,与其它同期花岗岩一起揭示了阿尔泰造山带最为强烈的一次俯冲、裂解和拼合事件发生在早—中古生代,是一个早—中古生代造山带,而不是晚古生代造山带。

致谢 王登红研究员为研究者提供了阿尔泰花岗岩数据库,为本文的成稿提供了一个良好的基础,同行司机叶尔宝参加了喀纳斯岩体的徒步穿越原始森林考察,在此表示衷心的感谢!感谢两位评审人审阅全文并提供了宝贵意见。

References

Chen B and Jahn BM. 2002. Geochemical and isotopic studies of the sedimentary and granitic rocks of the Altai orogen of northwest China and their tectonic implications. Geol. Mag., 139(1): 1 -13

Cheng YQ. 2004. Geological map of China, Scale 1:4000000. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese)

Han BF, Wang SG, Bor-ming Jahn, Hong DW, Hiroo Kagami, and Sun YL. 1997. Depleted-mantle source for the Ulungur river A-type granites from North Xinjiang, China: Geochemistry and Nd-Sr isotopic evidence, and implications for Phanerozoic crustal growth. Chemical Geology, 138: 135 -159

Han BF, Ji JQ, Song B, Chen LH and Zhang L. 2006. Late Paleozoic vertical growth of continental crust around the Junggar Basin, Xinjiang, China(Part I): Timing of post-collisional plutonism. Acta Petrologica Sinica, 22(5): 1077 -1086(in Chinese with English abstract)

Han BF, Wang SG, Bor-ming Jahn, Hong DW, Hiroo Kagami and Sun YL. 1997. Depleted-mantle source for the Ulungur river A-type granites from North Xinjiang, China: Geochemistry and Nd-Sr isotopic evidence, and implications for Phanerozoic crustal growth. Chemical Geology, 138: 135 -159

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

Hong DW, Wang SG, Xie XL, Zhang JS and Wang T. 2003. On the metallogenic province derived from mantle sources: Nd, Sr, S, Pb isotope evidence from the Central Asian Orogenic Belt. Gondawn Research, 6(4): 711 -728

Hu AQ, Bor-ming Jahn, Zhang GX, Chen YB, and Zhang QF. 2000. Crustal evolution and Phanerozoic crustal growth in northern Xinjiang: Nd isotopic evidence, Part I: Isotopic characteristics of basement rocks. Tectonophysics, 328: 15 -51

Jahn BM, Wu F and Hong D. 2000a. Important crustal growth in the Phanerozoic: Isotopic evidence of granitoids from east-central Asia. Proc. Indian. Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.), 109(1): 5 -20

Jahn BM, Wu F and Chen B. 2000b. Masssive granitoid generation in central Asia: Nd isotopic evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic. Episodes, 23: 82 -92

Jahn BM, Capdevilaa R, Liub D, Vernona A and Badarch G. 2004. Sources of Phanerozoic granitoids in the transect Bayanhongor Ulaan Baatar, Mongolia: Geochemical and Nd isotopic evidence, and implications for Phanerozoic crustal growth. Journal of Asian Earth Sciences, 23: 629 -653

Kovalenko VI, Yarmolyuk VV, Kovach VP, Kotov AB, Kozakov IK, Sal'nikova EB and Larin AM. 2004. Isotope provinces, mechanisms of generation and sources of the continental crust in the Central Asian Mobile Belt: Geological and isotopic evidence. Journal of Asian Earth Sciences, 23: 605 -627

Li JY, Xiao WJ, Wang KZ, Sun GH and Gao LM. 2003. Neoproterozoic-Paleozoic tectonostratigraphy, magmatic activities and tectonic evolution of eastern Xinjiang, NW China. In: Mao JW, Goldfarb, Seltman, Wang, Xiao and Hart (eds). Tectonic Evolution and Metallogeny of the Chinese Altay and Tianshan. IAGOD Guidebook Series, 10: CERCAM/NHM, London, 31 -74

Li HQ, Xie CF and Chang HL. 1998. Mineralization and geochronology

of rare metal deposits from north Xinjiang. Beijing: Geological Press, 1 – 264 (in Chinese with English abstract)

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 with English abstract)

Ludwig KR. 1999. ISOPLOT/Ex. Version 2. 06. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkley Geochronology Center Sp. Publ. № 1a. 49 pp

Pearce JA, Harris NBW and Tindle AG. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. J. Petrol., 25: 956 – 983

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

Sengör 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 and Jian P. 2002. The Mount Making for and the Procedure of SHRIMP Dating. Geological Review, 48 (supp.): 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 process. In: Saunders AD and Norry MJ (eds). Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society Special Publication, 42: 313 – 345

Tom Andersen. 2002. Correlation of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb. Chemical Geology, 192: 59 – 79

Tong Y, Wang T, Kovach VP, Hong DW and Han BF. 2006b. Age and origin of the Takeshiken postorogenic alkali-rich intrusive rocks in southern Altai, near the Mongolian border in China and its implications for continental growth. Acta Petrologica Sinica, 22(5): 1267 – 1278(in Chinese with English abstract)

Tong Y. 2006. Age, origin of the late Paleozoic granitoids from the Chinese Altai orogen, and their implication. PH. D. thesis, Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences (in Chinese with English abstract)

Tong Y, Wang T, Hong DW, Wang SG and Han BF. 2006a. The TIMS U-Pb zircon ages of the Fuyun linear granodiorites in the south of Altaides, and its implication, Acta Petrologica et Mineralogica, 25 (2): 85 – 89(in Chinese with English abstract)

Väisänen M, Mänttäri I, Kriegsman LM and Holttä P. 2000. Tectonic setting of post-collisional magmatism in the Palaeoproterozoic Svecofennian Orogen, SW Finland. Lithos, 54: 63 – 81

Wang DH, Chen YC, Xu ZG *et al.* 2002. Metallogenic series and regularities in Altai metallogenic province. Beijing: Atomic Energy Press, 26 – 28(in Chinese)

Wang T, Hong DW, Tong Y, Han BF and Yan ZQ. 2005. SHRIMP age, origin of post-orogenic Lamazhou granitic pluton from Chinese Altai Orogen and its implications for vertical continental growth. Acta Petrologica Sinica, 21 (3): 640 – 650 (in Chinese with English abstract)

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 and Zou TR. 1998. Geochemistry of the granitoids in Altay. Beijing: Science Press, 1 – 152 (in Chinese)

Wang ZG and Zhao ZH. 1990. Origin and evolution of the granitoids in Altay. Geoscience of Xinjiang, (1): 69 – 77 (in Chinese)

Wang DH, Chen YC, Xu ZG, Li TD and Fu XJ. 2002. Mineraogenetic Series of Mineral Deposits and Regularity of Mineralization in the Altai Metallogenic Province, Xinjiang, China. Beijing: Atomic Energy Press, 1 – 498 (in Chinese)

Windlely BF, Kroner 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. The Journal of Geology, 110: 719 – 737

Wu FY, Jahn BM and Lin Q. 1997. Isotopic characteristics of the postorogenic granites in Orogenic belt of northern Chinaand their implications in crustal growth. Chinese Science bulletin, 42: 2188 – 2192(in Chinese)

Wu FY, Jahn BM, Wilde S and Sun DY. 2000. Phanerozoic crustal growth: U-Pb and Sr-Nd isotopic evidence from the granites in northeastern China. Tectonophysics, 328: 89 – 113

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, Zhu BQ, Li JY and Zhao M. 1992. Tectonic Evolution of the Northern Xinjiang and Its Adjacent Region. Bejing: Geological Publishing House, 1 – 180 (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)

Xinjiang Bureau of Geology and Mineral Resources. 1993. Stratigraphy of Xinjiang Uygur Autonomous Region. Wuhan: Chinese Earth Science Universtiy Publishing House(in Chinese with English abstract)

Xu JF, Castillo PR, Chen FR, Niu HC, Yu XY and Zheng ZP. 2003. Geochemistry of late Paleozoic mafic igneous rocks from the Kuerti area, Xinjiang, northwest China: Implications for backarc mantle evolution. Chem. Geol., 193: 137 – 154

Yuan C, Sun M, Xiao WJ *et al.* 2005. Zircon U-Pb chronology and geochemistry of granites in southern margin of the Altai Moutains. Symposium of Lithology and earth dynamics of China 2005, Paper Abstracts, 418

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

Yuan HL, Gao S, Liu XM, Li HM *et al.* 2004. Accurate U-Pb Age and Trace Element Determinations of Zircon by Laser Ablation - Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry. Geoanalytical and Geostandard Newsletters, 28(3): 353 – 370

Yue YJ, Wang SG and He GQ. 1990. Genetic types of granitiods of the Altai orogenic belt, China and their implications for crustal evolution. Xinjiang Geology Science 2, Beijing: Geological Publishing House, 72 – 95(in Chinese)

Zhang JH, Wang JB and Ding RF. 2000. Characteristics and U-Pb ages of zircon in metavolcanics from the Kangbutiebao formation in the Altay orogen, Xinjiang. Regional Geology of China, 19(3): 281 – 287(in Chinese with English abstract)

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 – 66 (in Chinese)

Zou TR, Cao HZ and Wu BQ. 1988. Orogenic and anorogenic granites of the Altai Mountains, Xinjiang and their discrimination criteria. Acta Geologica Sinica, 62(1): 228 – 243

Zou TR, Cao HZ and Wu BQ. 1989. Orogenic and anorogenic granitoids of Altay mountains of Xinjiang and their discrimination criteria. Acta Geologica Sinica, 2(1): 45 – 64

Zhou G, Zhang ZC, Wang X, Luo SB, He B and Zhang XL. 2007. Zircon U-Pb SHRIMP and ^{40}Ar-^{39}Ar dating of the granitic mylonite in the Mayinebo fault belt of north Xinjiang and its geological significance. Acta Geologica Sinica, 81(3): 359 – 369(in Chinese with English abstract)

附中文参考文献

程裕淇主编. 2004. 1:400 万中国地质图. 北京: 地质出版社

韩宝福,季建清,宋彪等. 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

何国琦, 李茂松等. 1994. 中国新疆古生代地壳演化及成矿. 新疆人民出版社和香港文化教育出版社. 1-437

李华芹,谢才富,常海亮等. 1998. 新疆北部有色金属矿床成矿作用年代学. 北京: 地质出版社,46-176

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

宋彪, 张玉海, 万渝生等. 2002. 锆石 SHRIMP 样品靶制作年龄测定及有关现象讨论. 地质论评,5(增刊): 26-30

童英. 2006. 阿尔泰晚古生代花岗岩时代、成因及地质意义,中国地质科学院博士论文

童英,洪大卫,王涛,王式洸,韩宝福. 2006a. 阿尔泰造山带南缘富蕴后造山线形花岗岩体锆石 U-Pb 年龄及其地质意义. 岩石矿物学杂志,25(2): 85-89

童英,王涛, Kovach VP 等. 2006b. 阿尔泰中蒙边界塔克什肯口岸后造山富碱侵入岩体的形成时代、成因及其地壳生长意义. 岩石学报,22(5): 1267-1278

童英,王涛,洪大卫等. 2005. 阿尔泰造山带西段同造山铁列克花岗岩体锆石 U-Pb 年龄及构造意义. 地球学报,26(增刊): 74-77

王登红,陈毓川,徐志刚等. 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,1-498

王涛,洪大卫,童英等. 2005. 中国阿尔泰造山带后造山喇嘛昭花岗岩体锆石 SHTIMP 年龄、成因及陆壳垂向生长意义. 岩石学报,21(3): 640-650

王中刚,赵振华. 1990. 阿尔泰花岗岩类的成因与演化. 新疆地质科学,(1): 69-77

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

吴福元,江博明(Jahn Bor-ming),林强. 1997. 中国北方造山带造山后花岗岩的同位素特点与地壳生长意义. 科学通报,42: 2188-2192

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

新疆地质矿产局. 1993. 新疆维吾尔自治区区域地质志. 北京: 地质出版社

袁超,孙敏,肖文交等. 2005. 阿尔泰山南缘花岗岩的锆石 U-Pb 年代学及其地球化学特征. 2005 年全国岩石学与地球动力学研讨会论文摘要,418

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

袁洪林,吴福元,高山等. 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

岳永君,王式洸,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

张招崇,闫升好,陈柏林等. 2006. 新疆东准噶尔北部俯冲花岗岩的 SHRIMP U-Pb 锆石定年. 科学通报,51(13): 1565-1574

赵振华,王中刚,邹天人等. 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

周刚,张招崇,王祥等. 2007. 新疆北部玛因鄂博断裂带中花岗质糜棱岩的锆石 U-Pb SHRIMP 和黑云母 ^{40}Ar-^{39}Ar 同位素年龄及地质意义. 地质学报,81(3): 359-369

邹天人,曹惠志,吴柏青. 1988. 新疆阿尔泰造山花岗和非造山花岗岩及其判别标志. 地质学报,(3): 228-243