新疆东准噶尔锡矿北花岗斑岩的锆石 LA-ICP-MS U-Pb测年

杨高学[1],李永军[1],吴宏恩[2],司国辉[1],金 朝[1]
YANG Gao-xue[1],LI Yong-jun[1],WU Hong-en[2],SI Guo-hui[1],JIN Zhao[1]

1. 长安大学地球科学与资源学院,陕西 西安 710054;
2. 新疆有色地质矿产勘察院,新疆 乌鲁木齐 830000
1. *Earth Science & Resources College of Chang'an University, Xi'an* 710054, *Shaanxi, China;*
2. *Xinjiang Institute of Geological Exploration for Nonferrous Resources,Urumqi* 830000, *Xinjiang,China*

摘要:对东准噶尔锡矿北花岗斑岩进行锆石 LA-ICP-MS U-Pb 测年,获得 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄为(281±10)Ma,MSWD=9.3,$^{206}Pb/^{238}U-^{207}Pb/^{235}U$ 谐和曲线图中下交点年龄为(278±11)Ma,MSWD=7.5,两者在误差范围内完全一致,时代属于早二叠世。结果表明,锡矿北花岗斑岩形成的时代属于东准噶尔后碰撞深成岩浆活动的范围(330~265 Ma),晚于东准噶尔乌伦古河碱性花岗岩和卡拉麦里碱性花岗岩的形成时代(300 Ma 左右),以花岗斑岩为代表的晚古生代岩浆侵入活动延续到早二叠世晚期。

关键词:锆石 LA-ICP-MS U-Pb 测年;花岗斑岩;早二叠世;卡拉麦里;东准噶尔
中图分类号:P597+.3;P534.46 **文献标志码**:A **文章编号**:1671-2552(2009)05-0572-06

Yang G X, Li Y J, Wu H E, Si G H, Jin Z. LA-ICP-MS zircon U-Pb dating from granite-porphyry rcoks in Xikuangbei, East Junggar, Xinjiang, China. ***Geological Bulletin of China,*** **2009, 28(5):572-577**

Abstract: The weighted average $^{206}Pb/^{238}U$ age from LA-ICP-MS U-Pb zircon dating of the Xikuangbei granite-porphyry in East Junggar is (281±10)Ma,MSWD=9.3,the lower intersection point of $^{206}Pb/^{238}U-^{207}Pb/^{235}U$ concordia curve is (278±11)Ma,MSWD=7.5,within the tolerate error range, these two results belong to Early Permian. It is indicated that formation of the Xikuangbei granite-porphyry is during post-collision hypogene magmatic activity (around 330~265Ma),which is later than Wulunguhe and Kalamaili alkali granite (around 300Ma). Late Paleozoic intrusion represented by granite-porphyry continued to late Early Permian

Key words: LA-ICP-MS zircon U-Pb dating; granite-porphyry; Early Permian; Kalamaili; East Junggar

东准噶尔造山带是位于西伯利亚与塔里木两大陆壳之间的多旋回造山带,是古亚洲洋的主体,在古生代形成了多岛洋的局面,多岛洋在发展进程中,经历了早古生代与晚古生代两大构造旋回作用, 多次开合,每次开合都形成一套弧沟盆体系[1-5]。在这种构造背景下, 广泛发育晚石炭世双峰式火山沉积岩系、富碱中酸性侵入岩,以及早二叠世含铜镍矿的幔源基性超基性杂岩、酸性深成岩和基性火山岩[5],其中包括乌伦古河碱性花岗岩和卡拉麦里碱性花岗岩。近年来,通过对卡拉麦里地区侵入岩的深入研究积累了大量的同位素年龄资料[6-13],为建立准噶尔地区的构造格架和恢复岩浆演化事件提供了最有力的证据。查阅前人的资料发现,涉及的岩性有蛇绿岩、斜长花岗岩、闪长岩、富碱花岗岩和铝质 A 型花岗岩,但没有花岗斑岩同位素年龄的报道,可能是由于出露面积小(多为岩脉、岩株),没有引起重视。笔者在实施《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》项目的过程中,发现与富碱花

收稿日期:2008-07-04;**修订日期**:2008-12-08
地调项目:中国地质调查局项目《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》(编号:QD200508)资助
作者简介:杨高学(1980-),男,在读博士,研究方向为造山带与盆地分析。E-mail:mllygx@126.com

岗岩一样、与锡矿密切相关的锡矿北花岗斑岩体,并对该岩体进行了锆石 LA-ICP-MS U-Pb 测年,获得了可靠的同位素年龄资料,为东准噶尔后碰撞阶段的时限约束提供了科学依据,同时丰富了研究区花岗岩类的同位素年龄资料。

1　地质背景及岩体特征

锡矿北花岗斑岩体位于东准噶尔造山带,准噶尔盆地的东北缘,北以额尔齐斯河断裂和阿尔泰南缘的额尔齐斯构造混杂带为界,南以卡拉麦里蛇绿混杂岩带与东准噶尔古生代沟弧盆体系相邻(图 1)。

区内出露的最老地层为上志留统红柳沟组,岩性为杂色细碎屑岩夹凝灰岩和泥质灰岩,顶部被下泥盆统整合覆盖。下泥盆统托让格库都克组以玄武岩、安山玄武岩为主,属于拉张阶段早期的沉积;中泥盆统卡拉麦里组发育在研究区的西南部,自西向东,岩性由基性火山岩建造变为正常碎屑岩夹少量火山碎屑岩,是拉张阶段的产物;中泥盆统蕴都喀拉组分布于研究区的北东部,除了中酸性火山岩夹火山碎屑岩建造外,还发育一套洋壳性质的汇聚型过渡壳阶段的博宁岩-玻安岩系列。下石炭统分布于研究区的中、南部,为海陆交互相碎屑岩夹偏碱性火山岩建造,为汇聚阶段末期的沉积,可进一步分为姜巴斯套组、黑山头组和巴塔玛依内山组。北西向延伸的蛇绿岩带沿以向南西逆冲推覆为主、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

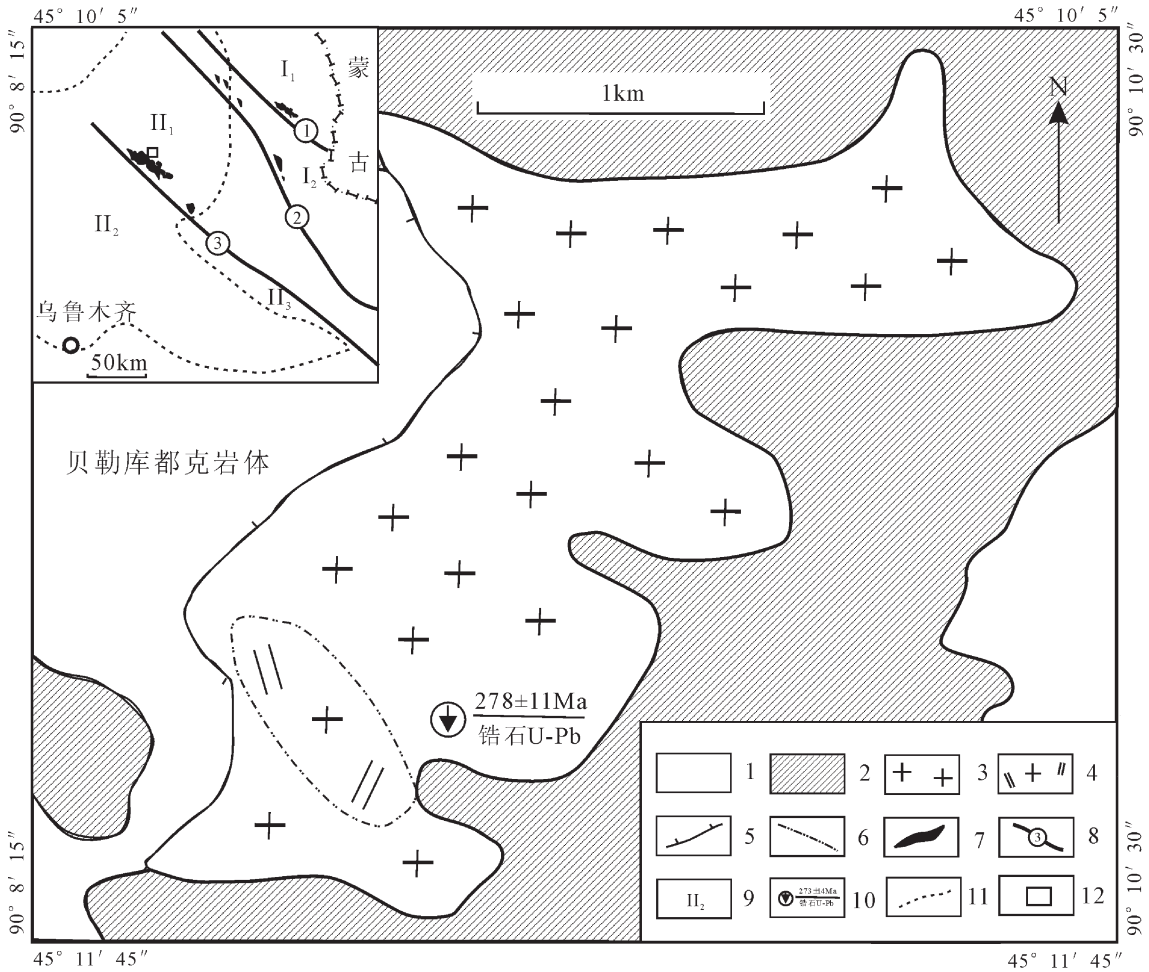


图 1　东准噶尔卡拉麦里构造带锡矿北花岗斑岩分布图

Fig. 1　Distribution map of Xikuangbei granite-porphyry in the Kalamaili tectonic belt, East Junggar

1—第四系;2—石炭系;3—正长花岗斑岩;4—二长花岗斑岩;5—超动接触;6—涌动接触;7—花岗岩带;8—断裂及编号;9—构造区编号;10—采样位置及同位素年龄;11—构造区界线;12—研究区;Ⅰ1—阿尔泰构造带;Ⅰ2—阿尔曼太构造带;Ⅱ1—卡拉麦里构造带;Ⅱ2—准噶尔盆地;Ⅱ3—将军庙构造带;①额尔齐斯河断裂;②阿尔曼太断裂;③卡拉麦里断裂

泥盆世,可能是小洋盆的洋壳残片[14-15]。蛇绿岩呈岩片或岩块混杂堆积于中泥盆统复理石及早石炭世早期的复理石中,其上为早石炭世晚期岛弧相火山岩及碎屑岩不整合覆盖。区内发育北西向、东西向和北东向断裂,以北西向卡拉麦里断裂最大,东西向断裂被北西向断裂贯通,同时又被北东向构造切割。东准噶尔地区在晚石炭世发生了强烈的构造热事件,导致了该区晚古生代花岗岩的形成[16],其内富碱花岗岩类出露面积约1100 km^2,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、老鸦泉-贝勒库都克花岗岩体及锡矿北花岗斑岩体。它们多为岩基状分布(少数呈岩枝状),具有高硅、富碱和高度分异的特点。

锡矿北花岗斑岩体侵入于石炭纪黑山头组,成港湾状分布(图1),出露面积约为30 km^2,西侧与贝勒库都克岩体呈超动接触关系,在围岩中,见有花岗斑岩的岩脉和岩枝。在前人研究的基础上,在锡矿北花岗斑岩体中识别出了正长花岗斑岩和二长花岗斑岩,两者为涌动接触关系。

2 样品的采集、制样及分析方法

用于锆石LA-ICP-MS U-Pb测年的正长花岗斑岩样品(编号:Ⅶ-14)采样位置的公里网坐标为:X=5005651,Y=16276433。

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的颜色、自形程度、形态、透明度等特征初步分类,挑选出具有代表性的锆石,将锆石样品分别用双面胶粘在载玻片上,放上PVC环,然后将环氧树脂和固化剂进行充分混合后注入PVC环中,待树脂充分固化后将样品座从载玻片上剥离,并对其进行抛光,直到样品露出一个光洁的平面,进行锆石显微(反射光和透射光)照相。然后用体积百分比为3%的HNO_3清洗样品并镀金作成样品靶。

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。实验采用的ICP-MS为美国Agilent公司生产的Agilent 7500a,激光剥蚀系统为德国MicroLas公司生产的GeoLas 200M,该系统由德国Lambda Physik公司的ComPex102 ArF准分子激光器(波长193 nm)与MicroLas公司的光学系统组成。激光剥蚀斑束直径为30 μm,激光剥蚀样品的深度为20~40 μm。实验中采用He作为剥蚀物质的载气,用美国国家标准技术研究院研制的人工合成硅酸盐玻璃标准参考物质NIST SRM610进行仪器最佳化,采样方式为单点剥蚀。数据采集选用1个质量峰1点的跳峰方式,每测定4~5个待测样品后,插入测标样一次。在所测锆石样品的15~20个点前后各测2次NIST SRM 610。锆石年龄采用标准锆石91500作为外部标准物质。元素含量采用NIST SRNI610作为外标。由于SiO_2在锆石中的含量较恒定,选择^{29}Si作为内标来消除激光能量在点分析过程中的漂移和分析点之间的漂移,大多数元素单点分析的相对标准偏差为5%~15%。详细分析步骤和数据处理方法参见参考文献[17-20]。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 Tom的方法[21],用LA-ICP-MS 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[22]。

3 锆石特征及分析结果

从样品中选取的锆石为浅黄色—无色透明正方双锥状、柱状及半截锥状自形晶体,晶体长0.06~0.21 mm,宽0.03~0.06 mm,柱状长宽比为3:1~6:1,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,属于岩浆结晶的产物[21](图2)。由图2可见,锆石内部结构比较复杂,成因类型多样。部分锆石具有残留的核部,为继承核或捕获核,部分锆石颗粒具有窄的浅色边,但核部仍显示出清晰的岩浆环带特征,表明浅色边为变质的增生边[23]。

从同位素比值和年龄数据(表1)可见,锆石具有较高的Th/U比值(为0.3~1.0,多数大于0.55),属于典型的岩浆成因锆石的范围[24-25]。样品20个测点的Th含量为39.5×10^{-6}~992.6×10^{-6},U含量为111.1×10^{-6}~1739.2×10^{-6},且Th、U含量呈现出较好的正相关,与典型岩浆锆石的特征一致。由表1可见同位素年龄有如下特征:$^{207}Pb/^{206}Pb>^{207}Pb/^{235}U>^{206}Pb/^{238}U$,可能是放射成因Pb丢失或U获得造成的。$^{235}U$的衰变比$^{238}U$快6.3倍,放射成因的$^{207}Pb$在地球早期历史中更为丰富,而显生宙以来$^{207}Pb$生成率很低,同时显生宙锆石的$^{207}Pb$计数速率低,造成$^{207}Pb$测定的误差较大,使得$^{207}Pb/^{206}Pb$和$^{207}Pb/^{235}U$比值的可信度降低。因此,对于显生宙的锆石,一般采用$^{206}Pb/$

表 1　东准噶尔卡拉麦里地区锡矿北花岗斑岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 同位素分析结果

Table 1　Zircon LA-ICP-MS U-Pb isotopic analysis of the Xikuangbei granite-porphyry in the Kalamaili area, East Junggar

分析点	$^{207}Pb/^{206}Pb$		$^{207}Pb/^{235}U$		$^{206}Pb/^{238}U$		$^{208}Pb/^{232}Th$		$^{207}Pb/^{206}Pb$		$^{207}Pb/^{235}U$		$^{206}Pb/^{238}U$		$^{208}Pb/^{232}Th$		Pb^*	^{232}Th	^{238}U	Th/U
	比值	1 σ	比值	1 σ	比值	1 σ	比值	1 σ	年龄	1 σ	年龄	1 σ	年龄	1 σ	年龄	1 σ	$/10^{-6}$	$/10^{-6}$	$/10^{-6}$	
VII14-01	0.2036	0.0025	1.581	0.015	0.05632	0.00044	0.03638	0.00027	2855	7	963	6	353	3	722	5	82.1	723.0	712.7	1.0
VII14-02	0.1073	0.0015	0.6142	0.0074	0.04151	0.00033	0.02255	0.00019	1754	11	486	5	262	2	451	4	40.5	414.7	616.1	0.7
VII14-03	0.0856	0.0014	0.5528	0.0076	0.04683	0.00037	0.02149	0.00020	1329	15	447	5	295	2	430	4	34.4	291.9	507.4	0.6
VII14-04	0.0958	0.0015	0.5734	0.0079	0.04341	0.00035	0.01991	0.00018	1543	14	460	5	274	2	398	4	36.9	378.3	561.7	0.7
VII14-05	0.0587	0.0011	0.38295	0.0065	0.04731	0.00038	0.01768	0.00019	556	23	329	5	298	2	354	4	31.3	256.8	494.4	0.5
VII14-06	0.1148	0.0017	0.7675	0.0093	0.04848	0.00038	0.02945	0.00025	1876	11	578	5	305	2	587	5	44.6	334.9	572.2	0.6
VII14-07	0.0713	0.0011	0.4591	0.0061	0.04672	0.00036	0.01621	0.00016	965	15	384	4	294	2	325	3	24.5	177.6	397.5	0.4
VII14-08	0.0912	0.0015	0.5441	0.0081	0.04326	0.00035	0.02437	0.00024	1451	16	441	5	273	2	487	5	33.2	260.8	499.9	0.5
VII14-09	0.1557	0.0019	1.140	0.012	0.05309	0.00041	0.04098	0.00032	2410	8	773	6	333	3	812	6	36.6	217.8	388.6	0.6
VII14-10	2.239	0.025	13.83	0.11	0.04478	0.00038	0.03697	0.00035	6347	5	2738	7	282	2	734	7	101.0	296.5	552.4	0.5
VII14-11	0.0871	0.0022	0.477	0.011	0.03970	0.00039	0.01824	0.00030	1362	31	396	8	251	2	365	6	24.5	197.7	422.7	0.5
VII14-12	0.1021	0.0012	0.6022	0.0055	0.04276	0.00031	0.02040	0.00015	1663	8	479	3	270	2	408	3	114.2	992.6	1739.1	0.6
VII14-13	0.0634	0.0015	0.4039	0.0088	0.04623	0.00041	0.01772	0.00027	720	31	345	6	291	3	355	5	16.3	101.0	262.0	0.4
VII14-14	0.0554	0.0013	0.3432	0.0072	0.04491	0.00038	0.01507	0.00020	429	31	300	5	283	2	302	4	28.3	231.0	465.7	0.5
VII14-15	0.0948	0.0019	0.558	0.011	0.04268	0.00038	0.02201	0.00026	1525	22	450	7	269	2	440	5	27.2	232.0	407.3	0.6
VII14-16	0.1213	0.0023	0.845	0.014	0.05056	0.00045	0.03228	0.00036	1975	17	622	8	318	3	642	7	26.7	170.5	313.5	0.5
VII14-17	0.0585	0.0016	0.443	0.012	0.05493	0.00052	0.01981	0.00038	549	41	373	8	345	3	396	8	8.2	39.5	111.1	0.4
VII14-18	0.0683	0.0012	0.4334	0.0068	0.04604	0.00036	0.01822	0.00018	877	20	366	5	290	2	365	4	30.5	283.2	446.3	0.6
VII14-19	0.0576	0.0011	0.3367	0.0057	0.04239	0.00034	0.01462	0.00019	515	23	295	4	268	2	293	4	31.8	190.0	568.5	0.3
VII14-20	0.05517	0.00087	0.3724	0.0051	0.04895	0.00037	0.01632	0.00017	419	18	321	4	308	2	327	3	39.8	235.6	608.4	0.4

注:Pb^*代表放射成因 Pb;同位素年龄单位为 Ma

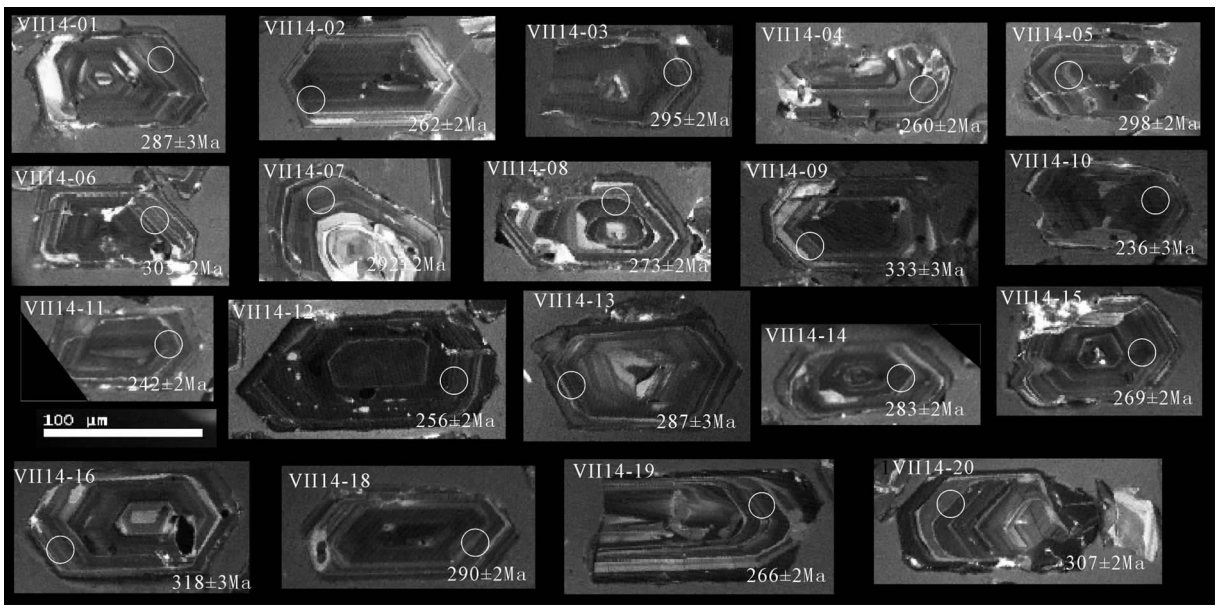


图 2　花岗斑岩(样品 VII-14)中典型锆石的 CL 图像和 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄值

Fig. 2　Typical zircon CL images and $^{206}Pb/^{238}U$ ages of the granite-porphyry(sample VII-14)

左上角数字表示点号,右下角数字表示 $^{206}Pb/^{238}U$ 表面年龄

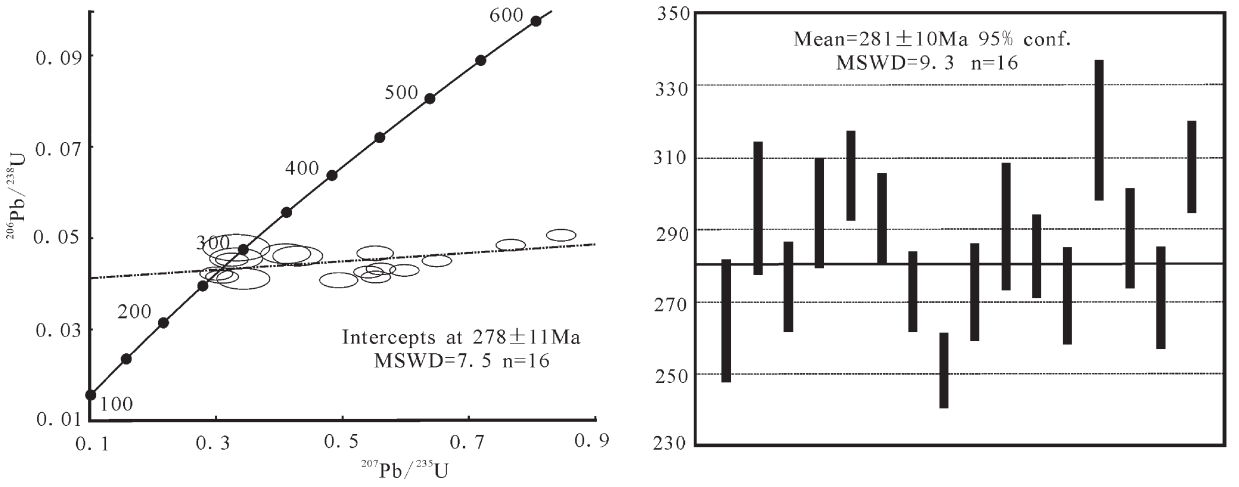


图 3 东准噶尔卡拉麦里地区锡矿北花岗斑岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄谐和曲线图和直方图

Fig. 3 Zircon LA-ICP-MS U-Pb dating concordia diagram and histogram of weighted average ages of the Xikuangbei granite-porphyry in the Kalamaili area, East Junggar

^{238}U 年龄[26]。岩体锆石微区测试数据点共 20 个，Ⅶ14-10 的 $^{207}Pb/^{235}U$ 年龄为 2738Ma，$^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄为 6347 Ma，比地球的年龄 4500 Ma 大很多，测试数据显然有误；Ⅶ14-01、Ⅶ14-09、Ⅶ14-17 的 $^{207}Pb/^{235}U$ 年龄分别为 353 Ma、333 Ma、345 Ma，与其他 16 个数据不协调，这可能就是 ^{207}Pb 计数不准确造成的，因此这 4 组数据不参与锆石 U-Pb 谐和年龄投图及 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄平均值的计算。筛选后的 16 个 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄范围在 251~318 Ma 之间，大部分集中在 262~290 Ma 之间，最大的年龄误差为3 Ma。在谐和曲线图 $^{206}Pb/^{238}U$-$^{207}Pb/^{235}U$ 中，不一致曲线与谐和线交点年龄为(278±11)Ma，MSWD=7.5，样品 $^{206}Pb/^{238}U$ 的加权平均年龄为(281±10)Ma，MSWD=9.3 (95%置信度)(图 3)，两者在误差范围内完全一致。按照最新国际地质年表中石炭纪和二叠纪的划分方案[27]，时代属于早二叠世。

4 锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄的地质意义

通过锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年，获得正长花岗斑岩的加权平均 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄为(278±11) Ma，同课题组还对邻近的黄羊山岩体和库布苏南岩体进行了锆石 LA-ICP-MS U-Pb 测年，年龄分别为 315 Ma 和 287 Ma(未发表数据)。锆石 LA-ICP-MS U-Pb 测年结果表明，锡矿北花岗斑岩形成的时代更晚，属于东准噶尔后碰撞深成岩浆活动的范围(330~265 Ma 之间[28])，晚于东准噶尔乌伦古河碱性花岗岩[29-30]和卡拉麦里碱性花岗岩的形成时代[31-33](300 Ma 左右)，这与研究区区域地质资料、不同类型岩体的先后侵入关系和花岗斑岩侵入之前形成的花岗岩的年龄[31-33]的先后关系相吻合，表明研究区以花岗斑岩为代表的晚古生代岩浆侵入活动延续到早二叠世晚期。另外，锡矿北花岗斑岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄的取得，丰富了研究区花岗岩类的同位素年龄资料，为建立东准噶尔卡拉麦里地区晚古生代构造-岩浆事件演化的时空序列提供了依据。

致谢：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，在论文修改过程中得到第五春荣博士的热情帮助，审稿专家提出了宝贵的意见，在此一并表示衷心的感谢。

参考文献

[1]陈毓川,刘德权,王登红,等.新疆北准噶尔苦橄岩的发现及其地质意义[J].地质通报,2004,23(11):1059-1065.

[2]陈哲夫.新疆开合构造与成矿特征的有关问题[J].地质通报,2004,23(3):214-221.

[3]梁云海,李文铅,李卫东.新疆准噶尔造山带多旋回开合构造特征[J].地质通报,2004,23(3):279-285.

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

[5]李锦轶.中国大陆地壳"镶嵌与叠覆"的结构特征及其演化[J].地质通报,2004,23(9/10):986-1004.

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

[7]汤好书,陈衍景,刘玉林,等.东准噶尔贝尔库都克锡矿成矿年龄测定[J].矿物岩石, 26(2):71-73.

[8]孙桂华,李锦轶,高立明,等.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[J].地质论评,2005,51(4):463-469.

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

[10]吴昌志,张遵忠, Khin Zaw, et al.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[J].岩石学报,2006,22(5):1121-1134.

[11]林锦富,喻亨祥,余心起,等.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[J].岩石学报,2007,23(8):1876-1884.

[12]唐红峰,屈文俊,苏玉平,等.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[J].岩石学报,2007,23(8):1989-1897.

[13]苏玉平,唐红峰,刘丛强,等.新疆东准噶尔苏吉泉铝质 A 型花岗岩的确立及其初步研究[J].岩石矿物学杂志,2006,25(3):175-184.

[14]李锦轶.新疆东准噶尔蛇绿岩的基本特征和侵位历史[J].岩石学报,1995,11(增刊):73-84.

[15]李锦轶,肖序常,汤耀庆,等.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[J].地质论评,1990,36(4):305-316.

[16]李锦轶,肖序常,陈文,等.新疆北部晚石炭世至晚三叠世地壳热演化——东准噶尔考克塞尔盖山荒草坡群的 $^{40}Ar-^{39}Ar$ 定年[J].地质学报,2000,71(4):303-312.

[17]Horn I, Rudnick R L, Mcdonough W F. Precise elemental and isotope ratio determination by simultaneous solution nebulization and laser ablation-ICPMS: Application to U-Pb geochronology[J]. Chemical Geology, 2000,167:405-425.

[18]Ballard J R, Palin J M, Williams I S, et al. Two ages of porphyry intrusion resolved for the super-giant Chuquicamata copper deposit of northern Chile by ELA-ICPMS and SHRIMP[J]. Geology, 2001, 9:383-386.

[19]Kosler J, Fonneland H, Sylvester P, et al. U-Pb dating of detrital zircons for sediment provenance studies—a comparison of laser ablation ICPMS and SIMS techniques[J]. Chemical Geology, 2002, 182: 605-618.

[20]袁洪林,吴福元,高山,等.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[J].科学通报,2003,48 (14): 1511-1520.

[21]Andersen T. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb[J]. Chemical Geology, 2002, 192:59-79.

[22]Ludwig K R. Isoplot—A plotting and regression program for radiogenic-isotope data [J]. US Geological Survey Open-File Report, 1991, 39:91-445.

[23]吴元保,郑永飞.锆石成因矿物学研究及其对 U-Pb 年龄解释的制约[J].科学通报,2004,49(16):1589-1604.

[24]Pidgeon R T, Nemchin A A, Hitchen G J. Internal structures of zircons from Archaean granites from the Darling Range batholith: implications for zircon stability and the interpretation of zircon U-Pb ages [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1998, 132: 288-299.

[25]Claesson S, Vetrin V, Bayan ova T, et al. U-Pb zircon age from a Devonian carbonatite dyke, Kola peninsula, Russia: a record of geological evolution from the Archaean to the Palaeozoic[J]. Lithos, 2000,51(1/2):95-108.

[26]Compston W , Williams I S, Kirschvink J L, et al. Zircon U-Pb ages for the Early Cambrian time-scale[J]. Journal of Geological Society, London, 1992, 149:171-184.

[27]Gradstain F M, Ogg J G, Smith A G. A geological time scale[M]. Cambridge: Cambridge University Press,2004:589.

[28]韩宝福,季建清,宋彪,等.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[J].岩石学报,2006,22(5),1077-1086.

[29]王式洸,韩宝福,洪大卫,等.新疆乌伦河碱性花岗岩的地球化学及其构造意义[J].地质科学,1994,29(4):373-383.

[30]Han Baofu, Wang Shiguang, Jahn Borming, et al. Depleted-mantle source for the Ulungur River A-type granites from North Xinjiang, China:geochemistry and Nd-Sr isotopic evidence, and implication for Phanerozoic crustal growth[J]. Chemical Geology, 1997, 138: 135-159.

[31]顾连兴,褚强,胡受奚,等.新疆卡拉麦里-哈尔里克碱性花岗岩带地质特征及成因[J].新疆地质科学,1990,(2): 47-55.

[32]毕承思,沈湘元,徐庆生.贝勒库都克锡矿带同位素地质学研究[J].新疆地质科学,1994,(5):106-119.

[33]卢秋霞,刘显凡.新疆东准噶尔西部含锡花岗岩带的同位素地球化学研究[J].新疆地质科学,1994,(5):132-143.