



新疆可可托海 3 号伟晶岩脉锆石 U-Pb 定年、 Hf 同位素特征及地质意义

陈剑锋^{1,2}, 张 辉³, 张锦煦², 马慧英^{1,2}

(1. 中南大学 地球科学与信息物理学院, 长沙 410083;

2. 湖南省地质调查院, 长沙 410116;

3. 中国科学院地球化学研究所 地球内部物质高温高压院重点实验室, 贵阳 550081)

摘 要: 研究了新疆可可托海 3 号伟晶岩脉多个结构带中锆石 U-Pb 定年及锆石 Hf 同位素组成, 旨在厘定 3 号伟晶岩脉形成及岩浆-热液演化的时限, 探讨岩浆形成的物源特征及大地构造背景。锆石的 BSE、CL 特征显示, 可可托海 3 号脉岩浆结晶锆石普遍遭受了蜕晶化、流体交代和不同程度重结晶等作用。锆石的 LA-ICP-MS U-Pb 定年结果显示, 3 号伟晶岩脉岩钟体部分中 II 带、IV 带和 V 带以及缓倾斜部分中 II 带分别形成于 (211.9 ± 3.2) 、 (214.9 ± 2.1) 、 (212 ± 4.1) 和 (212.0 ± 1.8) Ma, 指示岩浆阶段时限从~220 Ma 至 215 Ma, 岩浆-热液过渡阶段时限从 215 Ma 至 209 Ma, 热液阶段时限从 209 Ma 至 195 Ma。3 号伟晶岩脉岩钟体部分中 IV 带和 V 带锆石 Hf 同位素组成变化于+1.25~+2.39 之间, 二阶段模式年龄变化于 1103~1173 Ma 之间, 指示形成 3 号伟晶岩脉的岩浆很可能与中亚造山带在三叠纪为陆-陆碰撞后的伸展构造背景下导致加厚下地壳沉积物减压熔融有关。

关键词: 锆石 U-Pb 定年; Hf 同位素组成; 可可托海 3 号脉

文章编号: 1004-0609(2018)-09-1832-13

中图分类号: P597

文献标志码: A

可可托海 3 号伟晶岩脉位于新疆富蕴县城北东约 35 km 处, 北依额尔齐斯河, 东离蒙古边境约 60 km, 为阿尔泰伟晶岩成矿省中已发现的十余条伟晶岩脉中分异最完善的一条伟晶岩脉^[1]。自 20 世纪 60 年代起, 我国许多学者分别从矿物学^[2-10]、同位素年代学^[11-15]、以及岩浆-热液演化^[16-24]等不同的角度, 对其进行了大量的研究工作。

长期以来, 很多学者已在新疆可可托海 3 号伟晶岩脉 (简称 3 号脉) 的成因、演化及形成时代上开展了一系列的研究工作, 但不同研究成果存在较大差异, 邹天人等^[12]利用 K-Ar、Rb-Sr 和 U-Pb 法对 3 号脉岩钟体部分中各个结构带形成时代进行测定, 提出 3 号脉从侵位到全部固结可能经历了长达 1 亿年左右的时间, 与王登红等^[14]利用 K-Ar 和 Ar-Ar 定年方法得出的年龄有很大的差别。上述两者测得的年龄存在的一个相矛盾的问题就是伟晶岩晚期形成的结构带 (如 V 带) 年龄较早期形成的结构带 (如 I 带) 要老。CHEN 等^[13]对 3 号脉岩钟体的 I、V 带中白云母以及 IX 带中

钾长石进行 Ar-Ar 年龄测定, 指出 3 号脉的形成演化大概经历了 30 Ma (178~148 Ma), 但由于伟晶岩体系易受后期热液作用的影响, Ar 的丢失可能会造成所获得年龄偏小。近年来, ZHU 等^[15]通过 Rb-Sr 全岩年龄的测定, 报道了 3 号脉边缘带形成于 (218 ± 5.8) Ma, WANG 等^[16]利用 SHRIMP 进行锆石 U-Pb 定年, 获得 3 号脉 I 带的形成年龄为 (220 ± 9) Ma; 刘锋等^[25]对采自 3 号脉中外接触带的辉钼矿开展 Re-Os 定年, 获得 (208.9 ± 2.4) Ma 的形成时代。本文作者认为这些年龄是可信的。需要指出的是, 以上所有年龄的测定都只是针对 3 号伟晶岩脉的岩钟体部分进行的, 而对 3 号脉缓倾斜部分的研究工作尚未展开。本文作者尝试利用 LA-ICP-MS 技术, 对 3 号脉的岩钟体中 II 带、IV 带和 V 带及首次对缓倾斜部分中 II 带开展锆石 U-Pb 定年, 并利用 LA-MC-ICP-MS 对岩钟体部分 IV 带和 V 带进行了锆石 Hf 同位素组成分析, 以确定 3 号脉岩钟体部分中主要结构带的形成时代, 以及岩钟体部分与缓倾斜部分之间的成因关系。

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(41372104, 41373024); 新疆有色金属工业(集团)有限责任公司科研项目(2011YSKY-02); 中国地质调查局南岭中西段地质矿产调查二级项目(DD20160032)

收稿日期: 2017-05-20; 修订日期: 2018-01-10

通信作者: 张 辉, 研究员, 博士; 电话: 13985434327; E-mail: zhanghui@mail.gyig.ac.cn

1 区域与矿区地质概况及3号伟晶岩内部分带

中国阿尔泰位于新疆维吾尔自治区的最北端,北依西伯利亚的南缘,南至准噶尔地台的北端,一个巨大的、东西走向的、绵延数千公里的天山-蒙古-兴安的加里东-海西造山带从这里通过。已有研究显示^[26-27],阿尔泰造山带可划分为6个以断层为界限的呈NW-SE向的地质构造单元。它们包括(见图1):1)阿尔泰地体;2)阿尔泰西北地体;3)阿尔泰中部地体;4)琼库尔-阿巴宫地体;5)额尔齐斯地体;6)布尔津-二台地体。

可可托海3号伟晶岩脉位于阿尔泰中部地体,该区主要出露花岗岩和受高级变质作用的变质岩,其次为部分新元古代至志留纪的沉积岩。本区深成岩浆作用主要包括加里东晚期的辉长岩、辉绿岩及各种I型和S型花岗岩的侵入活动,海西早-中-晚期的辉长岩、辉绿岩、闪长岩及各种I型、S型和A型花岗岩的侵入活动。区内古生代花岗岩类的分布十分广泛,占全区总面积的50%以上,出露面积在数千平方公里以上的大岩基屡见不鲜,为形成花岗伟晶岩创造了充分的物质前提^[28]。矿区范围内出露的基岩地层,包括由晚奥陶世泥砂质岩石和泥盆纪火山沉积岩变质而成的各类片岩(黑云母、二云母、十字石和石榴石片岩)以及片麻岩和混合岩,出露的深成岩浆岩为由加里东晚期的辉长岩变质而成的斜长角闪岩(变辉长岩)以及加里东期的片麻状黑云母花岗岩、斑状黑云母花岗岩和

二云母花岗岩。

3号脉侵入于变辉长岩中(见图2)^[6, 29]。伟晶岩形态复杂,整个伟晶岩脉形似一顶实心草帽,主要由两部分组成,即上部陡倾斜的筒状岩钟部分和下部缓倾斜的脉状体部分。岩钟呈椭圆柱状,从地表向下,深度大于250 m。在地表平面图上,呈椭圆形,走向NW335°,长约250 m,宽约250 m,倾向NE,上盘倾角40°~60°,下盘倾角80°~90°,即自上而下有逐渐变大的趋势。缓倾斜脉状体见于地下200~500 m处,走向NW310°,倾向SW,沿走向长2160 m,沿倾向延伸1660 m,厚20~60 m,平均40 m,倾角10°~25°^[23]。

3号脉内部分带十分明显,根据岩石结构和矿物共生组合特征,其岩钟体部分由外到内可划分为9个近同心环状结构带(见图3)^[10],即:(I)文象、变文象伟晶岩带;(II)糖粒状钠长石带;(III)块体微斜长石带;(IV)石英-白云母带;(V)叶钠长石-锂辉石带;(VI)石英-锂辉石(叶钠长石)带;(VII)白云母-薄片钠长石带;(VIII)锂云母-薄片钠长石带;(IX)块体石英核。缓倾斜脉状体部分可以划分为7个带,依次为:(I)文象、变文象伟晶岩带;(II)含钠长石细粒伟晶岩带;(III)细粒钠长石带;(IV)块体微斜长石带;(V)石英-白云母带;(VI)叶钠长石-石英-锂辉石带;(VII)锂云母-薄片钠长石带。在缓倾斜部分,各个结构带并不是呈对称排列的,从脉的上盘到下盘呈不对称形式分布。其中石英-白云母带(V带)在脉的上盘与I带接触,而在脉的下盘与III带或V带接触,有时候甚至还与围岩直接接触。缓倾斜脉状体部分的矿化主

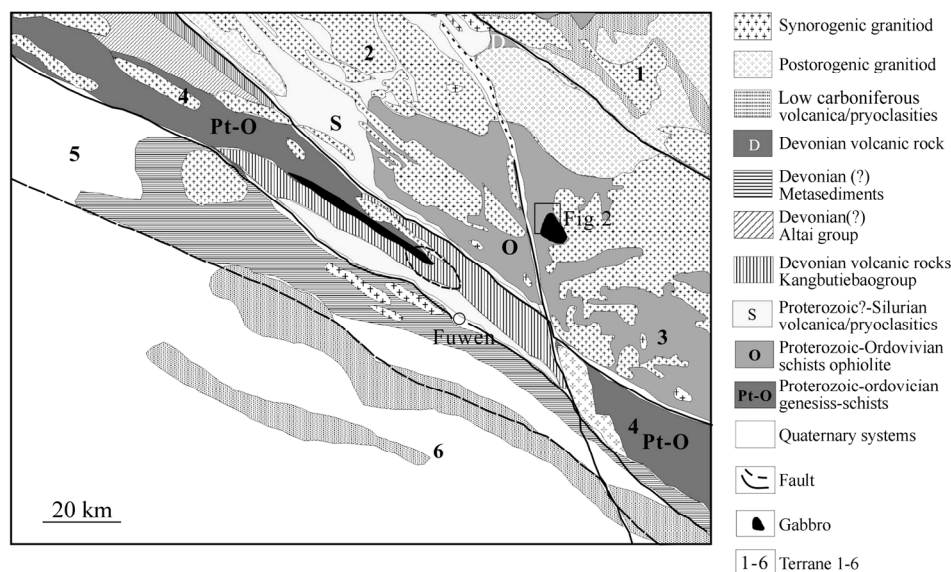


图1 新疆阿尔泰地区构造分区图^[25]

Fig. 1 Geological sketch map of Chinese Altay^[25]

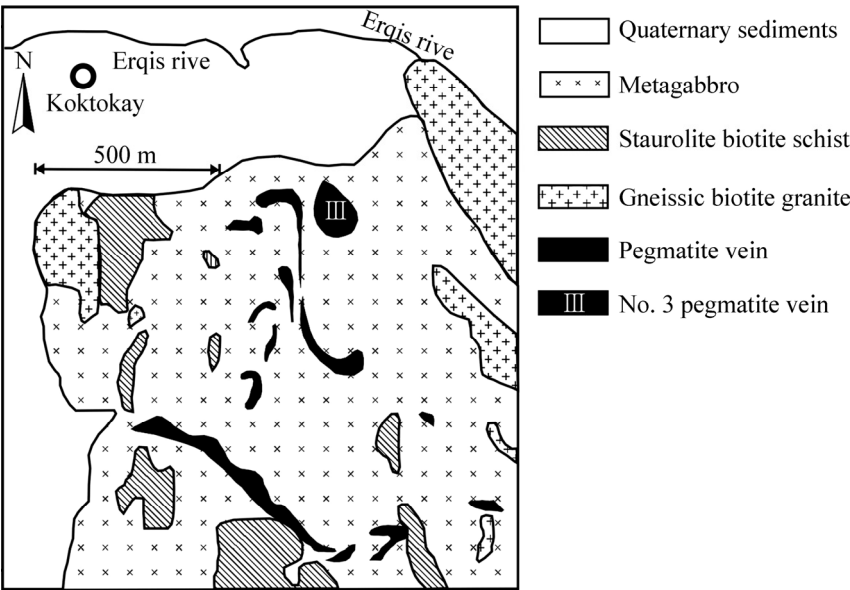


图 2 可可托海矿区平面地质图^[22]

Fig. 2 Geological map of Koktokay pegmatite filed showing occurrence of Koktokay No.3 pegmatite^[22]

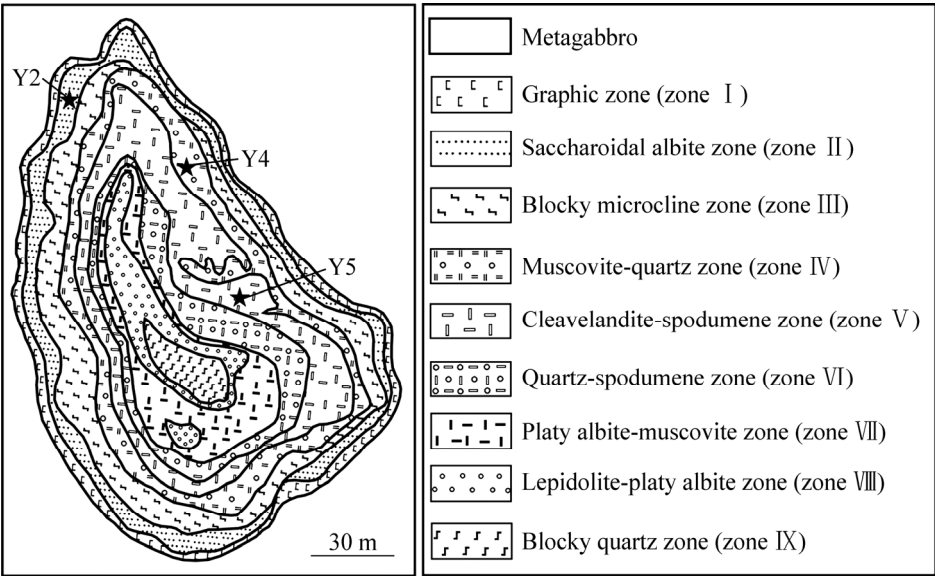


图 3 可可托海 3 号伟晶岩脉岩钟体部分内部构造分带图^[10]

Fig. 3 Internal textural zonation of the Koktokay No. 3 pegmatite^[10]

要由 Be(绿柱石)和 Li(锂辉石和锂云母), Be 和 Li 的富集的结构单元与岩钟体^[1]的相同。Be 主要富集在细粒钠长石集合体中,其次为石英-白云母带中。Li 主要富集在叶钠长石-石英-锂辉石(VI 带)和锂云母-薄片状钠长石带(VII 带)中。与岩钟体部分相似,3 号脉缓倾斜部分的演化可划分为 3 个地球化学阶段,即: K(Na)阶段,包括文象变文象伟晶岩带、细粒伟晶岩带和块体微斜长石带,此阶段以 Be 的矿化为主,其矿化相对较弱; Na(K)阶段,包括细粒钠长石带、石

英-白云母带,这个阶段也以 Be 的矿化为主,其矿化较强; Na-Li 阶段,包括叶钠长石-石英-锂辉石带、锂云母-薄片状钠长石带,在此阶段的演化过程中, Li 的矿化是由强变弱的。

2 实验样品及分析方法

岩钟体部分的 3 件样品 Y2、Y4、Y5 采集于 3 号

脉露天采场,缓倾斜部分的样品 H2 为采集于 ZK702 的岩芯样。样品 Y2 采集于 3 号脉岩钟体部分的 II 带, Y2 主要由钠长石 (60%)、钾长石 (22%) 和石英 (16%) 组成,其副矿物有锰铝榴石、绿柱石、磷灰石和锆石等。样品 H2 采集于 3 号脉缓倾斜部分的 II 带,此带主要由钠长石 (70%)、石英 (20%) 和白云母 (9%) 组成。副矿物主要有石榴子石、电气石、绿柱石、磷灰石和锆石等。样品 Y4 采集于 3 号脉岩钟体部分的 IV 带,主要由石英(50%)、长石(30%)和白云母(18%)组成,其副矿物主要由绿柱石、锂辉石、电气石、磷灰石和锆石等。样品 Y5 采集于 3 号脉岩钟体部分的 V 带,其主矿物有叶钠长石(50%)、石英(30%)、锂辉石(12%) 和白云母(6%)组成,副矿物主要有绿柱石、电气石、铌钽铁矿、磷灰石和锆石等。

锆石单矿物是在无污染的环境下用人工重砂方法分出(包括手工碎样、水洗、磁选),然后在双目镜下挑选,选出晶形较好、具代表性的锆石粘贴在双面胶上,然后用无色透明的环氧树脂固定,待环氧树脂充分固定后将其抛光至锆石露出一个平面,制成样品靶。在阴极发光(CL)和背散射(BSE)条件下,将抛光好的锆石样品靶进行对锆石照相,以此作为锆石进行原位 U-Pb 同位素分析时选择测点的依据。锆石的阴极发光 (CL)是在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成的,背散射(BSE)照相是在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室完成的。

锆石 U-Pb 定年是在西北大学大陆动力学国家重

点实验室完成的,所用仪器为 LA-ICP-MS。其中激光剥蚀系统为德国 MicroLas 公司生产的 GeoLas200M,测试时激光束斑直径为 30 μm ,剥蚀深度 20~40 μm ,剥蚀信号采集 40 s,激光脉冲 10 Hz;电感耦合等离子体质谱(ICP-MS)系统为 Agilent7500a,采用 He 作为剥蚀物质的载气,由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,采用国际标准锆石 91500 作为外标标准物质,外标校正方法为每隔 4~5 个样品分析点测 1 次标准样品,保证标准和样品的仪器条件一致。锆石 U-Pb 同位素数据处理采用 ICPMS Data Cal (V4.6)程序,U-Pb 年龄计算及作图使用 Isoplot (3.00 版)完成^[30]。测试中的误差标准为 1σ ,本实验中详细的流程参见文献[30~32]。

Hf 同位素分析在中国科学院地球化学研究所环境地球化学国家重点实验室完成。所用仪器为英国 Nu Instruments Ltd. 生产的多接收等离子质谱仪配备 UP-213 型激光剥蚀系统而成的激光剥蚀多接受等离子质谱仪 (LA-MC-ICPMS)。分析条件如下:以 He 为载气,激光束能量强度因锆石中 Hf 含量而定,分别为 4.40~5.27 J/cm² (伟晶岩锆石),和 5.27~6.15 J/cm² (花岗岩锆石),频率分别为 5 Hz (伟晶岩锆石) 和 10 Hz (花岗岩锆石),激光束斑为 60 μm 。采用国际标准锆石 91500 作为仪器灵敏度校准和测试结果准确性参考,详细的分析测试仪器配备和条件参照文献[33]。

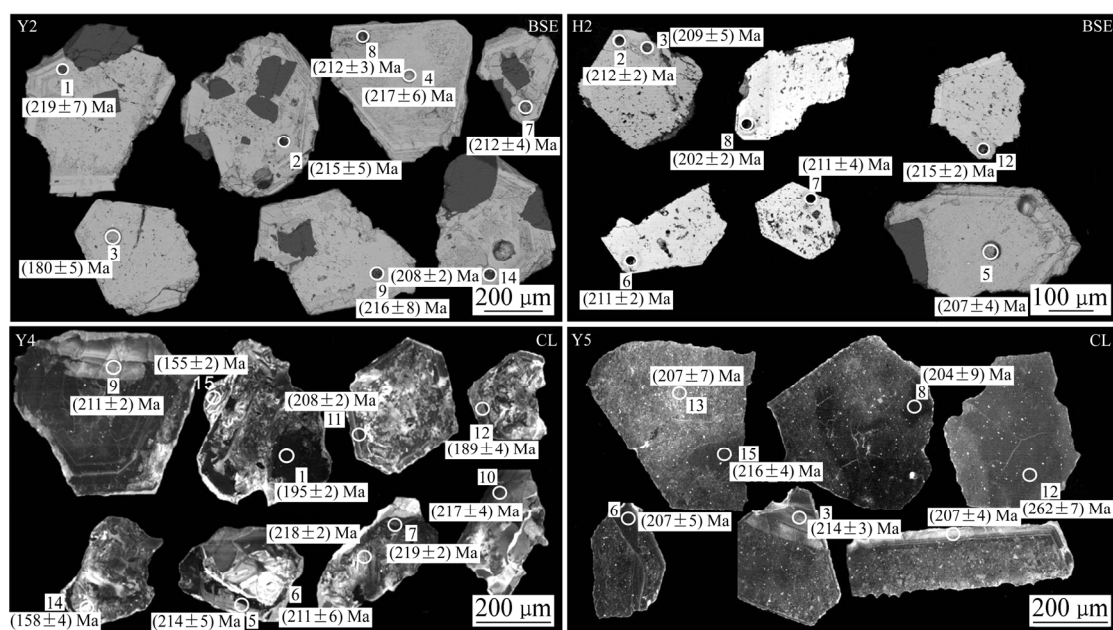


图4 可可托海3号伟晶岩脉部分锆石阴极发光(CL)和背散射(BSE)图像

Fig. 4 Representative (CL) and BSE images of zircon grains from Koktokay No.3 pegmatite

3 分析结果

3.1 锆石 U-Pb 定年结果

1) 样品 Y2

大多数锆石呈自形,短轴状,不透明,粒径较大,在 200~500 μm 之间。在背散射条件下,部分锆石颗粒边部发育有明显的同心环带结构(见图 4),但大多数锆石颗粒的内部孔隙发育,呈海绵状,基本没有分带现象,这说明锆石的内部结构经历了明显的蜕晶质化。少数锆石核部可见模糊的原始内部分带结构,指示锆石为岩浆成因,但在岩浆流体的影响下,经历了不同程度的蜕晶质作用或重结晶作用^[16]。

样品 Y2 中 15 个测点的分析结果显示,锆石中的普通铅含量很低,但多数点 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 与 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 年龄值的谐和度不是十分理想,特别是 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 年龄值(197~356 Ma)跨度较大且分散(见表 1 和图 5)。这种锆石的不一致年龄是锆石受蜕晶质作用而发生强烈铅丢失所造成的,因为除了少数距谐和线较近的点外,其他的测点含有非常的高 U($(4783\sim 88433)\times 10^{-6}$)和 Th($(1833\sim 8780)\times 10^{-6}$),且所获得年龄值显示 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} > ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} > ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} > ^{208}\text{Pb}/^{238}\text{Th}$ (见表 1)。在 15 个测点中,7 个测点(如测点 3、5、6、10、11、12、15)因为遭受蜕晶质化作用的程度较强,导致其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄同样十分分散,另外 8 个测点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄接近,其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 (211.9 ± 3.2) Ma(1σ , MSWD 为 0.79, $n=8$),代表岩钟体部分的 II 带形成年龄。

2) 样品 H2

锆石形态为半自形-自形,不透明,粒径在 100~400 μm 之间。在背散射条件下,其特征与 Y2 中锆石相似。

样品 H2 中 15 个测点的分析结果显示,其中有 8 个测点(测点 3、4、7、8、9、10、13、15)的谐和度较差,Th($(665\sim 3892)\times 10^{-6}$)和 U($(4719\sim 12435)\times 10^{-6}$)含量较高(见表 1 和图 5),表明它们受蜕晶质化作用而发生了比较强的铅丢失。其余 7 个测点显示相对较低的 Th($(118\sim 1783)\times 10^{-6}$)、U($(4328\sim 9061)\times 10^{-6}$)含量,整体谐和度较高,其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄变化范围较小($(209\sim 215)$ Ma)。7 个测点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 (212.0 ± 1.8) Ma(1σ , MSWD 为 1.5, $n=7$),代表可托海 3 号伟晶岩脉缓倾斜部分 II 带形成的时间。

3) 样品 Y4

大多数锆石呈半自形,个别为自形,不透明,粒径在 150~500 μm 之间。在阴极发光 (CL)条件下,大多数锆石内部显示弱的韵律环带或无分带现象;锆石内部孔隙发育,大多数锆石颗粒的边缘部分发育有明显的环带结构(见图 4)。此外,某些锆石的内部呈均一的暗色(如测点 1 位置),并无环带结构发育,这很可能是经历了晚期热液作用后的重结晶作用所致。

样品 Y4 中 15 个测点的分析结果显示,15 个测点中 5 个测点,如测点 2、11、12、14、15,由于 Th 和 U 含量或普通铅含量较高,导致其偏离谐和曲线较远,其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄值变化范围较大(见表 2 和图 5),显然,这些由于 Pb 丢失或混入普通铅造成的谐和度很差的测点所代表的年龄数据没有实际意义。其他 10 个测点的 Th 和 U 以及普通铅的含量均较低,整体谐和度较高,其中 10 个测点中的 9 个测点位于在锆石环带发育部位,所获得的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 的年龄值也非常相近(在 200~218 Ma 之间),加权平均年龄值为 (214.9 ± 2.1) Ma(见图 4),代表 3 号脉岩钟体部分的 IV 带形成时代。而另一个测点(测点 1)位于锆石边部呈均一暗色的区域(见图 4),明显富 U 贫 Th,其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 的年龄值为 (195.3 ± 2.1) Ma(1σ , MSWD 为 1.3, $n=9$),很可能代表晚期热液阶段的锆石重结晶年龄。

4) 样品 Y5

大部分锆石为半自形晶体,少数锆石呈长柱状,粒径较大,在 150~450 μm 之间。与 Y4 相同,锆石明显受到了后期的蜕晶质化与重结晶作用,阴极发光条件下,在锆石内部,基本见不到锆石的原始韵律环带(见图 4),即使在锆石的边缘部位,也只有少量的锆石(如测点 5 位置)显示有较弱的韵律环带,指示 Y5 中锆石所遭受的后期改造作用比 Y4 中锆石更为强烈。

样品 Y5 中 16 个测点的分析结果显示,由于此带的锆石蜕晶质化十分严重,大部分锆石中 Th($(1106\sim 57951)\times 10^{-6}$)、U($(5248\sim 33291)\times 10^{-6}$)含量较高(见表 1),此外,部分锆石含有较高的普通铅($> 103\times 10^{-6}$)。此带未能获得 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄,只获得上交点年龄为 (212 ± 4.1) Ma(见图 5),大致代表 3 号脉岩钟体部分的 V 带的形成年龄。其中测点 3、6 和 15 这 3 个测点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄与下交点年龄接近,在这 3 个测点中,测点所在的锆石并无环带结构,在 CL 图上显示均一的暗色区域(见图 4),相对其他测点明显富 U 贫 Th($\text{U}(5368\sim 11924)\times 10^{-6}$, $\text{Th}(381\sim 837)\times 10^{-6}$, $\text{Th}/\text{U}=0.03\sim 0.12$),表明很可能遭受晚期热液作用后的重结晶作用所致。

表 1 可可托海泰 3 号伟晶岩脉部分结构带 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学分析结果

Table 1 Zircon U-Pb isotopic data for Koktokay No.3 pegmatite, determined by LA-ICPMS

Spot	Content/ 10^{-6}		Th/U	Isotopic ratio						Corrected age/Ma			
	U	Th		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ
Y2-01			0.33	0.07034	0.0013	0.3318	0.0092	0.03453	0.00114	291	7.0	219	7.1
Y2-02	7305	2908	0.40	0.07468	0.0013	0.3480	0.0093	0.03391	0.00080	303	6.8	215	5.0
Y2-03	3502	396	0.11	0.05519	0.0013	0.2136	0.0070	0.02838	0.00083	197	5.8	180	5.1
Y2-04	3890	1037	0.27	0.05459	0.0011	0.256	0.0078	0.03428	0.00098	231	6.3	217	6.1
Y2-05	9649	1957	0.20	0.06144	0.0010	0.2203	0.0057	0.02623	0.00071	202	4.7	167	4.4
Y2-06	1812	718	0.40	0.08711	0.0033	0.4199	0.0224	0.03394	0.00064	356	16	215	4.0
Y2-07	4784	1833	0.38	0.06852	0.0010	0.3163	0.0084	0.03346	0.00077	279	6.5	212	4.8
Y2-08	4069	429	0.11	0.05201	0.0007	0.2401	0.0047	0.03347	0.00056	219	3.9	212	3.5
Y2-09	19482	9676	0.50	0.07779	0.0011	0.3560	0.0083	0.03415	0.00127	309	6.2	216	7.9
Y2-10	88433	3356	0.04	0.05172	0.0012	0.1597	0.0028	0.0224	0.00033	150	2.4	143	2.1
Y2-11	11638	7420	0.64	0.09211	0.0020	0.3949	0.0160	0.03154	0.00145	338	11	200	6.0
Y2-12	16127	6031	0.37	0.06916	0.0015	0.2392	0.0100	0.02517	0.00098	218	8.1	160	6.2
Y2-13	13838	1821	0.13	0.05837	0.0015	0.2690	0.0116	0.03402	0.00150	242	9.3	216	8.3
Y2-14	10731	1112	0.10	0.05406	0.0006	0.24482	0.0039	0.0328	0.00042	222	3.2	208	2.6
Y2-15	30414	8780	0.29	0.05851	0.0004	0.22119	0.0034	0.02735	0.00030	203	2.8	174	1.9
Y4-01	17001	219	0.01	0.0499	0.0005	0.2122	0.0031	0.03077	0.00034	195	2.6	195	2.1
Y4-02	7897	89	0.01	0.0512	0.0010	0.2232	0.0049	0.03157	0.00051	205	4.1	200	3.1
Y4-03	4229	172	0.04	0.0520	0.0009	0.2397	0.0047	0.03339	0.00041	218	3.9	212	2.6
Y4-04	6828	370	0.05	0.0548	0.0009	0.2516	0.0056	0.03326	0.00067	228	4.5	211	4.1
Y4-05	3070	2024	0.66	0.0572	0.0025	0.2681	0.0137	0.03376	0.00083	241	11.0	214	5.2
Y4-06	3080	1676	0.54	0.0547	0.0017	0.2510	0.0099	0.03330	0.00098	227	8.1	211	6.1
Y4-07	3231	17	0.01	0.0507	0.0013	0.2426	0.0067	0.03452	0.00036	221	5.5	219	2.2
Y4-08	2416	97	0.04	0.0513	0.0014	0.2446	0.0074	0.03437	0.00041	222	6.0	218	2.5
Y4-09	163	4876	29.9	0.5698	0.0182	37.743	1.2905	0.48570	0.01681	3713	33.8	2552	72.9
Y4-10	1604	3045	1.90	0.0514	0.0019	0.2425	0.0097	0.03423	0.00065	220	8.0	217	4.1
Y4-11	1603	369	0.23	0.0628	0.0028	0.2895	0.0142	0.03279	0.00031	258	11.2	208	1.9
Y4-12	5991	1824	0.30	0.0567	0.0013	0.2336	0.0066	0.02980	0.00060	213	5.5	189	3.7
Y4-13	5056	3927	0.78	0.0622	0.0019	0.2943	0.0090	0.03422	0.00056	262	7.0	217	3.4
Y4-14	3887	315	0.08	0.0641	0.0024	0.2192	0.0078	0.02475	0.00038	201	6.5	158	2.4
Y4-15	19761	706	0.04	0.0608	0.0011	0.2047	0.0040	0.02428	0.00028	189	3.4	155	1.7
Y5-01	8063	1106	0.14	0.0948	0.0060	0.4305	0.0323	0.03199	0.00072	363	22.9	203	4.5
Y5-02	5149	1511	0.29	0.3624	0.0078	4.1104	0.2459	0.07816	0.00320	1656	48.9	485	19.1
Y5-03	5368	554	0.10	0.0601	0.0012	0.2789	0.0057	0.03380	0.00048	249	4.5	214	3.0
Y5-04	28209	44687	1.58	0.3691	0.0044	1.7814	0.0459	0.03519	0.00096	1038	16.8	223	6.0
Y5-05	9967	5476	0.55	0.0873	0.0013	0.3890	0.0090	0.03260	0.00073	334	6.6	207	4.5
Y5-06	6994	837	0.12	0.0530	0.0012	0.2375	0.0069	0.03256	0.00084	216	5.7	207	5.2
Y5-07	17618	26034	1.48	0.3776	0.0026	1.4028	0.0253	0.02687	0.00043	890	10.7	171	2.7
Y5-08	33291	57151	1.72	0.4963	0.0023	2.1958	0.0917	0.03221	0.00139	1179	29.1	204	8.7
Y5-09	16155	11573	0.72	0.2940	0.0087	2.0502	0.1335	0.04746	0.00187	1132	44.5	299	11.5
Y5-10	11121	21526	1.94	0.2802	0.0070	1.7634	0.0922	0.04434	0.00131	1032	33.9	280	8.1
Y5-11	10626	20497	1.93	0.2914	0.0079	2.0646	0.1314	0.04934	0.00191	1137	43.6	310	11.7
Y5-12	4941	1037	0.21	0.2067	0.0070	1.2469	0.0837	0.04150	0.00122	822	37.8	262	7.6
Y5-13	10299	7083	0.69	0.2875	0.0062	1.6389	0.0788	0.03981	0.00120	985	30.3	207	7.5
Y5-14	20485	3356	0.16	0.0948	0.0039	0.4394	0.0266	0.03268	0.00086	370	18.8	207	5.3
Y5-15	11924	381	0.03	0.0544	0.0009	0.2544	0.0053	0.03405	0.00071	230	4.3	216	4.4
Y5-16	16066	8592	0.53	0.1338	0.0069	0.6057	0.0508	0.03128	0.00146	481	32.2	199	9.1

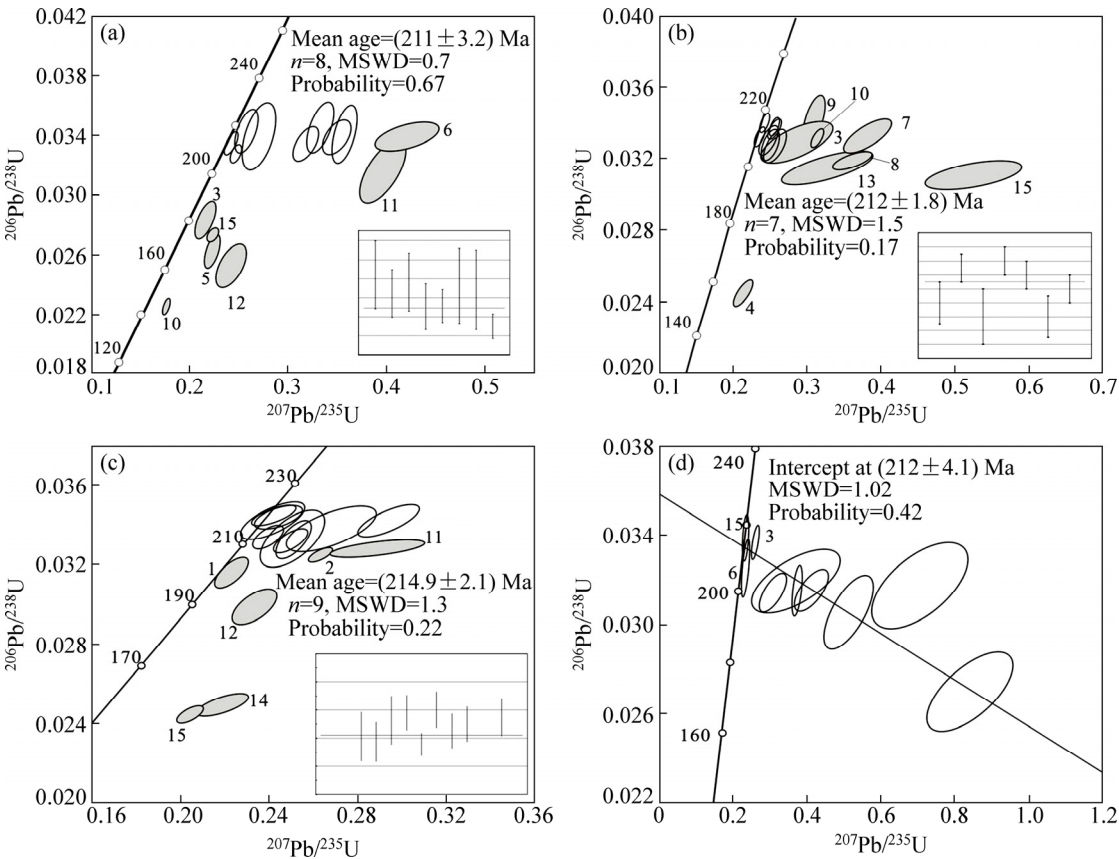


图 5 可可托海 3 号伟晶岩脉 LA-ICP-MS 的 U-Pb 年龄一致曲线图

Fig. 5 Concordia and weighted average diagrams showing LA-ICP-MS U-Pb ages of zircon grains from Koktokay No. 3 pegmatite: (a) Sample Y2; (b) Sample H2; (c) Sample Y4; (d) Sample Y5

表 2 阿尔泰 3 号伟晶岩脉部分结构带 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学分析结果

Table 2 Zircon U-Pb isotopic data for plate part of Altay No.3 pegmatite, determined by LA-ICPMS

Spot	Content/ 10^{-6}		Th/U	Isotopic ratio						Corrected age/Ma			
	U	Th		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ
H2-01	9061	204	0.02	0.0540	0.0021	0.2458	0.0086	0.03302	0.00056	223	3.5	209	3.6
H2-02	4328	302	0.07	0.0545	0.0011	0.2538	0.0042	0.03379	0.00034	230	2.2	214	2.2
H2-03	7788	928	0.12	0.0626	0.0079	0.2841	0.0338	0.03290	0.00080	254	8.9	209	5.5
H2-04	7227	1120	0.15	0.0625	0.0028	0.2110	0.0083	0.02448	0.00049	194	3.1	156	3.1
H2-05	7116	573	0.08	0.0565	0.0024	0.2549	0.0098	0.03270	0.00061	231	3.9	207	4.0
H2-06	16881	270	0.02	0.0510	0.0013	0.2335	0.0052	0.03322	0.00034	213	2.2	211	2.3
H2-07	12426	3892	0.31	0.0830	0.0049	0.3804	0.0213	0.03323	0.00064	327	4.0	211	4.1
H2-08	4878	1784	0.37	0.0819	0.0042	0.3598	0.0181	0.03186	0.00033	312	2.0	202	2.3
H2-09	9835	665	0.07	0.0650	0.0008	0.3072	0.0097	0.03419	0.00088	272	5.5	217	4.8
H2-10	4542	1186	0.26	0.0683	0.0013	0.3123	0.0062	0.03315	0.00033	276	2.1	210	2.4
H2-11	10552	541	0.05	0.0547	0.0014	0.2538	0.0061	0.03365	0.00035	230	2.2	213	1.9
H2-12	4666	118	0.03	0.0511	0.0006	0.2402	0.0043	0.03399	0.00036	219	2.3	215	2.2
H2-13	9713	2018	0.21	0.0749	0.0091	0.3242	0.0390	0.03142	0.00063	285	3.9	199	3.7
H2-14	5930	355	0.06	0.0550	0.0017	0.2479	0.0076	0.03271	0.00060	225	1.5	207	2.6
H2-15	4719	3598	0.76	0.1226	0.0106	0.5246	0.0444	0.03104	0.00055	428	3.0	197	3.0

3.2 锆石 Hf 同位素组成

样品 Y4 中的 16 颗锆石和 Y5 中的 15 颗锆石的 Lu-Hf 同位素结果及计算的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值和两阶段模式年龄 T_{DM2} 列于表 2。分析结果显示, Y4 和 Y5 锆石中的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 与 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 值均十分接近, 其中 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 值非常小, 在 0.00000131~0.0000469 范围内变化, 指示锆石在形成以后具有较低的放射性成因 Hf 的积累, 因而可以用初始 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值代表锆石形成时的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值^[35], 从而能够示踪岩浆源

区^[36]; 而 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 值在 0.282676~0.282706 的小范围内变化, 表明阿尔泰 3 号脉岩钟体部分中的 IV 带与 V 带中锆石的 Hf 同位素组成相对比较均匀。

Y4 与 Y5 中锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值均为正值, 两者非常接近, 分别变化于 1.25~2.39 和 1.26~2.25 的很小范围(见表 3 和图 6), 平均值分别为 1.90 和 1.70。同样, 计算得到的 Y4 与 Y5 的二阶段模式年龄 T_{DM2} 十分接近, T_{DM2} 变化于 1103~1173 Ma 之间, 平均值为 1135 Ma(见表 3 和图 6)。

表 3 阿尔泰 3 号伟晶岩脉岩钟体部分 IV 带与 V 带中锆石 Hf 同位素组成

Table 3 Zircon Hf isotopic compositions of Koktokay No.3 pegmatites (determined by LA-MC-ICPMS)

Spot	Isotopic composition		Isotopic ratio		$\varepsilon_{\text{Hf}}(0)$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$	2σ	T_{DM2}/Ma	$f_{\text{Lu/Hf}}$
	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ					
Y4-001	0.000109	0.00000131	0.282690	0.000012	-3.00	1.82	0.42	1,137	-0.99996
Y4-002	0.000014	0.00000018	0.282686	0.000014	-3.04	1.68	0.50	1,146	-0.99999
Y4-003	0.000043	0.00000048	0.282693	0.000012	-2.79	1.93	0.42	1,131	-0.99999
Y4-004	0.000096	0.00000129	0.282704	0.000014	-2.40	2.32	0.50	1,106	-0.99996
Y4-005	0.000063	0.00000089	0.282693	0.000012	-2.79	1.93	0.42	1,131	-0.99997
Y4-006	0.000106	0.00000148	0.282705	0.000024	-2.37	2.35	0.85	1,104	-0.99996
Y4-007	0.000235	0.00000328	0.282706	0.000020	-2.33	2.39	0.71	1,101	-0.99999
Y4-008	0.000014	0.00000025	0.282685	0.000018	-3.08	1.64	0.64	1,149	-0.99999
Y4-009	0.000029	0.00000052	0.282689	0.000014	-2.94	1.79	0.50	1,140	-0.99998
Y4-010	0.000307	0.00000409	0.282698	0.000018	-2.62	2.10	0.64	1,119	-0.99988
Y4-011	0.000052	0.00000090	0.282680	0.000014	-3.25	1.47	0.50	1,160	-0.99997
Y4-012	0.000030	0.00000032	0.282697	0.000014	-2.65	2.07	0.50	1,122	-0.99999
Y4-013	0.000353	0.00000469	0.282686	0.000022	-3.04	1.68	0.78	1,147	-0.99986
Y4-014	0.000017	0.00000016	0.282693	0.000026	-2.79	1.93	0.92	1,131	-1.00000
Y4-015	0.000037	0.00000071	0.282674	0.000020	-3.47	1.25	0.71	1,174	-0.99998
Y4-016	0.000012	0.00000013	0.282695	0.000010	-2.72	2.00	0.35	1,126	-1.00000
Y5-001	0.000091	0.00000183	0.282676	0.000018	-3.39	1.26	0.64	1,166	-0.99994
Y5-002	0.000056	0.00000113	0.282676	0.000022	-3.39	1.26	0.78	1,166	-0.99997
Y5-003	0.000139	0.00000251	0.282704	0.000018	-2.40	2.25	0.64	1,103	-0.99992
Y5-004	0.000049	0.00000086	0.282698	0.000018	-2.62	2.04	0.64	1,116	-0.99997
Y5-005	0.000104	0.00000191	0.282684	0.000018	-3.11	1.54	0.64	1,148	-0.99994
Y5-006	0.000093	0.00000168	0.282682	0.000018	-3.18	1.47	0.64	1,153	-0.99995
Y5-007	0.000094	0.00000177	0.282702	0.000016	-2.48	2.18	0.57	1,108	-0.99995
Y5-008	0.000080	0.00000138	0.282698	0.000012	-2.62	2.04	0.42	1,117	-0.99996
Y5-009	0.000129	0.00000221	0.282679	0.000016	-3.29	1.37	0.57	1,159	-0.99993
Y5-010	0.000109	0.00000193	0.282692	0.000014	-2.83	1.83	0.50	1,130	-0.99994
Y5-011	0.000023	0.00000047	0.282684	0.000020	-3.11	1.54	0.71	1,148	-0.99999
Y5-012	0.000016	0.00000022	0.282681	0.000014	-3.22	1.44	0.50	1,155	-0.99999
Y5-013	0.000041	0.00000078	0.282697	0.000018	-2.65	2.00	0.64	1,119	-0.99998
Y5-014	0.000011	0.00000031	0.282685	0.000020	-3.08	1.58	0.71	1,146	-0.99999
Y5-015	0.000010	0.00000024	0.282693	0.000016	-2.79	1.86	0.57	1,128	-0.99999

$\varepsilon_{\text{Hf}}(0)=1000 \times [(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{S}} / (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR},0} - 1] \times 10000$; $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)=10,000 \times \{[(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{S}} - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{S}} \times (e^{\lambda t} - 1)] / [(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR},0} - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} \times (e^{\lambda t} - 1)] - 1\}$. $T_{\text{DM1}}=1/\lambda \times \ln\{1 + [(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{S}} - (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}] / [(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{S}} - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}]\}$. $T_{\text{DM2}}=T_{\text{DM1}} - (T_{\text{DM1}} - t) \times [(f_{\text{cc}} - f_{\text{S}}) / (f_{\text{cc}} - f_{\text{DM}})]$. $f_{\text{Lu/Hf}}=(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{S}} / (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} - 1$, where, $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{S}}$ and $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{S}}$ are the measured values of the samples; $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}}=0.0332$ and $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR},0}=0.282772$ ^[36]; $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}=0.0384$ and $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}=0.28325$ ^[37]; $f_{\text{cc}}=[(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{mean crust}} / (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}}] - 1$ ^[38]; $f_{\text{DM}}=[(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} / (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}}] - 1$; t =crystallization time of zircon. $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{mean crust}}=0.015$; $\lambda=1.867 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ ^[39]

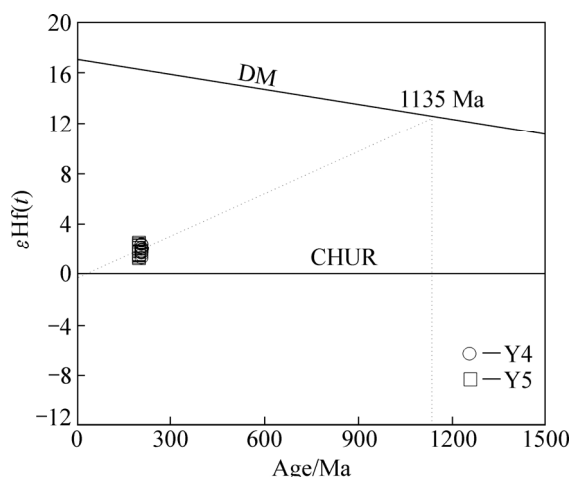


图6 可可托海3号伟晶岩脉岩钟体部分IV、V带锆石的 $\epsilon\text{Hf}(t)$ - t 图

Fig. 6 Diagram of $\epsilon\text{Hf}(t)$ values versus crystallizing ages for zircons from Koktokay No.3 pegmatite

4 讨论

4.1 可可托海3号脉形成及岩浆-热液演化时限

已有研究显示,可可托海3号伟晶岩脉岩钟体部分IV带中的锆石含有6.25%~13.33% HfO_2 , V带中的锆石具有明显的成分不均一性,其 HfO_2 含量变化于10.36%~35.21%之间^[40]。可见,本实验中所研究的可可托海3号脉岩钟体部分的IV、V带中锆石应归属于铅质锆石^[41]。早期结构带(样品Y2, H2)中的锆石,在背散射条件下,大多数锆石颗粒的内部孔隙发育,呈海绵状,不发育韵律环带,而部分锆石颗粒边部发育有明显的韵律环带结构;晚期结构带(样品Y4, Y5)中的锆石,大部分锆石显示半透明的边和弱化的振荡环带结构以及较强的阴极发光,锆石的幔核部通常显示多孔隙的海绵结构或伴有残余振荡环带,由蜕晶化引起的裂隙发育,表明岩浆结晶锆石遭受了蜕晶化、流体交代和不同程度重结晶等作用^[42-45]。锆石U-Pb定年结果显示,有相当一部分的锆石测点在U-Pb一致年龄图谱上显得十分分散,且谐和度很差,这些数据点代表的年龄基本是没有任何地质意义的。这些测点所代表的锆石区域,主要包括:1) U与Th含量非常高,指示锆石内部经历了强烈的蜕晶质化作用;2) 由于受多期的热液作用下重结晶作用,导致Pb丢失;3) 可能由于锆石中存在包裹体所带来的分析误差;4) 普通铅含量过高所致^[16]。而另外的数据点,其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄相对集中且在U-Pb一致年龄图上谐和

度较好,其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄则代表了可可托海3号脉不同结构带的形成年龄。

本次获得的可可托海3号伟晶岩脉岩钟体部分中II、IV、V带形成的年龄分别为 (211.9 ± 3.2) 、 (214.9 ± 2.1) 和 (212.0 ± 4.1) Ma,而缓倾斜部分中II带形成时代为 (212.0 ± 1.8) Ma。考虑到ZHU等^[15]和WANG等^[16]限定的 (218 ± 5.8) Ma、 (220 ± 9) Ma年龄代表可可托海3号脉侵入时代,刘锋等^[25]报道的 (208.9 ± 2.4) Ma的热液成因辉钼矿Re-Os年龄很可能代表伟晶岩体系中岩浆流体相出溶的上限年龄,而本实验中在岩钟体部分中IV带中所获得的 (195.3 ± 2.1) Ma的锆石很可能代表晚期热液成因锆石,指示岩浆热液活动时限的下限年龄。因此,基于前人可可托海3号脉岩浆阶段(I-IV带)、岩浆-热液过渡阶段(V-VIII带)和热液阶段(IX带)的划分,可以确定岩浆阶段的时限为~220~215 Ma,岩浆-热液过渡阶段时限为215~209 Ma,热液阶段时限209~195 Ma,同时表明热液阶段明显晚于岩浆阶段^[46-48]。

由于岩钟体部分中I-V带占3号脉整个岩钟体部分体积的85%以上^[46],因此,研究结果指示可可托海3号脉岩浆-热液演化是在相对较短的时间内完成的,不超过10 Ma。此外,可可托海3号伟晶岩脉缓倾斜部分II带的锆石U-Pb年龄为 (212.0 ± 1.8) Ma,与岩钟体部分中II带的形成年龄完全一致,表明可可托海3号伟晶岩脉的岩钟体部分与缓倾斜部分的岩浆来源相同,是同一岩浆在围岩变辉长岩中不同构造断裂系统就位的体现,在近水平断裂系统就位形成可可托海3号脉缓倾斜部分,而定位于两组断裂系统的交汇处则形成了岩钟体部分。

4.2 伟晶岩形成物源特征及构造背景

ZHU等^[16]曾报道可可托海3号伟晶岩脉的边缘带全岩的 $\epsilon\text{Nd}(t)$ 值在-2.27~-3.12范围内变化,二阶段模式年龄 $T_{\text{DM}2}$ 为1.47 Ga,提出了3号伟晶岩脉的物质来源为古老的大陆地壳。锆石的Hf同位素比全岩的Nd同位素能更加有效地反映岩浆的来源^[49],本实验中所获得的可可托海3号脉岩钟体部分中IV、V带(Y4、Y5)锆石Hf同位素组成显示,锆石的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 比值非常低,计算得出的 $\epsilon\text{Hf}(t)$ 值均为正值,在 $\epsilon\text{Hf}(t)$ - t 图解上(见图6),这些数据落在球粒陨石演化线之上并且集中分布,表明3号脉的源区物质明显有地幔组分的加入。所计算的二阶段模式年龄 $T_{\text{DM}2}$ 变化于1103~1173 Ma之间,远远大于3号脉的形成年龄,这表明可可托海3号伟晶岩脉的物质来源上,古老大陆地壳的部分熔融也扮演了非常重要的角色。与可可托

海3号脉相似,柯鲁木特112号脉^[50]、卡鲁安矿区伟晶岩脉^[51]、阿斯喀尔特伟晶岩脉^[52]等典型的三叠纪伟晶岩以其锆石中低的 Hf 同位素组成 ($\epsilon\text{Hf}(t)=-1.50\sim+2.50$) 和相对较老的 $T_{\text{DM}2}(1100\sim1350\text{ Ma})$ 为特征,显著不同于亏损地幔的 $\epsilon\text{Hf}(t)$ 值。正的 $\epsilon\text{Hf}(t)$ 值,表明形成伟晶岩初始岩浆包含有地幔物质,或者是壳源物质和亏损幔源共同作用的结果。

通常,LCT 伟晶岩与同造山、造山晚期过铝质 S 型花岗岩具紧密联系^[52-53]。已有研究表明,世界上强过铝质花岗岩主要形成于后碰撞构造环境,它们形成于造山作用所导致地壳增厚之后的构造减压过程^[54]。由于基于锆石 Hf 同位素组成计算的上述伟晶岩脉形成的二阶段模式年龄($T_{\text{DM}2}$)远大于伟晶岩中锆石的结晶年龄,已提出伟晶岩的形成很可能是中亚造山带在三叠纪为陆-陆碰撞后的伸展构造背景下导致加厚地壳沉积物减压熔融的产物,这一推断与 ZAGORSKY 等^[55]的研究结论一致。中亚造山带(包括中国阿尔泰造山带)中 LCT 型伟晶岩形成明显晚于同构造花岗岩,阿尔泰造山带中的三叠纪伟晶岩大规模侵入事件指示了伟晶岩形成于后碰撞大陆岩石圈伸展的动力学背景。

5 结论

1) 可可托海3号脉中的锆石因为经历了蜕晶化、流体交代和不同程度重结晶等作用而表现出十分复杂的内部结构。高 U、Th 含量,因蜕晶质化作用,某些锆石不适合用于 U-Pb 定年。

2) 可可托海3号脉岩钟体部分中 II 带、IV 带和 V 带以及缓倾斜部分中 II 带分别形成于 (211.9 ± 3.2) 、 (214.9 ± 2.1) 、 (212 ± 4.1) 和 $(212.0\pm 1.8)\text{ Ma}$,可确定岩浆阶段时限从 $\sim 220\text{ Ma}$ 至 215 Ma ,岩浆-热液过渡阶段时限从 215 Ma 至 209 Ma ,热液阶段时限从 209 Ma 至 195 Ma 。岩钟体部分和缓倾斜部分为同一岩浆在围岩变辉长岩中不同构造断裂系统就位的体现。

3) 可可托海3号伟晶岩脉 IV 带、V 带中锆石 $\epsilon\text{Hf}(t)$ 值均为小的正值,在 $1.25\sim 2.39$ 之间,二阶段模式年龄的变化范围较小在 $(1103\sim 1173)\text{ Ma}$ 内,其成因很可能与中亚造山带在三叠纪为陆-陆碰撞后的伸展构造背景下导致加厚下地壳沉积物减压熔融有关。

REFERENCE

[1] 王贤觉,邹天人,徐建国,于学元,裴榆卓. 阿尔泰伟晶岩矿

物研究[M]. 北京: 科学出版社, 1981: 135.

WANG Xian-jue, ZOU Tian-ren, XU Jian-guo, YU Xue-yuan, QIU Yu-zhuo. Mineralogy of the pegmatites in Altay[M]. Beijing: Science Press, 1981: 135.

[2] ZHANG A C, WANG R C, HU H, CHEN X M, ZHANG H. Occurrences of foidite and rossmanite from the Koktokay No.3 granitic pegmatite dyke, Altay, NW China: A record of hydrothermal fluids[J]. Canadian Mineralogist, 2004, 42: 873-882.

[3] ZHANG A C, WANG R C, HU H, ZHANG H, ZHU J C. Chemical evolution of Nb-Ta oxides and Hf-rich zircon from the Koktokay No.3 granitic pegmatite, Altai, Northwestern China[J]. Canadian Mineralogist, 2004, 42: 739-756.

[4] ZHANG A C, WANG R C, JIANG S Y, HU H, ZHANG H. Chemical and textural features of tourmaline from the spodumene-subtype Koktokay No.3 pegmatite, Altay, Northwestern China: A record of magmatic to hydrothermal evolution[J]. Canadian Mineralogist, 2008, 46(1): 41-58.

[5] ZHANG A C, WANG R C, LI Y L, HU H, LU X, JI J, ZHANG H. Tourmalines from the Koktokay No.3 pegmatite, Altai, NW China: Spectroscopic characterization and relationships with the pegmatite evolution[J]. European Journal of Mineralogy, 2008, 20(1): 143-154.

[6] LIU C Q, ZHANG H. The lanthanide tetrad effect in apatite from the Altay No. 3 pegmatite, Xinjiang, China: an intrinsic feature of the pegmatite magma[J]. Chemical Geology, 2005, 214: 61-77.

[7] 周起凤, 秦克章, 唐冬梅, 丁建刚, 郭正林. 阿尔泰可可托海3号脉伟晶岩型稀有金属矿床云母和长石的矿物学研究及意义[J]. 岩石学报, 2013, 29(9): 3004-3022.

[8] ZHOU Qi-feng, QING Ke-zhang, TANG Dong-mei, DING Jian-gang, GUO Zheng-lin. Mineralogy and significance of micas and feldspars from the Koktokay No.3 pegmatitic rare elemented posit, Altai[J]. Acta Petrologica Sinica, 2013, 29(9): 3004-3022.

[9] 伍守荣, 赵景宇, 张新, 张辉. 新疆阿尔泰可可托海3号伟晶岩脉岩浆-热液过程: 来自电气石化学组成演化的证据[J]. 矿物学报, 2015, 35(3): 299-308.

WU Shou-rong, ZHAO Jing-yu, ZHANG Xin, ZHANG Hui. Magmatic-Hydrothermal evolution of the Koktokay No.3 pegmatite, Altay, NW China: Evidence from compositional variation of tourmaline[J]. Acta Mineralogica Sinica, 2015, 35(3): 299-308.

[10] 田野, 秦克章, 周起凤, 唐冬梅, 王春龙. 阿尔泰可可托海伟晶岩中弧形石英白云母层的成因及意义[J]. 岩石学报, 2015, 31(8): 2353-2365.

TIAN Ye, QIN Ke-zhang, ZHOU Qi-feng, TANG Dong-mei, WANG Chun-long. The formation of curve shape quartz-muscovite layers in Koktokay pegmatite intrusions, Altay, and its implications[J]. Acta Petrologica Sinica, 2015, 31(8): 2353-2365.

[11] TANG Y, ZHANG H, RAO B. The effect of phosphorus on

- manganocolumbite and mangaotantalite solubility in peralkaline to peraluminous granitic melts[J]. *American Mineralogist*, 2015, 101: 415–422.
- [12] 邹天人, 张相宸, 贾富义. 论阿尔泰 3 号伟晶岩脉的成因[J]. *矿床地质*, 1986, 5(4): 34–48.
- ZOU Tian-ren, ZHANG Xiang-cheng, JIA Fu-yi. A discussion about contributing factor of the Altai No. 3 pegmatite[J]. *Mineral Deposits*, 1986, 5(4): 34–48.
- [13] CHEN F W, LI H, WANG D H, CAI H, CHEN W. New chronological evidence for Yanshanian diagenetic mineralization in China's Altai orogenic belt[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2000, 45: 108–114.
- [14] 王登红, 陈毓川, 徐志刚, 李天德, 傅旭杰. 阿尔泰成矿省的成矿系列及成矿规律研究[M]. 北京: 原子能出版社, 2002: 493.
- WANG Deng-hong, CHENG Yu-chuan, XU zhi-gang, LI Tian-de, FU Xu-jie. *Metallogenic region, system and rule in the Altai Organic Belt, China*[M]. Beijing: Acton Energy Press, 2002: 493.
- [15] ZHU Y F, ZENG Y S, GU L B. Geochemistry of the rare metal-bearing pegmatite No.3 vein and related granites in the Keketuohai region, Altai Mountains, northwest China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2006, 27: 61–77.
- [16] WANG T, TONG Y, JAHN B M, ZOU T R, WANG Y B. SHRIMP U-Pb Zircon geochronology of the Altai No. 3 Pegmatite, NW China, and its implications for the origin and tectonic setting of the pegmatite[J]. *Ore Geology Reviews*, 2007, 32: 325–336.
- [17] 吴长年, 朱金初, 刘昌实, 杨升祖, 朱炳玉, 宁广进. 阿尔泰伟晶岩锂辉石中包裹体研究[J]. *大地构造与成矿学*, 1994, 18(4): 353–362.
- WU Chang-nian, ZHU Jin-chu, LIU Chang-shi, YANG Sheng-zu, ZHU Bing-yu, NING Guang-jin. A study on the inclusions in spodumenes from Altai pegmatite, Xinjiang[J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 1994, 18(4): 353–362.
- [18] 吴长年, 朱金初, 刘昌实, 熊小林. 阿尔泰伟晶岩中流体熔融包裹体成分研究[J]. *地球化学*, 1995, 24(4): 351–358.
- WU Chang-nian, ZHU Jin-chu, LIU Chang-shi, XIONG Xiao-lin. Study of compositions of melting fluid inclusions in pegmatites, Altai, Xinjiang[J]. *Geochimica*, 1995, 24(4): 351–358.
- [19] 吴长年, 朱金初, 刘昌实, 杨升祖, 朱炳玉, 宁广进. 新疆阿尔泰库威和可可托海伟晶岩绿柱石中包裹体研究[J]. *南京大学学报(自然科学)*, 1995, 31(2): 350–356.
- WU Chang-nian, ZHU Jin-chu, LIU Chang-shi, YANG Sheng-zu, ZHU Bing-yu, NING Guang-jin. A study on the inclusions in beryls from Kuwei and Keketuohai pegmatites, Altai, Xinjiang[J]. *Journal of Nanjing University (Natural Sciences)*, 1995, 31(2): 350–356.
- [20] LU H Z, WANG Z G, LI Y S. Magma-fluid transition and the genesis of pegmatite Diki No. 3, Altai, Xinjiang, Northwest China[J]. *Chinese Journal of Geochemistry*, 1997, 16(1): 43–52.
- [21] 李兆麟, 杨荣勇, 李 文, 翟 伟, 毛艳华. 中国不同成因伟晶岩形成的物理化学条件[J]. *地质科技情报*, 1998, 17(增刊): 29–34.
- LI Zhao-lin, YANG Rong-yong, LI Wen, ZHAI Wei, MAO Yan-hua. Forming physicochemical condition of different genetic pegmatites in China[J]. *Geological Science and Technology Information*, 1998, 17(Suppl.): 29–34.
- [22] 李兆麟, 张文兰, 李 文, 翟 伟, 石贵勇. 云南哀牢山和新疆可可托海伟晶岩矿物中熔融包裹体电子探针研究[J]. *高校地质学报*, 2000, 6(4): 509–522.
- LI Zhao-lin, ZHANG Wen-lan, LI Wen, ZHAI Wei, SHI Gui-yong. Electronic microprobe study on the melt inclusions in pegmatite minerals from Ailaoshan and Keketuohai pegmatite deposits[J]. *Geological Journal of China Universities*, 2000, 6(4): 509–522.
- [23] 朱金初, 吴长年, 刘昌实, 等. 新疆阿尔泰可可托海 3 号伟晶岩脉岩浆-热液演化和成因[J]. *高校地质学报*, 2000, 6(1): 40–52.
- ZHU J C, WU C N, LIU C S, et al. Magmatic, hydrothermal evolution and genesis of Koktokay No. 3 rare metal pegmatite dyke, Altai, China[J]. *Geological Journal of China University*, 2000, 6(1): 40–52.
- [24] 张 辉. 岩浆-热液过渡阶段体系中不相容元素地球化学行为及其机制-以新疆阿尔泰 3 号伟晶岩脉研究为例[D]. 贵阳: 中国科学院, 2001: 1–172.
- ZHANG H. The geochemical behaviors and mechanisms of incompatible trace elements in the magmatic-hydrothermal transition system: A case study of Altai No. 3 pegmatite, Xingjiang[D]. Guiyang: Institute of Geochemistry[D]. Chinese Academy of Sciences, 2001: 1–172.
- [25] 刘 锋, 张志欣, 李 强, 屈文俊, 李 超. 新疆可可托海 3 号伟晶岩脉成岩时代的限定: 来自铪钼矿 Re-Os 定年的证据[J]. *矿床地质*, 2012, 31(5): 1111–1118.
- LIU Feng, ZHANG Zhi-xin, LI Qiang, QU Wen-jun, LI Chao. New age constraints on Kektokay pegmatite No.3 Vein, Altai mountains, Xinjiang: Evidence from molybdenite Re-Os dating[J]. *Minerals Deposits*, 2012, 31(5): 1111–1118.
- [26] WINDLEY B F, KRONER A, GUO J H, QU G S, LI Y Y, ZHANG C. Neoproterozoic to Paleozoic geology of the Altai origin, NW China: new zircon age data and tectonic evolution[J]. *The Journal of Geology*, 2002, 110: 719–737.
- [27] XIAO W J, WINDLEY B F, BADARARCH G, SUN S, LI L, QIN K, WANG Z. Paleozoic accretionary and convergent tectonics of the southern Altai: Implications for the growth of central Asia[J]. *Journal of Geological Society London*, 2004, 161: 1–4.
- [28] 张爱铖. 新疆可可托海 3 号伟晶岩的矿物学研究及岩浆-热液演化示踪[D]. 南京: 南京大学, 2005: 1–108.
- ZHANG Ai-cheng. Mineralogy of the Koktokay No.3 pegmatite, Xinjiang: Record of magmatic-hydrothermal evolution[D]. Nanjing: Nanjing University, 2005: 1–108.
- [29] 王贤觉, 牛贺才, 郭国章. 阿尔泰三号伟晶岩脉岩浆演化过程中铪钼示踪的研究[J]. *地球化学*, 1998, 27(1): 1–11.
- WANG Xian-jue, NIU He-cai, GUO Guo-zhang. The tracking

- study of Nb and Ta in magmatic evolutionary process for pegmatite vein No.3 Altay, China[J]. *Geochimica*, 1998, 27(1): 1-11.
- [30] LUDWIG K. ISOPLOT 3.00: A geochronological toolkit for microsoft excel[M]. Berkeley Geochronological Center Special Publication, 2003, 4: 1-70.
- [31] LIU Y S, HU Z C, ZONG K Q, GAO C G, GAO S, XU J, CHEN H H. Reappraisal and refinement of zircon U-Pb isotope and trace element analyses by LA-ICP-MS[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2010, 55(15): 1535-1546.
- [32] LIU Y S, GAO S, HU Z C, GAO C G, ZONG K Q, WANG D B. 2010. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China Orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons from mantle xenoliths[J]. *Journal of Petrology*, 51(1/2): 537-571.
- [33] 唐红峰, 赵志琦, 黄荣生, 韩宇捷, 苏玉平. 新疆东准噶尔 A 型花岗岩的锆石 Hf 同位素初步研究[J]. *矿物学报*, 2008, 28(4): 335-342.
- TANG Hong-feng, ZHAO Zhi-qi, HUANG Rong-sheng, HAN Yu-jie, SU Yu-ping. Primary Hf isotopic study on zircons from the A-type granites in Eastern Junggar of Xinjiang, Northwest China[J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 2008, 28(4): 335-342.
- [34] 吴福元, 李献华, 郑永飞, 高山. Lu-Hf 同位素体系及其岩石学应用[J]. *岩石学报*, 2007, 23(2): 185-220.
- WU Fu-yuan, LI Xian-hua, ZHENG Yong-fei, GAO Shan. Lu-Hf isotopic systematics and their applications in petrology[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2007, 23(2): 185-220.
- [35] 陈懋弘, 章伟, 杨宗喜, 陆刚, 侯可军, 刘建辉. 2009. 黔西南白层超基性岩强锆石 SHRIMP U-Pb 年龄和 Hf 同位素组成研究[J]. *矿床地质*, 2007, 28(3): 240-250.
- CHEN Mao-hong, ZHANG Wei, YANG Zong-xi, LU Ke-jun, LIU Jian-hui. Zircon SHRIMP U-Pb age and Hf isotopic composition of Baiceng ultrabasic dykes in Zhenfeng Country, southwestern Guizhou Province[J]. *Mineral Deposits*, 2009, 28(3): 240-250.
- [36] BLICHERT-TOFT J, ALBAREDE F. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1997, 148: 243-258.
- [37] GRIFFIN W L, PEARSON N J, BELOUSOVA E A, VAN ACHTERBERGH S E, JACKSON. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2000, 64: 133-147.
- [38] GRIFFIN W L, WANG X, JACKSON S E, PEARSON N J, O'REILLY S Y, XU X S. Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complex[J]. *Lithos*, 2002, 61: 237-269.
- [39] SCHERER E, MUNKER C, MEZGER K. Calibration of the lutetium-hafnium clock[J]. *Science*, 2001, 293: 683-687.
- [40] 张爱铖, 王汝成, 谢磊, 胡欢. 阿尔泰可可托海 3 号伟晶岩脉中的铅质锆石[J]. *矿物学报*, 2003, 23(4): 327-332.
- ZHANG Ai-cheng, WANG Ru-cheng, XIE Lei, Hu Huan. Hafnian zircon from the Koktokay No. 3 granitic pegmatite vein, Altai, NW China[J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 2003, 23: 327-332.
- [41] CORREIA NEVES J M, LOPES NUNES J E, SAHAMA T G. High Hafnium members of the zircon-hafnion series from the granite pegmatites of Zambezia, Mozambique[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1974, 48: 73-80.
- [42] NEMCHIN A A, PIDGEON R T. Evolution of the Darling Range Batholith, Yilgarn Craton, Western Australia: a SHRIMP zircon study[J]. *Journal of Petrology*, 1997, 38: 625-649.
- [43] TOMASCHEK F, KENNEDY A K, VILLA I M, LAGOS M, BALLHAUS C. Zircons from Syros, Cyclades, Greece-recrystallization and mobilization of zircon during high-pressure metamorphism[J]. *Journal of Petrology*, 2003, 44: 1977-2002.
- [44] WU Y B, ZHENG Y F. Genesis of zircon and its constraints on interpretation of U-Pb age[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2004, 49: 1554-1569.
- [45] RAYNER N, STERN R A, CARR S D. Grain-scale variations in trace element composition of fluid-altered zircon, Acosta Gneiss Complex, northwestern Canada[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2005, 148: 721-734.
- [46] 卢焕章, 王中刚, 李院生. 岩浆-热液过渡和阿尔泰三号伟晶岩脉之成因[J]. *矿物学报*, 1996, 16(1): 1-7.
- LU HZ, WANG Z G, LI Y S. Magma/fluid transition and genesis of pegmatite dike No. 3 at Altay, Xinjiang, China[J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 1996, 16(1): 1-7.
- [47] JAHNS R H. Internal evolution of pegmatites bodies[C]// *Granitic Pegmatites in Science and Industry*. Mineralogical Association of Canada, 1982, 8: 293-372.
- [48] BURNHAM C M, NEKVASIL H. Equilibrium properties of granite pegmatite magmas[J]. *American Mineralogist*, 1986, 71: 199-203.
- [49] 李皓扬, 钟孙霖, 王彦斌, 朱弟成, 杨进辉, 宋彪, 刘敦一, 吴福元. 藏南林周盆地林子宗火山岩的时代、成因及其地质意义: 锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素证据[J]. *岩石学报*, 2007, 23(2): 493-500.
- LI Hao-yang, ZHONG Sun-lin, WANG Yan-bin, ZHU Di-cheng, YANG Jin-hui, SONG Biao, LIU Dun-yi, WU Fu-yuan. Age, petrogenesis and geological significance of Linzizong volcanic successions in the Linzhou Basin, Southern Tibet: Evidence from zircon U-Pb dates and Hf isotope[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2007, 23(2): 493-500.
- [50] LÜ Z H, ZHANG H, TANG Y, GUAN S J. Petrogenesis and magmatic-hydrothermal evolution time limitation of Kelumute No.112 pegmatite in Altay, northwestern China: Evidence from zircon U-Pb and Hf isotopes[J]. *Lithos*, 154: 374-391.
- [51] 马占龙, 张辉, 唐勇, 吕正航, 张鑫, 赵景宇. 新疆卡鲁安矿区伟晶岩锆石 U-Pb 定年、钪同位素组成及其与哈龙花岗岩成因关系研究[J]. *地球化学*, 2015, 44(1): 9-26.
- MA Zhao-long, ZHANG Hui, TANG Yong, LÜ Zheng-hang,

- ZHANG Xin, ZHAO Jing-yu. Zircon U-Pb geochronology and Hf isotopes of pegmatites from the Kaluan mining area in the Altay, Xinjiang and their genetic relationship with the Halong granit[J]. *Geochimica*, 2015, 44(1): 9–26.
- [52] 刘文政. 新疆阿斯喀尔特花岗岩-伟晶岩地球化学演化及其 Be-Mo 成矿作用[D]. 北京: 中国科学院大学, 2014: 1–61.
- LIU Wen-zheng. The geochemical evolution of the Asikaerte granite-pegmatite system and its implication for the metallogenesis of Be and Mo, Xinjiang, China[D]. Beijing: University of Chinese Academy of Sciences, 2014: 1–86.
- [53] CERNY P. Distribution, affiliation and derivation of rare-element granitic pegmatites in the Canadian Shield[J]. *Geologische Rundschau*, 1990, 79: 183–226.
- [54] CERNY P. Fertile granites of Precambrian rare-element pegmatite fields: Is geochemistry controlled by tectonic setting or source lithologies?[J]. *Precambrian Research*, 1991, 51: 429–468.
- [55] ZAGORSKY V Y, VLADIMIROV A G, MAKAGON V M, KUZNETSOVA L G, SMIRNOV S Z, DYACHKOV B A, ANNIKOVA I Y, SHOKALSKY S P, UVAROV A N. Large fields of spodumene pegmatites in the settings of rifting and post collisional shear-pull-apart dislocations of continental lithosphere[J]. *Russian Geology and Geophysics*, 2014, 55, 237–251.

Geochronology and Hf isotope of zircon for Koktokay No.3 granitic pegmatite in Xinjiang and its geological implications

CHEN Jian-feng^{1,2}, ZHANG Hui³, ZHANG Jin-xu², MA Hui-ying^{1,2}

(1. School of Geosciences and Info-Physics, Central South University, Changsha 410083, China;

2. Hunan Institute of Geological Survey, Changsha 410116, China;

3. Key Laboratory of High-temperature and High-pressure Study of the Earth's Interior, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 55081, China)

Abstract: This study presents zircon U-Pb dating and Hf isotope of the several textural zones of the Koktokay No.3 pegmatite, so as to declare the intrusion age and evolution time limitation of the pegmatite, and explore the geochemical characteristics of the source and tectonic setting of the pegmatite-forming magma. The results show that zircons from the studied pegmatite are commonly suffered from metamictization, fluid metasomatism and recrystallization based on back-scattered electron (BSE) and catholuminescence (CL) images. The result of zircon LA-ICP-MS U-Pb dating shows that the formation ages of II, IV and V zones from the “cupola” part and II zone from the plate part of the Koktokay No.3 pegmatite are (211.9 ± 3.2) , (214.9 ± 2.1) , (212.0 ± 4.1) and (212.0 ± 1.8) Ma, respectively, indicating that the time limitations for magmatic stage, magmatic-hydrothermal stage and hydrothermal stage last from about 220 Ma to 215 Ma, from 215 Ma to 209 Ma, and from 209 Ma to 195 Ma. The zircon Hf isotopic compositions of IV and V zones from the cupola part of the pegmatite are varied in a narrow range (in the range of +1.25~+2.39), with two-stage model ages of 1103–1173 Ma, suggesting that the petrogenesis of the pegmatite-forming magma was probably associated with decompression melting of thickened lower crust under continent-continent post-collisional extensional setting of the Central Asia Organic Belt (CAOB) in Triassic.

Key words: zircon U-Pb dating; Hf isotope; Koktokay No.3 pegmatite

Foundation item: Projects(41372104, 41373024) supported by the National Science Foundation of China; Projects (41372104, 41373024) supported by Xinjiang Nonferrous Metals Industry (group) Co., Ltd., China; Projects (DD20160032) supported by China Geological Survey

Received date: 2017-05-20; **Accepted date:** 2018-01-10

Corresponding author: ZHANG Hui; Tel: +86-13985434327; E-mail: zhanghui@mail.gyig.ac.cn

(编辑 龙怀中)