

文章编号: 0258-7106(2012)05-1111-08

新疆可可托海 3 号伟晶岩脉成岩时代的限定： 来自辉钼矿 Re-Os 定年的证据^{*}

刘 锋¹ 张志欣² 李 强¹ 屈文俊³ 李 超³

(1 中国地质科学院矿产资源研究所 国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室, 北京 100037;

2 中国科学院新疆生态与地理研究所 新疆矿产资源研究中心, 新疆 乌鲁木齐 830011;

3 国家地质实验测试中心, 北京 100037)

摘 要 可可托海 3 号伟晶岩脉因其完美的岩浆结晶分异特征而闻名世界, 但针对其年代学方面的认识仍存在较大分歧。本次工作采集到产于 3 号脉边部带中的 6 件辉钼矿样品。其产出地质特征显示属于 3 号伟晶岩脉边部带形成时与围岩的热液交代成因, 形成时间应与边部带近于同时或稍晚。文章利用辉钼矿 Re-Os 测年技术进行的年代学研究结果表明, 6 件辉钼矿 Re-Os 等时线年龄为 (208.8 ± 2.4) Ma (MSWD=0.89) 以及模式年龄为 (209.9 ± 1.3) Ma (MSWD=0.69), 在误差范围内一致, 可忽略辉钼矿 Re-Os 体系可能产生的失偶现象, 代表了辉钼矿在流体中沉淀的时间。在研究前人年代学成果基础上, 笔者认为 3 号伟晶岩脉的形成起始于 209 Ma 左右, 即中三叠世晚期。

关键词 地球化学 3 号伟晶岩脉 辉钼矿 Re-Os 定年 可可托海 新疆

中图分类号: P597

文献标志码: A

New age constraints on Koktokay pegmatite No.3 Vein, Altay Mountains, Xinjiang: Evidence from molybdenite Re-Os dating

LIU Feng¹, ZHANG ZhiXin², LI Qiang¹, QU WenJun³ and LI Chao³

(1 MRL Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 2 Xinjiang Research Center for Mineral Resources, Xinjiang Institute of Ecology and Geography, Chinese Academy of Sciences, Urumqi 830011, Xinjiang, China; 3 National Research Center for Geoanalysis, Beijing 100037, China)

Abstract

No. 3 pegmatite vein in Koktokay is famous for perfect magmatic differentiation. However, there have been still obviously different views about its chronology. The authors collected 6 molybdenite samples from the margin zone of No. 3 vein whose geological features indicate that there existed hydrothermal metasomatism and that molybdenite was formed simultaneously with or a bit later than the margin zone. The Re-Os dating results of 6 molybdenite samples indicate that the isochron age of (208.8 ± 2.4) Ma (MSWD=0.89) is consistent with the model age of (209.9 ± 1.3) Ma (MSWD=0.69) within error limits, implying that decoupling of Re-Os within molybdenites can be neglected, and that the results obtained by the authors can represent the time of molybdenite deposition from the fluid. Based on studying previous chronologic results, the authors hold that the formation of

^{*} 本文由国土资源部公益性行业专项课题(编号:200911007-10)和国家自然科学基金项目(编号:41273017)联合资助

第一作者简介 刘 锋,男,1968 年生,博士,研究员,主要从事金属矿床及同位素地球化学的研究工作。Email:liufeng@cags.ac.cn

收稿日期 2012-08-25; 改回日期 2012-08-31。秦思婷编辑。

No.3 vein began at 209 Ma, namely in the late middle-Triassic period.

Key words: geochemistry, No.3 pegmatite vein, molybdenite Re-Os dating, Koktokay, Xinjiang

在中国西北部的阿尔泰造山带中分布着数以万计的伟晶岩脉,以产出巨晶矿物、宝石,伟晶岩脉内部矿物结构分带清晰和稀有金属顺序矿化等特点受到世人关注。这些伟晶岩大多分布在 38 个伟晶岩田中(邹天人等,2006)。其中,可可托海 3 号伟晶岩脉最为典型,其具有世界上独一无二的岩浆结晶分异特征,是一个超大型铍矿、中型锂矿和小型铌、钽矿的综合型稀有金属矿床。

可可托海 3 号伟晶岩矿床吸引着国内外地质工作者,在岩石学、矿物学、矿床地质等方面取得了大量的科研成果。对于其成因的研究,少数学者认为是变质成因^①,而花岗质岩浆结晶分异成因的观点目前已为多数学者接受(邹天人等,1975;2006;王淑珍等,1993;陈富文等,1999;Zhu et al.,2006)。尽管前人已对 3 号脉的同位素年代学进行了大量研究,但仍存在较大分歧,不同学者获得的成岩成矿时代差别很大。如王登红等(2002)认为是燕山期成矿;Zhu 等(2006)认为形成于海西晚期;邹天人等(2006)则认为其形成始于石炭纪,并持续到燕山期,结晶时间超过 2 亿年。鉴于 3 号伟晶岩脉有关年代学方面的研究存在问题和争议,笔者应用辉钼矿 Re-Os 定年技术对 3 号伟晶岩脉的成岩成矿时代进行了研究,并试图精确限定 3 号脉的形成时限。

1 区域成矿背景

中亚造山带是一个经历了长期连续俯冲-增生过程而形成的造山带(Rotash et al.,1982;Coleman,1989;Mossakovsky et al.,1993;Zhu et al.,2002;2006;Wang et al.,2006;Windley et al.,2007;Xiao et al.,2010),阿尔泰造山带是主要造山带之一(Sengor et al.,1993;Yakubchuk et al.,2003)。其具有多大陆块体、岛弧和增生杂岩带特征,而且多块体镶嵌、多缝合带拼接、山盆耦合的显生宙增生型造山带特征,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(肖序常等,1992;Sengor et al.,1993;何国琦等,1994;任纪舜等,1999;Xiao et al.,2004)。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,与哈萨克斯坦-准噶尔板块相接,其北为西伯利亚板块。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 1a)。

阿尔泰造山带成矿条件优越,是铁、铜、铅、锌、稀有金属矿床集中地。矿床类型多种多样,如已发现的镁铁质-超镁铁质岩型喀拉通克大型铜镍矿(Zhang et al.,2008a)、斑岩型的玉勒肯哈腊苏铜(钼)矿(杨富全等,2012)、喷流沉积型的阿舍勒大型铜锌矿、矽卡岩型的加尔巴斯岛铁矿、萨尔布拉克铁矿、伟晶岩型的可可托海稀有金属矿床等等。

可可托海 3 号伟晶岩型稀有金属矿床处于西伯利亚板块阿尔泰陆缘活动带北阿尔泰中部的喀纳斯-可可托海古生代岩浆弧内(图 1a)。区内地层变质较深,主要为震旦系—下古生界的片麻岩、片岩等。花岗岩分布广泛,泥盆纪—三叠纪—侏罗纪均有出露,还分布有少量早泥盆世的变质基性岩体。地层、褶皱、断裂等均沿 NW-SE 向展布。围绕阿拉尔似斑状黑云母花岗岩岩基分布有 5 个伟晶岩田,3 号伟晶岩脉产在可可托海伟晶岩田内。区内伟晶岩脉的围岩主要为泥盆纪的变质辉长岩、震旦系—下古生界的片麻岩及片岩和泥盆纪黑云母花岗岩(图 1b)。

2 3 号伟晶岩脉矿床地质

可可托海 3 号脉伟晶岩型矿床位于可可托海伟晶岩田西南边缘的突出部位,产于阿拉尔花岗岩基南侧外接触带中,距岩体 10 km 左右。3 号脉体侵入于早泥盆世早期变辉长岩体(408 Ma,Wang et al.,2006),两者之间界线清楚。变辉长岩体出露约 2 km×2 km,东部以变质角闪辉长岩为主,西部以斜长角闪岩为主,整体分布于加里东期的英云闪长岩-花岗闪长岩-黑云母二长花岗岩岩基中(图 1b)。3

① 芮行健. 1979. 新疆富蕴县那森恰白云母矿区地质矿产研究报告. 内部资料.

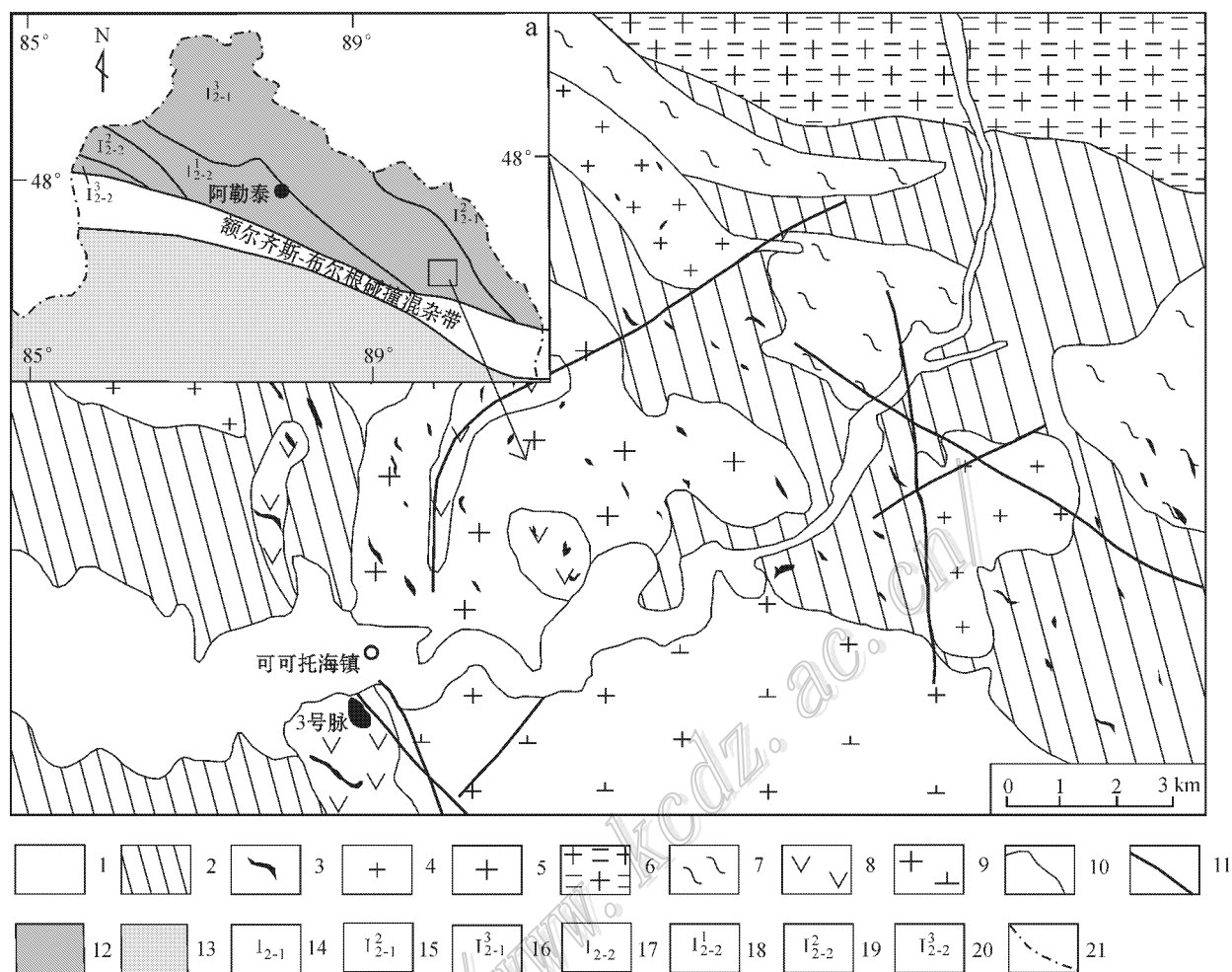


图 1 新疆阿尔泰区域构造图(a) [据何国琦等, 2004] 及可可托海伟晶岩田地质图(b) [据邹天人等, 2006]

1—第四系; 2—未分的震旦系—古生界片麻岩、片岩; 3—花岗伟晶岩; 4—二云母花岗岩; 5—黑云母花岗岩; 6—似斑状花岗岩; 7—加里东期片麻状花岗岩; 8—加里东期变辉长岩; 9—加里东期英云闪长岩-花岗闪长岩-黑云母二长花岗岩; 10—地质界线; 11—断层; 12—西伯利亚板块; 13—哈萨克斯坦-准噶尔板块; 14—北阿尔泰早古生代陆缘活动带; 15—诺尔特泥盆纪—石炭纪上叠火山-沉积盆地; 16—喀纳斯-可可托海古生代岩浆弧; 17—南阿尔泰晚古生代活动陆缘; 18—克兰泥盆纪—石炭纪弧后盆地; 19—卡尔巴-纳雷姆石炭纪—二叠纪岩浆弧; 20—西卡尔巴石炭纪弧前盆地; 21—国界线

Fig. 1 Geological tectonic map (a) [after He et al., 2004] and Simplified geological map of Koktokay pegmatite field (b) [after Zou et al., 2006]

1—Quaternary; 2—Undivided Sinian-Early Palaeozoic gneiss and schist; 3—Granitic pegmatite; 4—Two-mica granite; 5—Biotite granite; 6—Porphyritic granite; 7—Caledonian gneissic biotite granite; 8—Caledonian metamorphic gabbro; 9—Caledonian tonalite-granodiorite-biotite adamellite; 10—Geological boundary; 11—Fault; 12—Siberia block; 13—Kazakhstan-Junggar block; 14—Early Paleozoic active belt of continental edge in north Altay; 15—Nurter Devonian-Carboniferous volcanic sedimentary basin; 16—Kanas-Koktokay Paleozoic magma-arc; 17—Late Paleozoic active belt of continental edge in Southern Altay; 18—Kelan Devonian-Carboniferous back-arc basin; 19—Kerba-Naleimu Carboniferous-Permian magma arc; 20—West Kaerba Carboniferous fore-arc basin; 21—National boundary

号伟晶岩脉由椭圆形的岩钟体和底部缓倾斜脉体 2 部分组成, 空间形态像一个稍偏斜的“实心礼帽”。岩钟体走向 NNW, 倾向 NE, 倾角 $40^{\circ} \sim 80^{\circ}$, 沿走向长约 250 m, 宽约 150 m, 斜深 250 m, 地表出露如梨形。底部缓倾斜脉体走向近 NW 向, 倾向 SW 向, 倾角 $10^{\circ} \sim 40^{\circ}$, 厚度 20~60 m, 呈阶梯状延深, 边界至今尚未圈定(邹天人等, 2006)。

3 号伟晶岩脉具有非常完美的同心环状结构分带, 邹天人等(2006)根据矿物组合特征将岩钟体部分由外向内划分出 9 个结构带: I 带—文象变文象伟晶岩带; II 带—糖晶状钠长石带; III 带—块体微斜长石带; IV 带—白云母-石英带; V 带—叶钠长石-锂辉石带; VI 带—石英-锂辉石带; VII 带—白云母-薄片钠长石带; VIII 带—锂云母-薄片钠长石带; IX₁ 带

一块体微斜长石核和Ⅸ₂带一块体石英核。缓倾斜部分有 7 个结构带：Ⅰ带—文象变文象伟晶岩及中粗粒伟晶岩带；Ⅱ带—糖晶状钠长石带；Ⅲ带—细粒伟晶岩带；Ⅳ带—一块体微斜长石带；Ⅴ带—白云母-石英带；Ⅵ带—叶钠长石-石英-锂辉石带和Ⅶ带—锂云母-薄片钠长石带。其中，4 个结构带（Ⅳ带、Ⅴ带、Ⅵ带、Ⅶ带）不连续，都出现在脉体膨大位置。

3 样品与测试方法

3.1 样品采集和描述

6 件辉钼矿样品采自岩钟体边部，侵入于斜长角闪岩(变质辉长岩)的伟晶岩脉中，代表了 3 号脉最

外部的 I 结构带(图 2a)。其中 3 件粗粒辉钼矿(M1、M2、M3)产于脉体与围岩的内接触带中，呈明亮的铅白色、3~5 mm 大小的片状，与蚀变带中的粗晶电气石、石榴子石、热液角闪石等共生(图 2b)，另外 3 件较细的辉钼矿样品(M4、M5、M6)位于伟晶岩脉裂隙中，亮铅白色，1 mm 左右的片状，沿内接触带中的细小裂隙分布(图 2c)。

3.2 分析方法

辉钼矿 Re-Os 测年分析由国家地质实验测试中心铼-钼同位素年代学实验室完成。

辉钼矿测年需要样品化学处理和同位素质谱测定(Du et al. , 2004; 杜安道等, 1994; 2001; 屈文俊等, 2003)。同位素比值的测定采用美国 TJA 公司生

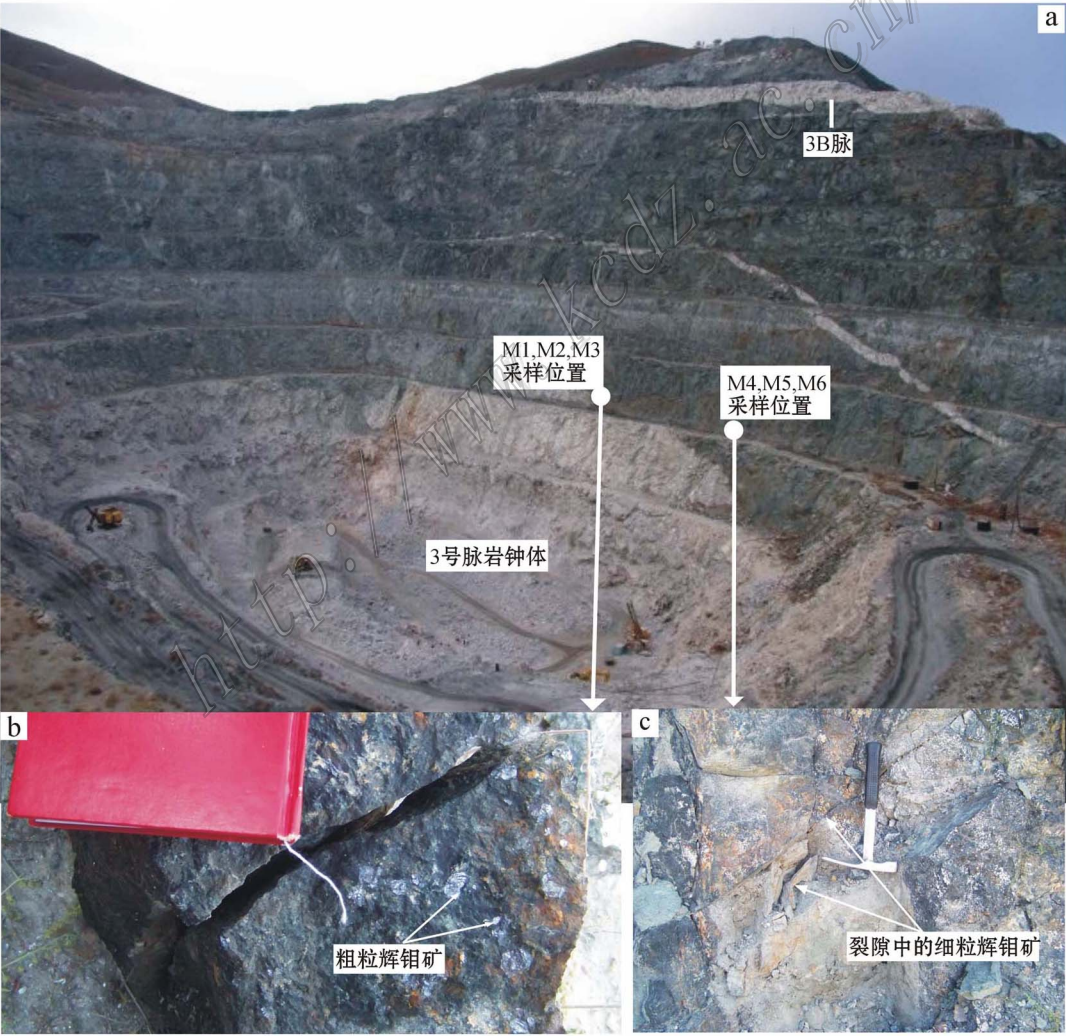


图 2 辉钼矿产出特征和采样位置图
a. 3 号脉矿坑；b. 伟晶岩脉与斜长角闪岩接触带中的粗粒辉钼矿；c. 产于伟晶岩脉裂隙中的细粒辉钼矿
Fig. 2 Modes of occurrence and sampling locations of molybdenite
a. No.3 pegmatite pit; b. Coarse-grained molybdenite in the contact zone between pegmatite and amphibolite;
c. Fine-grained molybdenite in fissures

表 1 3 号伟晶岩脉边部带中辉钼矿 Re-Os 同位素分析结果

Table 1 Analytical result of Re-Os isotopic composition of molybdenite in the margin zone of No.3 vein

样号	特征	<i>m/g</i>	$\epsilon(\text{Re}) \times 10^{-6}$	$\epsilon(\text{Os}_{\text{普}}) \times 10^{-9}$	$\epsilon(^{187}\text{Re}) \times 10^{-6}$	$\epsilon(^{187}\text{Os}) \times 10^{-9}$	模式年龄/Ma
M1	粗粒	0.00383	517.2 ± 5.0	0.95 ± 0.39	325.1 ± 3.1	1134 ± 13	209.0 ± 3.5
M2		0.00528	529.7 ± 4.5	0.15 ± 0.17	333.0 ± 2.8	1170 ± 11	210.6 ± 3.1
M3		0.00501	551.5 ± 7.7	0.34 ± 0.90	346.6 ± 4.8	1202 ± 11	207.8 ± 3.8
M4	细粒	0.00521	165.5 ± 1.7	0.46 ± 0.64	104.0 ± 1.1	368.4 ± 3.7	212.2 ± 3.5
M5		0.00518	174.1 ± 1.4	0.15 ± 0.65	109.4 ± 0.9	382.4 ± 3.3	209.5 ± 3.0
M6		0.00548	432.9 ± 3.8	0.14 ± 0.61	272.1 ± 2.4	952.1 ± 10.5	209.7 ± 3.4

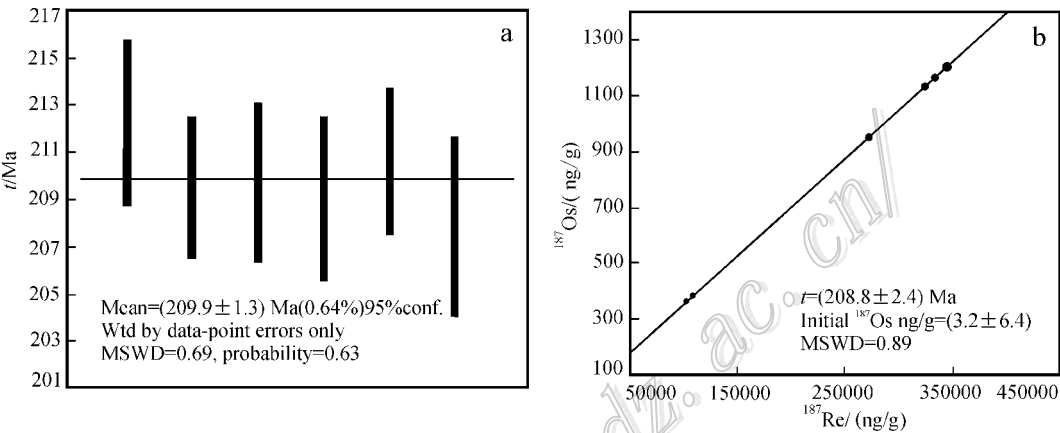


图 3 辉钼矿 Re-Os 年龄图解

Fig. 3 Plot for Re-Os age of molybdenite

产的 TJA PQ ExCell ICP-MS。对于 Re 的测定,选择质量数 185、187,用 190 监测钨。对于 Os 的测定,选择质量数为 186、187、188、189、190、192,用 185 监测 Re。最后,所获 Re-Os 同位素分析数据采用 Ludwig(1999)计算机软件进行处理,并获得同位素等时线年龄。模式年龄计算所采用的衰变常数为 $\lambda(^{187}\text{Re}) = 1.66 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ (Smoliar et al., 1996)。

4 分析结果

6 件辉钼矿样品 Re-Os 同位素分析数据及其特征值列于表 1。辉钼矿 $\epsilon(\text{Re})$ 较高,介于 $165.5 \times 10^{-6} \sim 551.5 \times 10^{-6}$ 之间, $\epsilon(^{187}\text{Re})$ 为 $104 \times 10^{-6} \sim 346.6 \times 10^{-6}$; $\epsilon(^{187}\text{Os})$ 为 $368.4 \times 10^{-9} \sim 1202 \times 10^{-9}$, $\epsilon(\text{Os}_{\text{普}})$ 介于 $0.14 \times 10^{-9} \sim 0.95 \times 10^{-9}$ 之间,远远低于 $\epsilon(\text{放射成因}^{187}\text{Os})$ 。6 件样品的 Re-Os 同位素模式年龄十分接近,为 $(207.8 \pm 3.8) \text{ Ma} \sim (212.2 \pm 3.5) \text{ Ma}$, 加权平均年龄为 $(209.9 \pm 1.3) \text{ Ma}$ (MSWD = 0.69)(图 3a)。采用 ISOPLOT 软件 (Ludwig, 1999) 对分析数据进行等时线计算,6 件辉

钼矿样品分析数据均排列在一条直线上,获得等时线年龄为 $(208.8 \pm 2.4) \text{ Ma}$ (MSWD = 0.89)(图 3b),与模式年龄加权平均值在误差范围内一致,可以忽略辉钼矿 Re-Os 体系可能产生的失耦现象(杜安道等,2007)。因此,209~210 Ma 可以代表辉钼矿从热液流体中沉淀的时间。

5 讨论

针对阿尔泰造山带中伟晶岩型矿床,尤其是可可托海 3 号伟晶岩脉形成时代的研究,邹天人等 (1986) 利用 K-Ar 法,测得 3 号伟晶岩脉 I、II、IV、V、VI、VII 等结构带 15 个白云母的年龄和核部 1 个微斜长石的年龄:I 带为 246 Ma,II 带 3 个年龄为 194.5 Ma、198.5 Ma 和 292 Ma,IV 带 6 个年龄为 176 Ma、182 Ma、203.9 Ma、211 Ma、220 Ma 和 265 Ma,V 带为 199 Ma 和 275 Ma,VI 带为 211 Ma,VII 带为 160.4 Ma 和 175.2 Ma,核部微斜长石年龄为 120 Ma。另外,还获得了 II 带全岩 331.9 Ma 的 Rb-Sr 等时线年龄,VII 带铀细晶石 U-Pb 年龄为 196.4 Ma。

邹天人等(2006)综合上述年龄数据以及获得的 3A 伟晶岩脉中富铅锆石 340 Ma 的 U-Pb 表面年龄,认为 3 号伟晶岩脉的结晶时间较长,始于早石炭世,在封闭环境中缓慢结晶持续到了燕山期。王登红等(2002)认为 3 号伟晶岩脉形成于燕山期,陈富文等(1999)也根据 I 带和 V 带中白云母、IX₁ 带中微斜长石 ^{40}Ar - ^{39}Ar 等时线年龄(178 Ma、169 Ma 和 148 Ma),认为是由花岗质岩浆在地下深处封闭体系中经过漫长的岩浆结晶分异形成,结晶分异过程大致持续了 30 Ma。朱永峰等(2002)基于获得的 I 带全岩和白云母 238 Ma 的 Rb-Sr 等时线年龄以及阿拉尔黑云母花岗岩的全岩 Rb-Sr、黑云母 K-Ar 年龄(251 Ma 左右,刘伟,1993;Liu et al.,1997)推断二者有成因联系。Zhu 等(2006)获得了 3 号脉边缘带中全岩、白云母和磷灰石样品的 Rb-Sr 等时线年龄[(218 ± 5.8) Ma]和阿拉尔黑云母花岗岩(248.8 Ma)的 Rb-Sr 等时线年龄,认为黑云母花岗岩首先结晶,晚期残余熔体在 30 Ma 之后的构造岩浆活动过程中分异结晶,一直持续到 148 Ma 左右形成 3 号伟晶岩脉。

从上述 K-Ar、Rb-Sr、Ar-Ar 年龄数据可以看出,3 号脉从外带到内带结晶的时间顺序并不清晰,同种或不同测试方法获得的同一结构带的年龄相差也较大,邹天人等(1986)的 K-Ar 年龄数据相差更超过了 200 Ma,似难以置信。研究表明,伟晶岩的形成过程中会遭受较强的热液作用,造成氩不同程度的丢失;Ar 同位素体系封闭温度不高(全岩 Ar 同位素体系封闭温度 300℃),在后期动力和流体作用下,温度超过 Ar 封闭体系温度时会导致 Ar 同位素体系完全重置(陈文等,2003),这些都可能是造成 K-Ar 和 Ar-Ar 测年数据变化很大的主要原因。在复杂花岗伟晶岩的 Rb-Sr 同位素体系中,不管是富 Rb 相还是贫 Rb 相都会因为伟晶岩中 ^{87}Sr 的活动性存在同位素年龄的较大偏差(Clark,1982),伟晶岩脉形成时较强的热液交代作用产生了 Rb、Sr 同位素的不平衡(Abart,1994)。3 号伟晶岩脉中 Rb 相对 Sr 绝对富集,对这种 Rb、Sr 含量相差极大的体系,用 Rb-Sr 等时线法定年是不合适的(王登红等,2002)。钟龙等(2011)详细研究了 Zhu 等(2006)获得的 3 号脉 Rb-Sr 同位素组成数据,发现样品的 Rb-Sr 同位素体系的确不平衡,由此认定样品不符合 Rb-Sr 等时线测年的基本条件。

近些年,SHRIMP 和 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定

年技术已成为获得岩浆岩类精确形成时代的主要手段。但在利用上述测年技术针对可可托海 3 号伟晶岩脉进行年代学研究时,却遇到较为复杂的情况。首先,该区伟晶岩锆石铀含量普遍较高;其次,许多锆石不同程度遭受了后期改造;再次,许多锆石内部发育铀和钍放射性引发的蜕晶质作用(钟龙等,2011),这些影响因素都可能造成测试数据的复杂性。Wang 等(2007)获得了 I 带、V 带、VII 带的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为(220 ± 9) Ma、(198 ± 7) Ma 和(213 ± 6) Ma,但其年龄数据较为杂乱,谐和线上的点很少,且也没有表现出从外带到内带顺序结晶的特征。笔者针对石英-锂辉石带进行了 LA-MC-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年,获得的年龄数据也很不理想,数据变化太大,仅获得 6 个测点的加权平均年龄为(209.4 ± 1.3) Ma,可信度较差。任宝琴等(2011)利用 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 法测得 3A 脉年龄为(208.1 ± 0.8) Ma,从锆石样品特征和测试数据看,年龄结果可信度高。

辉钼矿 Re-Os 测年方法是目前唯一成熟的直接测定金属矿化年龄的方法,已被广泛应用(如 Mao et al.,1999;2006;2008;张作衡等,2006;谢桂青等,2009;袁顺达等,2012;杨富全等,2012)。辉钼矿 Re-Os 同位素体系形成后很难被后期地质过程重置(Stein et al.,1998),其 Re-Os 年龄可确定成矿时代,但辉钼矿产出特征至关重要。本次工作在 3 号伟晶岩脉边缘带的伟晶岩裂隙中及其与斜长角闪岩接触带上采集到辉钼矿样品。从产出地质特征看,辉钼矿与内接触带中粗晶的电气石、石榴子石、热液角闪石共生,应是 3 号脉在侵入过程中与变质辉长岩围岩发生热液交代作用时形成的,与 3 号脉边缘带应近于同时或稍晚。测得 6 件辉钼矿 Re-Os 等时线年龄为 208.9 Ma,模式加权平均年龄为 209.9 Ma,二者在误差范围内一致,与任宝琴等(2011)获得的 3A 脉时代(208 Ma)非常接近,属于中三叠世晚期。笔者利用 LA-MC-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年方法测得的阿拉尔黑云母花岗岩体年龄为 211 Ma(数据另文发表),与上述年龄结果很接近,印证了前人认为 3 号伟晶岩脉与阿拉尔花岗岩有关的成因认识(Zhu et al.,2006;邹天人等,2006)。

6 结 论

3 号伟晶岩脉边缘带中 6 件辉钼矿的 Re-Os 等

时线年龄 208.8 Ma 与模式加权平均年龄 209.9 Ma 一致,也非常接近于 3A 脉形成时代(任宝琴等, 2011)。因此,推断 3 号脉形成起始于 209 Ma 左右,属于印支中期成岩成矿。

志 谢 野外工作期间得到了可可托海稀有金属公司刘坚华、孙巨峰等的大力协助,在此表示由衷感谢。

参考文献/Reference

- 陈富文,李华芹,王登红. 1999. 中国阿尔泰山带燕山期成岩成矿同位素年代学新证据[J]. 科学通报, 44(11): 1142-1148.
- 陈 文,韩春明,张 彦,刘新宇. 2003. 从成矿和变形时代的不偶合现象探讨康古尔金矿的成因[J]. 地球学报, 24(6): 579-583.
- 杜安道,何红蓼,殷宁万. 1994. 辉钼矿的铼-钨同位素地质年龄测定方法研究[J]. 地质学报, 68(4): 339-347.
- 杜安道,赵敦敏,王淑贤,孙德忠,刘敦一. 2001. Carius 管溶样和负离子热表面电离质谱准确测定辉钼矿铼-钨同位素地质年龄[J]. 岩矿测试, 20(4): 247-252.
- 杜安道,屈文俊,王登红,李厚民,丰成友,刘 华,任 静,曾法刚. 2007. 辉钼矿亚晶粒范围内 Re 和 ^{187}Os 的失耦现象[J]. 矿床地质, 26(5): 572-580.
- 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[M]. 乌鲁木齐:人民出版社. 香港:香港文化教育出版社. 1-437.
- 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(1:250 000)说明书[M]. 北京:地质出版社. 1-65.
- 刘 伟. 1993. 新疆阿尔泰山岩体全岩 Rb-Sr 等时线年龄和地壳运动与构造环境的演化[M]. 新疆地质科学第四卷. 北京:地质出版社. 35-50.
- 屈文俊,杜安道. 2003. 高温密闭溶样电感耦合等离子体质谱准确测定辉钼矿铼-钨地质年龄[J]. 岩矿测试, 22(4): 254-262.
- 任宝琴,张 辉,唐 勇,吕正航. 2011. 阿尔泰山带伟晶岩年代学及其地质意义[J]. 矿物学报, 31(3): 587-596.
- 任纪舜,王作勋,陈炳蔚,等. 1999. 从全球看中国大地构造[M]. 北京:地质出版社.
- 王登红,陈毓川,徐志刚,李天德,傅旭杰. 2002. 阿尔泰山成矿省的成矿系列及成矿规律[M]. 北京:原子能出版社. 1-493.
- 王淑珍,康 旭,王元龙. 1993. 中国阿尔泰山花岗伟晶岩矿床[J]. 矿床地质, 12(5): 135-146.
- 肖序常,汤耀庆,冯益民,等. 1992. 新疆北部及邻区大地构造[M]. 北京:地质出版社. 1-169.
- 谢桂青,赵海杰,赵财胜,李向前,侯可军,潘怀军. 2009. 鄂东南铜绿山矿田矽卡岩型铜铁金矿床的辉钼矿 Re-Os 同位素年龄及其地质意义[J]. 矿床地质, 28(3): 227-239.
- 杨富全,刘国仁,秦纪华,张志欣,刘振江,张立武,魏广智,刘 锋,耿新霞. 2012. 新疆准噶尔北缘玉勒肯哈腊苏铜(钼)矿成矿作用[J]. 矿床地质, 31(5): 965-982.
- 袁顺达,张东亮,双 燕,杜安道,屈文俊. 2012. 湘南新田岭大型钨钼矿床辉钼矿 Re-Os 同位素测年及其地质意义[J]. 岩石学报, 28(1): 27-38.
- 钟 龙,王政华,刘玉琳. 2011. 阿尔泰山花岗伟晶岩年代学研究现状——兼谈常规年代学方法在花岗伟晶岩定年中之困惑[J]. 新疆地质, 29(4): 412-415.
- 张作衡,毛景文,王志良,杜安道,王龙生,左国朝,王见唯,屈文俊. 2006. 新疆西天山达巴特铜矿床地质特征和成矿时代研究[J]. 地质论评, 52(5): 683-689.
- 朱永峰,曾贻善. 2002. 可可托海 3 号脉伟晶岩铷-锶同位素等时线年龄[J]. 矿床地质, 21(5): 1110-1111.
- 邹天人,徐建国. 1975. 花岗伟晶岩成因和分类[J]. 地球化学, (3): 161-173.
- 邹天人,张相哀,贾富义,王汝聪,曹惠志,吴柏青. 1986. 论阿尔泰山 3 号伟晶岩脉的成因[J]. 矿床地质, 3(4): 34-48.
- 邹天人,李庆昌. 2006. 中国新疆稀有金属及稀土金属矿床[M]. 北京:地质出版社. 34-51.
- Abart R. 1994. Isotopic disequilibrium during metasomatic vein formation[J]. Mineral Magazine, 58A: 1-2.
- Clark G S. 1982. Rubidium-Strontium isotope systematic of complex granitic pegmatites[A]. In Cerny P, ed. Granitic pegmatites in science and industry[C]. Winnipeg, 347-371.
- Coleman R G. 1989. Continental growth of northwest China[J]. Tectonics, 8: 621-635.
- Du A D, Wu S Q, Sun D Z, Wang S X, Qu W J, Ricard M H S, John M and Dmitry M. 2004. Preparation and certification of Re-Os dating reference materials 3-molybdenite HLP and JD[C]. Geostandard and Geoanalytical Research, 28(1): 41-52.
- Liu W, Liu C Q and Masuda A. 1997. Complex trace-element effects of mixing-fractional crystallization composite processes: Applications to the Altaer granite pluton, Altay Mountains, Xingjiang, Northwestern China[J]. Chem. Geol., 135: 103-124.
- Ludwig K. 1999. Isoplot/Ex, version 2.0: A geochronological toolkit for microsoft excel[M]. Geochronology Center.
- Mao J W, Zhang Z C, Zhang Z H and Du A D. 1999. Rhenium-osmium isotopic dating of molybdenite in the Xiaoliugou W (Mo) deposit in north Qilian Mountains and its geological significance[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 63(13): 1815-1818.
- Mao J W, Wang Y T, Lehmann B, Yu J J, Du A D, Mei Y X, Li Y F, Zang W S, Stein H J and Zhou T F. 2006. Molybdenite Re-Os and

- albite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Cu-Au-Mo and magnetite porphyry systems in the Yangtze River valley and metallogenic implications[J]. *Ore Geology Reviews*, 29 : 307-324.
- Mao J W, Xie G Q, Bierlein F, Qu W J, Du A D, Ye H S, Pirajno F, Lia H M, Guo B J, Lie Y F and Yang Z Q. 2008. Tectonic implications from Re-Os dating of Mesozoic molybdenum deposits in the East Qinling-Dabie orogenic belt[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72 : 4607-4626.
- Mossakovsky A A, Ruzhentsev S V, Samygin S G and Kheraskova T N. 1993. The Central Asian fold belt : Geodynamic evolution and formation history[J]. *Geotectonics*, 26 : 455-473.
- Rotarash A I, Samygin S, Gredyushko Y A, Keyl 'man G A, Mileyev V S and Perfiluyef A S. 1982. The Devonian active continental margin in the southwest Altay[J]. *Geotectonics*, 16 : 31-41.
- Sengor A M C, Natal B A and Burtman V S. 1993. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Asia[J]. *Nature* 364 : 299-307.
- Smoliar M I, Walker R J and Morgan J W. 1996. Re-Os ages of group IIA, IIIA, IVA and VIB iron meteorites[J]. *Science*, 271 : 1099-1102.
- Stein J, Sundblad K, Markey R J and Morgan M J. 1998. Re-Os ages for Archæan molybdenite and pyrite Kuittila-Kivisuo, Finland, and Proterozoic molybdenite, Lithuania : Testing the chronometer in a metamorphic and metasomatic setting[J]. *Mineralium Deposita*, 33 : 329-345.
- Wang T, Hong D W, Jahn B M, Tong Y, Wang Y B, Han B F and Wang X X. 2006. Timing, petrogenesis, and setting of Paleozoic synorogenic intrusions from the Altai Mountains, Northwest China : Implications for the tectonic evolution of an accretionary orogen[J]. *The Journal of Geology*, 114 : 735-751.
- Wang T, Tong Y and Bor M J. 2007. 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 Review*, 32 : 325-336.
- Windley B F, Alexeev D, Xiao W J, Kröner A and Badarch G. 2007. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt[J]. *Journal of the Geological Society, London*. 64 : 31-47.
- Xiao W J, Windley B F, Badarch G, Sun S and Qin K Z. 2004. Palaeozoic accretionary and convergent tectonics of the southern Altai : Implications for the growth of Central Asia[J]. *Journal of the Geological Society, London*. 161 : 339-342.
- Xiao W J, Huang B C, Han C M, Sun S and Li J L. 2010. A review of the western part of the Altai : A key to understanding the architecture of accretionary orogens[J]. *Gondwana Research*, 18 : 253-273.
- Yakubchuk A, Seltman R and Shatovh V. 2003. Tectonics and metallogeny of the western part of the Altai orogenic collage. Tectonic evolution and metallogeny of the Chinese Altai and Tianshan[C]. In : Mao J W, Goldfarb R J, Seltman R, Wang D H, Xiao W J, Hart C, eds. *Proceedings Volume of the International Symposium of the IGCP-473 Project in Urumqi and Guidebook of the Field Excursion in Xinjiang, China : August 9-21, IAGOD Guidebook Series 10 : CERCAMS/NHM London*. 7-16.
- Zhang Z H, Mao J W, Du A D, Pirajno F, Wang Z L, Yang J M, Chai F G, Zhang Z C. 2008. Re-Os dating of two Cu-Ni sulfide deposits in northern Xinjiang and its geological significance[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 32(2-4) : 204-217.
- Zhu Y F and Ogasawara Y. 2002. Carbon recycled into the deep Earth : Evidenced by dolomite dissociation in subduction-zone rocks[J]. *Geology*, 30 : 947-950.
- Zhu Y F, Zeng Y S and Gu L B. 2006. 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*, 27 : 61-77.