

张辉, 李国胜. 2024. 新疆可可托海式伟晶岩型稀有金属矿床成矿机制. 岩石学报, 40(09): 2769–2785, doi: 10.18654/1000-0569/2024.09.10

新疆可可托海式伟晶岩型稀有金属矿床成矿机制^{*}

张辉¹ 李国胜^{1,2}

ZHANG Hui¹ and LI GuoSheng^{1,2}

1. 中国科学院地球化学研究所, 关键矿产成矿与预测重点实验室, 贵阳 550081

2. 中国科学院大学, 北京 100049

1. State Key Laboratory for Critical Mineral Research and Exploration, Institute of Geochemistry, Chinese Academy Sciences, Guiyang 550081, China

2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

2024-04-20 收稿, 2024-07-21 改回.

Zhang H and Li GS. 2024. Metallogenic mechanism of the Koktokay pegmatite-type rare-metal deposit, Northwest China. Acta Petrologica Sinica, 40(9): 2769–2785, doi: 10.18654/1000-0569/2024.09.10

Abstract The Koktokay No. 3 pegmatite dike was formed in the Late Triassic (~220Ma), and the muscovite-albite granite intruded into the Koktokay No. 3 pegmatite was formed in the Early Jurassic, while the Aral granite which was contemporaneous to the Koktokay No. 3 pegmatite dike was not a rare-metal parent granite. Therefore, the Koktokay No. 3 pegmatite dike can not be the product of granite differentiation, but from anatexis of metasedimentary rocks. The Koktokay No. 3 pegmatite dike is characterized by low zircons $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ (+1.25 ~ +2.39) and $\delta^{18}\text{O}$ (7.57‰ ~ 8.85‰) values, indicating that its source is a mixture of juvenile crust and ancient crust. The Koktokay No. 3 dike has undergone magmatic stage (I-IV zones), magmatic-hydrothermal transition stage (V-VIII zones) and hydrothermal stage (IX zone), in which the magmatic-hydrothermal transition stage was characterized by coexistence of crystal, melt and fluid after 70% fractional crystallization of pegmatite-forming magma. The highly differentiated pegmatites are characterized by obvious internal textural zonation, in which the textural units were components of the pegmatites and associated to the disequilibrium crystallization under liquidus undercooling and hydrothermal alteration. The Be mineralization occurs mainly in the zones of I, II and IV, while the Li mineralization occurs mainly in the zones of V, VI and VIII, indicating that beryllium and lithium ore bodies in the Koktokay No. 3 pegmatite dike were formed during the magmatic stage and the magmatic-hydrothermal transition stage, respectively. As there is mineral paragenesis of plate-like beryl with skeletal crystal apatite, garnet and a small amount of muscovite, metallogenic mechanism of Be for beryl saturated crystallization in the II zone of the Koktokay No. 3 pegmatite dike was attributed to ASI changes in melts before and after apatite crystallization. From early to late textural zones, the K/Rb ratios in alkaline feldspars and muscovites decrease as the Li, Rb and Cs contents increase, and the Zr/Hf ratio in zircon decreases as Hf contents increase, indicating fractional crystallization is the main mechanism for Li supernormal enrichment in pegmatite-type lithium deposits.

Key words Characteristics of magma sources; Petrogenesis; Metallogenic age; Metallogenic mechanism; The Koktokay No. 3 pegmatite

摘要 可可托海3号脉形成于晚三叠世(~220Ma),侵入于3号脉的白云母钠长石花岗岩形成于早侏罗世,而同时代的阿拉尔花岗岩不是稀有金属花岗岩。因此,3号脉不可能是花岗岩分异的产物,而是变质深熔成因。可可托海3号脉具有低的锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ (+1.25 ~ +2.39)、 $\delta^{18}\text{O}$ (7.57‰ ~ 8.85‰) 等特征,指示物源为新生地壳与古老地壳的混合物。可可托海3号脉经历了岩浆(I-IV带)、岩浆-热液过渡(V-VIII带)和热液(IX带)阶段,伟晶岩经历了70%的分离结晶后进入晶体、熔体、流体共存的岩浆-热液过渡阶段。高分异伟晶岩以显著内部结构分带为特征,而结构单元也是伟晶岩的组成部分,与岩浆过冷条件下不平衡结晶或热液蚀变有关。Be矿化主要在3号脉岩钟体部分中的I、II、IV带,Li矿化主要产于V、VI、VIII带,指示3号脉铍、锂矿体分别形成于岩浆阶段和岩浆-热液过渡阶段。3号脉II带中板状绿柱石与骸晶磷灰石、石榴子石和少量白云母共

* 本文受第三次新疆综合科学考察(2022xjkk1302)和国家自然科学基金项目(41873030、91962222)联合资助。

第一作者简介: 张辉,男,1965年生,研究员,博士生导师,主要从事伟晶岩及相关的稀有金属矿床研究, E-mail: zhanghui@mail.gyig.ac.cn

生,磷灰石结晶前后熔体体系的 ASI 显著变化,是导致 3 号脉 II 带中大量绿柱石饱和和结晶的成矿机制;从早期到晚期结构带,碱性长石和云母类矿物中 K/Rb 比值随 Li、Rb、Cs 含量增大而减小以及锆石中 Zr/Hf 比值随 Hf 含量增大而降低的分异趋势,指示岩浆分离结晶作用是伟晶岩型锂矿床中 Li 超常富集的主要机制。

关键词 源区特征;岩石成因;成矿时代;成矿机制;可可托海 3 号脉

中图法分类号 P588.131; P611.12; P618.7

新疆阿尔泰是世界上最大的伟晶岩省之一,在全球 50 多个伟晶岩区最具代表性,也是我国最早确定的稀有金属成矿带。阿尔泰造山带伟晶岩集中分布于中阿尔泰地体、琼库尔地体中,呈 NW-SE 向展布,在大约 $2 \times 10^4 \text{ km}^2$ 的范围内,已发现的伟晶岩脉有十余万条。阿尔泰稀有金属成矿带可划分为青河-哈龙和加曼哈巴-大喀拉苏 2 个伟晶岩型稀有金属成矿亚带(邹天人和李庆昌, 2006)。目前已知伟晶岩型稀有金属矿床(点)66 处,其中超大型矿床 1 处,大型矿床 2 处,中型矿床 3 处,小型矿床 37 处,矿化点 22 处。其中可可托海 3 号脉是世界范围内教科书级的伟晶岩脉,以其分异最完善(9 个结构带)、赋存稀有金属矿种多(Li-Be-Nb-Ta-Rb-Cs-Hf)、规模大(大型-超大型)而闻名于世。可可托海 3 号脉也是我国研究程度最高的伟晶岩脉,业已开展了矿物学、地质年代学、矿床地球化学以及流体包裹体、围岩蚀变等研究,全面探讨了伟晶岩岩石成因、岩浆-热液演化过程、成岩成矿时代、成矿物质来源、矿床形成条件、成矿构造环境、控矿因素、稀有金属富集规律(王贤觉, 1980;邹天人等, 1986;吴长年等, 1995;栾世伟等, 1996;卢焕章等, 1996;王贤觉等, 1998;陈富文等, 1999;朱金初等, 2000;张辉, 2001;胡欢, 2004;张爱铨等, 2004;Liu and Zhang, 2005;Zhu *et al.*, 2006;Wang *et al.*, 2006, 2007, 2009, 2014a, 2014b;邹天人和李庆昌, 2006;陈剑锋, 2011;Yin *et al.*, 2013, 2023;周起凤等, 2013;Liu *et al.*, 2014;Zhou *et al.*, 2015a, 2015b;伍守荣等, 2015;Tian *et al.*, 2016;赵景宇, 2016;唐宏, 2017;郭柳, 2021;秦克章等, 2021;Shen *et al.*, 2022;赵振华等, 2022;Han *et al.*, 2023)。但有关可可托海 3 号脉的岩石成因仍然存在花岗岩分异与变质深熔之争(张辉等, 2019;Shen *et al.*, 2022;Han *et al.*, 2023);而对于糖粒状钠长石带(II 带)成因(岩浆/热液)以及赋存于该结构带中超大型矿床的成因机制仍不清楚;岩浆-热液过渡阶段体系的性质与地球化学特征以及晚期出溶的岩浆流体对稀有金属成矿作用的影响尚未得到确认。本文系统总结已有的可可托海矿区伟晶岩的研究成果,结合国内外伟晶岩及其相关的稀有金属矿床的最新研究进展以及作者课题组二十余年开展阿尔泰造山带伟晶岩的研究实践,对可可托海 3 号脉岩石成因、源区特征、岩浆-热液演化、成矿时代、锂铍成矿机制等进行科学的分析,在质疑后提出可信的推论。本文旨在推动我国的伟晶岩及其相关的稀有金属矿床研究,服务于新一轮找矿突破战略行动。

1 区域地质和矿区地质

1.1 区域地质概况

中亚造山带是世界上最大的显生宙增生造山带,以最显著的显生宙大陆增生、强烈的壳幔相互作用、最大的大陆成矿域和强烈的大陆改造与成矿作用为特征(Yuan *et al.*, 2007; Xiao *et al.*, 2008)。阿尔泰造山带是中亚造山带的重要组成部分(Şengör *et al.*, 1993; Windley *et al.*, 2007; Xiao and Santosh, 2014),跨越了哈萨克斯坦东部、俄罗斯西南部、中国西北部和蒙古南部,位于萨彦地块以南,哈萨克斯坦-准噶尔地块以北(Windley *et al.*, 2002; Xiao *et al.*, 2004),从北西向南东绵延上千千米(图 1)。

中国阿尔泰造山带位于中亚造山带的西南部,以红山嘴-诺尔特断裂、阿巴宫-库尔提断裂、特斯巴汗断裂和额尔齐斯断裂带为界,将阿尔泰划分为北阿尔泰、中阿尔泰、琼库尔和南阿尔泰地体(图 1)(何国琦等, 1990;何国琦, 1994; Windley *et al.*, 2002; Cai *et al.*, 2011a, 2011b, 2012; Long *et al.*, 2012)。北阿尔泰地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);中阿尔泰地体主要为震旦纪-泥盆纪深变质岩系,可能存在前寒武纪基底(Hu *et al.*, 2000),具有微陆块的特点,花岗岩在该地体中最为发育;琼库尔地体主要出露下泥盆统的康布铁堡组,中泥盆统阿勒泰组和大面积出露的花岗岩;此外还发育有泥盆纪的蛇绿混杂岩,可能形成于弧后盆地(Xu *et al.*, 2003; 张海洋等, 2004)。南阿尔泰地体主要发育泥盆系含化石沉积岩和石炭系火山碎屑岩,向南为额尔齐斯断裂带,发育一套片麻岩系。

1.2 可可托海矿区地质特征

可可托海伟晶岩田是阿尔泰造山带伟晶岩区的 2 号伟晶岩田(图 1),面积约 110 km^2 。矿区出露地层主要为中-上奥陶世的哈巴河群($O_{2-3} Hb$),是一套变质岩系,自下而上可分为 4 层:第一层为夕线石-黑云母-石英片岩,其中夹有含石榴子石片岩薄层,常具云母化,灰色、浅灰色鳞片粒状变晶结构,片状构造。第二层是含夕线石-黑云母-斜长石-石英片岩,其中夹有薄层夕线石-黑云母-石英片岩及黑云母-石英片岩,厚度达 800m。深灰色、灰色鳞片粒状变晶结构,片麻状构造。第三层主要是夕线石-黑云母-石英片岩,其中夹有薄层含夕线石十字石-黑云母-石英片岩,厚约 600m,鳞片和纤维粒状变晶结构,片状构造。第四层为黑云母-斜长石-石英片岩与

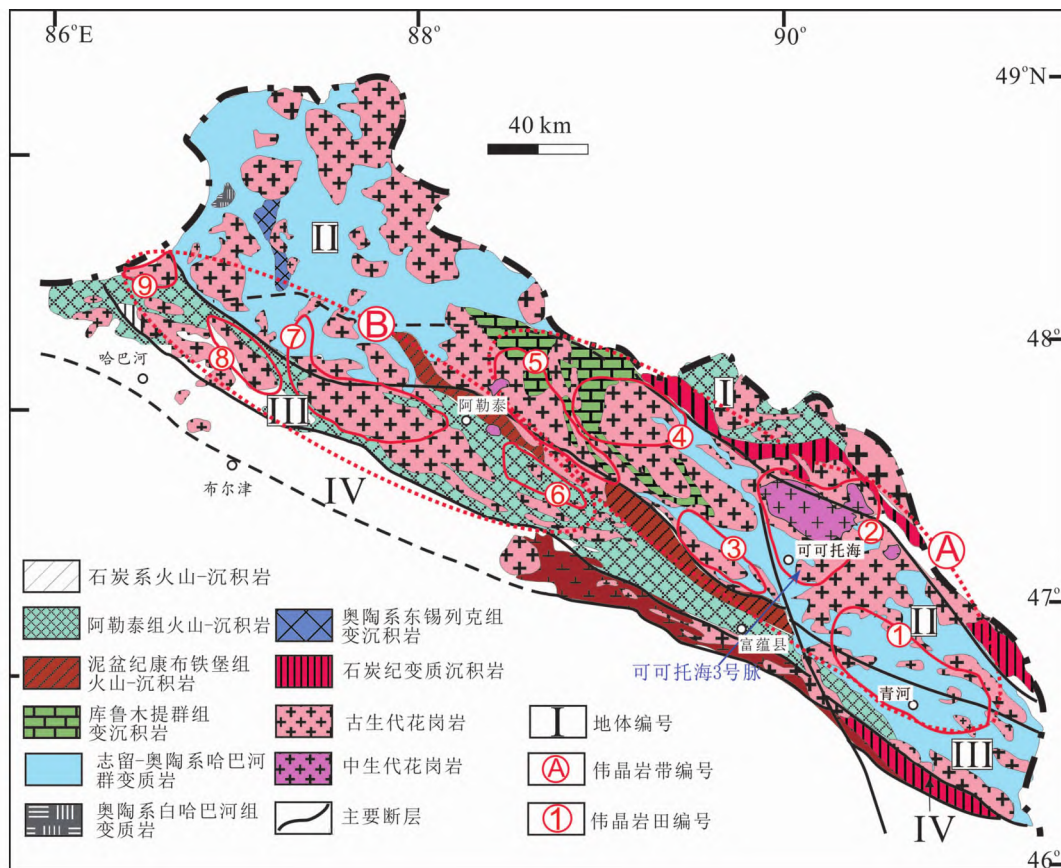


图1 阿尔泰造山带地质简图(据 Windley *et al.* , 2002; Tian *et al.* , 2016; 张辉等, 2019)

地质单元编号:I-北阿尔泰地体; II-中阿尔泰地体; III-琼库尔地体; IV-南阿尔泰地体. A-青河-哈龙稀有金属成矿亚带; B-加曼哈巴-大喀拉苏稀有金属成矿亚带. 伟晶岩田编号: ①青河伟晶岩田; ②可可托海伟晶岩田; ③库威-结别特伟晶岩田; ④柯鲁木特-吉德克伟晶岩田; ⑤卡拉额尔齐斯河上游伟晶岩田; ⑥大喀拉苏-可可西尔伟晶岩田; ⑦小喀拉苏-切别林伟晶岩田; ⑧海流滩-也留曼伟晶岩田; ⑨加曼哈巴伟晶岩田

Fig. 1 Geological sketch map of the Chinese Altay orogeny belt (modified after Windley *et al.* , 2002; Tian *et al.* , 2016; Zhang *et al.* , 2019)

I-North Altay terrane; II-Central Altay terrane; III-Qiongkuer terrane; IV-South Altay terrane. A-Qinghe-Halong rare metal metallogenic subbelt; B-Jiamanhaba-Dakalasu rare metal metallogenic subbelt. Pegmatite field and number: ① Qinghe pegmatite field; ② Kokekay pegmatite field; ③ Kuwei-Jiebiite pegmatite field; ④ Kelumute-Jideke pegmatite field; ⑤ Upstream of Kalaeerqisi River pegmatite field; ⑥ Dakalasu-Kekexier pegmatite field; ⑦ Xiaokalasu-Qiebielin pegmatite field; ⑧ Hailiutan-Yeliuman pegmatite field; ⑨ Jiamanhaba pegmatite field

含十字石黑云母-斜长石-石英片岩,与第三层呈过渡关系,其中常见夕线石-黑云母-石英片岩、含夕线石十字石-黑云母-石英片岩及黑云母-石英片岩薄层等。深灰色、灰色、鳞片粒状变晶结构,片麻状构造。变质岩块局部因混合岩和花岗岩化作用的影响而出现混合岩、变粒岩、花岗片麻岩等。

区内岩浆活动比较强烈,岩浆岩广泛分布,包括基性岩类、花岗岩类、细晶岩类以及花岗伟晶岩脉等。基性岩主要为辉长岩以及由辉长岩变质而成的斜长角闪岩,其中辉长岩的锆石 U-Pb 定年为 $408 \pm 6\text{Ma}$ (Wang *et al.* , 2006)。花岗岩类包括片麻状黑云母花岗岩(详见 3.1)、黑云母花岗闪长岩和二云母花岗岩;其中黑云母花岗闪长岩分布面积较小,主要集中在基性岩体周边,向外侧渐变为片麻状黑云母花岗岩,或者以小的团块(数十至数百米)分布于片麻状花岗岩

内或岩体边缘,呈中、粗粒花岗结构,具片麻状构造,主要矿物组成为斜长石(40%~70%)、石英(20%~30%)、黑云母(10%~20%)、角闪石(10%~20%)和少量碱性长石。黑云母花岗闪长岩的锆石 U-Pb 定年结果为 $399 \pm 2\text{Ma}$ (Wang *et al.* , 2006)。二云母花岗岩为细-中粒花岗岩结构,块状构造,矿物组合为碱性长石(20%~50%)、斜长石(10%~30%)、白云母(5%~10%)、黑云母(3%~6%)。二云母花岗岩的 Rb-Sr 等时线年龄为 $248 \pm 6\text{Ma}$ (Zhu *et al.* , 2006)。细晶岩脉,规模一般较小,可分为花岗岩细晶岩脉、黑云母花岗岩细晶岩脉和闪长岩细晶岩脉三种类型。

已有研究表明,阿尔泰造山带早古生代处于活动陆缘或者陆缘弧,应属于古生代期间古亚洲洋俯冲-增生形成的以新生地壳物质为主的陆缘岛弧,是一种特殊类型的洋内弧

(肖文交等, 2019)。早古生代哈巴河群、库鲁姆提群形成于大陆岛弧背景(沈瑞峰等, 2015)。综合阿尔泰造山带古生代变质岩、沉积岩和花岗岩的分布及岩石地球化学特点, 阿尔泰古生代经历了活动陆缘、陆缘裂解的陆缘岛弧环境。而古生代晚期洋盆闭合, 中生代则进入陆内伸展背景(赵振华等, 2022)。

围绕阿拉尔似斑状黑云母花岗岩分布有可可托海、别也萨麻斯、琼湖-道尔久、丘曲拜、阿拉依格尔 5 个伟晶岩田。在岩体东面的琼湖-道尔久伟晶岩田、岩体西面的丘曲拜伟晶岩田以及西北面阿拉依格尔伟晶岩田主要发育微斜长石型伟晶岩, 在岩体的东北面的别也萨麻斯伟晶岩田主要是晚侏罗世钠长石-锂辉石伟晶岩(吕正航等, 2015), 在岩体南面主要为微斜长石-钠长石型伟晶岩。可可托海区内花岗岩伟晶岩岩脉分布密集, 据统计, 在 110km^2 范围内, 出露地表的伟晶岩脉达 2 千多条, 其中可可托海伟晶岩田东部主要发育钠长石-锂辉石型伟晶岩, 而在南部发育钠长石型伟晶岩(邹天人和李庆昌, 2006)。矿区伟晶岩类型与阿拉尔花岗岩在空间上的没有明显相关性, 伟晶岩主要形成于晚三叠世-早侏罗世(任宝琴等, 2011; 赵振华等, 2022)。已有研究表明, 构造-岩浆活动带控制了伟晶岩区的分布, 而伟晶岩田分布受区域性穹窿、大型复背斜构造控制; 阿尔泰山伟晶岩区的脉群走向均与区域主构造线方向一致, 表明区域性裂隙构造控制脉群展布(邹天人和李庆昌, 2006)。

2 伟晶岩脉体产状、形态及矿床特征

可可托海矿床位于可可托海花岗伟晶岩田西南边缘的突出部位, 面积约 9km^2 。含矿花岗伟晶岩脉集中于变辉长岩体中。矿区出露地层主要为一套含十字石的黑云母-斜长石-石英片岩、含红柱石的黑云母-石英片岩及石英-黑云母片岩等变质岩块(哈巴河群); 基性岩体集中分布于区内的中部, 东部以斜长角闪岩为主, 西部以变辉长岩为主。片麻状黑云母花岗岩在区内广泛分布, 此外在片麻状黑云母花岗岩边缘和内部零星分布有花岗闪长岩。

在矿区范围内, 脉宽 $>0.5\text{m}$ 的伟晶岩脉有 37 条, 其中地表出露 23 条, 盲矿脉 14 条。多数伟晶岩脉产于角闪岩及斜长角闪岩中, 少数产于结晶片岩和花岗岩中。除 3 号脉大而复杂外, 绝大多数伟晶岩脉的形态为脉状和板状体。在结晶片岩及花岗岩中的伟晶岩脉规模较小, 一般长 $100\sim 200\text{m}$, 厚 $4\sim 15\text{m}$, 多数走向 NW, 少数走向 NE, 倾向 SW 及 SE, 倾角 $60^\circ\sim 80^\circ$; 产于角闪岩及斜长角闪岩中的伟晶岩脉, 规模较大, 长为数百至上千米, 个别达 2000m , 厚为 $40\sim 50\text{m}$ 。局部膨胀处, 脉内结构分带好, 富含绿柱石、锂辉石、铌钽铁矿类矿物及铯沸石等。重要的矿脉包括 1、2、2^a、2^b、3、3^a、3^b 等 7 条伟晶岩脉, 其中 3 号脉规模最大、结构分带最典型、矿物种类多(80 种), 为矿区中主要矿体。

可可托海 3 号伟晶岩脉位于新疆富蕴县城北东约 35km

处的可可托海镇, 北紧依额尔齐斯河, 其地理坐标为 $\text{N}47^\circ 12' 29.8''$ 、 $\text{E}89^\circ 48' 59.5''$ 。可可托海 3 号伟晶岩脉侵入于变辉长岩中(图 2), 而变辉长岩又位于片麻状黑云母花岗岩中(王贤觉等, 1998; Liu and Zhang, 2005)。与一般呈透镜状产出伟晶岩脉不同, 可可托海 3 号伟晶岩脉形态复杂, 整个伟晶岩脉形似一顶实心草帽, 主要由上部陡倾斜的筒状岩钟体和下部缓倾斜体两部分组成(图 3a)。岩钟呈圆柱状, 从地表向下, 深度大于 250m 。在地表平面图上, 呈椭圆形, 走向 $\text{NW}335^\circ$, 长约 250m , 宽约 250m , 倾向 NE, 上盘倾角 $40^\circ\sim 60^\circ$, 下盘倾角 $80^\circ\sim 90^\circ$, 即自上而下有逐渐变大的趋势。缓倾斜斜状体见于地下 $200\sim 500\text{m}$ 处, 走向 $\text{NW}310^\circ$, 倾向 SW, 沿走向长 2160m , 沿倾向延伸 1660m , 厚 $20\sim 60\text{m}$, 平均 40m , 倾角 $10^\circ\sim 25^\circ$ (朱金初等, 2000)。锆石 U-Pb 定年结果表明, 可可托海 3 号脉岩钟体部分的糖粒状钠长石带(II 带)与缓倾斜部分的细粒伟晶岩带(II 带)是同时形成的, 形成时代分别为 $211.9\pm 3.2\text{Ma}$ 和 $212.0\pm 1.8\text{Ma}$; 并且缓倾斜部分与围岩接触的边缘带与岩钟体部分边缘带碱性长石中 P 含量一致($0.08\% \text{P}_2\text{O}_5$), 指示岩钟体部分和缓倾斜部分是同一岩浆源在同一时期的产物(陈剑锋, 2011)。与矿区钻孔揭示岩钟体部分的糖粒状钠长石带与缓倾斜部分的细粒伟晶岩带是相连接的结果是一致的(新疆有色集团可可托海矿务局贾富义高工面告)。

可可托海 3 号脉周围围岩发生了明显的围岩蚀变, 形成绿泥石、绢云母、黑云母、角闪石、斜长石、碳酸盐矿物为主体的蚀变岩石; 在近脉 $0\sim 5\text{m}$ 范围, 还有黄玉化、磷灰石化、锂兰闪石化、黑电气石化等。

2.1 结构带与结构单元划分

内部结构分带是伟晶岩主要区分其他普通深成火成岩的重要特征, 表现在矿物颗粒大小空间分布、矿物共生组合、晶体习性或岩石组构的变化(London, 2008, 2009, 2014)。高分异伟晶岩以显著内部结构分带为特征。伟晶岩内部分带主要包括边界带、壁带、中间带和核部带。Cameron *et al.* (1949) 奠定了描述伟晶岩分带结构的基础, 提出内部结构分带是岩浆分离结晶的结果。London (2009) 提出伟晶岩外带(包括边缘带、壁带、细晶岩)中的细晶结构、UST(单向固结结构)是液相线过冷所致, 而伟晶岩内带(中间带、核部带)中粗大矿物形成、矿物分带以及稀有矿物饱和结晶是助熔组分(H_2O 、B、P、F)、稀有金属(Li、Rb、Cs、Be、Nb、Ta)通过组成带状纯化(CZR, constitutional zone refining)方式在边界层聚集的结果。

通常, 较大范围稳定存在的、呈带状(或环带状)展布的相同的矿物共生组合或岩石组构可划分为一个结构带。对于伟晶岩, 尤其在早期结构带形成中, 因花岗质岩浆高的黏度引起不均匀(局部水汽富集)、岩浆液相线过冷导致体系的不平衡结晶以及晚期流体相出溶对早期矿物的交代蚀变, 呈团状、透镜状而局部、零星出露, 具有不同矿物共生组合或组

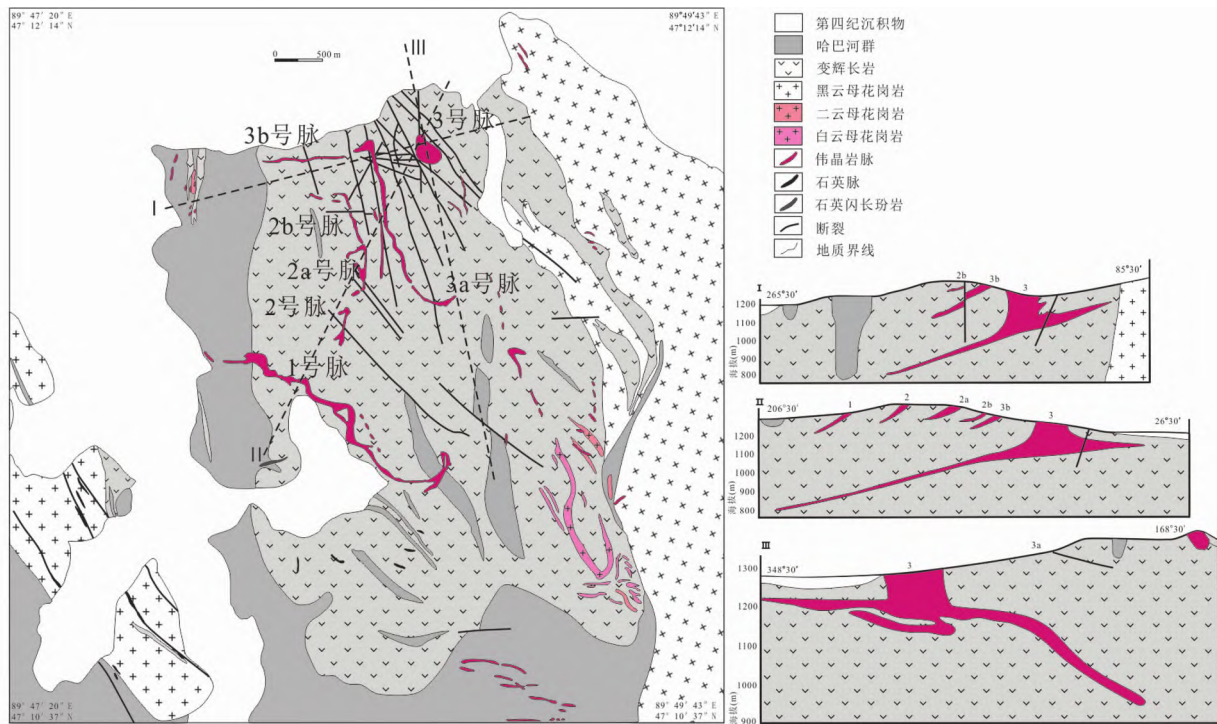


图2 可可托海伟晶岩脉地质简图及剖面图(据邹天人等, 1986)

Fig.2 Geological sketch map and profile maps of the Kokoitokay No. 3 pegmatite (modified after Zou *et al.*, 1986)

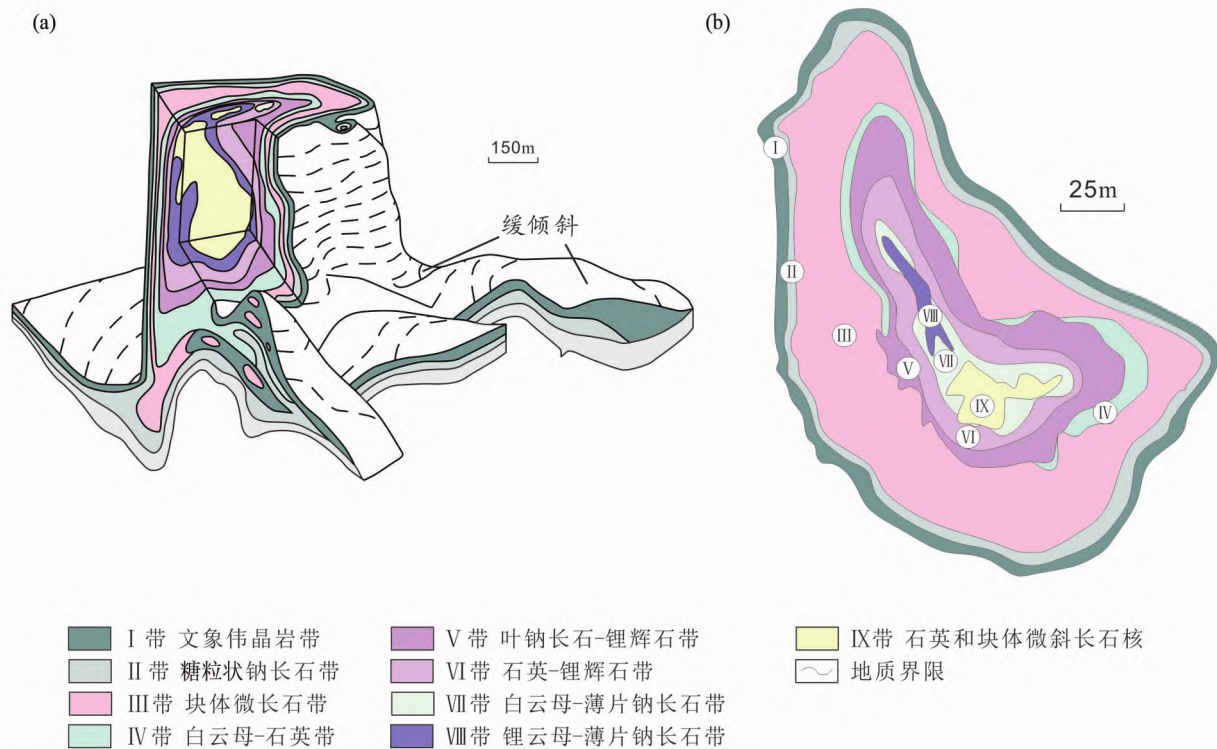


图3 可可托海3号脉形态(a)及内部结构分带(b)示意图(据邹天人等, 1986; 邹天人和李庆昌, 2006 改绘)

Fig.3 The sketch maps of morphology and internal texture zonation of the Kokoitokay No. 3 pegmatite (modified after Zou *et al.*, 1986; Zou and Li, 2006)

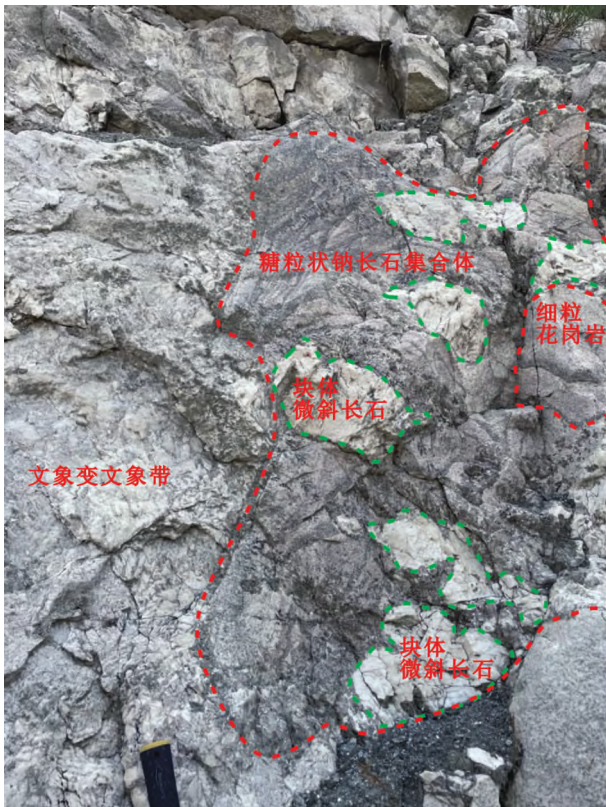


图4 可可托海3号脉西侧2支脉附近的文象变文象带中的糖粒状钠长石集合体、细粒花岗岩和块体微斜长石等结构单元

Fig. 4 Textural units of saccharoidal albite aggregates, fine-grained granite and blocky microcline shown in the graphic and meta-graphic zone of the Koktokay No. 3 pegmatite dike near the branch 2 on the west side

构特征,这些特定的矿物共生组合或组构可划分为同一结构带中不同的结构单元。可可托海3号脉9个结构中细分出19个结构单元(表1;李维显,1964^①),其中文象变文象结构带(I带)中存在电气石化长英质岩、云英岩、中粗粒花岗岩、糖粒状钠长石集合体、石英-白云母-糖粒状钠长石集合体、块体微斜长石、含钠长石的文象准文象伟晶岩、石英-白云母集合体等8个结构单元(图4)。事实上,中华人民共和国区域地质调查报告富蕴幅(L-45-XII,区域矿产)对可可托海3号脉的描述中已明确区分结构带与结构单元(新疆维吾尔自治区地质局区域地质调查大队,1978^②)。

2.2 可可托海3号脉

2.2.1 岩钟体部分

可可托海3号伟晶岩脉是我国乃至世界范围内分异最完善的LCT型伟晶岩,根据岩石结构特征和特定的矿物共生组合,从脉体边部到核部带可把3号脉划分出9个结构带(不包括伟晶岩脉的冷凝边带和梳状结构带),构成近同心环

带状构造(图3b)。主要结构带及矿物共生组合特征如下:

文象变文象带(I带):环长665m,宽3~7m,个别达10m,垂深220m。此带外部由石英、白云母梳状边缘带包围,呈壳状与围岩斜长角闪岩接触,界线清楚;

糖粒状钠长石带(II带):环长620m,厚3~6m,局部厚8~10m,延深220m。块状的糖粒状钠长石带占~50%,不规则的巢状分布的细粒钠长石占35%。边部见石英-白云母集合体结构单元;

块体微斜长石带(III带):环长580m,厚0~35m(平均18m),延深185m。由块体微斜长石及巨文象结构块体微斜长石为主体构成。该带外接触处常有少量细粒钠长石巢体,内接触常含少量石英-白云母巢体;

石英-白云母巢体带(IV带):环长520m,厚4~13m(平均5m),延深150m。主体是石英-白云母矿物共生组合(占60%),30%是块体微斜长石结构单元;

叶钠长石-锂辉石带(V带):环长400m,厚度3~30m(平均11m),延深130m。其中叶钠长石-锂辉石矿物共生组合占65%,石英-锂辉石矿物共生组合占35%;

石英-锂辉石带(VI带):环长350m,厚度3~5m(平均7m),延深100m。与V矿物组成相似,由65%的石英-锂辉石和35%的叶钠长石-锂辉石矿物共生组合构成;

白云母-薄片钠长石带(VII带):环长280m,厚5~7m,局部缺失,最厚30~50m,延深70m。基本上由白云母-薄片钠长石集合体构成,局部含少量石英-锂辉石和块体石英结构单元;

锂云母-薄片钠长石带(VIII带):呈透镜体状,长50m,厚度3~7m,延深15m,倾向NE,倾角75°。以锂云母-薄片钠长石集合体为主,含少量白云母-薄片钠长石结构单元;

核部块体微斜长石-石英带(IX1和IX2):长130m,厚5~40m,深度80m。以块体石英为主(75%),块体微斜长石占25%。

糖粒状钠长石带(II带)和白云母-石英带(IV带)是相对不连续的,在空间分布上呈大小不等的巢状、囊状体存在于块体微斜长石带(III带)中;在脉体的西侧,局部可见冷凝边内侧发育有电气石化伟晶岩。根据各结构带在平面上出露面积和深度,大致估算出各结构带占整个脉体的体积百分比分别为:I-IV带之和约为整个脉体的70%(其中I带约占17.7%,II带约占15.1%,III带约占18.0%,IV带约占20.0%);V-VI带之和约占整个脉体的23.5%(分别约为14.8%和8.7%);VII-IX带之和不足整个脉体的6%(其中VII带约为3.3%,VIII带约为0.08%,IX1约为0.5%和IX2约为1.9%)(王贤觉等,1998)。

① 李维显. 1964. 新疆克拉玛依矿区第3号伟晶岩脉1964年野外调查报告. 内部资料. 1-51

② 新疆维吾尔自治区地质局区域地质调查大队. 1978. 中华人民共和国区域地质调查报告富蕴幅(L-45-XII). 29-46

表1 可可托海3号脉岩钟体部分不同内部结构带中的结构单元划分(根据李维显,1964修改)

Table 1 Division of textural units in different internal texture zones of the cupola-shaped part of the Koktokay No. 3 pegmatite dike (modified after Li, 1964)

序号	结构单元/结构带	I带	II带	III带	IV带	V带	VI带	VII带	VIII带
1	电气石化长英岩	√							
2	云英岩	√							
3	中粗粒花岗岩	√							
4	石英-白云母-糖粒状钠长石集合体	√							
5	含钠长石文象准文象伟晶岩	√	√	√					
6	石英-白云母集合体	√	√	√	√				
7	糖粒状钠长石集合体	√	√	√					
8	磷灰石-石榴子石集合体		√						
9	块体微斜长石	√	√	√					
10	叶钠长石集合体		√	√	√				
11	石英-白云母-叶钠长石集合体				√				
12	叶钠长石-锂辉石集合体				√	√	√		
13	含锂云母的叶钠长石-锂辉石集合体					√			
14	石英-锂辉石集合体					√	√		
15	薄片状钠长石集合体							√	
16	白云母-薄片状钠长石-细晶石集合体							√	
17	锂云母集合体								√
18	含锂辉石块状微斜长石								√
19	块体石英								√

2.2.2 缓倾斜部分

缓倾斜部分矿物共生组合相对比较简单,一般由顶部的文象变文象伟晶岩带、中部的糖粒状钠长石带和底部的细粒伟晶岩带组成,各个结构带在脉的上盘和下盘呈不对称排列,为不对称带状分带。主要结构带及矿物共生组合特征如下:

文象变文象伟晶岩带(I带):位于缓倾斜脉状体的上盘,与岩钟状体中文象变文象伟晶岩带(I带)相连接。带长2000m,厚3~28m(平均12m)。在变文象伟晶岩中常有石英-白云母巢状体及细粒钠长石集合体等结构单元;

细粒伟晶岩带(II带):位于矿脉下盘,其特点是结构带连续,长1750m,矿化稳定,厚度较大,厚5~29m(平均12m),为均匀中粒状(2~3mm)。除细粒伟晶岩外,含有少量的文象变文象中粗粒伟晶岩集合体、细粒钠长石巢状体等结构单元。此带在底盘与围岩接触处,有厚10~20cm的石英-白云母梳状边缘带,并有围岩的捕掳体;

细粒钠长石带(糖粒状钠长石带)(III带):位于缓倾斜中部,为岩钟状体中糖粒状钠长石带在缓倾斜部分的延续,其上盘与文象变文象伟晶岩带(I带)接触,下盘与细粒伟晶岩带(II带)接触。长2000m,厚一般2~10m(平均厚8m),局部地段达38m。该带主要由糖粒状钠长石组成(占80%),其他为石英-白云母集合体和小块体微斜长石等结构单元;

块体微斜长石带(IV带):位于矿脉较大或膨大处,长400m,厚6~7m。带中常见石英-白云母集合体结构单元,有时与叶钠长石-石英-锂辉石带(VI带)接触。该带上部与文象变文象结构带(I带)接触,下部向细粒钠长石带(III带)

过渡;

石英-白云母带(V带):位于矿脉中部或膨大处的块体微斜长石带周围,带长一般数十米到百米,厚~5m,其上与文象变文象伟晶岩带(I带)接触,其下与细粒钠长石带(III带)或块体微斜长石带(IV带)接触,甚至直接与围岩接触;

叶钠长石-石英-锂辉石带(VI带):位于矿脉膨大或弯曲地段的中心部位,其上盘与文象变文象伟晶岩带(I带)或块体微斜长石带(IV带)接触,下盘与细粒钠长石带(III带)接触。主要由叶钠长石-锂辉石及石英-锂辉石巢状体组成;

锂云母-薄片状钠长石带(VII带):位于叶钠长石-石英-锂辉石带(VI带)之中,呈透镜状,长60m,厚3~5m。主要由60%锂云母(紫色、玫瑰色)、30%薄片状钠长石组成,其他矿物有石英、绿柱石及铯榴石等。

2.3 可可托海1号脉

位于矿区南部,在3号矿脉岩钟状体西南1.2km处,矿脉侵入于斜长角闪岩之中,个别地段为片岩。脉体长1320m,厚1~7m,平均5m,沿倾向延伸260m;走向NW300°~330°,倾向SW,倾角10°~40°。沿走向和倾斜都呈弯曲缓倾脉状,厚度向深部减小,具不连续、不对称带状的结构分带特征,各结构带中包含有不同的“结构单元”。主要结构带包括:中细粒伟晶岩带、细粒钠长石带、块体微斜长石带、石英-白云母带、叶钠长石-石英-锂辉石带、核部石英带;主要结构单元包括:在脉体上盘接触带含有石英-白云母集合体,下盘含有细粒钠长石集合体,在脉体西段分布有薄片状钠长石集合体以及在叶钠长石-石英-锂辉石带中含有锂云母集合体



图5 可可托海3号脉西南的3^b号脉上盘发育层状细晶岩

Fig. 5 Layered aplite developed in the hanging wall of the No. 3^b pegmatite dike on the southwest side of the Koktokay No. 3 pegmatite dike

等。1号脉为中-小型Li-Be-Ta-Nb-Cs矿床,矿石矿物为锂辉石、绿柱石、铌钽矿和铯沸石。

2.4 其他脉体

3^a号脉:位于3号脉南面,长350m,厚0.5~7m,脉体走向NW300°~330°,倾向SW,倾角10°~30°,沿倾向延伸550m。具不连续、不对称带状的结构分带特征。主要结构带包括中细粒伟晶岩、块体微斜长石带、石英-白云母带、石英-锂辉石带、核部块体石英带。此外,存在叶钠长石集合体、白云母集合体等结构单元。脉体发育小型Li-Be-Nb-Ta矿化,矿石矿物为锂辉石、绿柱石、铌钽矿。

3^b号脉:位于3号脉西南侧,长740m,厚5~40m,一般10~20m,走向N-S,北端转向E-W,倾向W,倾角10°~30°,沿倾向延伸400m。具不连续、不对称带状结构分带特征。主要结构带包括中细粒文象准文象伟晶岩、块体微斜长石带、石英-白云母带、核部块体石英带。此外,上盘和下盘均发育层状细晶岩(图5),存在叶钠长石集合体、钠长石集合体等结构单元。脉体为Be-Nb-Ta矿化,矿石矿物为绿柱石和铌钽矿。

2^a号脉:位于3号脉岩钟体以西100m,长375m,厚5~8m,沿倾向延伸250m,走向近E-W,倾向S,倾角10°~20°;具不连续、不对称带状结构分带。主要结构带包括中细粒伟晶岩带、块体微斜长石带、石英-白云母带、核部块体石英带;此外,存在叶钠长石集合体结构单元。脉体为Be-Nb-Ta矿化,矿石矿物为绿柱石和铌钽矿。

2^b号脉:位于3^b号脉上部,长360m,厚3~15m,一般6~8m,沿倾向延伸200m,走向NW340°~360°,倾向W,倾角8°~15°。该脉分带性差,基本为中细粒伟晶岩组成。

14条盲脉体:位于3号脉缓倾斜部分之下,钻孔揭示1-14号脉厚1.4~29.9m;在N-S 750m范围(1和2号构造孔控制),1-8号脉由南向北变薄,9-14号脉北部孔未见出露,可能已尖灭。出露的内部结构带包括细粒伟晶岩带、文象准文象伟晶岩带、糖粒状钠长石带、石英-白云母带、石英-叶钠长石-锂辉石带、核部块体石英带(仅见于5号盲脉体南部中下盘)。

3 可可托海矿区花岗岩

3.1 早古生代片麻状黑云母花岗岩

可可托海矿区片麻状黑云母花岗岩,广泛分布于矿区东部、北部地区,少量出露于矿区西南部。为中、粗颗粒结构,局部有微斑结构,主要造岩矿物为斜长石(30vol%~60vol%)、钾长石(0~30vol%)、石英(20vol%~45vol%)、黑云母(10vol%~25vol%)。已报道锆石U-Pb年龄为350±4.9Ma(李华芹等,2004);但陈剑锋(2011)获得锆石U-Pb年龄为406~410Ma,Zhou *et al.* (2015a)获得锆石U-Pb年龄为409±9Ma,与最近Shen *et al.* (2022)报道锆石U-Pb年龄为~400Ma是一致的。显然,矿区黑云母花岗岩形成于早泥盆世。

3.2 中生代阿拉尔似斑状黑云母花岗岩

阿拉尔花岗岩是一个巨大的岩基,位于新疆阿尔泰山东南部,可可托海镇以北约15km,出露面积约1400km²(图2)。阿拉尔岩基岩性在北部主要为中细粒黑云母花岗岩,矿物颗粒大小3~5mm;在南部主要为似斑状黑云母花岗岩,且石英和长石斑晶较大,斑晶大小2~5cm。

阿拉尔岩基岩性主要造岩矿物为钾长石(~60vol%)、石英(~25vol%)、斜长石(~8vol%)、黑云母(~5vol%),石英颗粒呈他形,在偏光显微镜下可见明显波状消光;斜长石呈半自形,可见聚片双晶;钾长石呈半自形,镜下可见明显格子双晶;黑云母具有高度完全解理,颜色灰褐色,呈片状集合体分布于岩体之中。其他副矿物(~2vol%)有磁铁矿、石榴子石、锆石、磷灰石和榍石等。

有关阿拉尔花岗岩的形成时代,刘伟(1990)获得Rb-Sr等时线年龄为250.9Ma,王中刚等(1998)获得Rb-Sr等时线年龄值为175.0Ma,朱永峰和曾贻善(2002)获得Rb-Sr等时线年龄为238Ma;王涛等(2010)获得阿拉尔黑云母花岗岩中锆石SHRIMP U-Pb年龄为212±2Ma和210±3Ma。利用LA-ICP-MS开展阿拉尔黑云母花岗岩中锆石U-Pb定年,陈剑锋(2011)获得花岗岩形成年龄为232.7±3.4Ma,刘宏(2013)获得阿拉尔黑云母花岗岩形成年龄为218.1~219.0Ma;Liu *et al.* (2014)、Wang *et al.* (2014b)获得的年龄分别为211.4Ma、211~216Ma;彭素霞等(2015)和Lin *et al.* (2019)获得的年龄分别为217.9Ma、216.3Ma;综合上述定年结果,可以确定阿拉尔花岗岩形成于晚三叠世。



图6 可可托海3号脉坑底出露的侵入于石英-白云母巢状体带(IV带)中的白云母钠长石花岗岩

Fig. 6 The muscovite albite granite exposed at the bottom of the pit of the Koktokay No. 3 pegmatite dike, intruding into the quartz-muscovite nest zone (IV zone)

3.3 可可托海3号脉坑底出露的白云母钠长石花岗岩

在3号脉坑底北侧,由于采矿施工而揭露出的白云母钠长石花岗岩小岩枝(图6),与3号脉中石英-白云母巢状体带之间为侵入接触关系。花岗岩体露头形态为浑圆状,出露面积为13m(宽)×10m(高)。因此,白云母钠长石花岗岩为晚期形成的岩浆岩。

白云母钠长石花岗岩为中粗粒,矿物颗粒大小在3~8mm之间,主要矿物有石英(~25vol%)、钾长石(~8vol%)、钠长石(~55vol%)和白云母(~10vol%),石英颗粒呈他形,在偏光显微镜下可见明显波状消光;斜长石呈半自形,可见聚片双晶;钾长石呈半自形,镜下可见明显格子双晶;白云母具有高度完全解理,颜色淡白,呈片状集合体分布于岩体之中。其他副矿物(~2vol%)主要有石榴子石、磷灰石及锆石等。

磷灰石/铌钽矿 U-Pb 定年结果显示,白云母钠长石花岗岩形成时代为182~185Ma (Han *et al.*, 2023);但 Shen *et al.* (2022) 报道白云母钠长石花岗岩中铌钽矿 U-Pb 年龄为221~224Ma,白云母⁴⁰Ar/³⁹Ar 坪年龄为181.1±1.4Ma。

4 可可托海3号脉成岩成矿时代

邹天人等(1986)利用 K-Ar、Rb-Sr 和 U-Pb 法对3号脉岩钟体部分形成时代测定,获得糖粒状钠长石带(II带)的全岩 Rb-Sr 年龄为331.9±1.5Ma,白云母-薄片状钠长石带(VII带)中轴细晶石的 U-Pb 年龄为196.4±0.1Ma, I-VII 带中白云母 K-Ar 年龄292~160Ma,核部带块体微斜长石 K-Ar 年龄为120Ma。提出3号脉形成于海西期,且经历了大致约2亿年的结晶分异演化。陈富文等(1999)开展3号脉 I、V 带

中白云母和 IX 带中钾长石 Ar-Ar 定年,获得 Ar-Ar 年龄为178~148Ma,认为3号脉的形成演化大概经历了30Myr。其后,Zhu *et al.* (2006)报导了3号脉边缘带 Rb-Sr 全岩年龄为218±5.8Ma,Wang *et al.* (2007)获得3号脉锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为220~198Ma,Che *et al.* (2015)获得号脉铌钽矿 U-Pb 年龄为218±2Ma。Zhou *et al.* (2015a)获得3号脉不同结构带白云母 Ar-Ar 定年结果为~181Ma。由于白云母封闭温度低,易遭受热液蚀变而发生同位素重置,其 K-Ar、Ar-Ar 定年结果很可能反映的是晚期构造热事件的扰动而不是伟晶岩形成年龄。而锆石/铌钽矿相对高的封闭温度,含有高的 U 和较低的普通 Pb,是理想的伟晶岩定年矿物。由此可见,可可托海3号脉侵入时代为~220Ma。

对于3号脉的岩浆-热液演化时限,陈剑锋(2011)获得岩钟体部分的 II 带、IV 带和 V 带中锆石 U-Pb 年龄分别为211.9±3.2Ma、214.9±2.1Ma 和212.0±4.1Ma,3号脉缓倾斜部分的细粒伟晶岩带中锆石 U-Pb 年龄为212.0±1.8Ma,表明岩钟体部分与缓倾斜部分是同时代形成的。此外,Liu *et al.* (2014)获得3号脉与围岩接触带中辉钼矿 Re-Os 等时线年龄209Ma,代表热液活动的时间。作者课题组开展了3号脉文象变文象带(I带)、Be 矿化带(II带)、Li 矿化带(V带)和核部带(IX带)中铌钽矿 U-Pb 定年,获得形成时代分别为218.6±3.1Ma、208.2±2.9Ma、211.1±3.3Ma 和204.1±4.3Ma(未发表数据)。可可托海3号伟晶岩脉赋存超大型 Li-Be-Nb-Ta-Cs-Rb-Hf 矿床,其中 Be 矿化主要在岩钟体部分中 I、II、IV 带,Li 矿化主要产于 V、VI、VIII 带;铌主要富集于 I-IV 带中,其次为 V-VI 带;钽主要富集于 V-VI 带。因此,可以认为稀有金属 Be-Nb 成矿作用时代为220~212Ma,而稀有金属 Li-Ta 成矿作用时代应为212~209Ma。

5 可可托海3号脉岩浆-热液演化及稀有金属矿化特征

可可托海3号伟晶岩以发育9个结构带的完美分异而闻名于世。已有研究表明,形成3号伟晶岩脉的初始岩浆中至少含有2.5%~3.2% B₂O₃、5.4%~6.8% P₂O₅ 和0.3%~0.4% F(张辉,2001)。基于熔体包裹体、熔体-流体包裹体及流体包裹体研究,伟晶岩岩浆-热液演化可划分出3个阶段,即岩浆阶段(I-IV带)、岩浆-热液过渡阶段(V-VIII带)和热液阶段(IX带)(卢焕章等,1996;朱金初等,2000)。根据已有3号脉不同结构带中锆石、铌钽矿 U-Pb 定年结果,考虑到3号脉蚀变围岩中热液成因辉钼矿 Re-Os 年龄为208.8±2.4Ma(Liu *et al.*, 2014),代表岩浆流体相出溶时间,由此我们提出3号脉岩浆-热液演化时限,包括岩浆阶段(219~211Ma)、岩浆-热液过渡阶段(211~209Ma)、热液阶段(209~204Ma)。但糖粒状钠长石带中铌钽矿 U-Pb 年龄(208.2±2.9Ma)小于锆石 U-Pb 年龄(211.9±3.2Ma),对于其成因(岩浆/热液)还有待于进一步研究确认。

可可托海3号伟晶岩脉是中亚造山带中的超大型稀有金属矿床,以Be、Li、Nb、Ta矿化为主,伴有Cs、Rb、Zr、Hf的矿化。岩钟体部分稀有金属保有储量~4.1万t,其中BeO储量0.3万t, Li₂O储量3.8万t, Nb₂O₅储量52t, Ta₂O₅储量160t。缓倾斜部分稀有金属保有储量~2.4万t,其中BeO储量1.9万t, Li₂O储量0.5万t。对于3号脉,由于Be矿化主要在岩钟体部分中的I、II、IV带, Li矿化主要产于V、VI、VIII带, 钽主要富集于I-IV带中, 其次为V-VI带; 铌主要富集于V-VI带。已有的研究表明, V-VII带中铌铁矿族矿物显示环带结构特征, II带和IV带中铌铁矿族矿物不具有成分分带(张爱铨等, 2004)。同理, 伟晶岩早期结构带(I-IV带)中电气石无明显成分分带, 为岩浆成因; 晚期结构带(V-VII带)中电气石显示振荡环带, 形成于岩浆-热液过渡阶段体系(伍守荣等, 2015)。由此, 可以认为稀有金属Be-Nb成矿作用发生于伟晶岩岩浆阶段, 而稀有金属Li-Ta(Nb)成矿作用很可能与岩浆-热液过渡阶段体系相关。

缓倾斜脉状体部分主要为Be-Li矿化, 其次为Nb-Ta-Cs矿化。Be、Li的矿化富集与岩钟体部分相同, Be主要富集于糖粒状钠长石带, 其次为石英-白云母带中, 其独立矿物主要是绿柱石, 微量的金绿宝石。Li主要富集在石英-叶钠长石-锂辉石带和锂云母-薄片状钠长石带中, 其独立矿物主要为锂辉石, 其次有锂云母、锂霞石、磷锂铝石等。

6 可可托海伟晶岩成岩成矿机制

6.1 伟晶岩岩石成因

6.1.1 与白云母钠长石花岗岩的成因关系

在3号脉坑底北侧出露的白云母钠长石花岗岩, 磷灰石/铌钽矿U-Pb定年结果显示, 白云母钠长石花岗岩形成时代为182~185Ma (Han *et al.*, 2023); Shen *et al.* (2022)获得的铌钽矿U-Pb年龄为221~224Ma, 白云母⁴⁰Ar/³⁹Ar坪年龄为181.1±1.4Ma。此外, 在3号脉体西侧的文象变文象带中的细粒花岗岩结构单元(糖粒状钠长石集合体)中白云母⁴⁰Ar/³⁹Ar坪年龄为177.2±1.2Ma, 南侧的糖粒状钠长石带中白云母⁴⁰Ar/³⁹Ar坪年龄为180.1±1.2Ma和178.0±1.4Ma (Shen *et al.*, 2022)。Shen *et al.* (2022)认为白云母钠长石花岗岩与3号脉形成时代相似, 富集挥发分(B、F、P)和亲石元素(Li、Be、Nb、Ta、Cs), 低的Zr/Hf (8.2~13.8)和Nb/Ta (0.8~5.9)比值, 由此提出白云母钠长石花岗岩是可可托海3号脉的母岩。但是, 基于白云母钠长石花岗岩中铌钽矿U-Pb定年, Han *et al.* (2023)获得铌钽矿U-Pb年龄为182.3±1.0Ma, 显著小于Shen *et al.* (2022)获得铌钽矿U-Pb定年224~221Ma, 后者与3号脉形成时代相似(~220Ma)。上述相同的矿物(铌钽矿)相同定年方法(LA-ICP-MS)但获得的U-Pb年龄相差~40Myr, 不可能是分析误差所致, 很可能反映分析样品的不同, 推测Shen *et al.* (2022)采集的样品很可能是3号脉中石英-白云母巢体带

(IV带)中的铌钽矿。

由于花岗岩伟晶岩其化学组成接近于含水花岗岩低共熔组成, 在200~300Pa下H₂O饱和的人造花岗岩体系(Ab-Or-Qz-H₂O)的低共熔温度为680±20℃, 而富挥发分流体的加入降低岩石熔融温度从而可导致泥质岩在>490℃温度下发生部分熔融形成过铝质岩浆(Xiong *et al.*, 1999), 富挥发分高分异的过铝质岩浆形成于相对低的温度(<650℃; London, 2008, 2018; Wu *et al.*, 2020; Shen *et al.*, 2022)。由此可见, 过铝质岩浆上侵定位过程中基本上不可能携带富挥发分花岗岩浆包体(如本文中的白云母钠长石花岗岩), 除非岩浆混合过程中酸性岩浆有可能携带基性岩浆包体。此外, 3号脉内部出露的花岗岩小岩枝不可能存在碎裂白云母钠长石花岗岩(cataclastic MAG)-钠长石花岗岩(AG)-白云母钠长石花岗岩(MAG)对称的岩相分带, 相反, 碎裂结构提供晚期白云母钠长石花岗岩侵入到3号脉中石英-白云母巢体带(IV带)的地质证据。基于上述分析, 3号脉中早期结构带中的细粒花岗岩结构单元(或称之为糖粒状钠长石集合体)是伟晶岩的组成部分, 是过冷条件下高黏度的伟晶岩岩浆非平衡结晶的产物。

6.1.2 源区特征

可可托海3号脉与阿拉尔花岗岩虽然具有相似的形成年龄(~220Ma和219~218Ma)和Hf同位素组成($\epsilon_{\text{Hf}}(t)$)分别为+1.25~+2.39和+1.0~+4.0(陈剑锋, 2011; 刘宏, 2013; 陈剑锋等, 2018), 但后者以高的Zr/Hf和Nb/Ta比值(平均分别为33.3和16.2)、低的稀有金属含量(平均值分别为 40.7×10^{-6} Li, 4.1×10^{-6} Be, 17.9×10^{-6} Nb和 1.2×10^{-6} Ta)和钾长石中高的K/Rb比值(246~181)区别于世界范围内的稀有金属花岗岩; 并且瑞利分馏计算表明形成阿拉尔花岗岩的初始岩浆需经由>99.99%的分离结晶才能形成可可托海3号脉的残余岩浆, 由此可以否定二者间存在成因关系(刘宏, 2013)。

阿尔泰伟晶岩显示特定时空分布特征, 以及不同的Hf-O同位素组成指示伟晶岩形成明显受物源控制(张辉等, 2019)。中阿尔泰地体中的三叠纪伟晶岩显示低的Hf同位素组成(-1.5~+2.5)为特征, 明显不同于琼库尔地体中不同时代伟晶岩(泥盆-石炭纪、二叠纪和三叠纪)Hf同位素组成(-0.6~+10), 指示伟晶岩形成受不同地体物源的控制。不同时代伟晶岩显示明显不同的锆石O同位素组成, 其中泥盆-石炭纪伟晶岩锆石 $\delta^{18}\text{O}$ 变化于11.8‰~12.2‰, 指示物源主要为循环地壳沉积物; 二叠纪伟晶岩锆石 $\delta^{18}\text{O}$ 变化于6.5‰~11.3‰范围(主要集中于6.7‰~8.2‰; Lv *et al.*, 2021; Wang *et al.*, 2023), 表明物源以新生地壳中火成岩为主; 而三叠纪伟晶岩锆石 $\delta^{18}\text{O}$ 变化于7.6‰~11.0‰, 指示物源为新生地壳和古老地壳物质混合物。对于三叠纪伟晶岩, 卡鲁安锂矿区伟晶岩以高的锆石 $\delta^{18}\text{O}$ 为特征(9.99‰~10.84‰), 可可托海矿区伟晶岩显示低的锆石 $\delta^{18}\text{O}$ 为特征(7.57‰~8.85‰), 指示以火成岩为主的物源更利于Be成

矿(如可可托海3号脉),而以沉积物为主的物源更利于Li成矿(如卡鲁安805、806号脉)(课题组未发表数据)。

中阿尔泰地体主要为奥陶纪-志留纪变质岩系和广泛发育的花岗岩,未见老于晚元古代的地层(Long *et al.*, 2010, 2012)。截至目前,对奥陶系哈巴河群(O₂Hb)、志留系库鲁姆提群(S₂₋₄K)、下泥盆统康布铁堡组(D₁k)物质组成和矿物组成的研究还相当薄弱,不清楚不同岩性中全岩及不同矿物相(云母类、长石类、石英、夕线石、十字石、红柱石、石榴子石、角闪石等矿物)中稀有金属、挥发分含量及分布特征,也缺乏相关岩性物质的部分熔融实验研究,目前还无法明确厘定上述地层中什么岩性可能是形成伟晶岩的源区物质。

6.1.3 变质深熔成因

LCT型伟晶岩主要有S型花岗岩岩浆分离结晶的异残余岩浆固结形成和变质深熔这两种岩石成因模式(Černý and Meintzer, 1988; Shearer *et al.*, 1992; 张辉等, 2019),其中高温变质作用(麻粒岩相或高角闪岩相变质作用)导致变沉积岩发生部分熔融形成花岗质岩浆过程称之为变质深熔作用。尽管Shen *et al.* (2022)、申萍等(2023)提出在可可托海3号脉南面深处存在一个更大的、隐蔽的母花岗岩;基于低电阻率,提出在15km深部发育残余岩浆房或局部熔融带。但缺少高精度重力数据支持,音频/宽频大地电磁测深(AMT/BMT)结果不足为信。如果3号脉是这个岩浆房分异的产物,3号脉形成于晚三叠纪(~220Ma),岩浆房早应该固结成花岗岩;如果是这样,它应该显示是高阻体而不是低阻体。Han *et al.* (2023)提出可可托海3号脉与白云母钠长石花岗岩代表的是残留~50Ma的深部岩浆房连续岩浆演化的体系,归因于深部岩浆房中岩浆2次脉动的结果,这一结论似乎比现今仍然是熔融态的残余岩浆房的推断要合理些。但值得注意的是,可可托海3号脉不同结构带和早侏罗世白云母钠长石花岗岩中白云母Ar-Ar年龄基本上是~180Ma,而尚克兰白云母钠长石花岗岩Rb-Sr年龄为181~176Ma以及喀拉通克粗安岩锆石U-Pb年龄为~182Ma;伟晶岩锆石U-Pb定年揭示群库尔-佳木开-阿祖拜矿田、库威-结别特矿田、阿拉善矿田中的伟晶岩以及小虎斯特91号脉、库儒尔特60号脉均有早侏罗世伟晶岩,而别也萨麻斯Li矿化伟晶岩则形成于晚侏罗世(151~160Ma;吕正航等, 2015; 丁建刚等, 2020; 何晗晗等, 2020),指示阿尔泰造山带中很可能存在~180Ma和150~160Ma的区域性构造热事件(赵振华等, 2022)。晚三叠世-早侏罗世,潘基亚联合大陆东侧的特提斯域中基墨里大陆和泛华夏陆块与欧亚大陆的碰撞,形成了4000km长的基墨里造山带。通过对松潘-甘孜地体锂矿集区的科学钻探和变形-变质-岩浆-成矿和同位素年代学的综合研究,获得松潘-甘孜地体经历晚三叠世-早中侏罗世(230~180Ma)基墨里造山事件的证据(许志琴等, 2024)。已有的研究显示附属于古亚洲洋的南天山洋在早三叠世闭合(Tan *et al.*, 2022),从此新疆北部处于古太平洋和古特提斯洋两个活动陆缘之间的陆内或板内构造环境。因此,阿尔泰

造山带中早侏罗世的构造岩浆活动或许与基墨里造山过程有关,但不清楚晚侏罗世(151~160Ma)成矿作用的机理,或许与新特提斯构造域洋壳俯冲消减和板块汇聚碰撞过程相关(赵振华等, 2022)。

阿尔泰伟晶岩与周边花岗岩存在形成时代、物源以及演化上的解耦,因此,花岗伟晶岩不可能是花岗质岩浆分异的残余岩浆固结形成;由此我们提出阿尔泰伟晶岩由变沉积岩变质深熔形成独立伟晶岩的成因模式(张辉等, 2019)。针对可可托海矿区伟晶岩,矿区花岗岩主要为早古生代片麻状黑云母花岗岩,与三叠纪伟晶岩存在时代上的解耦;可可托海3号脉坑底的白云母钠长石花岗岩形成于早侏罗世,晚于3号脉形成时代;而阿拉尔似斑状黑云母花岗岩与可可托海3号脉是同时代的,但阿拉尔花岗岩不是稀有金属花岗岩。因此,它们都不可能是可可托海矿区伟晶岩的母岩。对于阿尔泰三叠纪伟晶岩的成因,初步提出早三叠世塔里木克拉通、西伯利亚克拉通与华北克拉通的汇聚导致南天山洋与蒙古-鄂霍茨克洋闭合(Tan *et al.*, 2022; Zhao *et al.*, 2023),增厚地壳发生岩石圈拆沉导致软流圈地幔上涌(Zhang *et al.*, 2016; 张辉等, 2019),在陆-陆碰撞后的伸展背景下,中阿尔泰地体中段成熟度相对较高且富集稀有元素地壳物质小比例熔融形成独立的伟晶岩岩浆,是我国阿尔泰造山带中大规模三叠纪伟晶岩岩石成因机制(Lv *et al.*, 2012)。晚三叠世伟晶岩侵位于较大的断裂和断裂交汇处,相对稳定的构造环境有利于岩浆分异,形成复杂的Be-Li-Nb-Ta±Cs矿化,矿化程度高,成矿规模可达中-超大型,是阿尔泰最重要的稀有金属成矿期。

深熔模型认为在接近花岗岩低共熔的温度条件下,变沉积岩经小比例部分熔融形成的长英质岩浆经聚集、迁移后侵入到浅部的岩石节理、层理或裂隙中,最后形成花岗伟晶岩。近年来,深熔成因伟晶岩在中亚造山带(Zagorsky *et al.*, 2014; Lv *et al.*, 2018, 2021; Chen *et al.*, 2020)、美国阿利根尼造山带(Simmons and Falster, 2016)、欧洲海西造山带(Dill, 2015)、格林威尔造山带(Müller *et al.*, 2015, 2017)和阿尔卑斯造山带(Knoll *et al.*, 2023)中都有所证实。

在切木尔切克地区,奥陶纪哈巴河群二云母片岩发生混合岩化,形成大量浅色体和暗色体,并存在浅色体汇聚成伟晶岩脉的地质现象。独居石U-Pb定年结果显示,二云母片岩发生混合岩化时间为~290Ma,浅色体形成年龄为262~265Ma,而伟晶岩形成年龄为257~258Ma。由此提出在二叠纪准噶尔与阿尔泰间的弧-弧碰撞导致的俯冲板片分离、软流圈地幔上涌的背景下,高温变质作用导致的二云母片岩发生以白云母脱水熔融(650~750℃)为主导的部分熔融,小比例深熔形成浅色体,并逐步汇聚成二叠纪伟晶岩脉(周晋捷等, 2024)。

6.2 可可托海3号脉超大型铍矿床Be成矿机制

可可托海3号脉中绿柱石主要存在于文象变文象结构

带(I带)、糖粒状钠长石带(II带)和石英-白云母巢体带(IV带)中,少量白色短柱状绿柱石(白柱石)在可可托海3号脉中V-VI带中产出。其中糖粒状钠长石带(II带)中与磷灰石共生的绿柱石,构成可可托海3号脉超大型铍矿体。

已有研究表明,Be的成矿广泛发生于低分异至高分异伟晶岩中,绿柱石溶解度受熔体中Be含量控制,而熔体中Be又取决于温度(T)和铝饱和度(ASI);随 T 或ASI降低,绿柱石饱和所需的Be含量阈值显著降低(Evensen *et al.*, 1999; Evensen and London, 2002)。绿柱石在高度过冷熔体中很低的溶解度可以很好解释伟晶岩早期边缘带、壁带中绿柱石的结晶(London, 2018)。London (2015)统计12条富绿柱石的伟晶岩中平均含有 205×10^{-6} Be, 提出其绿柱石饱和的阈值为 35×10^{-6} Be。在过铝质体系中(HGS5Q, ASI = 1.3的石英饱和的人造花岗岩组成; Evensen and London, 2002), 实验获得的490~580℃温度下绿柱石饱和的阈值仅为 30×10^{-6} Be (London, 2015)。由于陆壳含有 $2.4 \times 10^{-6} \sim 4 \times 10^{-6}$ Be, 上地壳平均值为 3×10^{-6} Be (Grew *et al.*, 2000), 很难通过分离结晶作用使残余熔体中含有绿柱石饱和的阈值 35×10^{-6} Be。堇青石含有0.6%~1.77% BeO, 如果含有堇青石物源的部分熔融完全可满足上述要求,但在泥质岩部分熔融形成S型花岗岩中堇青石往往是以残留相的形成存在(周金城和王孝磊, 2005)。

可可托海3号脉中糖粒状钠长石带中赋存超大型Be矿床,探明储量6.1万t BeO。超大型Be矿床中板状绿柱石与大量骸晶磷灰石、石榴子石和少量白云母共生,在地球化学上表现出富磷为特征。该类型铍矿床在世界上是独一无二的,但其矿床成因一直是不解之谜。对于可可托海3号脉糖粒状钠长石带(II带)中铍矿体与磷灰石紧密共生的特征,张辉(2001)提出富P熔体与富Si熔体不混溶,Be强烈分配进入富P熔体相的岩浆不混溶的成因观点。岩浆液态不混溶分离是Li-F花岗岩形成和演化过程中的一个重要特征(王联魁和黄智龙, 2000),但可可托海3号脉糖粒状钠长石带(II带)中铍的富集机制是否由F、P联合引起的熔体不混溶还有待于熔体包裹体和实验证据的证实(唐勇等, 2008)。

3号脉II带中板状绿柱石与大量骸晶磷灰石、石榴子石和少量白云母共生,磷灰石、石榴子石和白云母是熔体中Ca、P、Al、Mn和Fe的主要载体矿物。3号脉主要Be矿化带(II带)中的Be含量与铝饱和度变化(Δ ASI)呈显著负相关关系($R^2 = 0.7851$),表明ASI指数强烈影响熔体中Be含量。由此,我们提出磷灰石结晶前后体系的ASI显著变化,是3号脉II带中超大型铍矿床的成矿机制(课题组未发表成果)。

6.3 高分异伟晶岩Li成矿机制

有关花岗岩-伟晶岩体系稀有金属成矿,迄今已提出Li成矿机制(张辉等, 2021)主要包括:分离结晶作用(Černý and Meintzer, 1988; Shearer *et al.*, 1992; Hulsbosch *et al.*,

2014; Wu *et al.*, 2017; Wang and Zhou, 2018)、岩浆不混溶(Webster *et al.*, 1997; 张辉, 2001; Veksler and Thomas, 2002; 李建康, 2006)、超临界流体(Thomas and Davidson, 2016; Thomas *et al.*, 2019)、组成带状纯化(CZR, constitutional zone refining; London, 2018)和差应力条件下对无水矿物边界层富Li熔体的抽提(Liu *et al.*, 2024)。已有研究显示, Li矿化主要取决于岩浆中Li的含量,透锂长石、锂辉石、锂霞石饱和和结晶要求满足花岗岩熔体中含有1.5%~2.0% Li_2O (London, 2008; Maneta *et al.*, 2015)。

可可托海3号脉、1号脉从外部结构带到内部结构带碱性长石和云母类矿物中K/Rb比值逐渐减小, Li、Rb、Cs等含量逐渐增加,表明随着岩浆演化的进行残余熔体中逐渐富集Li、Rb、Cs等稀有金属;此外,从早期结构带到晚期形成的结构带,锆石中Zr/Hf比值显示逐渐降低以及Hf含量逐渐增大的分异趋势。由此提出岩浆分离结晶作用是伟晶岩型铍矿床中Li超常富集的主要机制(Yin *et al.*, 2013; Zhou *et al.*, 2015b; Chen *et al.*, 2022)。

可可托海3号脉经历了岩浆(I-IV带)、岩浆-热液过渡(V-VIII带)和热液(IX带)阶段,伟晶岩经历了70%的分离结晶(I-IV带之和约为整个脉体的70%),体系进入晶体、熔体、流体共存的岩浆-热液过渡阶段。Li矿化主要产于V、VI、VIII带,矿石矿物为锂辉石和锂云母,因此,可可托海3号脉铍的成矿作用发生于岩浆-热液过渡阶段。可可托海3号脉形成于相对较高的压力($>0.24 \sim 0.31$ GPa; 朱金初等, 2000),更利于 α -锂辉石的形成。与此同时,钠长石-锂辉石带(V带)形成中发生岩浆流体相出溶事件。晚期出溶的富 H_2O 、F、P岩浆流体对早期结晶锂辉石矿物的交代,使原生锂辉石矿物溶解,形成白云母、石英集合体,并可能在原生锂辉石周边发生细粒锂辉石重结晶现象以及在锂辉石中的裂隙中分布有磷灰石、锂云母细脉(Chen *et al.*, 2022; Yin *et al.*, 2023)。已有研究报道岩浆流体对早期结晶的锂矿物进行的交代蚀变,释放出 Li^+ 导致热液流体中 Li^+ 含量增大,从而在白云母边部形成一些次生锂云母,或在锂辉石矿物裂隙中充填羟磷灰石或羟磷铝锂石细脉(Kaeter *et al.*, 2018; Barros *et al.*, 2020; Chen *et al.*, 2022)。显然,上述现象很可能指示岩浆流体相出溶对早期结晶锂辉石的交代、溶解以及Li活化、迁移、沉淀的再平衡过程。因此,伟晶岩中流体作用对于Li成矿起到破坏作用,不利于岩浆成因的锂辉石矿物的完整保存。

7 主要结论

(1)可可托海3号伟晶岩脉是世界范围内分异最完善的LCT型伟晶岩,以显著内部结构分带为特征;早期结构带中存在不同的结构单元,它们是伟晶岩组成部分,与岩浆过冷条件下非平衡结晶或热液蚀变有关;

(2)可可托海3号脉岩浆-热液演化包括岩浆阶段(219

~211Ma)、岩浆-热液过渡阶段(211~209Ma)、热液阶段(209~204Ma);其中稀有金属 Be-Nb 成矿作用发生于岩浆阶段,而稀有金属 Li-Ta(Nb)成矿作用很可能与岩浆-热液过渡阶段体系相关;

(3)可可托海3号脉形成于晚三叠世,白云母钠长石花岗岩形成于早侏罗世,两者是侵入接触关系;同时代的阿拉尔花岗岩不是稀有金属花岗岩。3号脉不可能是花岗岩分异的产物,具有变质深熔成因特征。可可托海3号脉具有低的锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ (+1.25~+2.39)、 $\delta^{18}\text{O}$ (7.57‰~8.85‰)为特征,指示形成伟晶岩的物源为新生地壳和古老地壳物质混合物。

(4) Be 在过铝质岩浆中的溶解度是温度(T)和铝饱和度(ASI)的函数。磷灰石结晶前后熔体体系的 ASI 显著变化,是导致3号脉II带中大量绿柱石饱和和结晶的成矿机制。

(5)从早期到晚期结构带,碱性长石和云母类矿物中 K/Rb 比值随 Li、Rb、Cs 含量增大而减小,以及锆石中 Zr/Hf 比值随 Hf 含量增大而降低的分异趋势,指示岩浆分离结晶作用是伟晶岩型锂矿床中 Li 超常富集的主要机制。

References

- Barros R, Kaeter D, Menuge JF and Škoda R. 2020. Controls on chemical evolution and rare element enrichment in crystallising albite-spodumene pegmatite and wallrocks: Constraints from mineral chemistry. *Lithos*, 352–353: 105289
- Cai KD, Sun M, Yuan C, Zhao GC, Xiao WJ, Long XP and Wu FY. 2011a. Geochronology, petrogenesis and tectonic significance of peraluminous granites from the Chinese Altai, NW China. *Lithos*, 127(1–2): 261–281
- Cai KD, Sun M, Yuan C, Zhao GC, Xiao WJ, Long XP and Wu FY. 2011b. Prolonged magmatism, juvenile nature and tectonic evolution of the Chinese Altai, NW China: Evidence from zircon U-Pb and Hf isotopic study of Paleozoic granitoids. *Journal of Asian Earth Sciences*, 42(5): 949–968
- Cai KD, Sun M, Yuan C, Xiao WJ, Zhao GC, Long XP and Wu FY. 2012. Carboniferous mantle-derived felsic intrusion in the Chinese Altai, NW China: Implications for geodynamic change of the accretionary orogenic belt. *Gondwana Research*, 22(2): 681–698
- Cameron EN, Jahns RH, McNair AH and Page LR. 1949. Internal structure of granitic pegmatites. *Economic Geology Monograph*, 2: 115
- Černý P and Meintzer RE. 1988. Fertile granites in the Archean and Proterozoic fields of rare element pegmatites: Crustal environment, geochemistry and petrogenetic relationships. In: *Recent Advances in the Geology of Mineral Deposits*. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Publication, 39: 170–206
- Che XD, Wu FY, Wang RC, Gerdes A, Ji WQ, Zhao ZH, Yang JH and Zhu ZY. 2015. In situ U-Pb isotopic dating of columbite-tantalite by LA-ICP-MS. *Ore Geology Reviews*, 65: 979–989
- Chen B, Huang C and Zhao H. 2020. Lithium and Nd isotopic constraints on the origin of Li-poor pegmatite with implications for Li mineralization. *Chemical Geology*, 551: 119769
- Chen FW, Li HQ, Gong DH, Cai Hand Chen W. 1999. New isochronology evidence for Yanshanian diagenesis and related mineralization in Altaid orogenic belt, China. *Chinese Science Bulletin*, 44(11): 1142–1148 (in Chinese)
- Chen JF. 2011. Geochemistry of the plate part in Altai No. 3 pegmatite and its formation and evolution. Master Degree Thesis. Beijing: Graduate School, Chinese Academy of Sciences (in Chinese)
- Chen JF, Zhang H, Zhang JX and Ma HY. 2018. Geochronology and Hf isotope of zircon for Koktokay No. 3 granitic pegmatite in Xinjiang and its geological implications. *The Chinese Journal of Nonferrous Metals*, 28(9): 1832–1844 (in Chinese with English abstract)
- Chen JZ, Zhang H, Tang Y, Lv ZH, An Y, Wang MT, Liu K and Xu YS. 2022. Lithium mineralization during evolution of a magmatic-hydrothermal system: Mineralogical evidence from Li-mineralized pegmatites in Altai, NW China. *Ore Geology Reviews*, 149: 105058
- Dill HG. 2015. Pegmatites and aplites: Their genetic and applied ore geology. *Ore Geology Reviews*, 69: 417–561
- Ding JG, Yang CD, Yang FQ and Li Q. 2020. Genetic relationship between ore-bearing pegmatite and the surrounding granite of Bieyesamas rare metal deposit in Altay of Xinjiang, China. *Journal of Earth Sciences and Environment*, 42(1): 71–85 (in Chinese with English abstract)
- Evensen JM, London D and Wendlandt RF. 1999. Solubility and stability of beryl in granitic melts. *American Mineralogist*, 84(5–6): 733–745
- Evensen JM and London D. 2002. Experimental silicate mineral/melt partition coefficients for beryllium and the crustal Be cycle from migmatite to pegmatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(12): 2239–2265
- Grew ES, Yates MG, Barbier J, Shearer CK, Sheraton JW, Shiraiishi K and Motoyoshi Y. 2000. Granulite-facies beryllium pegmatites in the Napier Complex in Khmara and Amundsen Bays, western Enderby Land, East Antarctica. *Polar Geoscience*, 13: 1–40
- Guo L. 2021. Hydrothermal mineralization in Triassic lithium mineralized pegmatite, Altai, Xinjiang. Master Degree Thesis. Beijing: University of Chinese Academy of Sciences (in Chinese with English abstract)
- Han JS, Zhao ZH, Hollings P and Chen HY. 2023. A 50 m. y. melting model for the rare metal-rich Koktokay pegmatite in the Chinese Altai: Implications from a newly identified Jurassic granite. *GSA Bulletin*, 135(5–6): 1467–1479
- He GQ, Han BF, Yue YJ and Wang JH. 1990. Tectonic zoning and crustal evolution of the Altai Orogenic Belt in China. In: *Xinjiang Geological Sciences (2)*. Beijing: Geological Publishing House, 9–20 (in Chinese with English abstract)
- He GQ. 1994. Paleozoic Crustal Evolution and Mineralization in Xinjiang of China. Urumqi: Xinjiang People's Publishing House, 1–437 (in Chinese with English abstract)
- He HH, Arkin T, Wang DH, Wang RJ and Chen ZY. 2020. Mineralogical characteristics and TIMS U-Pb dating of tantalite-(Mn) from the Bieyesamas rare metal deposit, Xinjiang. *Rock and Mineral Analysis*, 39(4): 609–619 (in Chinese with English abstract)
- Hu AQ, Jahn BM, Zhang GX, Chen YB and Zhang QF. 2000. Crustal evolution and Phanerozoic crustal growth in northern Xinjiang: Nd isotopic evidence. Part I. Isotopic characterization of basement rocks. *Tectonophysics*, 328(1–2): 15–51
- Hu H. 2004. Formation of cesium minerals in granitic magmatic system through evolution. Ph. D. Dissertation. Nanjing: Nanjing University (in Chinese)
- Hulsbosch N, Hertogen J, Dewaele S, André L and Muecher P. 2014. Alkali metal and rare earth element evolution of rock-forming minerals from the Gatumba area pegmatites (Rwanda): Quantitative assessment of crystal-melt fractionation in the regional zonation of pegmatite groups. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 132: 349–374
- Kaeter D, Barros R, Menuge JF and Chew DM. 2018. The magmatic-hydrothermal transition in rare-element pegmatites from southeast Ireland: LA-ICP-MS chemical mapping of muscovite and columbite-tantalite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 240: 98–130
- Knoll T, Huet B, Schuster R, Mali H, Ntaflos T and Hauenberger C. 2023. Lithium pegmatite of anatectic origin: A case study from the Austroalpine Unit Pegmatite Province (Eastern European Alps): Geological data and geochemical modeling. *Ore Geology Reviews*,

- 154: 105298
- Li HQ, Chen FW *et al.* 2004. Isotopic Geochronology of Regional Mineralization in Xinjiang, China. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese)
- Li JH. 2006. Mineralizing mechanism and continental geodynamics of typical pegmatite deposits in western Sichuan, China. Ph. D. Dissertation. Beijing: China University of Geosciences (Beijing) (in Chinese with English abstract)
- Lin ZF, Yuan C, Zhang YY, Sun M, Long XP, Wang XY, Huang ZY and Chen ZW. 2019. Petrogenesis and geodynamic implications of two episodes of Permian and Triassic high-silica granitoids in the Chinese Altai, Central Asian orogenic belt. *Journal of Asian Earth Sciences*, 184: 103978
- Liu CQ and Zhang H. 2005. The lanthanide tetrad effect in apatite from the Altay No. 3 pegmatite, Xinjiang, China: An intrinsic feature of the pegmatite magma. *Chemical Geology*, 214(1–2): 61–77
- Liu F, Zhang ZX, Li Q, Zhang C and Li C. 2014. New precise timing constraint for the Keketuohai No. 3 pegmatite in Xinjiang, China, and identification of its parental pluton. *Ore Geology Reviews*, 56: 209–219
- Liu H. 2013. Geochemical study on petrogenesis of Aral granite and the Koktokay No. 3 pegmatite vein, Altay Xinjiang. Master Degree Thesis. Kunming: Kunming University of Science and Technology (in Chinese with English abstract)
- Liu W. 1990. Petrogenetic epoches and peculiarities of genetic types of granitoids in the Altai Mts., Xinjiang, China. *Geotectonica et Metallogenia*, 14(1): 43–56 (in Chinese with English abstract)
- Liu XC, Kohn MJ, Wang JM, He SX, Wang RC and Wu FY. 2024. Formation of lithium-rich pegmatites via rapid crystallization and shearing: Case study from the South Tibetan Detachment, Himalaya. *Earth and Planetary Science Letters*, 629: 118598
- London D. 2008. Pegmatites. *The Canadian Mineralogist*, Special Publication 10: 1–347
- London D. 2009. The origin of primary textures in granitic pegmatites. *The Canadian Mineralogist*, 47(4): 697–724
- London D. 2014. A petrologic assessment of internal zonation in granitic pegmatites. *Lithos*, 184–187: 74–104
- London D. 2015. Reading pegmatites: Part 1, What beryl says. *Rocks and Minerals*, 90(2): 138–153
- London D. 2018. Ore-forming processes within granitic pegmatites. *Ore Geology Reviews*, 101: 349–383
- Long XP, Yuan C, Sun M, Xiao WJ, Zhao GC, Wang YJ, Cai KD, Xia XP and Xie LW. 2010. Detrital zircon ages and Hf isotopes of the Early Paleozoic flysch sequence in the Chinese Altai, NW China: New constrains on depositional age, provenance and tectonic evolution. *Tectonophysics*, 480(1–4): 213–231
- Long XP, Yuan C, Sun M, Xiao WJ, Wang YJ, Cai KD and Jiang YD. 2012. Geochemistry and Nd isotopic composition of the Early Paleozoic flysch sequence in the Chinese Altai, Central Asia: Evidence for a northward-derived mafic source and insight into Nd model ages in accretionary orogen. *Gondwana Research*, 22(2): 554–566
- Lu HZ, Wang ZG and Li YS. 1996. Magma-fluid transition and genesis of pegmatite dike No. 3 at Altay, Xinjiang. *Acta Mineralogica Sinica*, 16(1): 1–7 (in Chinese with English abstract)
- Luan SW, Mao YY, Fan LM, Wu XB and Lin JH. 1995. Rare Metals Mineralization and Prospecting in Koktokay. Chengdu: Chengdu University of Science and Technology Press (in Chinese)
- Lv ZH, Zhang H, Tang Y and Guan SJ. 2012. Petrogenesis and magmatic-hydrothermal evolution time limitation of Kelumute No. 112 pegmatite in Altay, northwestern China: Evidence from zircon U-Pb and Hf isotopes. *Lithos*, 154: 374–391
- Lv ZH, Zhang H and Tang Y. 2015. The study of genetic relationship between Biyesamasi No. L1 pegmatite Li-Nb-Ta ore deposit and wall rock granite, Xinjiang. *Acta Mineralogica Sinica*, 35(Suppl. 1): 323 (in Chinese)
- Lv ZH, Zhang H, Tang Y, Liu YL and Zhang X. 2018. Petrogenesis of syn-orogenic rare metal pegmatites in the Chinese Altai: Evidences from geology, mineralogy, zircon U-Pb age and Hf isotope. *Ore Geology Reviews*, 95: 161–181
- Lv ZH, Zhang H and Tang Y. 2021. Anatexis origin of rare metal/earth pegmatites: Evidences from the Permian pegmatites in the Chinese Altai. *Lithos*, 380–381: 105865
- Maneta V, Baker DR and Minarik W. 2015. Evidence for lithium-aluminosilicate supersaturation of pegmatite-forming melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 170(1): 4
- Müller A, Ihlen PM, Snook B, Larsen RB, Flem B, Bingen B and Williamson BJ. 2015. The chemistry of quartz in granitic pegmatites of southern Norway: Petrogenetic and economic implications. *Economic Geology*, 110(7): 1737–1757
- Müller A, Romer RL and Pedersen RB. 2017. The Sveconorwegian Pegmatite Province: Thousands of pegmatites without parental granites. *The Canadian Mineralogist*, 55(2): 283–315
- Peng SX, Cheng JX, Ding JG, Hei H, Ma DC, Zhang ZL and Xiao CY. 2015. Relationship between the sequences of granite around Alar biotite granite and pegmatite causes, Altay, Xinjiang. *Northwestern Geology*, 48(3): 202–213 (in Chinese with English abstract)
- Qin KZ, Zhou QF, Tang DM, Wang CL and Zhu LQ. 2021. The emplacement mechanism, melt-fluid evolution, rare-element metallogenesis and puzzles of the Koktokay No. 3 pegmatite rare elemental deposit, Altai. *Acta Geologica Sinica*, 95(10): 3039–3053 (in Chinese with English abstract)
- Ren BQ, Zhang H, Tang Y and Lü ZH. 2011. LA-ICPMS U-Pb zircon geochronology of the Altai pegmatites and its geological significance. *Acta Mineralogica Sinica*, 31(3): 587–596 (in Chinese with English abstract)
- Sengör AMC, Natal'in BA and Burtman VS. 1993. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia. *Nature*, 364(6435): 299–307
- Shearer CK, Papike JJ and Jolliff BL. 1992. Petrogenetic links among granites and pegmatites in the Harney Peak rare-element granite-pegmatite system, Black Hills, South Dakota. *The Canadian Mineralogist*, 30(3): 785–809
- Shen P, Pan HD, Li CH, Feng HX, He LF, Bai YX, Luo YQ, Suo QY and Cao C. 2022. Newly-recognized Triassic highly fractionated leucogranite in the Koktokay deposit (Altai, China): Rare-metal fertility and connection with the No. 3 pegmatite. *Gondwana Research*, 112: 24–51
- Shen P, He LF, Jing LH, Pan HD, Feng HX, Luo YQ, Li CH, Ma HD, Cao C and Bai YX. 2023. Genesis of Koktokay rare metal deposit (Xinjiang) and concealed orebody forecast in its southern district: Evidence from geology, remote sensing and geophysics. *Acta Geologica Sinica*, 97(11): 3651–3672 (in Chinese with English abstract)
- Shen RF, Zhang H, Tang Y and Lü ZH. 2015. Geochemical characteristics of Paleozoic strata and its restriction on depositional environment in Altay orogen, North Xinjiang, China. *Geochimica*, 44(1): 43–60 (in Chinese with English abstract)
- Simmons WB and Falster AU. 2016. Evidence for an anatectic origin of an LCT type pegmatite; Mt. Mica, Maine. In: Second Eugene E. Foord Pegmatite Symposium. Golden, Colorado: 103
- Tan Z, Xiao W, Mao Q, Wang H, Sang M, Li R, Gao L, Guo Y, Gan J, Liu Y and Wan B. 2022. Final closure of the Paleo Ocean basin in the Early Triassic. *Communications Earth & Environment*, 3: 259
- Tang H. 2017. Characteristics and significance of trace element compositions in quartz from the No. 3 vein and Kaluan-Azuba pegmatites in Koktokay, Xinjiang. Master Degree Thesis. Beijing: University of Chinese Academy of Sciences (in Chinese with English abstract)
- Tang Y, Zhang H, Liu CQ and Rao B. 2008. The current status and problems in the studies of the phosphorous-rich peraluminous magmatic system. *Acta Mineralogica Sinica*, 28(1): 35–42 (in Chinese with English abstract)
- Thomas R and Davidson P. 2016. Revisiting complete miscibility between silicate melts and hydrous fluids, and the extreme enrichment of some elements in the supercritical state-Consequences for the

- formation of pegmatites and ore deposits. *Ore Geology Reviews*, 72: 1088 – 1101
- Thomas R, Davidson P and Appel K. 2019. The enhanced element enrichment in the supercritical states of granite-pegmatite systems. *Acta Geochimica*, 38(3): 335 – 349
- Tian Y, Qin KZ, Zhou QF and Paterson G. 2016. Structural control on the shape of intrusions in the Koktokay ore district, Chinese Altai, northwestern China. *Journal of Structural Geology*, 83: 85 – 102
- Veksler IV and Thomas R. 2002. An experimental study of B-, P- and F-rich synthetic granite pegmatite at 0.1 and 0.2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143(6): 673 – 683
- Wang LK and Huang ZL. 2000. *Liquid Separation and Experiment of Li-F Granite*. Beijing: Science Press (in Chinese with English abstract)
- Wang MT, Zhang H, Zhang X, Tang Y, Lv ZH, Chen JZ and An Y. 2023. Petrogenetic studies of Permian pegmatites in the Chinese Altai: Implications for a two-stage post-collisional magmatism model. *Geological Journal*, 58(1): 410 – 427
- Wang RC and Zhou MF. 2018. Granites: origin and associated mineralization. *Science China (Earth Science)*, 61: 1932 – 1933
- 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(6): 735 – 751
- Wang T, Tong Y, Jahn BM, Zou TR, Wang YB, Hong DW and Han BF. 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. *Ore Geology Reviews*, 32: 325 – 336
- Wang T, Jahn BM, Kovach VP, Tong Y, Hong DW and Han BF. 2009. Nd-Sr isotopic mapping of the Chinese Altai and implications for continental growth in the Central Asian Orogenic Belt. *Lithos*, 110(1–4): 359 – 372
- Wang T, Tong Y, Li S, Zhang JJ, Shi XJ, Li JY, Han BF and Hong DW. 2010. Spatial and temporal variations of granitoids in the Altai orogen and their implications for tectonic setting and crustal growth: Perspectives from Chinese Altai. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 29(6): 595 – 618 (in Chinese with English abstract)
- Wang T, Jahn BM, Kovach VP, Tong Y, Wilde SA, Hong DW, Li S and Salnikova EB. 2014a. Mesozoic intraplate granitic magmatism in the Altai accretionary orogen, NW China: Implications for the orogenic architecture and crustal growth. *American Journal of Science*, 314(1): 1 – 42
- Wang W, Wei CJ, Zhang YH, Chu H, Zhao Y and Liu XC. 2014b. Age and origin of sillimanite schist from the Chinese Altai metamorphic belt: Implications for Late Paleozoic tectonic evolution of the Central Asian Orogenic Belt. *International Geology Review*, 56(2): 224 – 236
- Wang XJ. 1980. The evolution of alkali elements and the division of geochemical stages at certain pegmatitic vein No. 3 Xinjiang, China. *Geochimica*, (2): 186 – 192 (in Chinese with English abstract)
- Wang XJ, Niu HC and Guo GZ. 1998. The tracking study of Nb and Ta in magmatic evolutionary process for pegmatite vein No. 3 Altai, China. *Geochimica*, 27(1): 1 – 11 (in Chinese with English abstract)
- Wang ZG, Zhao ZH, Zou TR *et al.* 1998. *Geochemistry of the Altai Granitoids*. Beijing: Science Press, 1 – 152 (in Chinese)
- Webster JD, Thomas R, Rhede D, Förster HJ and Seltmann R. 1997. Melt inclusions in quartz from an evolved peraluminous pegmatite: Geochemical evidence for strong tin enrichment in fluorine-rich and phosphorus-rich residual liquids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(13): 2589 – 2604
- Windley BF, Kröner A, Guo JH, Qu GS, Li YY 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(6): 719 – 737
- Windley BF, Alexeiev D, Xiao WJ, Kröner A and Badarch G. 2007. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt. *Journal of the Geological Society*, 164(1): 31 – 47
- Wu CN, Zhu JZ, Liu CS, Yang SZ, Zhu BY and Ning GJ. 1995. A study on the inclusions in beryls from Kuwei and Koktokay pegmatites, Altai, Xinjiang. *Journal of Nanjing University (Natural Sciences Edition)*, 31(2): 350 – 356 (in Chinese with English abstract)
- Wu FY, Liu XC, Ji WQ, Wang JM and Yang L. 2017. Highly fractionated granites: Recognition and research. *Science China (Earth Sciences)*, 60(7): 1201 – 1219
- Wu FY, Liu XC, Liu ZC, Wang RC, Xie L, Wang JM, Ji WQ, Yang L, Liu C, Khanal GP and He SX. 2020. Highly fractionated Himalayan leucogranites and associated rare-metal mineralization. *Lithos*, 352 – 353: 105319
- Wu SR, Zhao JY, Zhang X and Zhang H. 2015. Magmatic-hydrothermal evolution of the Koktokay No. 3 Pegmatite, Altai, NW China: Evidence from compositional variation of tourmaline. *Acta Mineralogica Sinica*, 35(3): 299 – 308 (in Chinese with English abstract)
- Xiao WJ, Windley BF, Badarch G, Sun S, Li JL, Qin KZ and Wang ZH. 2004. Palaeozoic accretionary and convergent tectonics of the southern Altaids: Implications for the growth of Central Asia. *Journal of Geological Society, London*, 161: 339 – 342
- Xiao WJ, Pirajno F and Seltmann R. 2008. Geodynamics and metallogeny of the Altaid orogen. *Journal of Asian Earth Sciences*, 32(2–4): 77 – 81
- Xiao WJ and Santosh M. 2014. The western Central Asian Orogenic Belt: A window to accretionary orogenesis and continental growth. *Gondwana Research*, 25(4): 1429 – 1444
- Xiao WJ, Song DF, Windley BF, Li JL, Han CM, Wan B, Zhang JE, Ao SJ and Zhang ZY. 2020. Accretionary processes and metallogenesis of the Central Asian Orogenic Belt: Advances and perspectives. *Science China (Earth Sciences)*, 63(3): 329 – 361
- Xiong XL, Zhao ZH, Zhu JC and Rao B. 1999. Phase relations in albite granite-H₂O-HF system and their petrogenetic applications. *Geochemical Journal*, 33(3): 199 – 214
- Xu JF, Castillo PR, Chen FR, Niu HC, Yu XY and Zhen ZP. 2003. Geochemistry of Late Paleozoic mafic igneous rocks from the Kuerti area, Xinjiang, Northwest China: Implications for backarc mantle evolution. *Chemical Geology*, 193(1–2): 137 – 154
- Xu ZQ, Zheng BH, Zhu WB, Wei HZ, Hong T, Gao JG, Shu LS, Ma XX and Zhao YH. 2024. The Cimmeride orogeny and the genesis of the Songpan-Ganze “lithium deposit chain”. *Acta Geologica Sinica*, 98(5): 1333 – 1357 (in Chinese with English abstract)
- Yin R, Wang RC, Zhang AC, Hu H, Zhu JC, Rao C and Zhang H. 2013. Extreme fractionation from zircon to hafnon in the Koktokay No. 1 granitic pegmatite, Altai, northwestern China. *American Mineralogist*, 98(10): 1714 – 1724
- Yin R, Huang XL, Wang RC, Wei GJ, Xu YG, Wang Y, Sun MX, Zhang L and Xia XP. 2023. Magmatic-hydrothermal evolution of the Koktokay No. 3 pegmatite, Altai, northwestern China: Constraints from in situ boron isotope and chemical compositions of tourmaline. *Lithos*, 462 – 463: 107398
- Yuan C, Sun M, Xiao WJ, Li XH, Chen HL, Lin SF, Xia XP and Long XP. 2007. Accretionary orogenesis of the Chinese Altai: Insights from Paleozoic granitoids. *Chemical Geology*, 242(1–2): 22 – 39
- Yuan F, Zhou TF and Yue SC. 2001. The ages and the genetic types of the granites in the Nurt area, Altai. *Xinjiang Geology*, 19(4): 292 – 296 (in Chinese)
- Zagorsky VY, Vladimirov AG, Makagon VM, Kuznetsova LG, Smirnov SZ, D'yachkov BA, Annikova IY, Shokalsky SP and Uvarov AN. 2014. Large fields of spodumene pegmatites in the settings of rifting and postcollisional shear-pull-apart dislocations of continental lithosphere. *Russian Geology and Geophysics*, 55(2): 237 – 251
- Zhang AC, Wang RC, Hu H, Zhang H, Zhu JC and Xie L. 2004. The complex zonation of columbite-group minerals from the Koktokay No. 3 Granitic Pegmatite Dyke, Altai, NW China and its petrological implications. *Acta Geologica Sinica*, 78(2): 181 – 189 (in Chinese)

with English abstract)

- Zhang H. 2001. Geochemical behavior and mechanism of incompatible elements in magma-hydrothermal transition systems: A case study of Altay No. 3 pegmatite vein in Xinjiang. Ph. D. Dissertation. Guiyang: Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, 21–34 (in Chinese with English abstract)
- Zhang H, Lü ZH and Tang Y. 2019. Metallogeny and prospecting model as well as prospecting direction of pegmatite-type rare metal ore deposits in Altay orogenic belt, Xinjiang. *Mineral Deposits*, 38(4): 792–814 (in Chinese with English abstract)
- Zhang H, Lü ZH and Tang Y. 2021. A review of LCT pegmatite and its lithium ore genesis. *Acta Geologica Sinica*, 95(10): 2955–2970 (in Chinese with English abstract)
- Zhang HX, Niu HC, Sato H, Shan Q, Yu XY, Ito J and Zhang Q. 2004. Late Paleozoic adakite and Nb-enriched basalt from Northern Xinjiang: Evidence for the southward subduction of the Paleo-Asian Ocean. *Geological Journal of China Universities*, 10(1): 106–113 (in Chinese with English abstract)
- Zhang X, Zhang H, Ma ZL, Tang Y, Lü ZH, Zhao JY and Liu YL. 2016. A new model for the granite-pegmatite genetic relationships in the Kaluan-Azubai-Qiongkuer pegmatite-related ore fields, the Chinese Altay. *Journal of Asian Earth Sciences*, 124: 139–155
- Zhao JY. 2016. The geochemical characteristics of wall rock alteration of pegmatite-type rare-metal deposits and prospecting targets in Altay rare-metal mining zones, Xingjiang. Ph. D. Dissertation. Beijing: University of Chinese Academy of Sciences (in Chinese with English abstract)
- Zhao L, Zou Y, Liu PH, Sun WQ, Zhang RC, Zhou LG and Zhai MG. 2023. An Early Precambrian “orogenic belt” exhumed by the Phanerozoic tectonic events: A case study of the eastern North China Craton. *Earth Science Reviews*, 241: 104416
- Zhao ZH, Chen HY and Han JS. 2022. Rare metal mineralization of the Mesozoic pegmatite in Altay orogeny, northern Xinjiang. *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Sunyatseni*, 61(1): 1–26 (in Chinese with English abstract)
- Zhou JC and Wang XL. 2005. *Experimental and Theoretical Petrology*. Beijing: Geological Publishing House, 149–208 (in Chinese)
- Zhou JJ, Lü ZH, Liu K, Tang Y and Zhang H. 2024. Enrichment characteristic of rare metals in the initial pegmatite-forming melt formed by anatexis of metasedimentary rocks. *Acta Geologica Sinica*, 98(5): 1507–1526 (in Chinese with English abstract)
- Zhou QF, Qin KZ, Tang DM, Ding JG and Guo ZL. 2013. Mineralogy and significance of micas and feldspars from the Koktokay No. 3 pegmatitic rare-element deposit, Altai. *Acta Petrologica Sinica*, 29(9): 3004–3022 (in Chinese with English abstract)
- Zhou QF, Qin KZ, Tang DM, Tian Y, Cao MJ and Wang CL. 2015a. Formation age and evolution time span of the Koktokay No. 3 Pegmatite, Altai, NW China: Evidence from U-Pb zircon and ⁴⁰Ar-³⁹Ar muscovite ages. *Resource Geology*, 65(3): 210–231
- Zhou QF, Qin KZ, Tang DM, Wang CL, Tian Y and Sakyi PA. 2015b. Mineralogy of the Koktokay No. 3 pegmatite, Altai, NW China: Implications for evolution and melt-fluid processes of rare-metal pegmatites. *European Journal of Mineralogy*, 27(3): 433–457
- Zhu JC, Wu CN, Liu CS, Li FC, Huang XL and Zhou DS. 2000. Magmatic-hydrothermal evolution and genesis of Koktokay No. 3 rare metal pegmatite dyke, Altai, China. *Geological Journal of China Universities*, 6(1): 40–52 (in Chinese with English abstract)
- Zhu YF and Zeng YS. 2002. Rb-Sr isochron age of Keketuohai No. 3 Pegmatite. *Mineral Deposits*, (Suppl. 1): 1110–1111 (in Chinese)
- Zhu YF, Zeng YS and Gu LB. 2006. Geochemistry of the rare metal-bearing pegmatite No. 3 vein and related granites in the Keketuohai region, Altay Mountains, northwest China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27(1): 61–77
- Zou TR, Zhang XC, Jia FY, Wang RC, Cao HZ and Wu BQ. 1986. The origin of No. 3 pegmatite in Altay Shan, Xinjiang. *Mineral Deposits*, 5(4): 34–48 (in Chinese with English abstract)
- Zou TR and Li QC. 2006. Rare and Rare Earth Metallic Deposits in Xinjiang, China. Beijing: Geological Publishing House, 1–284 (in Chinese with English abstract)

附中文参考文献

- 陈富文, 李华芹, 王登红, 蔡红, 陈文. 1999. 中国阿尔泰造山带燕山期成岩成矿同位素年代学新证据. *科学通报*, 44(11): 1142–1148
- 陈剑锋, 张辉, 张锦熙, 马慧英. 2018. 新疆可可托海3号伟晶岩脉铅石 U-Pb 定年、Hf 同位素特征及地质意义. *中国有色金属学报*, 28(9): 1832–1845
- 陈剑锋. 2011. 阿尔泰3号伟晶岩脉缓倾斜部分岩浆的形成与演化. 硕士学位论文. 北京: 中国科学院研究生院
- 丁建刚, 杨成栋, 杨富全, 李强. 2020. 新疆阿尔泰别也萨麻斯稀有金属矿床含矿伟晶岩与花岗岩围岩成因关系. *地球科学与环境学报*, 42(1): 71–85
- 郭柳. 2021. 新疆阿尔泰三叠纪锂矿化伟晶岩中热液成矿作用. 硕士学位论文. 北京: 中国科学院大学
- 何国琦, 韩宝福, 岳永君, 王嘉桁. 1990. 中国阿尔泰造山带的构造分区和地壳演化. *新疆地质科学文集(2)*. 北京: 地质出版社, 9–20
- 何国琦. 1994. 中国新疆古生代地壳演化及成矿. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社, 1–437
- 何哈哈, 艾尔肯·吐尔孙, 王登红, 王瑞江, 陈振宇. 2020. 新疆别也萨麻斯矿区钽铀矿的矿物学特征及其 TIMS U-Pb 定年. *岩矿测试*, 39(4): 609–619
- 胡欢. 2004. 花岗岩岩浆体系中铯矿物的形成与演化. 博士学位论文. 南京: 南京大学
- 李华芹, 陈富文等. 2004. 中国新疆区域成矿作用年代学. 北京: 地质出版社
- 李建康. 2006. 川西典型伟晶岩型矿床的形成机理及其大陆动力学背景. 博士学位论文. 北京: 中国地质大学(北京)
- 刘宏. 2013. 新疆阿尔泰阿拉尔花岗岩地球化学特征及其与可可托海3号脉演化关系. 硕士学位论文. 昆明: 昆明理工大学
- 刘伟. 1990. 中国新疆阿尔泰花岗岩的时代及成因类型特征. *大地构造与成矿学*, 14(1): 43–56
- 卢焕章, 王中刚, 李院生. 1996. 岩浆-流体过渡和阿尔泰三号伟晶岩脉之成因. *矿物学报*, 16(1): 1–7
- 栾世伟, 毛玉元, 范良明, 巫小兵, 林金辉. 1996. 可可托海地区稀有金属成矿与找矿. 成都: 成都科技大学出版社
- 吕正航, 张辉, 唐勇. 2015. 新疆别也萨麻斯 L1 号伟晶岩脉 Li-Nb-Ta 矿床与围岩花岗岩成因关系研究. *矿物学报*, 35(增1): 323
- 彭素霞, 程建新, 丁建刚, 黑欢, 马德成, 张忠利, 肖朝阳. 2015. 阿尔泰阿拉尔岩体周缘花岗岩序列与伟晶岩成因关系探讨. *西北地质*, 48(3): 202–213
- 秦克章, 周起凤, 唐冬梅, 王春龙, 朱丽群. 2021. 阿尔泰可可托海3号脉花岗岩伟晶岩侵位机制、熔-流体演化、稀有金属富集机理及待解之谜. *地质学报*, 95(10): 3039–3053
- 任宝琴, 张辉, 唐勇, 吕正航. 2011. 阿尔泰造山带伟晶岩年代学及其地质意义. *矿物学报*, 31(3): 587–596
- 申萍, 何兰芳, 荆林海, 潘鸿迪, 冯浩轩, 罗耀清, 李昌昊, 马华东, 曹冲, 白应雄. 2023. 新疆可可托海稀有金属矿床成因和南部

- 地区隐伏矿预测——来自地质、遥感和地球物理的证据. 地质学报, 97(11): 3651-3672
- 沈瑞峰, 张辉, 唐勇, 吕正航. 2015. 阿尔泰造山带古生代地层的地球化学特征及其对沉积环境的制约. 地球化学, 44(1): 43-60
- 唐宏. 2017. 新疆可可托海3号脉及卡鲁安-阿祖拜伟晶岩中石英中微量元素组成特征及其意义. 硕士学位论文. 北京: 中国科学院大学
- 唐勇, 张辉, 刘丛强, 饶冰. 2008. 富P过铝质岩浆体系的研究现状及存在的问题. 矿物学报, 28(1): 35-42
- 王联魁, 黄智龙. 2000. Li-F花岗岩液态分离与实验. 北京: 科学出版社
- 王涛, 童英, 李舳, 张建军, 史兴俊, 李锦轶, 韩宝福, 洪大卫. 2010. 阿尔泰造山带花岗岩时空演变、构造环境及地壳生长意义——以中国阿尔泰为例. 岩石矿物学杂志, 29(6): 595-618
- 王贤觉, 牛贺才, 郭国章. 1998. 阿尔泰三号伟晶岩脉岩浆演化过程中铈、钽示踪的研究. 地球化学, 27(1): 1-11
- 王贤觉. 1980. 新疆阿尔泰3号伟晶岩脉碱的演化与地球化学阶段的划分. 地球化学, (2): 186-192
- 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
- 吴长年, 朱金初, 刘昌实, 杨升祖, 朱炳玉, 宁广进. 1995. 新疆阿尔泰库威和可可托海伟晶岩绿柱石中包裹体研究. 南京大学学报(自然科学), 31(2): 350-360
- 伍守荣, 赵景宇, 张新, 张辉. 2015. 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. 矿物学报, 35(3): 299-308
- 肖文交, 宋东方, Windley BF, 李继亮, 韩春明, 万博, 张继恩, 敖松坚, 张志勇. 2019. 中亚增生造山过程与成矿作用研究进展. 中国科学(地球科学), 49(10): 1512-1545
- 许志琴, 郑碧海, 朱文斌, 魏海珍, 洪涛, 高建国, 舒良树, 马绪宣, 赵宇涵. 2024. 基墨里造山与松潘-甘孜锂矿链成因的探讨. 地质学报, 98(5): 1333-1357
- 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
- 张爱铨, 王汝成, 胡欢, 张辉, 朱金初, 谢磊. 2004. 阿尔泰可可托海3号伟晶岩脉中铈铁矿族矿物环带构造及其岩石学意义. 地质学报, 78(2): 181-189
- 张海洋, 牛贺才, Sato H, 单强, 于学元, Ito J, 张旗. 2004. 新疆北部晚古生代埃达克岩-富铈玄武岩组合: 古亚洲洋板块南向俯冲的证据. 高校地质学报, 10(1): 106-113
- 张辉. 2001. 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. 博士学位论文. 贵阳: 中国科学院地球化学研究所, 21-34
- 张辉, 吕正航, 唐勇. 2019. 新疆阿尔泰造山带中伟晶岩型稀有金属矿床成矿规律、找矿模型及其找矿方向. 矿床地质, 38(4): 792-814
- 张辉, 吕正航, 唐勇. 2021. LCT型伟晶岩及其锂矿床成因概述. 地质学报, 95(10): 2955-2970
- 张鑫. 2016. 新疆北部晚古生代至早中生代岩浆作用和构造演化研究. 博士学位论文. 北京: 中国科学院大学
- 赵景宇. 2016. 新疆阿尔泰稀有金属成矿带伟晶岩型稀有金属矿床围岩蚀变地球化学特征及找矿靶区预测研究. 博士学位论文. 北京: 中国科学院大学
- 赵振华, 陈华勇, 韩金生. 2022. 新疆阿尔泰造山带中生代伟晶岩的稀有金属成矿作用. 中山大学学报(自然科学版), 61(1): 1-26
- 周金城, 王孝磊. 2005. 实验及理论岩石学. 北京: 地质出版社, 149-208
- 周晋捷, 吕正航, 刘堃, 唐勇, 张辉. 2024. 深熔成因伟晶岩初始岩浆中稀有金属富集特征. 地质学报, 98(5): 1507-1526
- 周起凤, 秦克章, 唐冬梅, 丁建刚, 郭正林. 2013. 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. 岩石学报, 29(9): 3004-3022
- 朱金初, 吴长年, 刘昌实, 李福春, 黄小龙, 周东山. 2000. 新疆阿尔泰可可托海3号伟晶岩脉岩浆-热液演化和成因. 高校地质学报, 6(1): 40-52
- 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. 矿床地质, (增1): 1110-1111
- 邹天人, 张相宸, 贾富义, 王汝聪, 曹惠志, 吴柏青. 1986. 论阿尔泰3号伟晶岩脉的成因. 矿床地质, 5(4): 34-48
- 邹天人, 李庆昌. 2006. 中国新疆稀有及稀土金属矿床. 北京: 地质出版社, 1-284