

新疆卡鲁安硬岩型锂矿床成矿流体性质： 来自 He—Ar 同位素证据



www.
geojournals.cn/georev

刘涛¹⁾, 田世洪^{2,1)}, 王登红²⁾, 侯可军²⁾, 张玉洁^{2,3)}, 李贤芳²⁾,
杰肯·卡里木汗⁴⁾, 张忠利⁴⁾, 王永强⁴⁾, 赵悦²⁾, 秦燕²⁾

1) 核资源与环境国家重点实验室, 东华理工大学, 南昌, 330013;

2) 自然资源部成矿作用与资源评价重点实验室, 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京, 100037;

3) 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京, 100083;

4) 新疆维吾尔自治区有色地质勘查局七〇六队, 新疆阿勒泰, 836500

内容提要: 卡鲁安锂矿床位于新疆北部的阿尔泰造山带, 是以锂辉石为主要矿石矿物的硬岩型锂矿床。前人对该矿床的岩石成因、成矿机制及构造背景已经有了初步的认识, 但对该区内成矿流体的研究仍是空白, 这将在一定程度上影响对矿床成因的认识。本文通过分析卡鲁安伟晶岩中锂辉石和石英流体包裹体 He、Ar 同位素组成, 对成矿流体进行示踪研究。研究表明, 含矿伟晶岩的 $n(^3\text{He})/n(^4\text{He})$ 为 0.25~3.19 Ra (平均 0.97 Ra), 无矿伟晶岩与外围伟晶岩 $n(^3\text{He})/n(^4\text{He})$ 为 0.13~5.32 Ra (平均 1.13 Ra), 均介于壳源与幔源 He 之间。根据成矿流体的壳幔二元混合模式进行计算: 含矿伟晶岩中的地幔流体比例为 3.55%~48.92%, 平均值为 14.67%; 无矿伟晶岩与外围伟晶岩地幔流体占比为 1.70%~81.79%, 平均值为 17.13%。含矿伟晶岩成矿流体的 $n(^{40}\text{Ar})/n(^{36}\text{Ar})$ 为 552.50~13353.00, $n(^{40}\text{Ar}^*)$ 相对含量为 46.52%~97.79%, 平均值为 87.25%, 大气的 Ar 贡献平均为 12.75%。分析结果显示, 成矿流体主要以壳源流体为主, 部分幔源流体和改造型饱和大气水的混合流体, 随着成矿作用的进行, 地幔 He 与大气饱和水改造 Ar 皆有所减少。值得注意的是卡鲁安锂矿床成矿流体中幔源物质并非真的来自于地幔物质上侵, 更有可能是来源于元古代的不成熟陆壳熔融。新疆卡鲁安锂矿床形成于陆—陆碰撞造山作用晚期的后碰撞造山阶段, 造山后期的伸展导致含幔源物质的古老地壳与年轻地壳减压熔融, 熔融所形成的岩浆流体随后经大气降水改造为成矿流体。

关键词: He—Ar 同位素; 地壳流体; 幔源物质; 锂矿; 新疆卡鲁安

稀有金属以其独特的物理和化学性质, 已经被广泛地应用于信息技术、航空航天、国防军工等现代化产业, 是不可多得且不能再生的重要矿产资源, 对国家经济建设和可持续发展具有重要的意义 (Shaw et al., 2016; 翟明国等, 2019; 刘涛等, 2020)。阿尔泰造山带位于新疆北缘, 中亚造山带中部, 区域内广泛分布着花岗伟晶岩脉, 是我国稀有金属、宝石及白云母的重要产地之一 (邹天人等, 1988; Windley et al., 2002; 张辉等, 2019)。带内发育稀有金属伟晶岩矿田有可可托海、大喀拉苏、柯鲁木特、卡鲁安—阿祖拜伟等。研究区位于哈龙岩体西部的卡鲁安—

阿祖拜伟晶岩田 (图 1), 卡鲁安矿床内伟晶岩矿脉主要有 650、806 和 807 号脉等, 是阿尔泰地区一个潜在的超大型硬岩型锂辉石矿床。前人对卡鲁安矿床开展研究工作较少, 而且争议较大, 直到近些年才对该矿床进行了系统的全岩地球化学、同位素地球化学、矿物学等方面的研究 (马占龙等, 2015; 张辉等, 2019; 刘涛等, 2020)。前人的研究工作认为花岗伟晶岩形成于陆—陆碰撞体制下陆壳的减压熔融, 并发现有地幔物质的加入 (李会军等, 2006; 童英等, 2006; Wang Tao et al., 2007; 马占龙, 2015)。但地幔物质是否真正参与硬岩型锂矿床的成矿作用尚

注: 本文为国家重点研发计划课题 (编号: 2017YFC0602705)、江西省双千计划和东华理工大学资助项目 (编号: 1410000874) 的成果。

收稿日期: 2021-03-18; 改回日期: 2021-05-23; 网络首发: 2021-06-20; 责任编辑: 刘志强。Doi: 10.16509/j.georeview.2021.06.021

作者简介: 刘涛, 男, 1992 年生, 硕士, 主要从事同位素地球化学和矿床学研究工作; Email: liutao1370693421@163.com。通讯作者: 田世洪, 男, 1973 年生, 博士, 研究员, 博士生导师, 主要从事同位素地球化学和矿床学研究工作; Email: s.h.tian@163.com。通讯作者: 侯可军, 男, 1981 年生, 博士, 副研究员, 主要从事同位素地球化学研究工作; Email: kejunhou@126.com。

未见报道,主要原因在于缺少对矿物的流体包裹体详细研究,这将在一定程度上影响到对伟晶岩型锂矿床成因的认识及对成矿过程的探讨。

流体包裹体的 He—Ar 同位素已经研究了几十年,稀有气体 He、Ar 以其独特的地球化学惰性和不同层位同位素组成差异等特点,被广泛应用于成矿古流体的示踪及水—岩反应过程的研究(Ballentine and Burnard, 2002; Kendrick et al., 2011; Wu Liyan et al., 2011; 赵晓燕等, 2021)。已有研究表明,不同圈层流体的 He、Ar 同位素组成具有明显区别,幔源流体 $n(^3\text{He})/n(^4\text{He})$ 值比壳源流体大 1000 倍(壳源流体 $n(^3\text{He})/n(^4\text{He}) = 0.01 \sim 0.05 \text{ Ra}$; 幔源流体 $n(^3\text{He})/n(^4\text{He}) = 6.00 \sim 7.00 \text{ Ra}$; Stuart et al., 1995; Dunai and Baur, 1995)。He 同位素在地壳与地幔中的差异,使得地壳流体中即使有少量幔源 He 的加入也可以识别(Sun Xiaoming et al., 2009; Hu Ruizhong et al., 2009, 2012)。此外,地壳 Ar 与地幔 Ar 也具有明显区别,幔源流体 $n(^{40}\text{Ar})/n(^{36}\text{Ar}) > 40000.0$, 壳源流体 $n(^{40}\text{Ar})/n(^{36}\text{Ar}) > 295.5$, 空气饱和水 $n(^{40}\text{Ar})/n(^{36}\text{Ar}) = 295.5$ 。因此,He、Ar 同位素在识别流体来源方面具有独特的优势(Wu Liyan et al., 2011; Burnard, 2012; Xu Leiluo et al., 2014; Zhai Degao et al., 2015)。

本文选择阿尔泰地区具有代表性的卡鲁安硬岩型锂矿床,对伟晶岩矿体内的锂辉石、石英开展了包裹体 He—Ar 同位素的测定,对成矿流体的来源及演化进行探讨,弥补矿区 He—Ar 同位素的研究空白,亦为阿尔泰地区乃至中亚造山带内伟晶岩成矿流体、成矿物质来源研究提供借鉴。

1 区域地质背景

阿尔泰造山带位于中亚造山带(Central Asian Orogenic Belt)中部,西伯利亚板块西南缘与哈萨克斯坦板块结合部位,是一个呈北西向展布的古生代岩浆弧(Xiao Wenjiao et al., 2004; Long Xiaoping et al., 2008, 2010; Sun Min et al., 2008; 孙敏等, 2009)。弧内发育大量花岗伟晶岩(出露面积高达 40%)及少量分布的闪长岩—辉长岩,花岗伟晶岩分布主要受成矿前的构造裂隙(北西向)控制(Cai Keda et al., 2011; 刘涛等, 2020)。带内出露的沉积地层主要为中奥陶统一早石炭统浅海—半浅海相类建造,与印支期花岗伟晶岩呈侵入关系。花岗伟晶岩型 Li、Be、Nb、Ta 矿床主要分布在哈龙—青河伟

晶岩成矿亚带上,矿集区自南东向北西依次有青河矿集区、卡拉额尔齐斯矿集区、柯鲁木特—吉得克矿集区等。阿尔泰造山带成矿作用主要集中于印支期,形成的矿床包括群库尔稀有金属伟晶岩(Be—Nb—Ta 矿床; $203.80 \pm 1.60 \text{ Ma}$),佳木开稀有金属伟晶岩(Li—Be—Nb—Ta—Cs 矿床; $212.20 \pm 1.70 \text{ Ma}$),阿巴宫—塔拉特稀有金属伟晶岩(Nb—Ta 矿床; $246.80 \pm 1.20 \text{ Ma}$)等(任宝琴等, 2011)。

2 矿床地质特征

卡鲁安花岗伟晶岩型锂矿床位于阿尔泰中段,哈龙—青河早古生代深成岩浆弧北部,围绕哈龙花岗岩体分布(图 1),属于群库尔—阿祖拜伟晶岩带的北端延伸部分(刘涛等, 2020)。研究区内具有多期构造活动特征,褶皱、断裂构造较为发育,主构造线呈近北西向。构造裂隙多沿着结晶片岩与花岗岩的内外接触带密集分布,接触面为成矿母岩侵入时构造应力中心,接触面产状控制了花岗伟晶岩脉的空间分布,在纵向上有一定的延伸深度。因此,在深切的河谷及山坡上发现的花岗伟晶岩脉露头较多且密集。

矿区出露地层为中上志留系库鲁木提群($S_{2-3}Kl^a$)的深变质片岩,呈浅海—半浅海相建造,岩性主要为灰绿—灰紫色细砂岩、粉砂岩与泥岩的不均匀互层,后面经过多期的构造运动与海西中、晚期大规模的岩浆活动,使该地层发生了强烈的变质,形成了一套以片岩、片麻岩、板岩及混合岩为主要岩性的地层(马占龙等, 2015; 张辉等, 2019)。矿区侵入岩主要包括花岗伟晶岩脉及少量石英脉和长英岩脉,花岗伟晶岩为矿床主要的成矿母岩及赋矿围岩,成岩时代为 $205.00 \pm 12.00 \text{ Ma}$ (刘涛等, 2020)。伟晶岩脉的成岩成矿过程中伴随着广泛的自交代作用,主要有钠长石化,局部出现白云母化。钠长石化遍及全脉,在各岩体内均有发育,只是交代强弱和表现形式上的区别,其中以石英钠长石锂辉石伟晶岩中最为发育;白云母化多见于石英钠长石伟晶岩中,是交代早期形成矿物的产物。研究区内花岗伟晶岩脉的围岩蚀变范围狭窄,主要为白云母化。

矿区地质特征较为简单,花岗伟晶岩脉侵入于中上志留统库鲁木提群($S_{2-3}Kl^a$)变质的片岩系中,南西部的 807 号脉和北部的 806 号脉为主体的 21 条花岗伟晶岩脉形成以锂为主的锂矿床。用于分析的样品是从矿区不同的矿物带收集的,均为新鲜致密状的脉型矿石。分别挑选了含矿伟晶岩中的锂辉

石与石英、无矿伟晶岩与外围伟晶岩的石英进行 He—Ar 同位素分析工作,采样位置详见图 1。

3 样品及分析方法

本次研究测定了含矿伟晶岩的 7 件锂辉石和 8 件石英、无矿伟晶岩的 7 件石英以及外围伟晶岩的 3 件石英中流体包裹体的 He 和 Ar 同位素组成。本文测试用的石英样品取自卡鲁安锂矿床新鲜致密块状的含矿伟晶岩、无矿伟晶岩和外围伟晶岩中(表 1),锂辉石与石英为同一手标本上的共生矿物(如:KLA2017-11-4、KLA2017-15-4、KLA2017-16-1、KLA2017-16-2、KLA2017-29-4、KLA2017-29-5;所有样品的岩石地球化学特征见刘涛等,2020 文章中表 3)。石英和锂辉石呈半自形到自形状晶体,未见多期次特征及后期热液蚀变改造(刘涛等,2020 文章中图 3d 和 e)。综上所述,锂辉石与石英均为早阶段伟晶岩熔体形成的产物。

石英和锂辉石流体包裹体 He、Ar 同位素测试在中国地质科学院矿产资源研究所自然资源部成矿作用与资源评价重点实验室完成。使用 Helix SFT 稀有气体质谱仪测试,系统由压碎、纯化和质谱系统组成。在高真空条件下,压碎和纯化系统真空为 $n \times 10^{-7}$ Pa,质谱系统真空为 $n \times 10^{-8}$ Pa。质谱离子源采用 Nier,灵敏度对 He 在 800 μ A 阱电流时好于 2×10^{-4} amps/Torr (amps/Torr = A/1.33 bar = A/0.133 MPa),对 Ar 在 200 μ A 阱电流时好于 1×10^{-3} amps/Torr。⁴⁰Ar 静态上升率小于 1×10^{-12} cm³ STP/min,³⁶Ar 本底小于 5×10^{-14} cm³ STP(STP 指标准温压状态)。法拉第杯分辨率 >400,离子计数器分辨率 >700,可将³He 与⁴He、HD+H₃ 与³He 峰完全分开。实验流程:将高纯度 40~60 目固体样品先用蒸馏水洗净,然后置于丙酮中,超声波清洗 20 分钟后烘干,取 0.5~1.0 g 装入不锈钢坩埚再移到压碎装置中,密封、加热到 130~140℃并持续 40 h 左右去气,以去除次生包裹体和样品表面吸附的 He 和 Ar,从而所测试的 He—Ar 同位素组成可代表原始流体的同位素组成。用 100~150 kg/cm² 的压力压碎样品,释放出的包裹体气经过分子筛、海绵钛以及锆铝泵等多级纯化,分离出纯 He 和 Ar。① He 测

试:He 模式下,⁴He 信号用法拉第杯接收,³He 用离子倍增器接收。离子源电压 4.5 kV,电流 1218 μ A,trap 电压 15.56 V,电流 450 μ A。② Ar 测试:Ar 模式下,⁴⁰Ar 和³⁶Ar 用法拉第杯接收,³⁸Ar 用倍增器接收。离子源电压 4.5 kV,电流 454 μ A,trap 电压 15.02 V,电流 200 μ A。同位素比值结果校正,利用当天空气标准的测试结果和空气标准值校正样品测试结果。空气的 $n(^3\text{He})/n(^4\text{He})$ 标准值采用 1.4×10^{-6} , $n(^{40}\text{Ar})/n(^{36}\text{Ar})$ 和 $n(^{36}\text{Ar})/n(^{38}\text{Ar})$ 标准值分别采用 295.5 和 5.35。利用 0.1 mL 标准气⁴He (52.3×10^{-8} cm³ STP)和⁴⁰Ar (4.472×10^{-8} cm³ STP)含量、标准气和样品的同位素信号强度以及被压碎的样品质量(样品总质量减去压碎后再经过 100 目筛后剩下的样品质量)标定样品中⁴He(cm³ STP/g)和⁴⁰Ar(cm³ STP/g)含量。

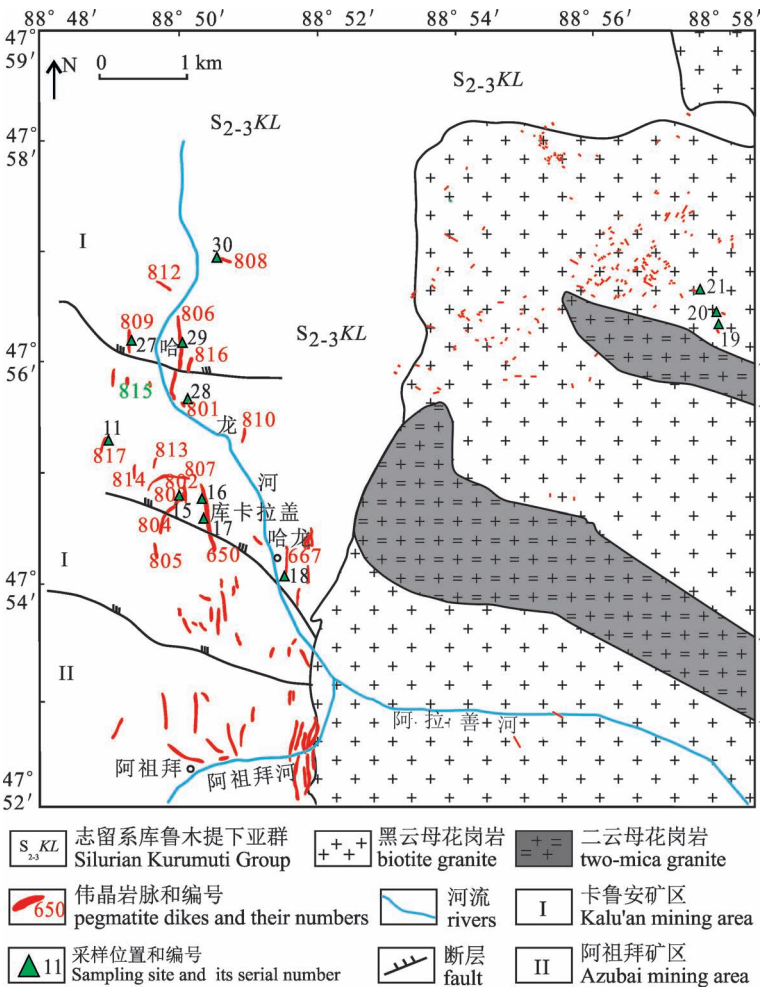


图 1 新疆卡鲁安锂矿床地质简图(修改自 Feng Yonggang et al., 2019;刘涛等,2020)

Fig. 1 Simplified geological map of the lithium deposit in Kalu'an, Xinjiang (modified after Feng Yonggang et al., 2019;Liu Tao et al., 2020&)

4 分析结果

卡鲁安锂矿床中锂辉石和石英流体包裹体的 He 和 Ar 同位素组成及相关参数如表 1。

卡鲁安锂矿床含矿伟晶岩锂辉石流体包裹体中的 ^4He 浓度为 $(106.74 \sim 4031.96) \times 10^{-8} \text{ cm}^3 \text{ STP/g}$, 石英流体包裹体的 ^4He 为 $(0.16 \sim 7.10) \times 10^{-8} \text{ cm}^3 \text{ STP/g}$, $n(^3\text{He})/n(^4\text{He})$ 值范围分别为 $(0.39 \sim 2.31) Ra$ { Ra 指空气中的比值; $Ra = [n(^3\text{He})/n(^4\text{He})]_{\text{空气}} = 1.4 \times 10^{-6}$ }、 $(0.25 \sim 75.96) Ra$; 无矿伟晶岩石英流体包裹体中 ^4He 为 $(0.15 \sim 13.79) \times 10^{-8} \text{ cm}^3 \text{ STP/g}$, $n(^3\text{He})/n(^4\text{He})$ 值为 $(0.13 \sim 47.48) Ra$; 外围伟晶岩石英流体包裹体 ^4He 为 $(0.54 \sim 1.17) \times 10^{-8} \text{ cm}^3 \text{ STP/g}$, $n(^3\text{He})/n(^4\text{He})$ 值为 $(0.14 \sim 0.69) Ra$ 。锂辉石样品的 ^4He 浓度普遍高于石英样品, 可能是受高锂含量影响, 但锂辉石与石英样品的 $n(^3\text{He})/n(^4\text{He})$ 值除个别异常值外, 整体比值范围较为一致; 另一方面, 锂辉石和石英样品的 Ar 组成也大致相似。样品中高的 $n(^3\text{He})/n(^4\text{He})$ 值甚至大于 MORB 值 ($8 \sim 10 Ra$; Graham, 2002), 呈现出地幔柱特征。结合前人研究成果(马占龙等, 2015; 张辉等, 2019; 刘涛等, 2020) 与野外地质事实, 我们认为这种异常的 $n(^3\text{He})/n(^4\text{He})$ 值(地幔柱特征)的样品是可以忽略的, 这可能是由于高 Li 含量的矿物通过 $^6\text{Li} (n, \alpha) \rightarrow ^3\text{He}$ 的放射性成因引起的 $n(^3\text{He})/n(^4\text{He})$ 值异常高(表 1; 陈娴等, 2016), 这些异常数据不在下面的讨论中。

表 1 中列出了卡鲁安锂矿床样品中流体包裹体中气体的 ^{40}Ar 浓度和同位素数据。含矿伟晶岩中锂辉石的 ^{40}Ar 浓度为 $(118.24 \sim 1577.74) \times 10^{-8} \text{ cm}^3 \text{ STP/g}$, $n(^{40}\text{Ar})/n(^{36}\text{Ar})$ 值为 $3747.3 \sim 13353.0$, 石英 ^{40}Ar 浓度为 $(30.52 \sim 417.44) \times 10^{-8} \text{ cm}^3 \text{ STP/g}$, $n(^{40}\text{Ar})/n(^{36}\text{Ar})$ 值为 $372.7 \sim 7590.7$ 。无矿伟晶岩 ^{40}Ar 浓度为 $(67.96 \sim 209.69) \times 10^{-8} \text{ cm}^3 \text{ STP/g}$, $n(^{40}\text{Ar})/n(^{36}\text{Ar})$ 值为 $381.9 \sim 2855.5$ 。外围伟晶岩 ^{40}Ar 浓度为 $(125.37 \sim 164.90) \times 10^{-8} \text{ cm}^3 \text{ STP/g}$, $n(^{40}\text{Ar})/n(^{36}\text{Ar})$ 值为 $1013.1 \sim 1957.2$ 。

5 讨论

5.1 He、Ar 同位素组成影响因素

前人研究表明 He—Ar 同位素可以用来追踪金属矿床中成矿流体的来源(Stuart et al., 1995; 周振华等, 2017; 翟伟等, 2018; 赵晓燕等, 2021), 锂辉石

与石英是卡鲁安锂矿床重要的矿石矿物与主要的组成成分, 所以锂辉石与石英中的流体包裹体是能够反映出成矿过程中流体的最原始信息。但是矿物流体包裹体的 He、Ar 同位素测试值, 能否代表流体包裹体的初始值, 还要取决于流体包裹体被圈闭后一些后生过程的影响, 主要包括: ① 流体包裹体内初始 He、Ar 扩散丢失; ② 样品分析过程中同位素分馏及大气污染; ③ 流体包裹体内放射成因新 He、Ar; ④ 成矿后流体的活动等(申萍等, 2004; 杨猛等, 2012)。

陈阳等(2016)对卡鲁安矿区 807 号脉进行了元素扩散模型的建立, 发现影响含矿伟晶岩脉中元素扩散主要原因主要在于围岩中组分的变化, 扩散系数影响不是主要原因, 所以后期稀有气体扩散丢失所带来的影响非常有限。本文所采用的是真空压碎法来对流体包裹体内的稀有气体进行采集, 包裹体中稀有气体提取过程中同位素不会产生明显的分馏, 且不会让寄主矿物晶格中的 He 和 Ar 释放(Turner and Stuart, 1992)。大气中 He 的含量很低, 对热液中 He 的丰度以及同位素组成不会产生明显的影响, 在本研究中 $n(^3\text{He})/n(^{36}\text{Ar})$ 测量的值范围(除个别外)为 $(0.01 \sim 68.82) \times 10^{-3}$ (表 1), 明显高于空气饱和水(ASW)和大气的 $n(^3\text{He})/n(^{36}\text{Ar})$ 值 5×10^{-8} 和 2×10^{-7} (Marty et al., 1989; Stuart et al., 1995; Villa, 2001; Hu Ruizhong et al., 2009), 故样品分析过程中同位素分馏及大气污染也十分有限。前人研究已经确定了新疆北部海西期古成矿流体形成后的各种作用对包裹体中的 He、Ar 初始同位素组成影响较小(申萍等, 2004), 尽管流体包裹体中放射性元素(U、Th、K)衰变可产生少量的 ^4He 和 ^{40}Ar , 但卡鲁安锂矿床成矿年龄较新, 衰变成因的 ^4He 和 ^{40}Ar 量极少, 对石英与锂辉石中流体包裹体的初始 He、Ar 同位素比值影响甚微。所以, 本次实验所测定石英和锂辉石样品中流体包裹体中的 He、Ar 同位素测定值是能够代表成矿流体被捕获时的初始值。

5.2 成矿流体来源示踪

从表 1 中可见卡鲁安锂矿床矿物流体包裹体中 He—Ar 浓度变化范围较大, 一方面, 这可能存在一些高锂矿物通过 $^6\text{Li} (n, \alpha) \rightarrow ^3\text{He}$ 进行放射性的 He 积累, 通过与可可托海、大喀拉苏、库威四矿等地伟晶岩 He 同位素数据进行对比(王登红等, 2001), 本文将这些不正常的 ^3He 数据引起 $n(^3\text{He})/n(^4\text{He})$ 值异高($>8 Ra$) 排除在本次讨论之外。另外, 为了

表 1 新疆卡鲁安锂矿床锂辉石、石英流体包裹体 He—Ar 同位素组成

Table 1 He and Ar isotopic compositions and ratios of fluid inclusions trapped in quarts and spodumene from the Kalu' an lithium deposit in Xinjiang

样品号	矿物	$^3\text{He} \times 10^{-15}$ $\text{cm}^3 \text{ STP/g}$	$^4\text{He} \times 10^{-8}$ $\text{cm}^3 \text{ STP/g}$	$^{36}\text{Ar} \times 10^{-8}$ $\text{cm}^3 \text{ STP/g}$	$^{40}\text{Ar} \times 10^{-8}$ $\text{cm}^3 \text{ STP/g}$	$^{40}\text{Ar} \times 10^{-8}$ $\text{cm}^3 \text{ STP/g}$	$\frac{n(^{40}\text{Ar})}{n(^{36}\text{Ar})}$	$\frac{n(^3\text{He})}{n(^{36}\text{Ar}) \cdot 1000}$	$\frac{n(^4\text{He})}{n(^{36}\text{Ar})}$	$\frac{n(^{40}\text{Ar}^*)}{n(^4\text{He})}$	$\frac{n(^3\text{He})}{n(^4\text{He}) (Ra)}$	$F(^4\text{He})$	$^4\text{He}_{\text{mantle}}$ (%)
含矿伟晶岩													
KLA2017-11-2	锂辉石	2065.45	106.74	0.1304	554.88	516.34	4254.8	1.58	818.45	4.84	1.38	4739.16	20.99
KLA2017-11-4	锂辉石	3600.30	111.24	0.0565	211.77	195.07	3747.3	6.37	1968.47	1.75	2.31	11398.20	35.34
KLA2017-15-4	锂辉石	1822.98	110.69	0.1028	392.87	362.48	3820.9	1.77	1076.52	3.27	1.18	6233.47	17.90
KLA2017-16-1	锂辉石	26970.90	2129.14	0.0392	523.28	511.70	13353.0	68.82	54331.07	0.24	0.90	314597.95	13.58
KLA2017-16-2	锂辉石	10526.76	1769.69	0.0197	118.24	112.43	6010.8	53.51	89960.96	0.06	0.42	520908.85	6.17
KLA2017-29-4	锂辉石	9242.34	1396.32	0.0802	705.58	681.89	8798.1	11.52	17411.02	0.49	0.47	100816.58	6.94
KLA2017-29-5	锂辉石	22222.53	4031.96	0.1363	1577.74	1537.46	11573.0	16.30	29575.09	0.38	0.39	171251.25	5.71
KLA2017-11-3	石英	261.11	0.23	0.1757	87.06	35.15	495.6	0.15	1.33	149.92	79.56	7.73	1227.47
KLA2017-11-4	石英	100.86	0.16	0.2378	88.61	18.35	372.7	0.04	0.68	114.07	44.80	3.92	691.05
KLA2017-15-4	石英	10.02	0.22	0.0552	30.52	14.20	552.5	0.02	4.06	63.37	3.19	23.49	48.92
KLA2017-16-1	石英	2.69	0.46	0.0739	417.44	395.61	5649.8	0.00	6.28	852.68	0.41	36.36	6.02
KLA2017-16-2	石英	34.04	7.10	0.0296	90.66	81.92	3065.5	0.12	239.97	11.54	0.34	1389.50	4.94
KLA2017-17-1	石英	3.06	0.26	0.0492	34.19	19.64	694.5	0.01	5.21	76.51	0.85	30.20	12.81
KLA2017-29-4	石英	3.11	0.88	0.0912	175.89	148.95	1929.2	0.00	9.66	169.18	0.25	55.92	3.55
KLA2017-29-5	石英	13.66	1.83	0.0262	198.57	190.84	7590.7	0.05	69.98	104.24	0.53	405.24	7.87
无矿伟晶岩													
KLA2017-15-2	石英	25.12	13.79	0.0477	67.96	53.86	1423.8	0.05	288.92	3.91	0.13	1672.98	1.70
KLA2017-15-3	石英	26.04	0.35	0.3912	149.41	33.80	381.9	0.01	0.89	96.76	5.32	5.17	81.79
KLA2017-18-2	石英	4.03	0.59	0.0738	112.70	90.90	1527.8	0.01	7.97	154.70	0.49	46.12	7.25
KLA2017-18-3	石英	2.27	0.23	0.0430	122.76	110.06	2855.5	0.01	5.31	482.28	0.71	30.74	10.65
KLA2017-27-2	石英	25.78	0.21	0.3236	209.69	114.05	647.9	0.01	0.64	548.66	8.86	3.72	136.42
KLA2017-28-1	石英	99.09	0.15	0.1008	90.69	60.91	899.9	0.10	1.48	408.60	47.48	8.56	732.41
KLA2017-30-1	石英	80.05	0.33	0.0693	149.56	129.08	2158.2	0.12	4.83	385.43	17.07	27.98	263.12
外围伟晶岩													
KLA2017-19-1	石英	2.26	1.17	0.0667	130.51	110.81	1957.2	0.00	17.52	94.87	0.14	101.42	1.85
KLA2017-20-1	石英	3.26	0.54	0.1351	164.90	124.97	1220.4	0.00	4.01	230.36	0.43	23.25	6.33
KLA2017-21-1	石英	9.60	1.00	0.1237	125.37	88.80	1013.1	0.01	8.08	88.76	0.69	46.81	10.34

注:STP 表示标准温压状态; $^{40}\text{Ar}^*$ 表示成矿流体中放射成因 ^{40}Ar 的相对含量, $n(^{40}\text{Ar}^*) = n(^{40}\text{Ar})_{\text{样品}} - 295.5 \times n(^{36}\text{Ar})_{\text{样品}}$; $F^4\text{He}$ 值表示流体中 ^4He 相对于空气的含量, $F^4\text{He} = \frac{[n(^4\text{He})/n(^{36}\text{Ar})]_{\text{样品}}}{[n(^4\text{He})/n(^{36}\text{Ar})]_{\text{空气}}}$, 其中 $[n(^4\text{He})/n(^{36}\text{Ar})]_{\text{空气}} = 0.1727$ (Stuart et al., 1995); $^4\text{He}_{\text{地壳}}$ 表示幔源 He 比例, $n(^4\text{He})_{\text{地壳}} = 100\% \cdot \frac{[n(^3\text{He})/n(^4\text{He})]_{\text{样品}} - [n(^3\text{He})/n(^4\text{He})]_{\text{地壳}}}{[n(^3\text{He})/n(^4\text{He})]_{\text{地壳}} - [n(^3\text{He})/n(^4\text{He})]_{\text{空气}}}$, $[n(^3\text{He})/n(^4\text{He})]_{\text{地壳}}$ 值取 6.5 Ra, $[n(^3\text{He})/n(^4\text{He})]_{\text{空气}} = 1.4 \times 10^{-6}$ (Stuart et al., 1995; Anderson, 2000)。

解高浓度的 He 是否会对 $n(^3\text{He})/n(^4\text{He})$ 值产生影响,本文对含矿伟晶岩的 $n(^3\text{He})/n(^4\text{He})$ 与 ^3He 与 ^4He 进行投图,从图 2 中可以看出不管是 ^3He 还是 ^4He 都与 $n(^3\text{He})/n(^4\text{He})$ 不具有线性相关特点,这说明所讨论含矿伟晶岩流体包裹体内的 $n(^3\text{He})/n(^4\text{He})$ 值并不受捕获后放射性成因 ^3He 或 ^4He 的影响。另一方面,浓度变化范围大可能指示着成矿流体来源不均一性,不同来源的成矿流体以不同比例混合控制着不同成矿阶段。

卡鲁安锂矿含矿伟晶岩流体包裹体 $n(^3\text{He})/n(^4\text{He})$ 值分别为 0.25 ~ 3.19 Ra (平均 0.97 Ra),无矿伟晶岩与外围伟晶岩流体包裹体 $n(^3\text{He})/n(^4\text{He})$ 值为 0.13 ~ 5.32 Ra (平均 1.67 Ra)和 0.14 ~ 0.69 Ra (平均 0.42 Ra);伟晶岩的 $n(^3\text{He})/n(^4\text{He})$ 值均远高于地壳值(0.01 ~ 0.05 Ra),但低于地幔值(6.00 ~ 7.00 Ra , Stuart et al., 1995; Burnard et al., 1999; Kendrick et al., 2001)。前文已经说明大气 He 的含量低且在低温含水流体中的溶解度小。同时,含矿伟晶岩 $F^4\text{He}$ 值 $\{F^4\text{He} = [n(^4\text{He})/n(^{36}\text{Ar})]_{\text{样品}}/[n(^4\text{He})/n(^{36}\text{Ar})]_{\text{大气}}\}$ 为(23~5.2 $\times 10^5$, 87068),说明含矿伟晶岩中的 He 平均为大气值得 87068 倍,所以空气饱和水(ASW)和大气对大多数壳幔源流体的 He 同位素组成几乎没有影响(Marty et al., 1989; Stuart et al., 1995; Burnard et al., 1999)。因此,所测得的 $n(^3\text{He})/n(^4\text{He})$ 值可以推断为地壳和地幔 He 源混合的结果。同样,从表 1 数据中也可以看出含矿伟晶岩的流体包裹体内同时具有高的

$n(^{40}\text{Ar})/n(^{36}\text{Ar})$ 和 ^3He 值,高 $n(^{40}\text{Ar})/n(^{36}\text{Ar})$ 值可能存在于地壳放射成因 He 和地幔 He 中;但是,同时具有高 $n(^{40}\text{Ar})/n(^{36}\text{Ar})$ 值和高含量的 ^3He 则是地幔所特有的(Xu Sheng et al., 1995; Hu Ruizhong et al., 2009; 陈炯等, 2016),这表明成矿流体不仅存在于地壳流体,还具有地幔流体组分。从 He 同位素组成演化图中(图 3a)也可以看出相同结论,本区锂辉石、石英流体包裹体的 $n(^3\text{He})/n(^4\text{He})$ 值主要位于 $10^{-5} \sim 10^{-7}$ 之间,即地壳与地幔 He 同位素组成混合带。

通过与阿尔泰地区的可可托海锂辉石伟晶、绿柱石伟晶岩和富蕴南的含铜石英脉对比,我们发现该区域内的花岗伟晶岩都具有较高 $n(^{40}\text{Ar})/n(^{36}\text{Ar})$ 与高含量的 $n(^3\text{He})/n(^4\text{He})$ 特征,将区域内伟晶岩 He、Ar 同位素数据进行 $n(^{40}\text{Ar})/n(^{36}\text{Ar})-n(^3\text{He})/n(^4\text{He})$ 投图时也可以看出,投影点均落在地壳和地幔区域之间(图 4),显示幔源流体与壳源流体两端元混合的特征,这表明阿尔泰地区稀有金属伟晶岩在成矿过程中均有地幔流体参与。

由上文可知,卡鲁安含矿伟晶岩的成矿流体是地幔流体与地壳流体的混合流体,那么可以根据壳幔二元体系的 He 含量公式计算出地幔流体和地壳流体的比例,幔源 ^4He 的贡献可以计算为: $^4\text{He}_{\text{地幔}}(\%) = 100 \times [(n(^3\text{He})/n(^4\text{He}))_{\text{样品}} - (n(^3\text{He})/n(^4\text{He}))_{\text{地壳}}]/[(n(^3\text{He})/n(^4\text{He}))_{\text{地幔}} - (n(^3\text{He})/n(^4\text{He}))_{\text{地壳}}]$ (Anderson, 2000 ;

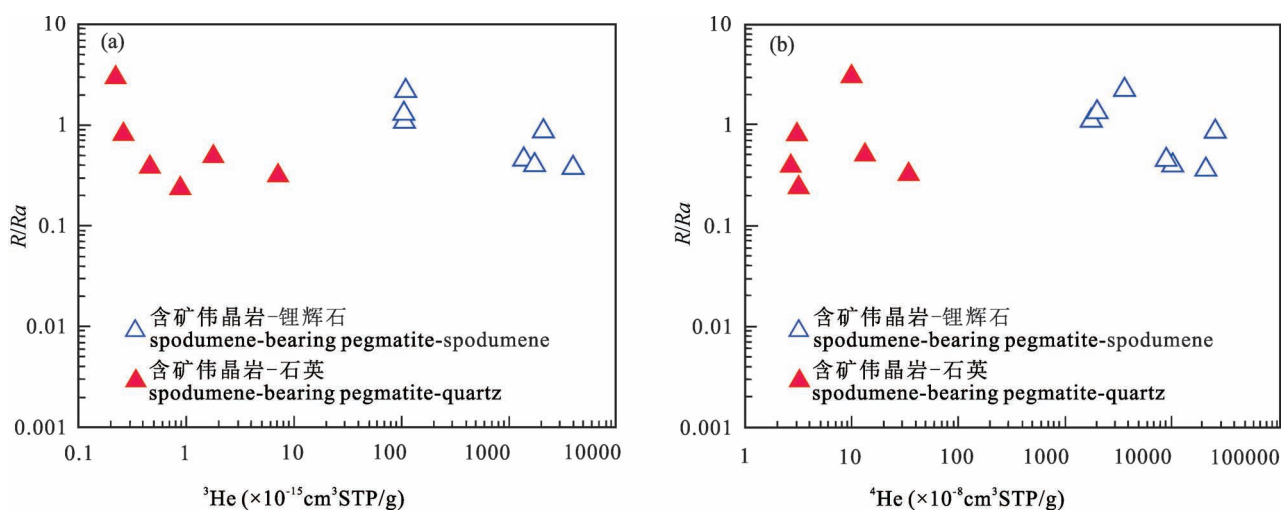


图 2 新疆卡鲁安锂矿床含矿伟晶岩流体包裹体 $^3\text{He}-R/Ra$ 、 $^4\text{He}-R/Ra$ 图解

Fig. 2 $^3\text{He}-R/Ra$ 、 $^4\text{He}-R/Ra$ plot of inclusion trapped fluids in spodumene-bearing pegmatites from the lithium deposit in Kalu'an, Xinjiang

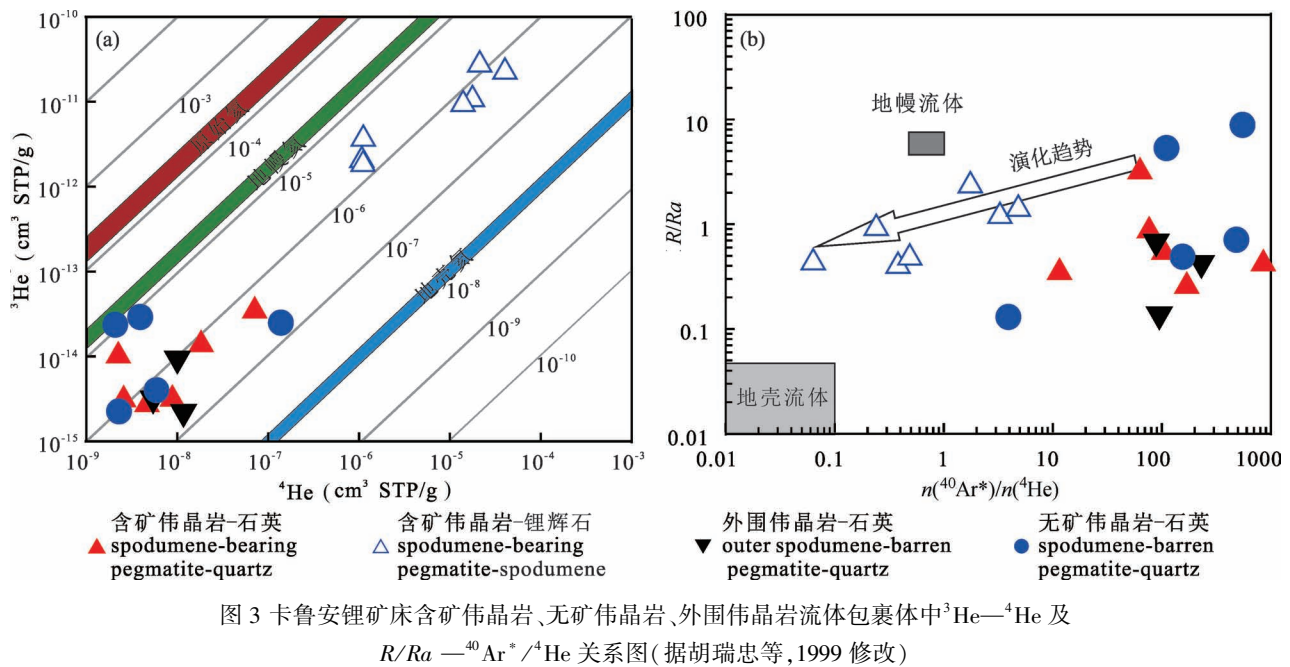
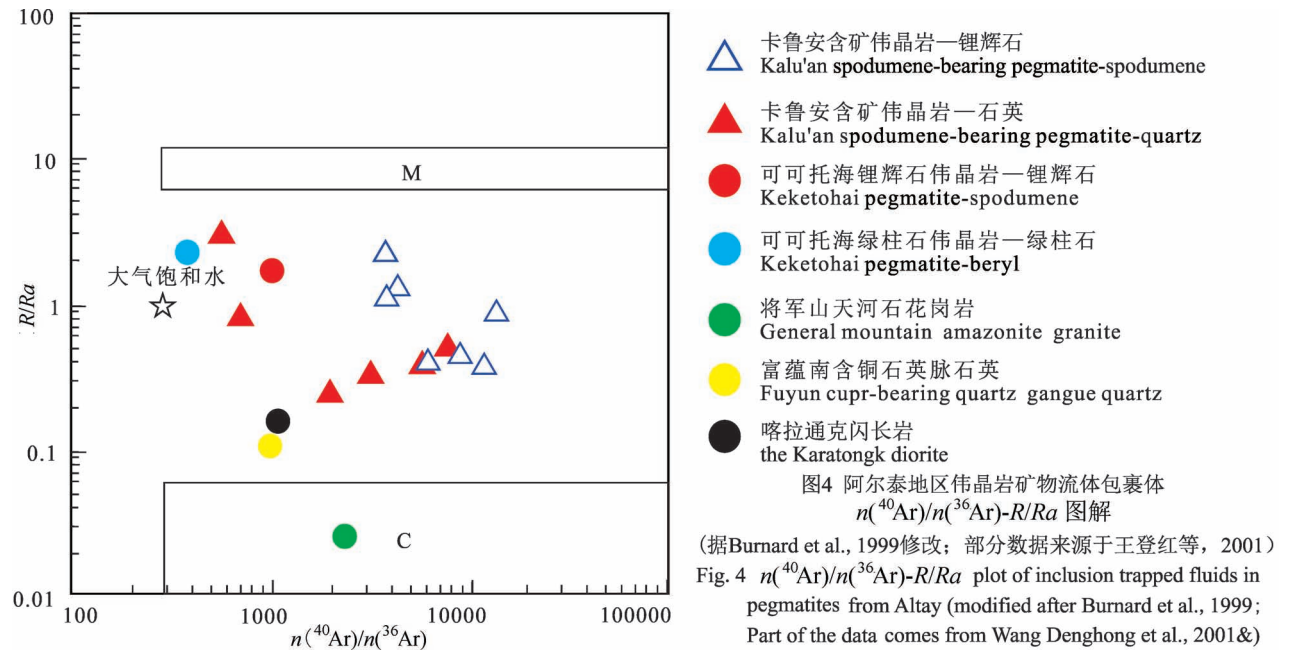


Fig. 3 ^3He — ^4He (a) and $R/Ra - ^{40}\text{Ar}^*/^4\text{He}$ (b) plot of inclusion trapped fluids for the outer pegmatites, spodumene-bearing pegmatites, and spodumene—barren pegmatites from the lithium deposit in Kalu'an(modified after Hu Ruizhong et al. , 1999#)

Ballentine et al. , 2002), 其中 $(n(^3\text{He})/n(^4\text{He}))_{\text{地幔}}$ 值取大陆地幔 6.50 Ra , 地壳中 $(n(^3\text{He})/n(^4\text{He}))_{\text{地壳}}$ 值为 0.02 Ra (Stuart et al. , 1995)。

由此可知,卡鲁安含矿伟晶岩内成矿流体中参与成矿作用的地幔流体比例为 3.55% ~ 48.92%,

平均值为 14.67%;无矿伟晶岩与外围伟晶岩(除个别异常值外)地幔流体占比为 1.70% ~ 81.79%,平均值为 17.13%。地幔组分表明卡鲁安锂矿床热液流体以壳源流体为主,幔源流体贡献相对较小,且随着矿化由无矿伟晶岩向含矿伟晶岩推进,壳源流体所占比例逐渐增加。如图 3b 所示,由无矿伟晶岩向



含伟晶岩呈现演化趋势,随着矿化的进行,成矿流体也不断向地壳端元靠近。这与岩浆分异演化趋势所一致,已有证据表明,卡鲁安地区伟晶岩岩浆在就位之前就经历了分异演化过程(秦克章等,2019),且含矿伟晶岩相对于无矿伟晶岩与外围伟晶岩来说经历了更为极度的分异演化过程,具有较为明显的四分组效应(刘涛等,2020图9和图10)。稀有金属倾向富集于分高分异的富挥发分的高钙碱过铝质硅酸盐岩浆(Černý, 1991a, 1991b; Thomas et al., 2012),因为稀有金属成矿机制就是结晶分异作用和液相不混溶(Jahns et al., 1969; Thomas et al., 2016; London, 2018; Zhang Huijuan et al., 2021)。分异演化程度更高说明含矿伟晶岩应该是形成于分异演化的最晚期,且晚于无矿伟晶岩与外围伟晶岩,所以稀有金属才得以富集成矿。

卡鲁安锂矿床含矿伟晶岩成矿流体的 $n(^{40}\text{Ar})/n(^{36}\text{Ar})$ 值变化较大,为 552.5 ~ 13353.0 (表1),均高于大气氩同位素组成 ($n(^{40}\text{Ar})/n(^{36}\text{Ar}) = 295.5$, Stuart et al., 1995),介于壳源与幔源放射性成因氩之间,较为趋近地壳端元,与 He 同位素数据一致(图3,图4),表明成矿流体中可能以地壳流体、大气降水为主,同时存在少量地幔流体的混入。同样对样品中放射性成因 ^{40}Ar 相对含量可由下式计算(Kendrick et al., 2001; Ballentine and Burnard, 2002):

$$n(^{40}\text{Ar}^*) = \left\{ 1 - \frac{295.5}{[n(^{40}\text{Ar})/n(^{36}\text{Ar})]_{\text{样品}}} \right\} \times 100\%$$

计算结果显示含矿伟晶岩的 $n(^{40}\text{Ar}^*)$ 相对含量为 46.52% ~ 97.79%,平均值为 87.25%,大气的 Ar 贡献平均为 12.75%。外围伟晶岩与无矿伟晶岩的 $^{40}\text{Ar}^*$ 相对含量为 22.62% ~ 89.65%,平均值为 71.96%;大气的 Ar 贡献为 10.35% ~ 77.38%,平均值为 28.04%。Ar 同位素数据显示,成矿流体中具有部分的大气降水的参与,但并不占据主导地位,随着成矿作用进行大气降水含量也有所下降。

由上述可见,新疆卡鲁安锂矿床成矿作用与壳源流体密切相关,He、Ar 同位素组成显示成矿流体中的 He 主要来源于壳源的放射性成因 He, Ar 的主要来源也是地壳放射性成因的 Ar,部分来源于与大气平衡的饱和空气水。由此可知,卡鲁安锂矿床成矿流体是一种以壳源岩浆热液为主、部分幔源流体和改造型饱和大气水三者的混合流体。

5.3 构造环境意义

阿尔泰造山带是我国重要的稀有金属成矿带之

一,带内矿田主要包括:可可托海、大喀拉苏、柯鲁木特—吉得克、群库尔、阿拉善等。稀有金属成矿作用在时空分布上与印支期伟晶岩密切相关,关于这些稀有金属伟晶岩的成因仍具有争议。近年来,大量的岩石学及地球化学工作证实,阿尔泰地区印支期与成矿作用相关伟晶岩形成于陆—陆碰撞体制(Wang Tao et al., 2007; 任宝琴等, 2011; Lü Zhenghang et al., 2012; Liu Feng et al., 2014; 刘涛等, 2020),伸展背景下地壳的减压熔融是伟晶岩的成岩机制,同时也是区域成岩成矿重要的物质基础。这与本文 He 和 Ar 同位素研究所得出的结论是一致的,现有证据表明,卡鲁安锂矿床的成矿流体为地壳、地幔和大气水的混合产物,主要以地壳流体为主。

卡鲁安地区含矿伟晶岩形成于陆—陆碰撞体制,矿区内又未有三叠纪基性火山岩的数据报道,为何成矿流体之中具有幔源物质的加入?结合地质背景与地球化学数据分析,成矿流体中之之所以存在幔源物质的加入,很可能是具有幔源物质古老地壳的存在,如元古代的成熟地壳或者前寒武的基底,这些古老地壳所参与的地壳部分熔融所形成的花岗伟晶岩同样也是具有地幔特征的。前人在阿尔泰地区研究工作中确实也发现古老地壳的存在,李会军等(2006)、童英等(2006)和 Wang Tao 等(2007)指出阿尔泰—蒙古微陆块可能为元古代的成熟地壳,阿尔泰地区可能存在前寒武的基底。Kröner 等(2014)和王涛等(2020)综合分析了中亚造山带中花岗岩,发现元古代古老地壳物质组分广泛发育在阿尔泰地区,大量古老地壳物质改造贯穿了中亚造山带的演化过程。刘涛等(2020)对卡鲁安地区含矿伟晶岩的 Hf 同位素进行测定时也发现,伟晶岩锆石具有低的铪同位素组成和相对较老的 T_{DM}^{C} 特征,正 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t) = -0.2 \sim 2.0$ 指示着伟晶岩初始岩浆含有地幔物质,比伟晶岩形成年龄还要老的 T_{DM}^{C} (1.15 ~ 1.26),表明伟晶岩形成与壳源物质的部分熔融有关。不仅是卡鲁安地区,相同 Hf 同位素特征也存在于可可托海及柯鲁木特—吉得克伟晶岩田(Lü Zhenghang et al., 2012)。这也解释了阿尔泰地区的稀有金属伟晶岩成矿过程中为什么都存在地幔组分的加入,在阿尔泰地区地表或深部可能存在一个具有幔源古老地壳,花岗伟晶岩就是来源于幔源地壳与年轻地壳的重熔,卡鲁安地区含矿伟晶岩成矿流体中幔源物质来源于古老地壳减压熔融的岩浆流体。

新疆卡鲁安锂矿床含矿伟晶岩形成于古亚洲洋闭合之后,阿尔泰—蒙古微板块与相邻板块之间的陆—陆碰撞造山作用晚期的后碰撞造山阶段,造山后期的伸展导致含幔源物质的古老地壳与年轻地壳减压熔融,熔融所形成含幔源物质的岩浆沿断裂上涌至浅表,而后岩浆经结晶冷凝所析出岩浆热液与地壳岩石中循环的改造型饱和和大气水共同作用,形成了卡鲁安地区伟晶岩型锂矿床。其中在成矿过程中壳源流体始终占据主导地位,控制着成矿作用的进行,为成矿提供所需的物质。

6 结论

(1)卡鲁安锂矿床成矿流体的 He 同位素比值显示,成矿流体中具有幔源流体的加入,幔源 He 的平均含量为 14.67%,并随着成矿作用的进行比例逐渐减小。

(2)He 和 Ar 同位素特征显示,成矿流体中除幔源流体外还有改造型饱和和大气水的加入,成矿流体是一种以壳源岩浆热液为主、部分幔源流体和改造型饱和和大气水三者的混合流体。

(3)新疆卡鲁安锂矿床形成与造山作用晚期的后碰撞造山阶段,造山后期的伸展导致含幔源物质的古老地壳与年轻地壳减压熔融,含幔源物质的岩浆热液大规模的上侵,并与改造型饱和和大气水相互作用控制成矿作用的进行。

致谢:感谢各位审稿专家和编辑提出的宝贵意见,感谢项目组人员及相关实验测试人员在野外工作和室内测试方面的帮助,在此表示衷心的感谢!

参 考 文 献 / References

(The literature whose publishing year followed by a “&” is in Chinese with English abstract; The literature whose publishing year followed by a “#” is in Chinese without English abstract)

陈炯, 苏文超, 黄勇. 2016. 贵州晴隆铋矿床成矿流体 He—Ar 同位素地球化学. 岩石学报, 32(11): 3312~3320.

陈阳, 张辉, 赵景宇. 2016. 新疆卡鲁安矿区 807 号伟晶岩脉近脉围岩蚀变中成矿元素扩散模型及其影响因素. 地球化学, 45(3): 268~280.

胡瑞忠, 毕献武, Turner G, Burnard P. 1999. 哀牢山金矿带金成矿流体 He 和 Ar 同位素地球化学. 中国科学(D 辑:地球科学), (4): 321~330.

李会军, 何国琦, 吴泰然, 吴波. 2006. 阿尔泰—蒙古微大陆的确定及其意义. 岩石学报, (5): 1369~1379.

刘涛, 田世洪, 王登红, 张玉洁, 李贤芳, 侯可军, 杰肯·卡里木汗, 张忠利, 王永强, 赵悦, 秦燕. 2020. 新疆卡鲁安硬岩型锂矿床花岗岩与伟晶岩成因关系: 锆石 U-Pb 定年、Hf—O 同位素和全岩地球化学证据. 地质学报, 94(11): 3293~3334.

马占龙, 张辉, 唐勇, 吕正航, 张鑫, 赵景宇. 2015. 新疆卡鲁安矿

区伟晶岩锆石 U-Pb 定年、钬同位素组成及其与哈龙花岗岩成因关系研究. 地球化学, 44(1): 9~26.

秦克章, 周起凤, 唐冬梅, 王春龙. 2019. 东秦岭稀有金属伟晶岩的类型、内部结构、矿化及远景——兼与阿尔泰地区对比. 矿床地质, 38(5): 970~982.

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, 沈远超, 曾庆栋, 刘铁兵, 李光明. 2004. 新疆萨吾尔金矿带成矿流体氦氩同位素示踪. 科学通报, (12): 1199~1204.

孙敏, 龙晓平, 蔡克大, 蒋映德, 王步云, 袁超, 赵国春, 肖文交, 吴福元. 2009. 阿尔泰早古生代末期洋中脊俯冲: 锆石 Hf 同位素组成突变的启示. 中国科学(D 辑:地球科学), 39(7): 935~948.

童英, 洪大卫, 王涛, 王式洗, 韩宝福. 2006. 阿尔泰造山带南缘富蕴后造山线形花岗岩体锆石 U-Pb 年龄及其地质意义. 岩石矿物学杂志, (4): 85~89.

王登红, 陈毓川, 徐志刚. 2001. 阿尔泰造山带岩石和矿石的氩同位素研究. 长春科技大学学报, (2): 110~115+125.

王涛, 黄河, 宋鹏, 吴欢欢, 张建军, 童英, 杜开明, 秦切. 2020. 地壳生长及深部物质架构研究与问题: 以中亚造山带(北疆地区)为例. 地球科学, 45(7): 2326~2344.

杨猛, 王居里, 王建其, 党飞鹏. 2012. 新疆望峰金矿成矿流体的 He、Ar 同位素示踪. 地球学报, 33(5): 794~800.

翟明国, 吴福元, 胡瑞忠, 蒋少涌, 李文昌, 王汝成, 王登红, 齐涛, 秦克章, 温汉捷. 2019. 战略性关键金属矿产资源: 现状与问题. 中国科学基金, 33(2): 106~111.

翟伟, 郑思琦, 孙晓明, 韦慧晓, 莫儒伟, 张凌宇, 周峰, 易建洲. 2018. 藏南喜马拉雅造山带造山型马扎拉 Au—Sb 矿床和沙拉岗 Sb 矿床流体包裹体 He—Ar 同位素组成: 对成矿流体来源的制约. 岩石学报, 34(12): 3525~3538.

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.

赵晓燕, 杨竹森, 张雄, 裴英茹. 2021. 雅鲁藏布江缝合带造山型金矿床成矿流体特征: 来自 He—Ar 同位素的约束. 地质学报, 95(2): 463~475.

周振华, 车合伟, 欧阳荷根, 马星华. 2017. 内蒙古白乃庙铜—金—钼矿床成矿机制——来自流体包裹体和 He—Ar 同位素的证据. 地质学报, 91(3): 542~560.

邹天人, 曹惠志, 吴柏青. 1988. 新疆阿尔泰造山带花岗岩和非造山花岗岩及其判别标志. 地质学报, 62(3): 229~243.

Anderson D L. 2000. The statistics and distribution of helium in the mantle. International Geology Review, 42: 289~311.

Ballentine C J, Burnard P G. 2002. Production, release and transport of noble gases in the continental crust. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 47(1): 481~538.

Burnard P G, Hu R, Turner G, Bi X W. 1999. Mantle, crustal and atmospheric noble gases in Ailaoshan gold deposits, Yunnan Province, China. Geochimica Et Cosmochimica Acta, 63(10): 1595~1604.

Burnard P. 2012. The noble gases as geochemical tracers. Dordrecht Springer Berlin Heidelberg, 1~403.

Cai Keda, Sun Min, Yuan Chao, Long Xiaoping, Xiao Wenjiao. 2011. Geological framework and paleozoic tectonic history of the Chinese Altai, NW China: a review. Russian Geology and Geophysics, 52(12): 1619~1633.

Černý P. 1991a. Rare-element granitic pegmatites. Part I: Anatomy and internal evolution pegmatite deposits. Geoscience Canada, 18: 49~

67.

Černý P. 1991b. Rare-element granitic pegmatites. Part II: Regional to global environments and petrogenesis. *Geoscience Canada*, 18: 68~81.

Chen Xian, Su Wenchao, Huang Yong. 2016#. He and Ar isotope geochemistry of ore-forming fluids for the Qinglong Sb deposit in Guizhou province, China. *Acta Petrologica Sinica*, 32(11): 3312~3320.

Chen Yang, Zhang Hui, Zhao Jingyu. 2016#. Altered country rocks of No. 807 pegmatite vein in the Kalu'an ore area, Xinjiang: Ore-forming elements diffusion model and its influencing factors. *Geochimica*, 45(3): 268~280.

Dunai T J, Baur H. 1995. Helium, neon, and argon systematics of the European subcontinental mantle: Implications for its geochemical evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(13): 2767~2783.

Feng Yonggang, Liang Ting, Zhang Ze, Wang Yiqian, Zhou Yi, Yang Xiuqing, Gao Jinggang, Wang Hui, Ding Kun. 2019. Columbite U-Pb geochronology of Kalu'an lithium pegmatites in Northern Xinjiang, China: Implications for genesis and emplacement history of rare-element pegmatites. *Minerals (Basel)*, 9(8): 456.

Graham D W. 2002. Noble gas isotope geochemistry of mid-ocean ridge and ocean island basalts: Characterization of mantle source reservoirs. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 47(1): 247~317.

Hu Ruizhong, Bi Xianwu, Turner G, Burnard P. 1999#. He and Ar isotope geochemistry of gold mineralization fluid in Ailaoshan gold. *Science in China Series D: Earth Sciences*, (4): 321~330.

Hu Ruizhong, Burnard P G, Xian Wubi, Zhou Meifu, Peng Jiantang, Su Wenchao, Zhao Junhong. 2009. Mantle-derived gaseous components in ore-forming fluids of the Xiangshan uranium deposit, Jiangxi Province, China: Evidence from He, Ar and C isotopes. *Chemical Geology*, 266(1): 86~95.

Hu Ruizhong, Bi Xianwu, Jiang Guohao, Chen Hongwei, Peng Jiantang, Qi Youqiang, Wu Liyan, Wei Wenfeng. 2012. Mantle-derived noble gases in ore-forming fluids of the granite-related Yaogangxian tungsten deposit, Southeastern China. *Mineralium Deposita*, 47(6): 623~632.

Jahns R H, Burnham C W. 1969. Experimental studies of pegmatite genesis. I. A model for the crystallization of granitic pegmatites. *Economic Geology*, 64: 43~84.

Kendrick M A, Burgess R, Patrick R A D, Turner G. 2001. Fluid inclusion noble gas and halogen evidence on the origin of Cu-porphry mineralising fluids. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 65(16): 2651~2668.

Kendrick M A, Honda M, Oliver N H S, Phillips D. 2011. The noble gas systematics of late-orogenic H₂O—CO₂ fluids, Mt. Isa, Australia. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 75(6): 1428~1450.

Kröner A, Kovach V, Belousova E, Hegner E, Armstrong R, Dolgoplova A, Seltmann R, Alexeev D V, Hoffmann J E, Wong J, Sun M, Cai K, Wang T, Tong Y, Wilde S A, Degtyarev K E, Rytisk E. 2014. Reassessment of continental growth during the accretionary history of the Central Asian Orogenic Belt. *Gondwana Research*, 25(1): 103~125.

Li Huijun, He Guoqi, Wu Tairan, Wu Bo. 2006#. Confirmation of the Altai—Mongolia microcontinent and its implications. *Acta Petrologica Sinica*, (5): 369~1379.

Liu Feng, Zhang Zhixin, Li Qi, Zhang Chao, Li Chao. 2014. New precise timing constraint for the Keketuohai No. 3 pegmatite in Xinjiang, China, and identification of its parental pluton. *Ore Geology Reviews*, 56(C): 209~219.

Liu Tao, Tian Shihong, Wang Denghong, Zhang Yujie, Li Xianfang, Hou Kejun, Jiakan Kalimuhan, Zhang Zhongli, Wang Yongqiang, Zhao Yue, Qin Yan. 2020#. Genetic relationship between granite and pegmatite in Kalu'an hard-rock-type lithium deposit in Xinjiang: evidence from zircon U-Pb dating, Hf—O isotopes and whole-rock geochemistry. *Acta Geologica Sinica*, 94(11): 3293~3334.

London D. 2018. Ore-forming processes within granitic pegmatites. *Ore geology reviews*, 101: 349~383.

Long Xiaoping, Sun Min, Yuan Chao, Xiao Wenjiao, Cai Keda. 2008. Early Paleozoic sedimentary record of the Chinese Altai: implications for its tectonic evolution. *Sedimentary Geology*, 208(3): 88~100.

Long Xiaoping, Yuan Chao, Sun Min, Xiao Wenjiao, Zhao Guochun, Wang Yujing, Ca Keda, Xia Xiaoping, Xie Liewen. 2010. Detrital zircon ages and Hf isotopes of the early Paleozoic Flysch sequence in the Chinese Altai, NW China: new constraints on depositional age, provenance and tectonic evolution. *Tectonophysics*, 480(1~4): 213~231.

Lü Zhenghang, Zhang Hui, Tang Yong, Guan Shenjin. 2012. Petrogenesis and magmatic—hydrothermal evolution time limitation of Kelumute No. 112 pegmatite in Altai, Northwestern China: Evidence from zircon U-Pb and Hf isotopes. *Lithos*, 154: 374~391.

Ma Zhanlong, Zhang Hui, Tang Yong, Lu Zhenghang, Zhang Xin, Hao Jingyu. 2015#. Study on U-Pb dating and hafnium isotopic composition of pegmatite zircon and its genetic relationship with Halong granite in Kaluan mining area, Xinjiang province. *Geochemistry*, 44(1): 9~26.

Marty B, Jambon A, Sano Y. 1989. Helium isotopes and CO₂ in volcanic gases of Japan. *Chemical Geology*, 76(1): 25~40.

Qin Kezhang, Zhou Qifeng, Tang Dongmei, Wang Chunlong. 2019#. Types, internal structural patterns, mineralization and prospects of rare-element pegmatites in East Qinling Mountain in comparison with features of Chinese Altai. *Mineral Deposits*, 38(5): 970~982.

Ren Baoqin, Zhang Hui, Tang Yong, Lü Zhenghang. 2011#. LA-ICPMS U-Pb zircon geochronology of the Altai pegmatites and its geological significance. *Acta Mineralogica Sinica*, 31(3): 587~596.

Shaw R A, Goodenough K M, Roberts N M W, Horstwood M S A, henery S R, Gunn A G. 2016. Petrogenesis of rare-metal pegmatites in high-grade metamorphic terranes: A case study from the Lewisian gneiss complex of north-west Scotland. *Precambrian Research*, 281: 338~362.

Shen Ping, Shen Yuanchao, Zeng Qingdong, Liu Tiebing, Li Guangming. 2004#. Helium argon isotope tracing of ore-forming fluid in Sawuer gold belt, Xinjiang. *Chinese Science Bulletin*, (12): 1199~1204.

Stuart F M, Burnard P G, Taylor J R P, Turner G. 1995. Resolving mantle and crustal contributions to ancient hydrothermal fluids: He—Ar isotopes in fluid inclusions from Dae Hwa W—Mo mineralisation, South Korea. *Geochim Cosmochim Acta*, 59: 4663~4673.

Sun Min, Yuan Chao, Xiao Wenjiao, Long Xiaoping, Xia Xiaoping,

- Zhao Guochun, Lin Shoufa, Wu Fuyuan, Kröner A. 2008. Zircon U-Pb and Hf isotopic study of gneissic rocks from the Chinese Altai; Progressive accretionary history in the early to middle Palaeozoic. *Chemical Geology*, 247(3): 352~383.
- Sun Min, Long Xiaoping, Cai Keda, Jiang Yingde, Wang Buyun, Yuan Chao, Zhao Guochun, Xiao Wenjiao, Wu Fuyuan. 2009. Early Paleozoic ridge subduction in the Chinese Altai; Insight from the abrupt change in zircon Hf isotopic compositions. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 52(9): 1345~1358.
- Sun Xiaoming, Zhang Yan, Xiong Dexing, Sun Weidong, Shi Guiyong, Zhai Wei, Wang Shengwei. 2009. Crust and mantle contributions to gold-forming process at the Daping deposit, Ailaoshan gold belt, Yunnan, China. *Ore Geology Reviews*, 36(1): 235~249.
- Thomas R, Davidson P. 2012. Water in granite and pegmatite-forming melts. *Ore Geology Reviews*, 46: 32.
- Thomas R, 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(1): 1088~1101.
- Tong Ying, Hong Dawei, Wang Tao, Wang Shiguang, Han Baofu. 2006. TIMS U-Pb ages of Fuyun post-orogenic linear granite Plutons on the southern margin of the Altay orogenic belt and their implications. *Acta Petrologica et Mineralogica*, (4): 85~89.
- Turner G, Stuart F. 1992. Helium/heat ratios and deposition temperatures of sulphides from the ocean floor. *Nature*, 357(6379): 581~583.
- Villa I M. 2001. Radiogenic isotopes in fluid inclusions. *Lithos*, 55: 115~124.
- Wang Denghong, Chen Yuchuan, Xu Zhigang. 2001. Argon isotopes study of rock and ore from the altai orogenic belt. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, (2): 110~115+125.
- Wang Tao, Huang He, Song Peng, Wu Huanhuan, Zhang Jianjun, Tong Ying, Du Kaimin, Qin Qi. 2020. Studies of crustal growth and deep lithospheric architecture and new issues; Exemplified by the central Asian Orogenic Belt (Northern Xinjiang). *Earth Science*, 45(7): 2326~2344.
- Wang Tao, Tong Ying, Jahn Borming, Zou Tianren, Wang Yanbin, Hong Dawei, Han Baofu. 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(S1~2): 325~336.
- Windley B, Kröner A, Guo Jinghui. 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.
- Wu Liyan, Hu Ruizhong, Peng Jiantang, Bi Xianwu, Jiang Guohao, Chen Hongwei, Wang Qiaoyun, Liu Yaying. 2011. He and Ar isotopic compositions and genetic implications for the giant Shizhuyuan W—Sn—Bi—Mo deposit, Hunan Province, South China. *International Geology Review*, 53: 677~690.
- Xiao Wenjiao, Windley B, Badarch G, Sun Shilu. 2004. Palaeozoic accretionary and convergent tectonics of the southern Altai; implications for the growth of Central Asia. *Journal of the Geological Society*, 161: 339~342.
- Xu Leiluo, Bi Xianwu, Hu Ruizhong, Tang Yongyong, Jiang Guohao, Qi Youqiang. 2014. Origin of the ore-forming fluids of the Tongchang porphyry Cu—Mo deposit in the Jinshajiang—Red River alkaline igneous belt, SW China: Constraints from He, Ar and S isotopes. *Journal of Asian Earth Sciences*, 79(PB): 884~894.
- Xu Sheng, Shun Ichi Nakai, Wakita Hiroshi, Wang Xianbin. 1995. Mantle-derived noble gases in natural gases from Songliao Basin, China. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 59(22): 4675~4683.
- Yang Meng, Wang Juli, Wang Jianqi, Dang Feipeng. 2004. Helium and Argon isotopic tracing of ore-forming fluid from the Wangfeng gold deposit in Xinjiang. *Acta Geoscientica Sinica*, 33(5): 794~800.
- Zhai Degao, Liu Jiajun, Edward M Ripley, Wang Jianping. 2015. Geochronological and He—Ar—S isotopic constraints on the origin of the Sandaowanzi gold—telluride Deposit, northeastern China. *Lithos*, 212~215: 338~352.
- Zhai Mingguo, Wu Fuyuan, Hu Ruizhong, Jiang Shaoyong, Li Wenchang, Wang Rucheng, Wang denghong, Qi Tao, Qin kezhang, Wen Hanjie. 2019. Critical metal mineral resources: current research status and scientific issues. *Bulletin of National Natural Science Foundation of China*, 33(2): 106~111.
- Zhai Wei, Zheng Siqi, Sun Xiaoming, Wei Huixiao, Mo Ruwei, Zhang Lingyu, Zhou Feng, Yi Jianzhou. 2018. He—Ar isotope compositions of orogenic Mazhala Au—Sb and Shalagang Sb deposits in Himalayan orogeny, southern Tibet: Constrains to ore-forming fluid origin. *Acta Petrologica Sinica*, 34(12): 3525~3538.
- Zhang Hui, Lu Zhenghang, Tang Yong. 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): 92~814.
- Zhang Huijuan, Tian Shihong, Wang Denghong, Li Xianfang, Liu Tao, Zhang Yujie, Fu Xiaofang, Hao Xuefeng, Hou Kejun, Zhao Yue, Qin Yan. 2021. Lithium Isotope Behavior during Magmatic Differentiation and Fluid Exsolution in the Jiajika Granite—pegmatite Deposit, Sichuan, China. *Ore Geology Reviews*, 134.
- Zhao Xiaoyan, Yang Zhusen, Zhang Xiong, Pei Yingru. 2021. Ore-forming fluid characteristics of orogenic gold deposits in the Indus—Yurlung Zangbo suture zone: constraints from He—Ar isotope geochemistry. *Acta Geologica Sinica*, 95(2): 463~475.
- Zhou Zhenhua, Che Hewei, Ouyang Hegen, Ma Xinghua. 2017. Mineralization mechanism of the bainaimiao Cu—Au—Mo deposit in inner Mongolia: Evidence from fluid inclusions and He—Ar isotopes. *Acta Geologica Sinica*, 91(3): 542~560.
- Zou Tianren, Cao Huizhi, Wu Baiqing. 1988. Orogenic and anorogenic granitoids of Altay Mountains, Xinjiang and their discrimination criteria. *Acta Geologica Sinica*, 62(3): 229~243.

Acknowledgements: This research was financially supported by grants from the National Key Research and Development Project of China (No. 2017YFC0602705), the Jiangxi Province and the East China University of Technology (No. 1410000874). We would like to express heartfelt thanks to all reviewers and editors for their valuable suggestions, and to the project team members and relevant experimental testers for their help in the field work and laboratory testing

Characteristics of ore-forming fluids in Kalu’ an hard-rock-type lithium deposit in Xinjiang Province, China: evidence from He—Ar isotopes

LIU Tao ¹⁾, TIAN Shihong ^{2, 1)}, WANG Denghong ²⁾, HOU Kejun ²⁾, ZHANG Yujie ^{2, 3)}, LI Xianfang ²⁾, JIEKEN Kalimuhan ⁴⁾, ZHANG Zhongli ⁴⁾, WANG Yongqiang ⁴⁾, ZHAO Yue ²⁾, QIN Yan ²⁾

- 1)State Key Laboratory of Nuclear Resources and Environment, East China University of Technology, Nanchang, 330013;
- 2)MNR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037;
- 3)School of Earth Science and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing, 100083;
- 4)No. 701 Geological Team, Bureau of Nonferrous Geo-exploration of Xinjiang Uygur Autonomous Region, Altay, 836500

Objectives: The Kalu’ an lithium deposit is located in the Altay orogenic belt in northern Xinjiang, which is a hard rock type lithium deposit with spodumene as the main mineral. A lot of research on the petrology, mineralogy, petrochemistry, age and petrogenesis in the Kalu’ an lithium deposit, but few reports have been made on the Characteristics of ore-forming fluids.

Methods: This paper reports He and Ar isotopic compositions of spodumene and quartz fluid inclusions in Kalu’ an lithium ore.

Results: The analytical results indicate that the $n(^3\text{He})/n(^4\text{He})$ ratio of spodumene-bearing pegmatites is 0.25 ~ 3.19 *Ra* (average 0.97 *Ra*); and that of spodumene—barren pegmatites and outer pegmatites is 0.13 ~ 8.86 *Ra* (average 3.10 *Ra*), which is between crust and mantle derived He. According to the crust mantle binary mixing model of ore-forming fluid, the proportion of mantle fluid in spodumene-bearing pegmatites is 3.55% ~ 48.92%, with an average of 14.67%; the proportion of mantle fluid in spodumene—barren pegmatites and outer pegmatites is 1.70% ~ 81.79%, with an average of 17.13%. The $n(^{40}\text{Ar})/n(^{36}\text{Ar})$ of ore-forming fluid of spodumene-bearing pegmatites ranges from 552.5 to 13353.0, $n(^{40}\text{Ar}^*)$ values range from 46.52% to 97.79%, with an average of 87.25%, and the Ar contribution of atmosphere is 12.75%.

Conclusions: The results show that the ore-forming fluids are mainly crust derived fluids, and some mantle derived fluids is mixed with reformed saturated atmospheric water. With the progress of mineralization, mantle He and atmospheric saturated water reformed Ar decreases. It is worth noting that the mantle-derived fluid in the ore-forming fluid of the Kalu’ an lithium deposit does not really come from the mantle material invasion, but is more likely to come from the immature continental crust of the Proterozoic. The Kalu’ an lithium deposit in Xinjiang was formed into the post-collisional orogenic stage in the late period of continental collisional orogeny. The extension of the late period of orogeny led to decompression melting of the old crust and the young crust containing mantle-derived material, and the magmatic fluid formed by the melting was subsequently transformed by meteoric precipitation to form the present ore-forming fluid.

Keywords: He—Ar isotopes; Crustal fluid; Mantle-derived material; lithium deposit; Kalu’ an in Xinjiang

First author: LIU Tao, male, born in 1992, master student, mainly engaged in isotope geochemistry and ore deposit. Email: liutao1370693421@163.com

Corresponding author: TIAN Shihong, male, born in 1973, professor, mainly engaged in isotope geochemistry and ore deposit; Email: s.h.tian@163.com

Corresponding author: HOU Kejun, male, born in 1981, associate professor, mainly engaged in isotope geochemistry; Email: kejunhou@126.com

Manuscript received on: 2021-03-18; Acceptedon: 2021-05-23; Network published on: 2021-06-20

Doi: 10. 16509/j. georeview. 2021. 06. 021 **Edited by:** LIU Zhiqiang