

文章编号: 0258-7106 (2024) 06-1404-24

Doi: 10.16111/j.0258-7106.2024.06.012

柴北缘沙柳泉稀有金属伟晶岩矿物学及成矿流体特征^{*}

李兴辉^{1,2}, 凤永刚^{1,2**}, 梁婷¹, 李善平³, 李积清³, 余福承³, 高景刚¹,
刘艳荣¹, 郑炜^{1,2}

(1 长安大学地球科学与资源学院, 陕西 西安 710054; 2 长安大学西安市关键金属成矿与高效利用重点实验室,
陕西 西安 710054; 3 青海省地质调查院, 青海 西宁 810012)

摘要 文章对柴北缘沙柳泉1号绿柱石型伟晶岩脉按结构分带开展系统矿物学和流体包裹体研究, 探讨沙柳泉伟晶岩浆分异和成矿流体演化特征。微斜长石和云母的成分变化趋势表明, 沙柳泉1号伟晶岩从边缘向核部的岩浆演化主要受分离结晶的控制, 分异程度逐渐升高。熔体的演化伴随着流体盐度的降低, 流体于绿柱石结晶阶段变为富CO₂弱酸性流体。成矿流体从早期的中高温(200~427°C)、低盐度($w(\text{NaCl}_{\text{aq}})$ 为3.2%~9.9%)的NaCl-H₂O体系向后期的NaCl-H₂O和NaCl-H₂O-(CO₂)组成的2种不同性质的流体演化。大量CO₂流体包裹体及流体包裹体内含较多菱铁矿(FeCO₃), 指示富CO₂(CO₃²⁻)流体可能促进了绿柱石结晶。1号脉伟晶岩铍矿化是伟晶岩熔(流)体分异演化的结果。

关键词 矿物学; 伟晶岩; 流体特征; 流体包裹体; 沙柳泉矿床

中图分类号:P618.46

文献标志码:A

Mineralogy and ore-forming fluid characteristics of Shaliuquan rare metal pegmatites at northern margin of Qaidam Basin

LI XingHui^{1,2}, FENG YongGang^{1,2}, LIANG Ting¹, LI ShanPing³, LI JiQing³, YU FuCheng³, GAO JingGang¹,
LIU YanRong¹ and ZHENG Wei^{1,2}

(1 School of Earth Science and Resources, Chang'an University, Xi'an 710054, Shaanxi, China; 2 Xi'an Key Laboratory for
Mineralization and Efficient Utilization of Critical Metals, Chang'an University, Xi'an 710054, Shaanxi, China;
3 Qinghai Institute of Geological Survey, Xining 810012, Qinghai, China)

Abstract

In this contribution, systematic mineralogical and fluid inclusion study were performed on the Shaliuquan No.1 beryl-type pegmatite dike at northern margin of Qaidam Basin based on its internal zonation to explore the magmatic differentiation and evolution of ore-forming fluid within the pegmatite. The evolutionary trends of microcline and mica compositions suggest that the evolution of magmatic differentiation of the No.1 pegmatite from margin to core is mainly controlled by fractional crystallization, and the degree of differentiation increases gradually. The differentiation of the pegmatite-forming melt is accompanied by the decrease in the fluid salinity. The ore-forming fluids evolved to CO₂-bearing, weakly acidic fluids during the beryl crystallization. The ore-forming fluid hosted by quartz belongs to the NaCl-H₂O system with medium-high temperature (200~427°C) and low salin-

* 本文得到国家重点研发计划“战略性矿产资源开发利用”专项“我国西部伟晶岩型锂等稀有金属成矿规律与勘查技术”项目(编号: 2021YFC2901902)和中国地质调查局“中国矿产地质志”项目(编号: DD20221695)共同资助

第一作者简介 李兴辉,男,1998年生,在读硕士,从事稀有金属矿床研究,Email: 1747268321@qq.com

** 通讯作者 凤永刚,男,1984年生,博士,副教授,从事稀有金属矿床研究,Email: yg Feng@chd.edu.cn

收稿日期 2024-07-31; 改回日期 2024-11-01。张绮玲编辑。

ity ($w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 3.2%~9.9%), whereas that hosted by beryl belongs to the $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}-(\text{CO}_2)$ system with medium-high temperature (213~363°C) and low salinity ($w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 1.1%~10.2%). The early-stage $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ fluid evolved to two distinctly different fluids, namely a $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ fluid and a $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ fluid at the late stage. The presence of abundant CO_2 -rich fluid inclusions and daughter minerals including siderite (FeCO_3) indicates that the crystallization of beryl was facilitated by fluids enriched in CO_2 (CO_3^{2-}). The Be mineralization hosted by the Shaliuquan No. 1 pegmatite is likely the consequence of both melt differentiation and fluid evolution.

Key words: mineralogy, pegmatite, fluid characteristic, fluid inclusion, Shaliuquan deposit

稀有金属矿产是国防尖端工业以及高新技术等领域中不可或缺的“战略性关键矿产资源”,而花岗伟晶岩型矿床是锂、铍、铌、钽等稀有金属矿产的重要来源(王登红等,2013;2016)。随着对稀有金属资源需求的日益旺盛,伟晶岩型矿床受到了国内外学者的广泛关注(Černý et al., 2005a; 2005b; Simmons et al., 2008; Linnen et al., 2012; McCauley et al., 2014; 李建康等,2017;2021)。

成矿熔(流)体从岩浆阶段到热液阶段的持续演化制约着花岗伟晶岩的稀有金属矿化,所以其岩浆分异和流体演化过程一直是研究伟晶岩成矿过程的关键(周起凤等,2013; Li et al., 2016; 2017; 熊欣等,2022)。伟晶岩脉体往往显示独特的内部结构分带,在不平衡结晶作用下,伟晶岩脉体会形成典型的文象结构带、石英核以及不同粒度、矿物组合的结构带(London, 2008; 2009; 2014; 2018)。这种体现在岩石结构、矿物组合和化学组分上的分带为解译伟晶岩演化过程提供了重要信息。长石、云母等造岩矿物和铌钽铁矿等副矿物的成分可以有效指示这些分带的分异演化过程(Alfonso et al., 2003; Černý et al., 2003; Roda-Robles et al., 2007; Simmons et al., 2008; London, 2008; 2009; 2014; 2018; 周起凤等,2013; Vignola et al., 2018; Feng et al., 2019)。而在流体方面,前人对流体包裹体的成分、期次和温压条件进行了大量的研究,分析伟晶岩的形成环境、演化过程以及元素富集机制(London, 1986; Anderson et al., 2001; 2013; 2019; Li et al., 2015; 2017; Thomas et al., 2012; 2016; Li et al., 2019; 李建康等,2021)。其中,富 CO_2 包裹体和富子晶包裹体一直是成矿流体研究的重要对象。前人针对伟晶岩内部矿物成分变化和流体演化分别开展过较为详细的研究,但对两者之间相互作用的研究仍较为缺乏。

柴北缘构造带是中国重要的稀有金属成矿带之一,而沙柳泉稀有金属伟晶岩为该构造带的典型稀有金属伟晶岩(李善平等,2016; 潘彤等,

2020)。铌钽铁矿 U-Pb 测年最新结果表明,沙柳泉稀有金属伟晶岩可能形成于古元古代(1848~1831 Ma),这对于认识柴北缘构造带稀有金属成矿作用的意义重大(Feng et al., 2024)。沙柳泉 1 号脉是青海省已知出露规模最大的伟晶岩脉,在水平和垂直方向均具有良好的分带性,并显示 $\text{Be}-\text{Nb}-\text{Ta}$ 矿化(李善平等,2016; Feng et al., 2024)。这些特征为研究稀有金属伟晶岩岩浆分异和流体演化过程提供了契机。本文对沙柳泉地区最具代表性的 1 号脉伟晶岩展开详细的岩相学观察、矿物化学和流体包裹体研究,探讨绿柱石型伟晶岩内部的岩浆分异、流体演化以及两者之间的相互作用,有助于进一步认识该类型伟晶岩中流体成分变化对成矿的制约。

1 地质背景

柴北缘构造带位于柴达木地块和祁连地块之间,呈北西-南东向延伸,西以阿尔金断裂为界,东接秦岭造山带(图 1a),全长超过 700 km(路增龙等,2020; 李治华等,2021)。柴北缘构造带是一个岩浆活动频繁、变质变形作用复杂、地层组成多样、多单元复合构造带(郝国杰等,2004; 孟繁聪等,2005; 郭安林等,2009)。以宗务隆-青海南山断裂和鱼卡断裂为界,从北向南可依次划分为宗务隆山造山带、全吉地块和柴北缘结合带 3 个构造单元(陆松年等,2002; 潘桂棠等,2002)。宗务隆山造山带出露地层为石炭系一二叠系宗务隆群和下一中三叠统隆务河组、古浪堤组(郭安林等,2009); 全吉地块地层主要由古元古界德令哈杂岩、达肯达坂(岩)群、中元古界万洞沟群和全吉群及之上地层组成(Zhang et al., 2014; 任云飞,2018; Li et al., 2018; Ren et al., 2021); 柴北缘结合带主要由花岗质片麻岩、泥质片麻岩、基性火山熔岩、侵入岩以及火山碎屑岩组成(刘小驰,2013; 任云飞,2018)。

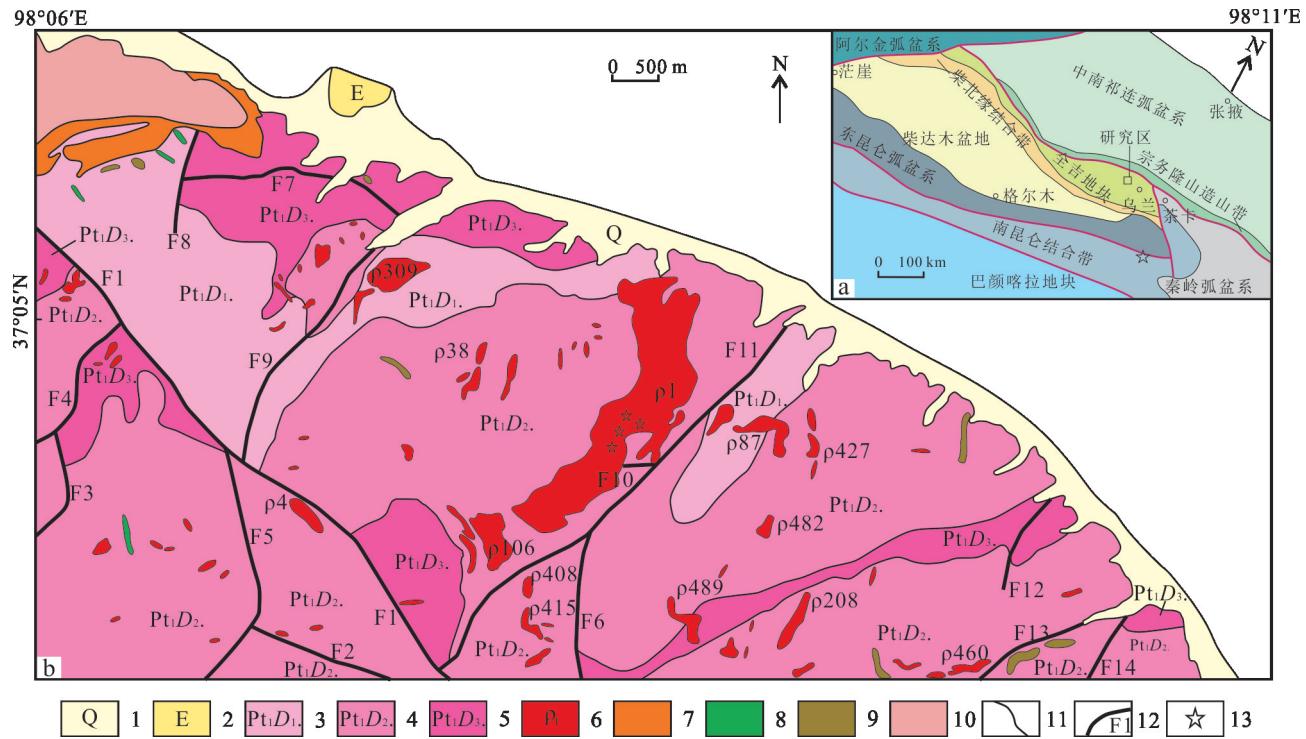


图1 柴北缘构造带地质简图(a)及沙柳泉地区地质略图(b)(据Feng et al., 2024)

1—第四系沉积物;2—新近系—古近系砂砾岩;3—古元古界达肯达坂岩群片麻岩岩组;4—古元古代达肯达坂岩群大理岩岩组;5—古元古代达肯达坂岩群片岩岩组;6—伟晶岩脉及编号;7—石英正长岩;8—闪长玢岩脉;9—花岗斑岩脉;10—角闪正长岩;11—地质界线;12—断层及其编号;13—采样位置

Fig. 1 Tectonic sketch map of northern margin of Qaidam Basin (a) and geological sketch map of the Shaliuquan area (b) (after Feng et al., 2024)

1—Quaternary sediments; 2—Neogene—Paleogene conglomerate; 3—Paleoproterozoic Dakengdaban complex (gneiss group); 4—Paleoproterozoic Dakengdaban complex (marble group); 5—Paleoproterozoic Dakengdaban complex (schist group); 6—Pegmatite dikes (numbered); 7—Quartz syenite; 8—Diorite porphyry dike; 9—Granite porphyry dike; 10—Hornblende syenite; 11—Geological boundary; 12—Fault and its numbering; 13—Sampling location

沙柳泉地区位于柴北缘构造带东段。矿区出露地层有古元古界达肯达坂岩群、新近系、古近系和第四系等,分布大量伟晶岩脉体、闪长玢岩脉、花岗斑岩脉、石英正长岩以及角闪正长岩(图1b)。其中,达肯达坂(岩)群呈北西-南东向展布,是区内出露的主要地层,可划分为片岩岩组、片麻岩岩组和大理岩岩组(李善平等,2016)。

2 矿床地质特征

沙柳泉地区共发现362条花岗伟晶岩脉(Feng et al., 2024),这些脉体主要侵位于达肯达坂岩群的黑云母石英片岩以及白云质大理岩。目前,在白云母花岗伟晶岩脉中圈定了1条铍矿体、19条铌钽矿体和9条共生型铷矿体(青海省地质调查院,2019;潘彤等,2020;Feng et al., 2024)。其中,铍矿体长

180.0 m,平均品位为0.061%,最高品位可达0.23%。

1号脉体为含绿柱石白云母花岗伟晶岩,地表出露长约1800 m,宽约400 m(图1b),是该区域规模最大的伟晶岩脉体,目前尚在勘查中。脉体走向北东,倾向向西,倾角平缓约10°,呈“舌状”。伟晶岩内部结构分带显著,根据结构、矿物种类和含量的变化,从边缘至核部可以大体分为5个带:似文象结构带(I带)、文象结构带(II带)、长石带(III带)、白云母-石英带(IV带)和石英核(V带)(图2a,表1)。该伟晶岩主体顺层产出,其上盘与白云质大理岩接触,而下盘则与黑云母石英片岩接触(图2a,b)。

I带厚度小于1 m,主要由微斜长石、钠长石、石英和白云母组成(图2c);II带厚度4~8 m,分布于岩脉边缘,文象结构显著(图2d),其矿物组合与I带基本相同;III带约占脉体出露厚度的50%,主要由钠长石、微斜长石、石英和白云母、电气石组成(图2e),副

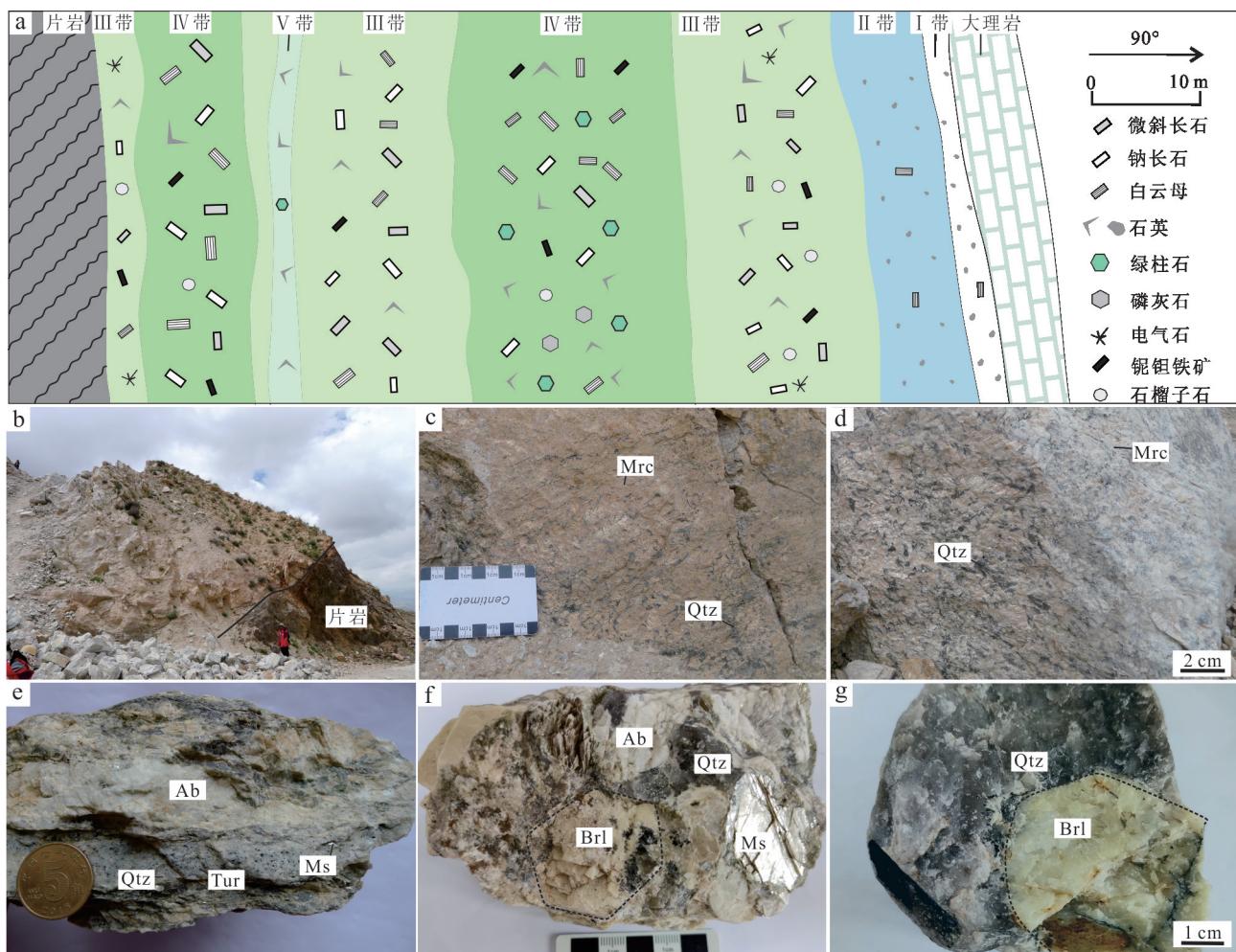


图2 沙柳泉1号伟晶岩脉分带示意图、野外露头和手标本照片

a. 沙柳泉1号伟晶岩脉分带示意图; b. 沙柳泉1号伟晶岩脉; c. 似文象结构带; d. 文象结构带; e. 长石带手标本; f. 含绿柱石白云母石英带手标本; g. 含绿柱石的石英核手标本

Mrc—微斜长石; Ab—钠长石; Qtz—石英; Ms—白云母; Tur—电气石; Brl—绿柱石

Fig. 2 Schematic illustration showing the internal zonation and photos of the outcrop and hand specimens of the Shaliuquan No. 1 pegmatite vein

a. The internal zonation of the Shaliuquan No. 1 pegmatite; b. The outcrop of the Shaliuquan No. 1 pegmatite; c. Quasi-graphic texture zone;

d. Graphic texture zone; e. Hand specimen from the feldspar zone; f. Hand specimen from the beryl-bearing muscovite-quartz zone;

g. Hand specimen from the beryl-bearing quartz core

Mrc—Microcline; Ab—Albite; Qtz—Quartz; Ms—Muscovite; Tur—Tourmaline; Brl—Beryl

矿物主要为磷灰石、铌钽铁矿和石榴子石。该分带中云母、长石等矿物局部有定向延伸;IV带厚度仅次于Ⅲ带,主要由微斜长石、钠长石、白云母、石英组成,副矿物主要为绿柱石(图2f)、磷灰石和铌钽铁矿。IV带中的云母矿物含量明显高于Ⅲ带,是发育绿柱石的主要分带。绿柱石多呈六方柱状,自形程度较高,粒度为3~20 cm;V带为石英核,厚度小于1 m,石英整体呈烟灰色,局部发育少量绿柱石(图2g)。

3 样品及测试方法

本次研究以沙柳泉1号脉为研究对象,于各个分带内系统取样58件(表1),以开展详细的伟晶岩分异演化和流体特征研究。所有伟晶岩样品矿物的主量、微量元素分析、流体包裹体的激光拉曼和显微测温分析均在长安大学成矿作用及其动力学实验室完成。

表1 沙柳泉1号伟晶岩样品统计表

Table 1 List of rock samples from the Shaliuquan No. 1 pegmatite

分带	样品数量/个	结构	构造	造岩矿物含量			
				微斜长石	钠长石	石英	白云母
I 带	1	似文象结构	块状构造	45%~55%	25%~35%	10%~15%	~5%
II 带	4	文象结构	块状构造	45%~55%	25%~35%	10%~15%	~5%
III 带	27	伟晶结构	块状构造	35%~45%	30%~40%	20%~25%	5%~10%
IV 带	24	伟晶结构	块状构造	20%~30%	30%~40%	20%~25%	10%~20%
V 带	2	粒状结构	块状构造	< 5%	未发现	95%~100%	未发现

长石、白云母、铌钽铁矿和磷灰石主量元素分析在JXA-iHP200F型场发射电子探针上完成。探针分析时的加速电压和样品表面电流分别为15 kV和10 nA, 电子束斑直径为1 μm。所分析元素的X光谱线及相应标样如表2。其峰值及背景信号收集时间为10 s和5 s。

微量元素分析的实验仪器为Agilent 7700 ICP-MS及美国PhotonMachines公司193 nm气态准分子激光剥蚀系统。测试过程中, 激光束斑直径为50 μm, 样品表面的激光能量密度为5.93 J/cm², 激光脉冲频

表2 电子探针所分析元素的X光谱线及相应标样
Table 2 X-ray spectral lines and corresponding standards for elements analyzed by electron probe

所分析元素的X光谱线	标样	云母	长石	磷灰石	铌钽铁矿
F K α	黄玉	√		√	
Na K α	硬玉	√	√	√	
Mg K α	镁橄榄石	√		√	√
Al K α	刚玉	√	√	√	√
Si K α	石英	√	√	√	√
PK α	磷灰石	√	√	√	
Cl K α	氯化钠	√		√	
K K α	正长石	√	√	√	
Ca K α	磷灰石	√	√	√	√
Sc K α	合成Sc				√
Ti K α	红钛锰矿	√		√	√
Cr K α	氧化铬				√
Mn K α	红钛锰矿	√	√	√	√
Fe K α	磁铁矿	√	√	√	√
Rb L α	钛氧磷酸铷		√		
Sr L α	钛酸锶		√		
Zr L α	氧化锆			√	
Nb L α	铌酸锂			√	
Ta L α	钽酸锂				√
W L α	ZnWO ₄			√	

注:√表示矿物检测的元素。

率为10 Hz。使用氦气作为载气将剥蚀产生的气溶胶吹至ICP-MS中。分析时使用NIST 610作为主要外标,NIST 612作为监测标样。测试过程中首先分析两次NIST 610及一次NIST 612,之后每分析10次未知样品后重复测试NIST610两次和NIST612一次。以长石和云母中Si含量作为内标。使用软件Iolite v.3.7(Hellstrom et al., 2008)进行微量元素含量计算。

单个流体包裹体成分的激光拉曼探针测试工作所用仪器为法国HORIBA公司LabRAM HR Evolution新一代高分辨拉曼光谱仪。激发光源的波长和能量分别设置为532 nm和100 mW,通过50倍物镜、100 μm针孔和50%衰减滤波器聚焦在样品表面,采用600刻线密度/mm的光栅用于光色散。在50~4000 cm⁻¹的波数范围内采集光谱,光谱采集时间3 s,累积次数2次,光谱分辨率约为1.2 cm⁻¹。

流体包裹体显微测温实验所用仪器为英国Linkam Scientific Instruments公司产的Linkam THMSG 600型冷热台。测试前,先进行仪器校准,采用具临界态密度的纯水及CO₂-H₂O流体包裹体作为标样,水冰点和临界态均一温度分别为0°C及374.15°C,CO₂冰点温度为-56.6°C。可测温度范围为-195~600°C。在冷冻-加热过程中,设置温度升降速率不超过30°C/min,在接近相变点附近速率降至5°C/min以下。单个流体包裹体的冰点和均一温度测试精度为±0.5°C以及±1°C。

4 分析结果

4.1 岩相学观察

I带主要由钠长石(40%~50%)、微斜长石(25%~35%)、石英(10%~20%)和白云母(<5%)组成。斜长石的干涉色从I级灰色到I级黄白色不等,部分钠长石生长于微斜长石内部(图3a,b)。微

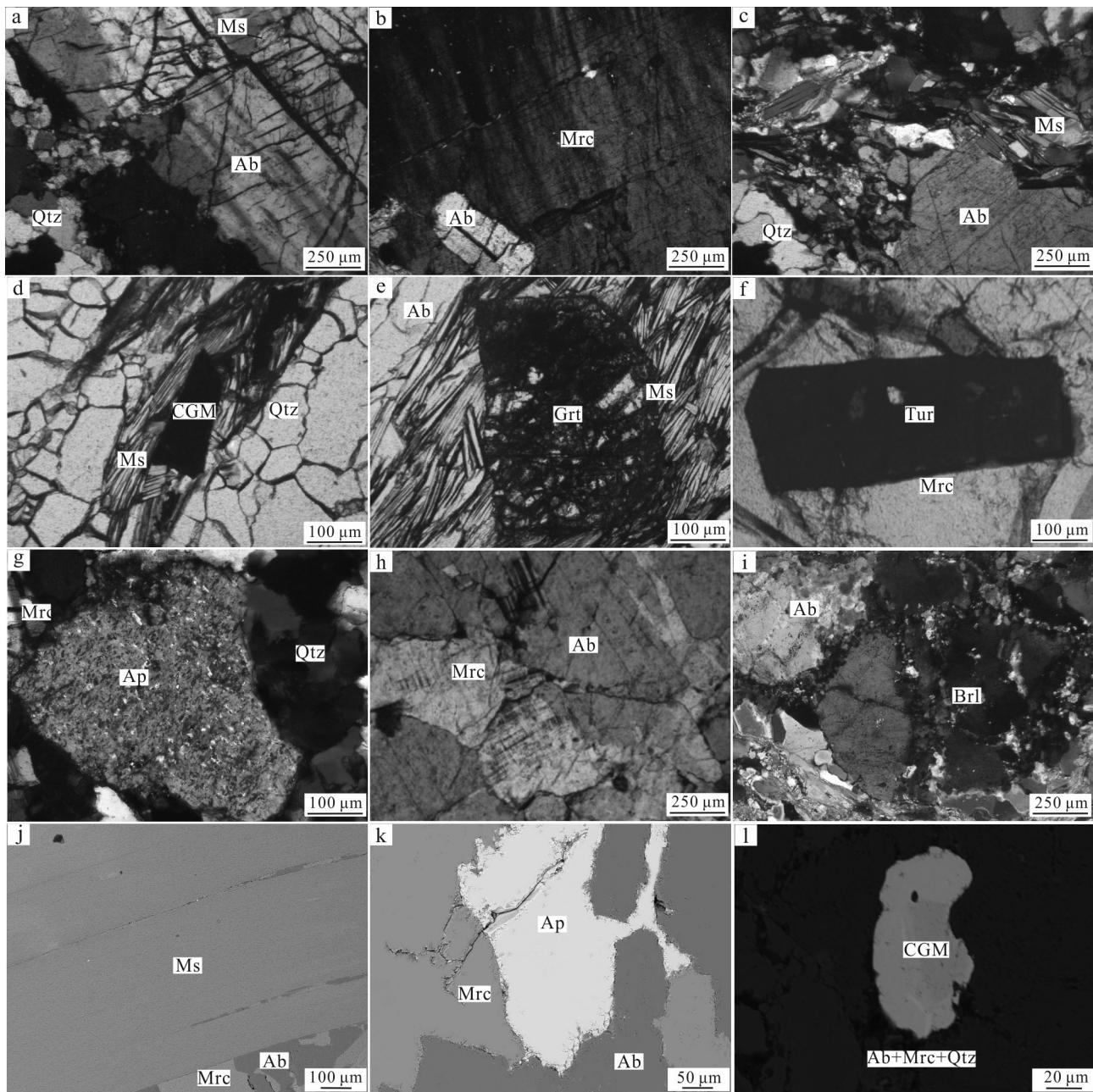


图3 沙柳泉1号伟晶岩显微图像和背散射图像

a. I带的钠长石、白云母和石英;b. I带的微斜长石和钠长石;c. I带的钠长石、白云母和石英;d. III带的石英、白云母和铌钽铁矿;e. III带的白云母、钠长石和石榴子石;f. III带的微斜长石和电气石;g. IV带的微斜长石和钠长石;h. IV带的石英、微斜长石和磷灰石;i. IV带的绿柱石和斜长石;j. 伟晶岩中的白云母、微斜长石和钠长石;k. 伟晶岩中的钠长石、微斜长石和磷灰石;l. 伟晶岩中的铌钽铁矿

Ms—白云母; Qtz—石英; CGM—铌钽铁矿; Grt—石榴子石; Ab—钠长石; Mrc—微斜长石; Ap—磷灰石; Brl—绿柱石; Tur—电气石; Brl—绿柱石

Fig. 3 Photomicrographs and backscattered electron images of rocks from the Shaliuquan No. 1 pegmatite

a. Albite, muscovite and quartz in zone I ; b. Microcline and albite in zone I ; c. Albite, muscovite, and quartz in zone I ; d. Quartz, muscovite, and CGM in zone III ; e. Muscovite, albite, and garnet in zone III ; f. Microcline and tourmaline from zone III ; g. Microcline and albite in zone IV ; h. Quartz, microcline, and apatite in zone IV ; i. Beryl and plagioclase in zone IV ; j. Muscovite, microcline, and albite in the pegmatite;

k. Albite, microcline, and apatite in the pegmatite; l. CGM in the pegmatite

Ms—Muscovite; Qtz—Quartz; CGM—Columbite-Group mineral; Grt—Garnet; Ab—Albite; Mrc—Microcline; Ap—Apatite; Tur—Tourmaline;

Brl—Beryl

斜长石干涉色为 I 级灰白,白云母呈片状或鳞片状集合体,粒度小于 0.3 mm,分布于微斜长石和钠长石矿物裂隙(图 3c)或长石晶体内部。石英呈粒状集合体,粒度小于 0.3 mm,最高干涉色为 I 级黄白色。Ⅱ带矿物组成与 I 带类似。

Ⅲ带主要由钠长石(30%~35%)、微斜长石(25%~30%)、石英(25%~30%)、白云母(5%~10%)和少量电气石(3%~5%)、石榴子石(<2%)、磷灰石(<1%)、铌钽矿(<2%)组成(图 3d~f)。白云母有 2 种形式:一种是片层状,粒度为 1~13 mm,部分受到应力挤压,发生形变;另一种是鳞片状集合体,粒度小于 2 mm,填充于其他矿物的空隙间(图 3d)。石榴子石和电气石与云母、长石等造岩矿物共生,多分布于造岩矿物晶间(图 3e,f)。

Ⅳ带主要由钠长石(30%~40%)、微斜长石(20%~25%)、石英(25%~30%)、白云母(10%~20%)和少量绿柱石(1%~3%)、石榴子石(<2%)、磷灰石(<2%)、铌钽矿(<2%)组成。钠长石干涉色多为 I 级黄白色,粒度可达厘米级。微斜长石干涉色为 I 级灰白色,具有格子双晶,部分微斜长石沿斜长石矿物裂隙生长(图 3h)。磷灰石呈粒状,具有中等突起(图 3g),与石英、长石和绿柱石等矿物共生。绿柱石在单偏光下呈无色透明,可以观察到具有六方柱状的绿柱石晶体,最高干涉色为 I 级灰色,晶体中包含石英矿物颗粒,所以绿柱石的结晶时间晚于石英,或

者同时结晶(图 3i)。

4.2 主量元素分析结果

(1) 白云母 云母矿物主量元素分析结果列于表 3。云母是沙柳泉 1 号伟晶岩脉的贯通矿物之一,在 BSE 图像上其成分均匀,无明显环带(图 3g)。探针分析结果表明,沙柳泉 1 号脉伟晶岩中云母成分上总体为白云母至含锂白云母,少数为多硅白云母和含锂多硅白云母(图 4a)。Ⅱ带云母成分上为白云母,主要成分为 SiO_2 (46.57%~46.83%)、 Al_2O_3 (36.17%~37.08%)、 K_2O (6.12%~6.77%)、 FeO (1.76%~1.77%)、 MgO (0.57%~0.68%)和 F(1.33%~1.61%)。相较于Ⅱ带云母矿物,Ⅲ带和Ⅳ带云母矿物中的 $w(\text{FeO})$ 和 $w(\text{K}_2\text{O})$ 升高,分别为 1.64%~5.93% 和 8.58%~10.06%, $w(\text{SiO}_2)$ 、 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 、 $w(\text{MgO})$ 和 $w(\text{F})$ 变化范围更大,分别为 45.41%~50.23%、28.71%~37.47%、0.05%~1.31% 和 0.59%~1.99%。1 号脉云母整体演化趋势较为明显:从白云母向含锂多硅白云母方向演化,少部分风化较为严重的伟晶岩中部分云母为多硅白云母(图 4b)。

(2) 长石 长石主量元素分析结果列于表 4。长石是沙柳泉 1 号伟晶岩脉中分布最广泛的矿物之一(图 3h)。根据显微镜下特征,沙柳泉伟晶岩中长石包括钠长石和微斜长石。电子探针成分测试结果显示,不同分带两类长石在化学成分上没有明显差异。钠长石的 Ab 牌号 97~100, An 牌号 0~2, Or 牌号 0~2;

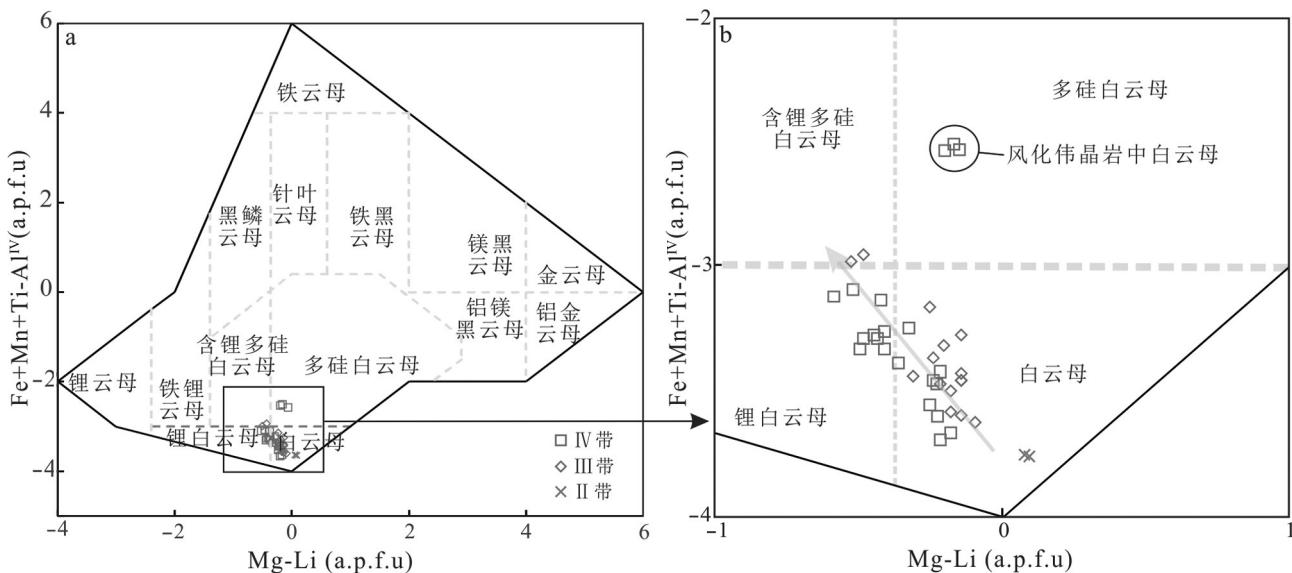


图 4 沙柳泉 1 号伟晶岩脉中云母的 Mg-Li 对 $\text{Fe}+\text{Mn}+\text{Ti}-\text{Al}^{\text{IV}}$ 图解(a, 据 Tischendorf et al., 1997)及图 a 中方框区域(b)

Fig. 4 Mg-Li vs. $\text{Fe}+\text{Mn}+\text{Ti}-\text{Al}^{\text{IV}}$ diagram of mica from the Shaliuquan No. 1 pegmatite vein(a, after Tischendorf et al., 1997) and zoom-in view of the boxed area in Figure a (b)

表3 沙柳泉1号伟晶岩脉云母主量元素平均含量
Table 3 Major element content of mica in the Shaliuquan No. 1 pegmatite vein

组分	II带		III带			IV带				
	P1-10(2)	P1-5(4)	P1-6(5)	P1-9(4)	P2-3(3)	P1-2(3)	P1-7(3)	P2-5(2)	P2-7(7)	P2-9(4)
<i>w(B) / %</i>										
SiO ₂	46.70	46.83	46.91	46.08	49.39	46.46	48.25	46.13	46.74	47.34
TiO ₂	0.01	0.06	0.05	0.17	0.04	0.02	0.13	bdl	0.03	0.08
Al ₂ O ₃	36.62	34.30	34.80	34.22	29.75	35.51	29.69	34.06	35.70	34.41
FeO	1.77	2.50	1.98	2.79	3.11	2.46	5.80	3.98	2.54	3.03
MnO	0.08	0.07	0.11	0.17	0.25	0.13	0.13	0.20	0.11	0.19
MgO	0.63	0.33	0.49	0.41	0.89	0.37	1.20	0.25	0.27	0.24
CaO	0.06	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.07	0.02	bdl
Na ₂ O	0.06	0.36	0.27	0.46	0.15	0.37	0.14	0.26	0.26	0.26
K ₂ O	6.45	8.79	9.20	8.87	8.84	9.49	8.97	8.80	9.09	9.13
F	1.47	0.69	0.75	0.94	1.87	0.87	1.15	1.58	1.04	1.32
Cl	bdl	bdl	bdl	0.02	bdl	0.01	0.01	0.01	0.01	bdl
Li ₂ O*	0.89	0.38	0.42	0.55	1.14	0.50	0.68	0.96	0.61	0.79
H ₂ O*	3.84	4.14	4.14	4.00	3.58	4.11	3.90	3.73	4.05	3.91
O=F,Cl	0.62	0.29	0.32	0.40	0.79	0.37	0.49	0.67	0.44	0.55
总和	99.20	98.76	99.46	99.10	99.82	100.68	100.55	100.70	100.91	101.25
(O OH F)原子数=24										
Si	6.164	6.290	6.257	6.210	6.637	6.162	6.506	6.180	6.174	6.260
Al ^{IV}	1.835	1.710	1.743	1.790	1.363	1.838	1.494	1.820	1.826	1.740
Al ^{VI}	3.863	3.721	3.729	3.646	3.350	3.714	3.223	3.558	3.732	3.623
Ti	0.001	0.006	0.005	0.018	0.005	0.001	0.013	bdl	0.003	0.008
Fe	0.195	0.281	0.221	0.314	0.350	0.273	0.654	0.446	0.281	0.335
Mn	0.008	0.007	0.013	0.019	0.029	0.014	0.015	0.023	0.013	0.022
Mg	0.123	0.066	0.098	0.083	0.179	0.074	0.241	0.050	0.052	0.048
Ca	0.009	0.003	0.003	0.003	0.002	0.001	0.002	0.010	0.002	bdl
Na	0.016	0.095	0.071	0.120	0.040	0.095	0.037	0.068	0.066	0.067
K	1.086	1.507	1.566	1.525	1.515	1.605	1.543	1.504	1.532	1.540
Li*	0.472	0.206	0.227	0.297	0.618	0.267	0.370	0.515	0.323	0.420
OH*	3.384	3.709	3.682	3.594	3.206	3.633	3.508	3.330	3.566	3.449
F	0.615	0.291	0.317	0.402	0.793	0.365	0.491	0.668	0.433	0.551
Cl	0.001	bdl	bdl	0.004	0.001	0.002	0.001	0.003	0.002	bdl

注:括号内为分析点数;“bdl”表示含量低于检出限;“*”表示该数据是通过计算所得。

微斜长石Or牌号71~98,Ab牌号2~25(图5a)。

(3) 锰钽铁矿 锰钽铁矿的主量元素分析结果列于表5。1号脉中锰钽铁矿主要分布于Ⅲ带和Ⅳ带,多数锰钽铁矿颗粒在BSE图像上成分较为均匀,无明显环带结构(图4i)。Ⅲ带中锰钽铁矿的主要成分为Nb₂O₅(62.94%~70.10%)、Ta₂O₅(7.46%~10.23%)、FeO_t(12.96%~17.45%)、MnO(3.76%~6.64%)、TiO₂(0.56%~0.97%)和WO₃(1.26%~1.80%)。相较于Ⅲ带锰钽铁矿,Ⅳ带锰钽铁矿中w(Ta₂O₅)(10.18%~35.14%)、w(MnO)(3.11%~8.69%)和w(WO₃)(0.14%~

3.43%)均有所升高,w(Nb₂O₅)(44.30%~63.32%)、w(FeO_t)(10.79%~15.45%)和w(TiO₂)(0.06%~0.59%)有所降低。

(4) 磷灰石 磷灰石主量元素分析结果列于表6。磷灰石主要分布于沙柳泉1号脉体的Ⅲ和Ⅳ带,多数磷灰石在BSE图像上亮度较为均匀,无明显成分变化(图3h)。Ⅲ带中磷灰石的主要成分为CaO(52.49%~53.04%)、P₂O₅(39.47%~40.60%)、MnO(2.94%~3.33%)、FeO_t(0.44%~0.53%)、F(3.82%~6.13%)和Cl(~0.09%)。相比于Ⅲ带磷灰石,Ⅳ带磷

表4 沙柳泉1号伟晶岩脉长石主量元素含量

Table 4 Major element content of feldspar in Shaliuquan No. 1 pegmatite vein

组分	Ⅱ带		Ⅲ带		Ⅳ带	
	钾长石(6个点)	钠长石(2个点)	钾长石(18个点)	钠长石(25个点)	钾长石(12个点)	钠长石(23个点)
<i>w(B)/%</i>						
Na ₂ O	0.59~0.87(0.78)	9.11~10.56(9.88)	0.44~2.41(0.80)	8.65~11.65(9.74)	0.21~0.85(0.52)	8.94~11.18(10.02)
SiO ₂	63.35~66.04(64.54)	67.89~68.76(68.18)	63.54~67.63(65.85)	68.13~71.07(69.71)	64.14~66.72(65.56)	67.72~71.05(69.53)
P ₂ O ₅	0.02~0.30(0.16)	bdl~0.05(0.03)	bdl~0.80(0.18)	bdl~0.20(0.08)	bdl~0.25(0.09)	bdl~0.20(0.07)
K ₂ O	14.24~14.83(14.58)	0.11~0.19(0.15)	10.53~16.03(14.52)	0.06~0.22(0.13)	13.70~16.62(14.91)	0.06~0.19(0.11)
Al ₂ O ₃	18.92~19.64(19.27)	20.51~20.96(20.72)	17.53~19.02(18.40)	19.05~19.78(19.33)	17.01~18.51(18.13)	19.10~20.23(19.40)
SrO	bdl	bdl	bdl~0.06(0.03)	bdl~0.07(0.03)	bdl~0.07(0.03)	bdl~0.06(0.03)
Rb ₂ O	0.05~0.15(0.11)	bdl~0.01(bdl)	0.13~0.40(0.23)	bdl~bdl(bdl)	0.05~0.45(0.21)	bdl~bdl(bdl)
FeO	bdl~0.05(0.01)	bdl~0.02(0.01)	bdl~0.10(0.02)	bdl~0.06(0.02)	bdl~0.10(0.03)	bdl~0.09(0.02)
MnO	bdl~0.04(0.01)	bdl	bdl~0.05(0.01)	bdl~0.08(0.01)	bdl~0.09(0.01)	bdl~0.11(0.02)
总和	98.06~101.45 (99.49)	98.68~99.45(99.10)	97.26~101.77 (100.11)	98.02~100.03 (99.18)	98.28~100.75 (99.49)	97.86~100.39 (99.30)
Ab	6~8(8)	98~99(98)	4~25(8)	98~100(99)	2~7(5)	97~100(99)
An	0~1(1)	0~1(1)	0~5(1)	0~2(0.01)	0	1~2(1)
Or	92~94(92)	1(1)	71~96(92)	0~2(0.01)	93~98(95)	0~1(1)

注:括号内表示平均数;“bdl”表示含量低于检出限。

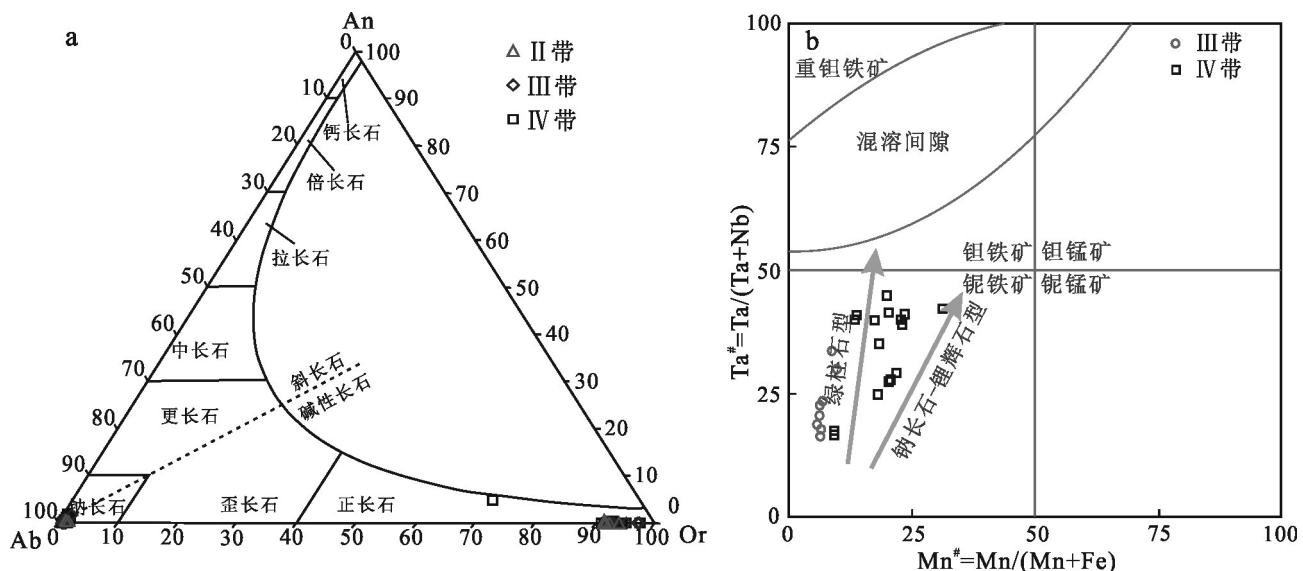


图5 沙柳泉伟晶岩中长石的Or-Ab-An三角投图(a)及沙柳泉伟晶岩铌钽铁矿族矿物不同成因分类图(b)

Fig. 5 Or-Ab-An triangular diagram of feldspar (a) and columbite-tantalite group minerals of different genetic classification map (b) of the Shaliuquan pegmatite

灰石中 *w(F)* (3.30%~6.24%) 和 *w(FeO)* (0.03%~0.70%) 升高, *w(P₂O₅)* (38.26%~41.26%) 降低, *w(CaO)* (51.98%~55.37%) 和 *w(MnO)* (1.31%~4.31%) 无明显变化。

4.3 微量元素分析结果

(1) 云母 云母的微量元素成分结果列于表7。

1号脉中白云母集中分布于Ⅲ带和Ⅳ带,这2个结构分带中白云母的Be、Sc、Cr、Zn、Ga、Ba、Ta和Pb含量均低于 100×10^{-6} 。Ⅲ带白云母中具有较低的 *w(Ta)* (8×10^{-6} ~ 26×10^{-6}), 中等的 *w(Nb)* (161×10^{-6} ~ 369×10^{-6}), 较高的 *w(Li)* (451×10^{-6} ~ 1373×10^{-6})、*w(Rb)* (1939×10^{-6} ~ 2717×10^{-6}) 和 *w(Cs)* (31×10^{-6} ~ 138×10^{-6})。

表5 沙柳泉1号伟晶岩脉铌钽铁矿主量元素含量

Table 5 Major element content of columbite-tantalite in Shaliuquan No. 1 pegmatite vein

组分	Ⅲ带								Ⅳ带											
	P1-9				P1-7				P2-7				P2-9							
	核→边		核→边		核		核→边		核→边		核→边		核→边		核→边		核→边		核→边	
<i>w(B)/%</i>																				
SiO ₂	0.45	0.88	0.01	0.02	0.04	3.19	4.13	0.01	0.02	0.07	0.08	0	0.02	0.01	0.02	0.01	0.03	0.01	0.01	0
Nb ₂ O ₅	68.85	68.72	70.10	68.10	70.02	62.94	63.32	58.07	57.38	54.58	55.50	62.20	60.49	53.70	53.29	52.99	55.37	57.32	44.30	
Ta ₂ O ₅	8.12	8.03	7.46	8.44	8.10	10.23	10.18	21.55	21.60	25.63	23.15	16.72	15.73	26.40	27.25	26.62	23.76	20.66	35.14	
WO ₃	1.80	1.58	1.59	1.26	1.61	1.48	0.97	0.76	0.99	0.55	1.05	1.01	1.70	0.58	0.29	0.14	2.08	1.61	2.69	
Sc ₂ O ₃	0.11	0.08	0.07	0.07	0.05	0.08	0.06	0.14	0.10	0.11	0.14	0.08	0.09	0.15	0.09	0.17	0.15	0.07	0.10	
CaO	0	0.12	0	0	0	0.04	0.09	0	0	0	0	0.04	0	0	0	0.06	0	0	0	0
ZrO ₂	0	bdl	bdl	bdl	0.02	bdl	0.04	bdl	0.15	0.02	0.08	bdl	bdl	0.08	0.25	0.06	bdl	0.15	0.08	
TiO ₂	0.65	0.70	0.62	0.59	0.56	0.97	0.56	0.23	0.23	0.09	0.16	0.47	0.55	0.06	0.14	0.08	0.13	0.35	0.12	
MgO	0.12	0.16	0.12	0.11	0.08	0.05	0.12	0.02	bdl	bdl	bdl	0.02	0.02	0.04	0.05	0.03	bdl	0.02	bdl	
Al ₂ O ₃	0.03	0.21	0.02	0.01	0.02	0.12	0.13	0.02	0.03	0.02	0.04	0.02	0.03	0.01	0.03	0.02	0.03	0.01	0.02	
MnO	3.76	4.69	3.89	4.83	4.17	6.64	3.11	4.83	6.84	5.77	8.69	7.81	8.04	7.34	7.82	7.25	7.96	8.12	7.98	
FeO	17.45	15.69	16.59	15.94	16.29	12.96	15.46	14.74	12.81	14.13	10.79	11.46	12.24	11.22	11.45	11.50	11.43	12.19	11.09	
Cr ₂ O ₃	0.21	0.51	0.15	bdl	0.13	0.75	2.11	0.02	bdl	bdl	bdl	0.03	0.03	0.03	bdl	bdl	bdl	0.16		
总和	101.55	101.36	100.61	99.38	101.09	99.46	100.26	100.37	100.17	100.96	99.66	99.85	98.90	99.59	100.70	98.89	100.93	100.51	101.67	
O原子数=6																				
Si	0.034	0.066	bdl	0.001	0.003	0.238	0.303	0.001	0.002	0.006	0.007	bdl	0.001	0.001	0.002	0.001	0.002	0.001	bdl	
Nb	1.749	1.728	1.802	1.782	1.797	1.561	1.543	1.600	1.587	1.527	1.555	1.676	1.644	1.528	1.502	1.519	1.541	1.574	1.293	
Ta	0.124	0.122	0.115	0.133	0.125	0.153	0.149	0.357	0.359	0.431	0.390	0.271	0.257	0.452	0.462	0.459	0.398	0.341	0.617	
W	0.026	0.023	0.023	0.019	0.024	0.021	0.014	0.012	0.016	0.009	0.017	0.016	0.026	0.009	0.005	0.002	0.033	0.025	0.045	
Sc	0.005	0.004	0.003	0.004	0.003	0.004	0.003	0.007	0.005	0.006	0.008	0.004	0.005	0.008	0.005	0.010	0.008	0.003	0.006	
Ca	bdl	0.007	bdl	bdl	bdl	0.002	0.005	bdl	bdl	bdl	bdl	0.003	bdl	bdl	bdl	0.004	bdl	bdl	bdl	
Ti	0.027	0.029	0.026	0.026	0.024	0.040	0.023	0.010	0.011	0.004	0.007	0.021	0.025	0.003	0.006	0.004	0.006	0.016	0.006	
Zr	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.001	bdl	0.005	0.001	0.002	bdl	bdl	0.002	0.008	0.002	bdl	0.004	0.003		
Mg	0.010	0.013	0.010	0.010	0.007	0.004	0.010	0.001	bdl	bdl	bdl	0.002	0.003	0.005	0.002	bdl	0.002	bdl		
Al	0.002	0.014	0.001	0.001	0.001	0.007	0.008	0.002	0.002	0.001	0.003	0.002	0.002	bdl	0.002	0.001	0.002	0.001	0.001	
Mn	0.179	0.221	0.187	0.237	0.200	0.308	0.142	0.249	0.355	0.302	0.456	0.395	0.409	0.391	0.413	0.389	0.415	0.418	0.436	
Fe	0.820	0.730	0.789	0.772	0.774	0.595	0.697	0.751	0.655	0.731	0.559	0.571	0.615	0.591	0.597	0.610	0.588	0.619	0.598	
Cr	0.009	0.023	0.007	bdl	0.006	0.033	0.090	0.001	bdl	bdl	0.001	0.001	0.001	bdl	bdl	bdl	0.008			

注:“bdl”表示“含量低于检出限”。

10^{-6})。相较于Ⅲ带白云母,Ⅳ带白云母中 $w(\text{Nb})$ ($157 \times 10^{-6} \sim 326 \times 10^{-6}$)降低, $w(\text{Li})$ ($938 \times 10^{-6} \sim 1488 \times 10^{-6}$)、 $w(\text{Rb})$ ($2164 \times 10^{-6} \sim 6409 \times 10^{-6}$)、 $w(\text{Ta})$ ($22 \times 10^{-6} \sim 96 \times 10^{-6}$)和 $w(\text{Cs})$ ($36 \times 10^{-6} \sim 502 \times 10^{-6}$)升高。

(2) 长石 长石的微量元素分析结果列于表8。1号脉长石中 Li、B、Sc、Cr、Cu、Zn、Sn、Sb 含量大多低于检出限。Ⅲ带钠长石中具有较低的 $w(\text{Li})$ (27.1×10^{-6})、 $w(\text{Ga})$ ($14.6 \times 10^{-6} \sim 28.0 \times 10^{-6}$)、 $w(\text{Ge})$ ($2.0 \times 10^{-6} \sim 5.0 \times 10^{-6}$) 和 $w(\text{Cs})$ ($0.28 \times 10^{-6} \sim 104 \times 10^{-6}$)。相较于Ⅲ带钠长石,Ⅳ带钠长石中 $w(\text{Ga})$ ($17.4 \times 10^{-6} \sim 29.3 \times 10^{-6}$) 和 $w(\text{Ge})$ ($1.8 \times 10^{-6} \sim 4.1 \times 10^{-6}$) 降低, $w(\text{Li})$ ($105 \times$

10^{-6})、 $w(\text{Rb})$ ($0.5 \times 10^{-6} \sim 164 \times 10^{-6}$) 和 $w(\text{Cs})$ ($0.20 \times 10^{-6} \sim 29.2 \times 10^{-6}$) 升高。

4.4 流体包裹体岩相学特征

原生流体包裹体群主要分布于1号脉Ⅲ带至V带的石英以及Ⅳ带至V带的绿柱石中。根据 Roedder(1984)和卢焕章等(2004)提出的流体包裹体在室温下的分类准则并结合冷冻升温过程中的相态变化,对本次研究中的流体包裹体群类型进行了划分(表9)。

4.4.1 石英中的流体包裹体

Ⅲ带到V带中原生石英中发育 Q1、Q2、Q3、Q4

表6 沙柳泉1号伟晶岩脉磷灰石主量成分

Table 6 Major element content of apatite in Shaliuquan No. 1 pegmatite vein

组分	III带								IV带							
	P2-7				p2-3				边←核→边				P2-9			
	核→边		核→边		边←核→边		核→边		核→边		核→边		核→边		核→边	
<i>w(B)/%</i>																
Na ₂ O	bdl	0.03	bdl	bdl	0.04	bdl	0.03	0.02	0.01	bdl	bdl	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02
MgO	bdl	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	bdl	0.02	bdl	0.01	bdl	0.04	0.02	bdl	bdl	0.01
Al ₂ O ₃	bdl	0.01	bdl	bdl	0.02	0.01	bdl	bdl	0.01	bdl	bdl	0.01	bdl	0.01	0.03	bdl
SiO ₂	0.05	0.04	0.10	0.04	0.07	0.11	0.03	0.02	0.06	0.09	bdl	bdl	0.01	0.07	0.07	0.05
P ₂ O ₅	41.02	40.27	39.47	40.60	40.08	39.95	40.14	40.79	41.26	41.21	40.61	40.09	40.03	38.26	38.90	39.41
Cl	0.04	0.03	0.09	0.02	0.02	0.07	0.02	bdl	0.01	0.02	bdl	0.01	0.02	0.01	0.05	0.06
K ₂ O	bdl	0.01	0.06	0.01	bdl	bdl	bdl	0.01	bdl	0.02	bdl	0.01	bdl	0.01	bdl	bdl
CaO	52.91	52.49	52.50	52.68	52.58	53.04	52.31	53.94	54.43	51.98	52.74	52.90	53.40	55.37	52.01	52.18
F	4.03	3.96	3.82	4.22	6.13	5.08	3.32	3.42	3.66	3.71	3.30	4.06	4.06	4.41	4.24	4.21
FeO	0.56	0.50	0.53	0.44	0.48	0.49	0.35	0.03	0.16	0.36	0.31	0.70	0.51	0.21	0.40	0.39
MnO	3.35	2.94	3.15	2.95	3.33	3.19	3.95	2.75	2.58	4.31	3.34	3.34	3.08	2.60	4.20	3.81
TiO ₂	0.02	bdl	0.09	bdl	bdl	bdl	bdl	0.14	0.02	0.16	bdl	bdl	bdl	0.05	0.12	bdl
-O=F	1.69	1.66	1.60	1.77	2.57	2.13	1.39	1.44	1.54	1.56	1.39	1.71	1.70	1.85	1.78	1.77
总和	100.29	98.65	98.22	99.20	100.13	99.87	98.74	99.56	100.79	100.17	99.09	99.43	99.48	99.11	98.19	98.52
Na	0.006	bdl	0.011	bdl	bdl	bdl	bdl	0.011	0.005	0.002	bdl	bdl	0.010	0.009	0.011	0.006
Mg	bdl	bdl	0.007	0.002	0.002	0.003	bdl	0.006	0.001	0.004	0.001	0.010	0.004	0.001	bdl	0.003
Al	bdl	bdl	0.002	bdl	bdl	bdl	0.002	bdl	0.001	0.002	bdl	bdl	0.002	bdl	0.002	0.002
Si	0.036	0.008	0.007	0.017	0.006	0.011	0.005	0.004	0.010	0.016	bdl	0.001	0.002	0.012	0.011	0.008
P	5.582	5.876	5.853	5.798	5.852	5.689	5.907	5.881	5.858	5.953	5.915	5.816	5.796	5.579	5.763	5.787
Cl	0.001	0.011	0.008	0.028	0.007	0.005	0.006	0.001	0.004	0.005	0.001	0.003	0.005	0.004	0.015	0.019
K	bdl	bdl	0.002	0.013	0.002	0.001	bdl	bdl	0.002	bdl	0.004	bdl	0.002	bdl	0.003	bdl
Ca	10.102	10.204	10.142	9.853	10.081	10.070	10.145	10.595	10.112	10.055	10.068	9.946	10.011	10.120	9.966	9.795
F	1.823	1.841	1.940	2.000	1.794	2.202	2.193	2.403	2.347	2.312	3.265	2.158	2.151	2.095	2.274	3.249
Fe	0.051	0.005	0.022	0.052	0.045	0.100	0.073	0.030	0.058	0.057	0.009	0.079	0.071	0.077	0.063	0.069
Mn	0.581	0.397	0.367	0.623	0.487	0.484	0.447	0.379	0.623	0.561	0.184	0.481	0.428	0.463	0.425	0.474
Ti	bdl	bdl	0.018	0.003	0.021	bdl	bdl	bdl	0.006	0.015	bdl	0.003	bdl	0.012	bdl	bdl

注：“bdl”表示“含量低于检出限”。

及Q5五种类型原生包裹体群(表9)。Q1型主要为富液相LV包裹体(约占70%~80%),呈小群状或孤立状分布于1号脉各个分带。其大小为5~15 μm,气相分数为10%~20%(图6a),有时可达40%,形态多为不规则状、椭圆形或方形;Q2型以富气相LV包裹体为主(约占10%~20%),呈小群状产出,或与Q1型包裹体群共生。其大小为8~18 μm,气相分数为50%~80%(图6b),形态一般为不规则状、椭圆形或方形等;Q3型由含CO₂ LLV包裹体组成(约占3%~5%)(图6c),多呈小群状分布于IV、V带与绿柱石共生的石英中,其大小为5~18 μm,形态呈圆形、椭圆形或不规则形等,CO₂相体积变化较大,占包裹体总体积的30%~80%;Q4型主要为含子晶三相包裹体(约占1%~2%),

多与Q1型包裹体共生,其大小为8~15 μm,气相分数为10%~40%,形态为椭圆形、方形或不规则形等,子晶呈方形(图6d)或不规则状;Q5型由纯液相包裹体组成(约占5%~10%),多呈小群状分布,大小为5~15 μm,形态呈椭圆形或不规则形等。部分包裹体可能受到矿物的应力挤压,内部流体发生泄露(图6e)。次生包裹体一般沿矿物裂隙分布(图6f)。

次生石英矿物颗粒细小,包裹体分布较少。其内包裹体主要为富液相两相水溶液包裹体,大小5~12 μm,气相分数为10%~20%,形态为不规则状、椭圆形或方形等。

4.4.2 绿柱石中流体包裹体

绿柱石主要分布于白云母较为富集的位置。其

表7 沙柳泉1号伟晶岩脉云母矿物微量元素含量($w(B)/10^{-6}$)Table 7 Trace element content of mica minerals in Shaliuquan No. 1 pegmatite vein ($w(B)/10^{-6}$)

组分	Ⅲ带			Ⅳ带	
	P1-5(5个点)	P1-6(6个点)	P1-9(2个点)	P1-2(10个点)	P1-7(5个点)
Li	937~1020(969)	451~589(535)	1267~1373(1320)	1223~1488(1374.987)	938~1260(1133)
Be	20.3~22.2(21.1)	28.9~58.7(39.7)	19.9~26.4(23.1)	15.5~33.8(25.7)	28.3~36.8(32.3)
Sc	8.3~9.0(8.7)	3.5~19.9(14.0)	21.3~21.7(21.5)	6.0~11.5(8.3)	1.8~3.5(2.8)
Zn	290~327(312)	179~231(201)	274~300(287)	248~4164(351)	345~417(386)
Ga	167~187(173)	113~174(151)	170~175(173)	150~166(156)	142~162(154)
Rb	2478~2717(2577)	1939~2170(2043)	1973~1982(1977)	2164~3831(2485)	2580~6409(3832)
Nb	286~322(300)	161.4~310.8(236.3)	369~369(369)	208~326(279)	157~282(234)
Cs	43.9~54.5(48.4)	45.1~138.4(78.1)	31.6~32.0(31.8)	36~150(69)	59.1~502.0(230.2)
Ba	0.3~0.4(0.3)	0.6~3.4(1.7)	3.8~4.1(3.9)	0.4~0.9(0.6)	0.8~5.5(2.7)
Ta	23.9~26.4(25.3)	7.7~19.9(15.0)	21.6~22.4(22.0)	22~58(29)	26.6~96.2(54.7)
Pb	2.9~3.6(3.2)	4.3~10.5(6.6)	4.5~4.8(4.6)	3.1~8.9(4.2)	3.1~5.0(4.0)
K/Rb	33.7~36.1(34.9)	44.5~47.0(46.0)	48.1~48.6(48.3)	23.5~41.8(37.3)	15.2~34.1(27.1)
K/Cs	1610~2038(1865)	656~2104(1507)	2979~3036(3007)	602~2447(1562)	194~1488(903)
Nb/Ta	11.3~12.2(11.9)	13.6~21.3(16.4)	16.5~17.1(16.8)	3.6~14.7(10.5)	1.6~10.3(6.8)

注:括号内为平均值。比值单位为1。

表8 沙柳泉1号伟晶岩脉长石矿物微量元素含量($w(B)/10^{-6}$)Table 8 Trace element content of feldspar minerals in Shaliuquan No. 1 pegmatite vein ($w(B)/10^{-6}$)

组分	Ⅲ带			Ⅳ带	
	P1-5(6个点)	P1-6(9个点)	P1-2(6个点)	P1-7(15个点)	
Li	13.5~27.1(20.3)	4.4~6.9(5.7)	13.5~62(42.2)	9.3~105(42.6)	
Be	5.4~14.6(7.9)	4.1~6.6(5.3)	3.7~10.1(5.4)	4.1~14.8(9.1)	
Sc	0.6~0.8(0.7)	0.5~0.8(0.6)	0.5~1.2(0.8)	0.5~0.6(0.6)	
Zn	1.0~6.9(4.1)	2.1~4.5(3.1)	2.4~9.9(5.7)	1.1~13.7(3.6)	
Ga	19.5~28.0(23.4)	14.6~26.0(18.8)	17.4~24.7(21.4)	17.8~29.3(23.4)	
Ge	3.2~3.8(3.7)	2.0~5.0(3.0)	1.8~3.9(2.9)	1.9~4.1(2.9)	
Rb	0.7~104.6(34.5)	2.1~2088(356.9)	0.5~128(39.8)	0.7~164(24.9)	
Sr	0.9~2.2(1.4)	2.0~5.7(3.3)	5.7~24.6(10.3)	1.1~4.7(2.4)	
Cs	1.9~10.4(5.2)	0.3~104(14.1)	1.7~29.2(10.7)	0.2~16.0(2.4)	
Ba	0.2~1.3(0.7)	0.2~8.2(1.6)	0.2~14.2(2.8)	0.2~0.9(0.4)	
Pb	3.0~10.4(7.3)	3.1~70.9(11.8)	4.6~8.3(5.8)	3.2~7.9(5.5)	
K/Rb	57.8~1291(653)	68.9~558(251)	43.7~1697(580)	52.1~1287(667)	
K/Cs	224.9~744(552)	754~3169(1342)	156~553(307)	390~4669(1543)	

注:括号内为平均值。比值单位为1。

中发育B1、B2、B3、B4四种类型包裹体群(表9)。B1型为富液相两相包裹体,多呈小群分布,少数呈孤立状产出(图7a),大小为5~15 μm ;B2型为富气相两相包裹体,形状一般为不规则状、椭圆形、长条形等(图7b),大小为8~20 μm ;B3型为含子晶三相包裹体,多呈孤立状产出,气相分数变化较大,大小为10~25 μm ,子晶多呈方形和不规则形等(图7c,f);B4型

为含液相CO₂三相包裹体,多呈孤立状分布,大多数与富液相两相水溶液包裹体共生,大小为10~25 μm ,形态呈圆形、椭圆形、不规则形等(图7d,e)。CO₂相体积变化较大,占包裹体总体积30%~70%。这4种类型包裹体群在Ⅳ带和Ⅴ带的绿柱石中均有分布。

4.5 流体包裹体激光拉曼光谱分析及显微测温

本次研究选择1号脉内石英和绿柱石内原生包

表9 沙柳泉1号伟晶岩脉石英和绿柱石流体包裹体群类型

Table 9 Types of fluid inclusion assemblages (FIAs) hosted in quartz and beryl from the Shaliuquan No. 1 pegmatite vein

寄主矿物	包裹体群类型	分布特点	$\phi(B)/\%$			
			气相	液相	石英	菱铁矿
原生石英	富液相LV包裹体(Q1)	伟晶岩Ⅲ至V带, 出现频率高	10~20	80~90	-	-
	富气相LV包裹体(Q2)	伟晶岩Ⅲ至V带, 出现频率高	70~80	20~30	-	-
	含CO ₂ LLV包裹体(Q3)	分布于IV、V带	40~50	50~60	-	-
	含子晶三相包裹体(Q4)	少见	10~30	50~60	10~20	-
	纯液相包裹体(Q5)	少见	-	100	-	-
次生石英	富液相LV包裹体	出现频率高	10~20	80~90	-	-
	富气相LV包裹体	少见	50~80	20~30	-	-
绿柱石	富液相LV包裹体(B1)	出现频率高	10~20	80~90	-	-
	富气相LV包裹体(B2)	少数	60~80	20~30	-	-
	含子晶三相流体包裹体(B3)	少数	70~80	10~20	-	5
	含CO ₂ LLV包裹体(B4)	少数	10~40	60~90	10	-

注:“-”表示不存在。

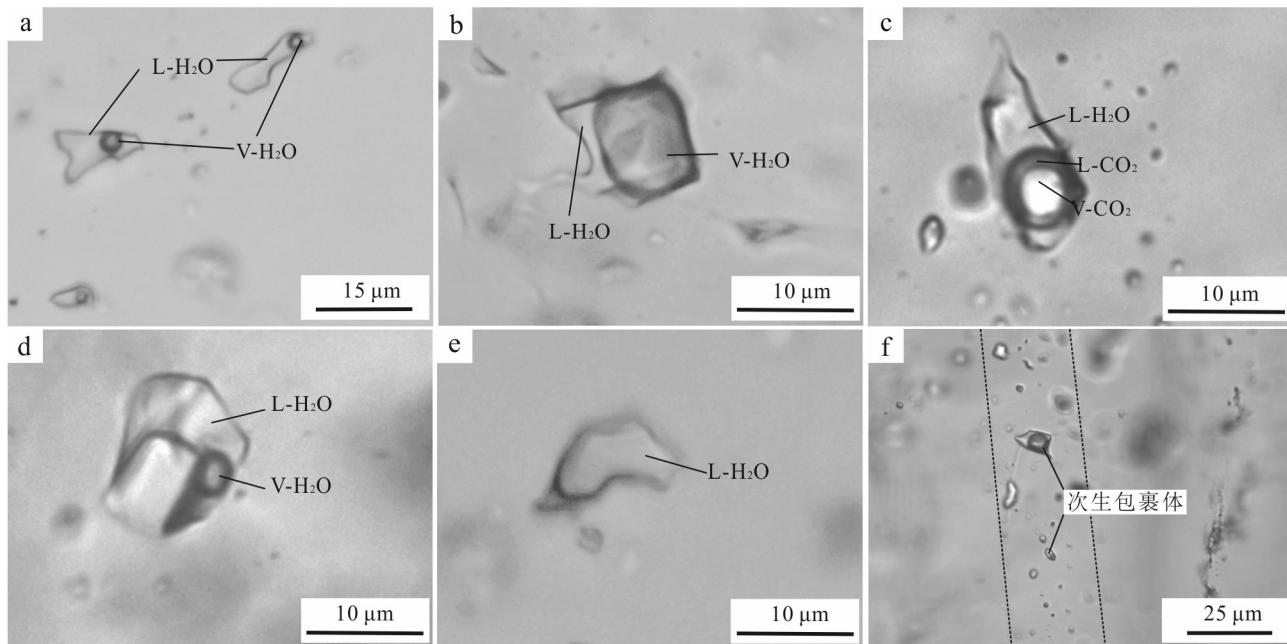


图6 沙柳泉伟晶岩石英中流体包裹体

a. 富液相两相包裹体; b. 富气相两相包裹体; c. 含液相CO₂三相包裹体; d. 含子晶三相包裹体; e. 纯液相包裹体; f. 次生包裹体

Fig. 6 Fluid inclusion in quartz from the Shaliuquan pegmatite

a. Liquid-rich two-phase fluid inclusion; b. Gas-rich two-phase fluid inclusion; c. CO₂ Liquid-bearing three-phase fluid inclusion; d. Daughter crystal bearing three phase fluid inclusions; e. Pure liquid phase fluid inclusion; f. Secondary fluid inclusion

裹体进行激光拉曼分析(图8),根据激光拉曼鉴定和岩相学观察结果,估算了石英和绿柱石的流体包裹体内子晶、气相和液相的体积分数,测试了流体包裹体的均一温度和盐度(表10)。

在沙柳泉稀有金属伟晶岩矿床中,石英内的Q1、Q2和Q4三种类型包裹体的气体成分主要为H₂O(图8a),而Q3型包裹体的气相成分主要为CO₂

(图8b)。Q4型包裹体中固相的体积分数在5%~20%之间,其成分是石英(图8c)。石英中的成矿流体归属于NaCl-H₂O体系。绿柱石中流体包裹体的气体成分主要是CO₂,其成矿流体属于NaCl-H₂O-CO₂体系。绿柱石B4型包裹体中固相体积分数为10%~30%,其主要成分是菱铁矿和石膏(图8d)。

沙柳泉伟晶岩石英中流体包裹体的均一温度和盐

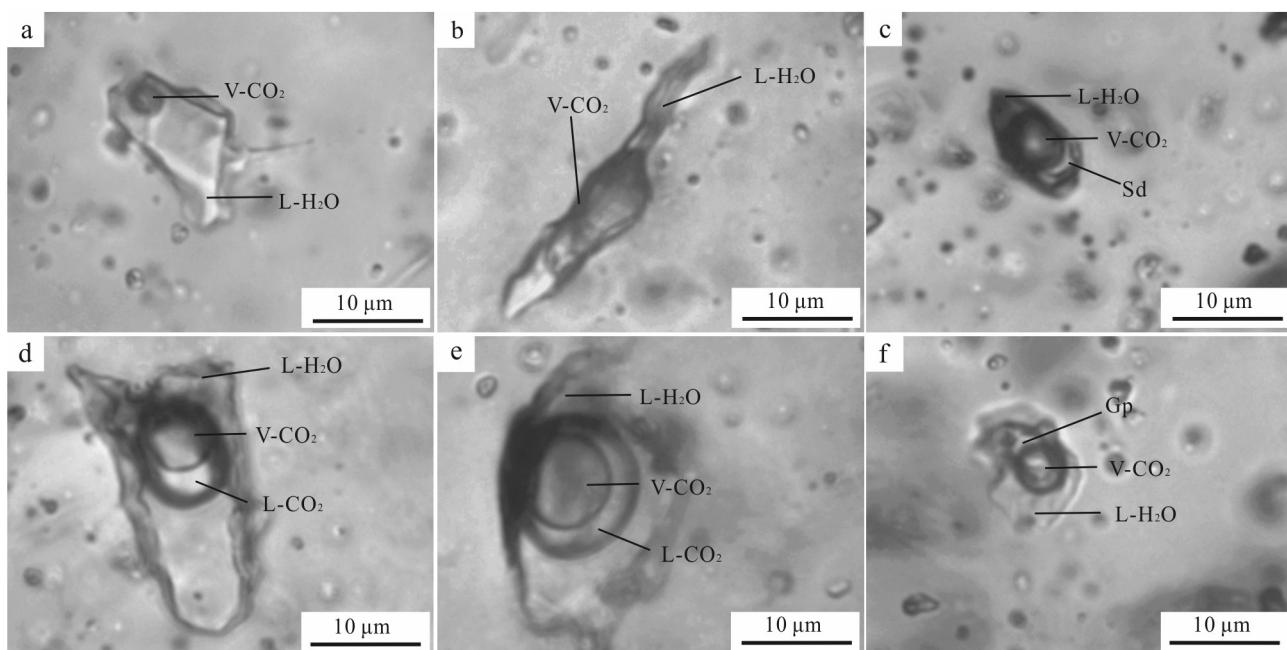


图7 沙柳泉伟晶岩绿柱石中的流体包裹体

a. 富液相两相包裹体; b. 富气相两相包裹体; c、f. 含子晶三相包裹体; d、e. 含液相CO₂三相包裹体
Sd—菱铁矿; Gp—石膏

Fig. 7 Fluid inclusions hosted in beryl from the Shaliuquan pegmatite

a. Liquid-rich two-phase fluid inclusion; b. Gas-rich two-phase fluid inclusion; c, f. Three-phase fluid inclusion containing daughter minerals including gypsum and siderite; d, e. Liquid CO₂-bearing three phase fluid inclusions
Sd—Siderite; Gp—Gypsum

度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 分别为200~427°C和3.2%~9.9%(表10;图9a,b)。伟晶岩结晶早期Ⅲ带石英中成矿流体的均一温度和盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 分别为211~427°C和3.2%~9.9%。伟晶岩结晶晚期的Ⅳ和Ⅴ带石英中成矿流体的均一温度和盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 分别为200~409°C和1.2%~11.1%。绿柱石中包裹体的均一温度为213~363°C,但主要集中在270~330°C(图9c),盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$

Cl_{eq})为1.1%~10.2%,主要集中在2%~6%(图9d)。

5 讨 论

5.1 伟晶岩脉的分异演化

伟晶岩中矿物内部的结构与成分的变化记录了伟晶岩分异演化过程的信息,例如云母、长石和铌钽

表10 沙柳泉1号伟晶岩脉石英和绿柱石代表性流体包裹体群均一温度和盐度一览表

Table 10 Homogenization temperatures and salinities of representative fluid inclusion assemblages in quartz and beryl from the Shaliuquan No. 1 pegmatite vein

样品号	分带	主矿物	包裹体群类型	数量/个	冰点温度/°C	均一温度/°C	$w(\text{NaCl}_{\text{eq}})/\%$
P1-3	Ⅲ带	石英	Q1	79	-6.5~-1.9	211~427	3.2~9.9
P1-5			Q2	6	-3.8~-4.8	315~396	6.2~7.3
P1-6		绿柱石	Q1	48	-7.5~-2.6	221~409	4.3~11.1
P1-9			Q2	6	-3.8~-4.8	309~359	5.9~7.0
P1-2	Ⅳ带	石英	B1	22	-6.0~-1.0	213~363	1.7~9.2
P1-7			Q1	22	-6.5~-2.8	200~348	1.2~9.2
P1-4	V带	绿柱石	B1	24	-6.8~-0.6	277~331	1.1~10.2

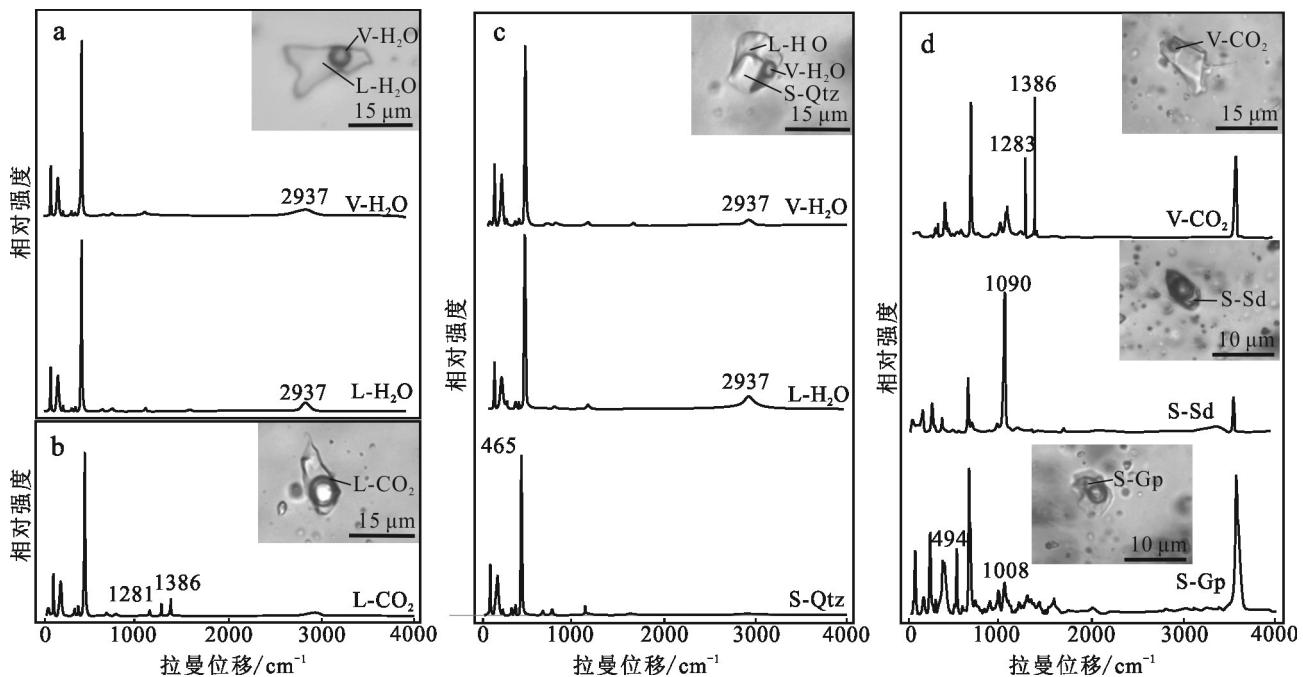


图8 沙柳泉1号伟晶岩脉中石英(a~c)和绿柱石(d)的流体包裹体拉曼图谱

Qtz—石英; Sd—菱铁矿; Gp—石膏

Fig. 8 Raman spectra of fluid inclusions in quartz (a~c) and beryl (d) in the Shaliuquan No.1 pegmatite vein

Qtz—Quartz; Sd—Siderite; Gp—Gypsum

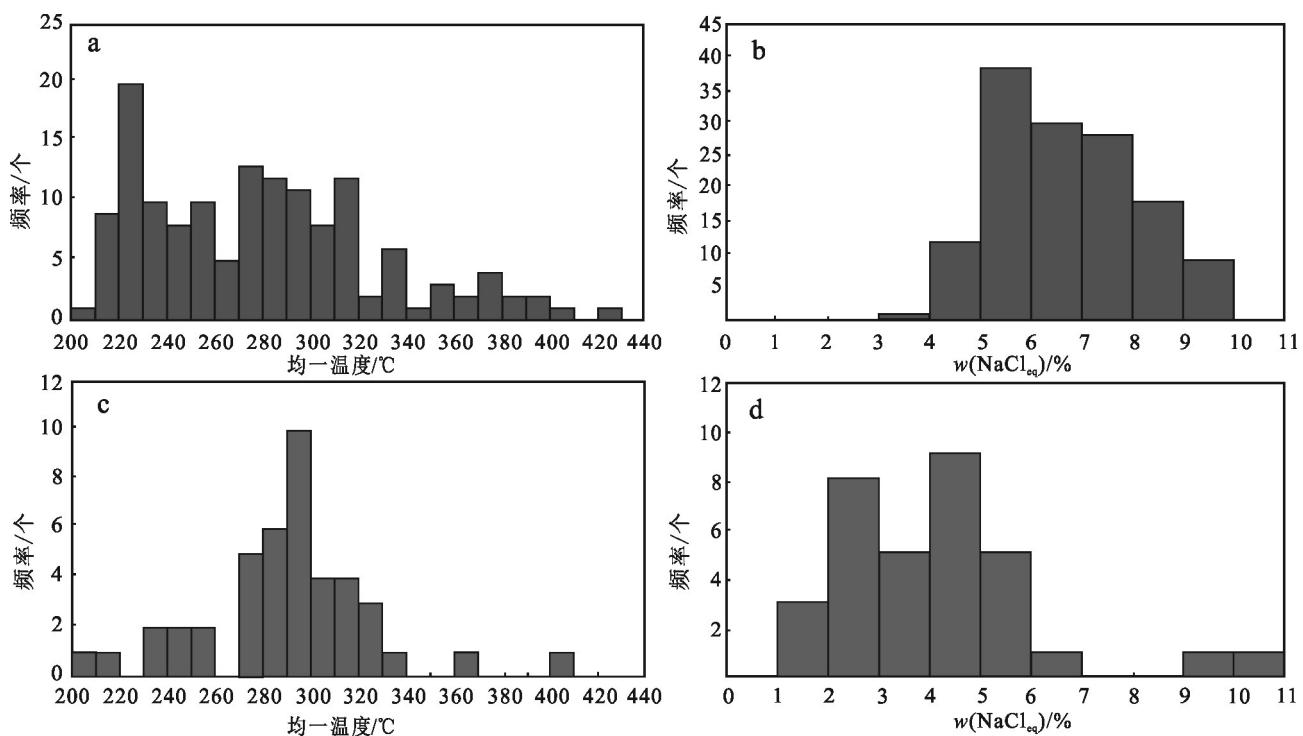


图9 早期石英中流体包裹体均一温度(a)和盐度(b)直方图及绿柱石中流体包裹体均一温度(c)和盐度(d)直方图

Fig. 9 Histograms showing homogenization temperature (a) and salinity (b) of fluid inclusions in the early quartz and histograms showing homogenization temperatures (c) and salinities (d) of fluid inclusions in beryl

铁矿等矿物内部的元素变化揭示了伟晶岩的演化方向(Linnen et al., 2012; 岑炬标等, 2021; 熊欣等, 2021a; 严清高等, 2022)。前人认为伴随着伟晶岩演化程度的提高, 云母中Li、Rb、Cs、F含量升高, Ba含量降低, 云母中K/Rb值和Nb/Ta值降低, 长石中K/Rb值降低(Alfonso et al., 2003; Černý et al., 2003; Roda-Robles et al., 2007; 周起凤等, 2013)。本次所研究的沙柳泉1号伟晶岩脉云母和长石成分均一, 自边缘带到核部, 矿物化学成分具有一定的演化规律: 云母中Li、K、Rb、Cs、Ta和F等元素含量升高, K/Rb、K/Cs值和Nb/Ta值逐渐降低(图10b、c), 存在Li的类质同象替换趋势(图10a), 但程度较低, 不足以

改变云母的类型; 长石中Li、Rb和Cs等元素含量升高, K/Rb值逐渐降低(图10b)。这些特征表明, 分离结晶是控制沙柳泉1号伟晶岩脉云母和长石成分演化的主要因素; 脉体自边缘带向核部分异演化程度逐渐升高。

与国内外稀有金属伟晶岩矿床和不含矿伟晶岩对比, 例如可可托海3号伟晶岩脉(周起凤等, 2013)、阿根廷Totoral伟晶岩(Oyarzábal et al., 2009)、纳米比亚Karibib伟晶岩和加拿大Tanco伟晶岩矿床(Goad et al., 1981; Roda-Robles et al., 2007), 1号脉伟晶岩中云母的K/Rb值和Cs含量与分异演化程度较低的西班牙Cap de Creus伟晶岩区不含矿

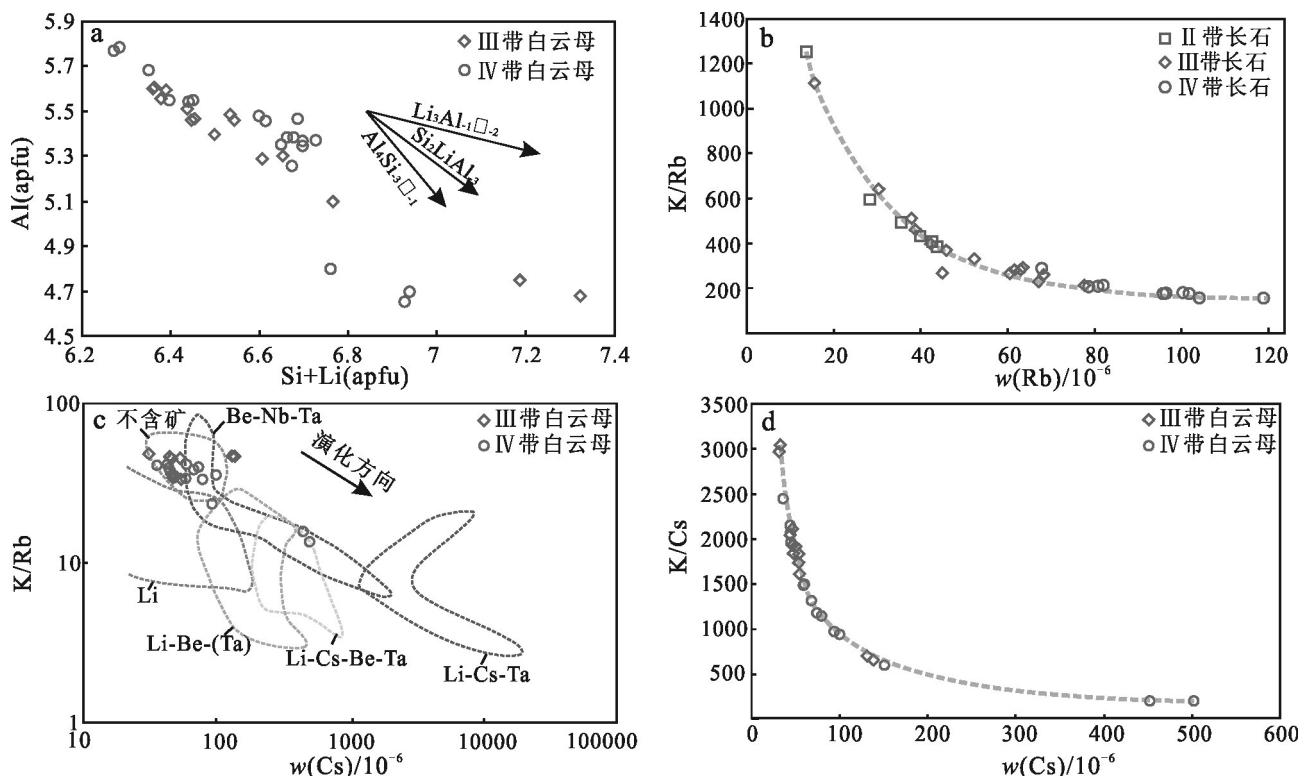


图10 白云母-含锂白云母的替代机制(a, 据Roda-Robles et al., 2007)、长石K/Rb-Rb图解(b)及沙柳泉1号伟晶岩脉云母K/Rb-Cs图解(c, 据周起凤等, 2013)和云母K/Cs-Cs图解(d)

图a中“□”代表晶体空位。虚线区域为不同类型稀有金属矿床和不含矿伟晶岩中云母和钾长石的K/Rb值和Cs含量。其中, Li-Cs-Ta为加拿大Tanco超大型稀有金属矿床(Goad et al., 1981); Li为纳米比亚Karibib伟晶岩(Roda-Robles et al., 2007); Be-Nb-Ta为阿根廷Totoral伟晶岩(Oyarzábal et al., 2009); 不含矿、Li-Be-Ta和Li-Cs-Be-Ta为西班牙Cap de Creus伟晶岩(Alfonso et al., 2003)

Fig. 10 Substitution mechanism of muscovite and Li-containing muscovite (a, after Roda-Robles et al., 2007), K/Rb-Rb diagram of feldspar (b), K/Rb-Cs diagram (c, after Zhou et al., 2013) and K/Cs-Cs diagram of mica (d) of Shaliuquan No. 1 pegmatite vein

The “□” in Figure a represents crystal vacancy. The dashed areas are the K/Rb values and Cs contents of mica and K-feldspar from different types of rare-metal pegmatites and barren pegmatites. Among them, Li-Cs-Ta pegmatites are represented by the Tanco super-large rare metal deposit in Canada (Goad et al., 1981); Li pegmatites are represented by the Karibib pegmatite in Namibia (Roda-Robles et al., 2007); Totoral Be-Nb-Ta pegmatite in Argentina (Oyarzábal et al., 2009). Barren, Li-Be-Ta and Li-Cs-Be-Ta pegmatites in Cap de Creus, Spain (Alfonso et al., 2003)

伟晶岩的该值较为相似,部分演化程度较高的长石和云母矿物和阿根廷 Totoral 伟晶岩带 Be-Nb-Ta 矿化伟晶岩较为相似(图 10c)。长石的 K/Rb 值相对于其他地区矿化伟晶岩的该值更高,而 Cs 含量更低,但部分演化程度最高的长石的 K/Rb 值和 Cs 含量与阿根廷 Totoral 伟晶岩一致。从 I 带到 IV 带,1 号脉各分带的演化趋势与其他伟晶岩矿床从不含矿→Be-Nb-Ta→Li-Cs-Be-Ta→Li-Cs-Ta 的演化趋势一致,但仅仅演化到 Be-Nb-Ta 矿化的程度。这些特征表明沙柳泉 1 号脉是一个演化程度相对较低的伟晶岩脉。

磷灰石中 Mn 具有通过取代 Ca 进入磷灰石的替换机制,所以其往往具有较高的 MnO 含量(Piccoli et al., 2002)。磷灰石中 MnO 和 FeO 之间具有一定的正相关性(图 11b),所以磷灰石中 FeO 和 MnO 与 CaO 之间的负相关性表明 Fe 元素可能和 Mn 元素一起通过取代 Ca 进入磷灰石(图 11a)。从 III 带至 IV 带磷灰石中 F 含量提高(图 12a),这表明了随着岩浆演化的过程,F 在熔体中开始逐渐富集,大部分磷灰石从核部至边部 F 含量的升高也印证了这种现象(图 12b)。另一部分磷灰石在边缘位置 F 含量降低,可能是其受到了晚期流体的交代作用,导致 F 进入成矿流体中。严清高等(2022)研究表明,受到后期流体的交代的磷灰石,其 F 含量会相对降低。这些特征均表明在结晶过程中,熔(流)体具有相对较高的 F 含量,并且 1 号脉伟晶岩从 III 带到 IV 带伟晶岩的分异演化程度提高。

铌铁矿族矿物是岩浆发生高度分异演化之后结晶的产物,可以指示伟晶岩脉的分异演化程度,其成分会随着伟晶岩演化,逐渐向富 Mn 和富 Ta 的方向演化,也是判断伟晶岩分异程度的重要指示标志之

一。在铌钽铁矿的成因分类图中,沙柳泉铌钽铁矿均为铌铁矿,III 带铌钽铁矿的 Mn# 和 Ta# 值分别为 0.06~0.09 和 0.17~0.34;IV 带铌钽铁矿的 Mn# 和 Ta# 值分别为 0.14~0.32 和 0.25~0.45。从 III 带至 IV 带,铌钽铁矿演化程度明显提高,整体符合绿柱石型伟晶岩中铌钽铁矿的演化趋势(图 5b)。区域内柴北缘茶卡北山伟晶岩型锂铍矿床的 Ta# 可达 0.69(孙文礼等,2023),表明 1 号脉伟晶岩分异程度相对较低。

综上所述,白云母、长石、铌钽铁矿和磷灰石的主微量元素特征均表明,1 号脉伟晶岩整体演化程度相对较低,分离结晶是脉体由外向内分异演化程度逐渐升高的主要控制机制。

5.2 成矿流体特征

沙柳泉 1 号脉伟晶岩石英中流体包裹体属于中高温(200~432°C)、低盐度($w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 3.2%~9.9%) 的 NaCl-H₂O 体系。绿柱石中流体包裹体属于中高温(213~402°C)、低盐度($w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 1.7%~7.3%) 的 NaCl-H₂O-CO₂ 体系。这种低盐度的特征在国内外多个典型伟晶岩矿床均有报道(Li et al., 2017; 2019; Mulja et al., 2018; 熊欣等, 2021b)。自 III 带到 V 带,伟晶岩脉石英中流体包裹体的均一温度和盐度呈现出降低趋势(图 13a、b)。其他伟晶岩矿床的成矿流体也有类似的情况,例如仁里 5 号伟晶岩脉、川西扎乌龙伟晶岩矿床等(Li et al., 2019; 熊欣等, 2021b)。

对国内外其他稀有金属伟晶岩矿床成矿流体的均一温度和盐度进行的统计显示,该类型矿床中流体均一温度主要为 200~450°C, 盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 主要为 3%~21%(熊欣等, 2021b; Fei et al., 2021)。Li 矿化伟晶岩和 Be 矿化伟晶岩的均一温度和盐度的范围略有差异,而相同(Li 或 Be)矿化伟晶岩矿床之间

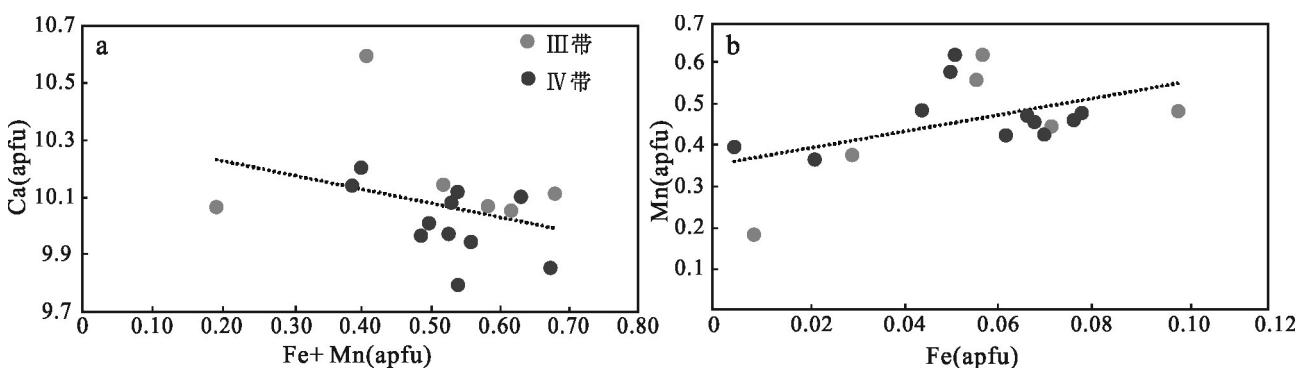


图 11 沙柳泉 1 号伟晶岩脉中磷灰石 Fe+Mn/Ca 含量散点图(a)及沙柳泉伟晶岩中磷灰石 Fe/Mn 含量散点图(b)

Fig. 11 Binary plot of (Fe + Mn) versus Ca of apatite (a) and binary plot of Fe versus Mn of apatite (b) in the Shaliuquan No. 1 pegmatite vein

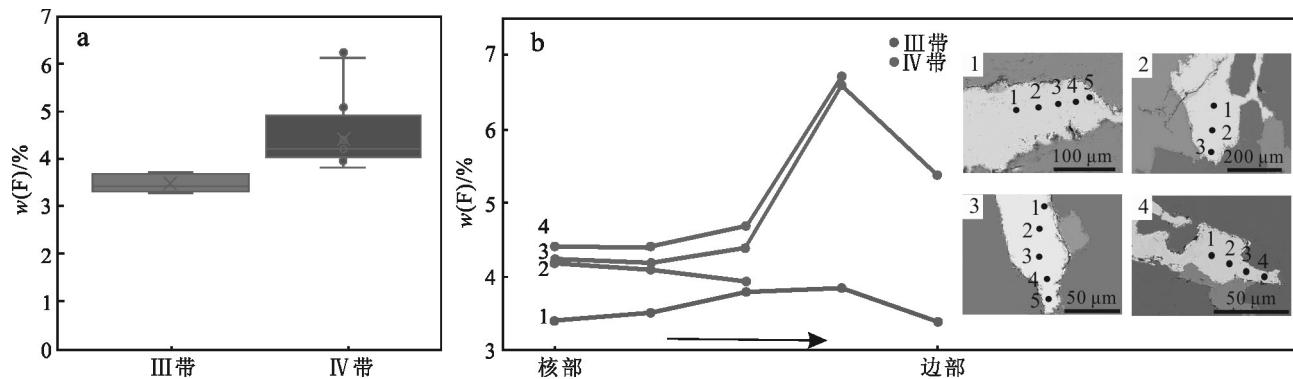


图12 沙柳泉1号伟晶岩脉Ⅲ带和Ⅳ带磷灰石F含量箱型图(a)及单个磷灰石核部至边部F含量变化趋势(b)

Fig. 12 Box plot of the F contents in apatites (a) and variation of F contents in individual apatite grain from core to margin (b) in the Shaliuquan No. 1 pegmatite vein

流体的均一温度和盐度较为一致(图14a)。与茶卡北山Li矿化伟晶岩相比,沙柳泉Be矿化伟晶岩成矿流体的盐度明显较低(图14b)。与相邻的松潘-甘孜稀有金属成矿带的甲基卡伟晶岩矿区相似,发育Li矿化伟晶岩的成矿流体的盐度也要高于Be矿化伟晶岩。这可能与伟晶岩的形成环境、熔(流)体的演化差异以及元素富集机制有关。

前人认为有2种可能存在的流体演化方式:第一种是在岩浆演化早期先分离出一个以水为主的NaCl-H₂O-CO₂体系,然后在进一步的演化过程中分离出富CO₂流体和NaCl-H₂O流体;第二种是在岩浆演化早期分离出富CO₂流体和NaCl-H₂O流体(卢焕章等,1996; Lü et al., 2024)。这2种演化方式虽然存在分歧,但可以肯定的是,当演化达到一定程度,流体会演化成NaCl-H₂O流体和NaCl-H₂O-CO₂流体2种体系。

CO₂的存在可以增强流体的不混溶性,导致独立气相的分离(Lowenstein, 2001)。前人推测富CO₂包裹体为伟晶岩熔/流体中CO₂达到饱和后分异的产物(Thomas et al., 2000; 2005; 2006; Mulja et al., 2018)。Ⅳ带和Ⅴ带绿柱石和部分石英中赋存大量的富CO₂包裹体,表明1号脉中NaCl-H₂O-CO₂流体CO₂的浓度很高。CO₂的溶解度会随压力和岩浆碱度的降低而降低(Lowenstein, 2001)。因此,演化程度较低的岩浆中流体最早可能为NaCl-H₂O流体。伴随着岩浆的演化,当岩浆碱度和压力降低到一定阶段后,CO₂开始从熔体析出,NaCl-H₂O流体演化为NaCl-H₂O-CO₂流体。当CO₂浓度达到一定程度后流体演变为NaCl-H₂O和NaCl-H₂O-CO₂两种流体。

Ⅳ带、Ⅴ带中绿柱石及其共生石英中包裹体气相成分主要为CO₂,石英中包裹体气相成分以H₂O为主;如前文所述,绿柱石的结晶时间晚于石英,或

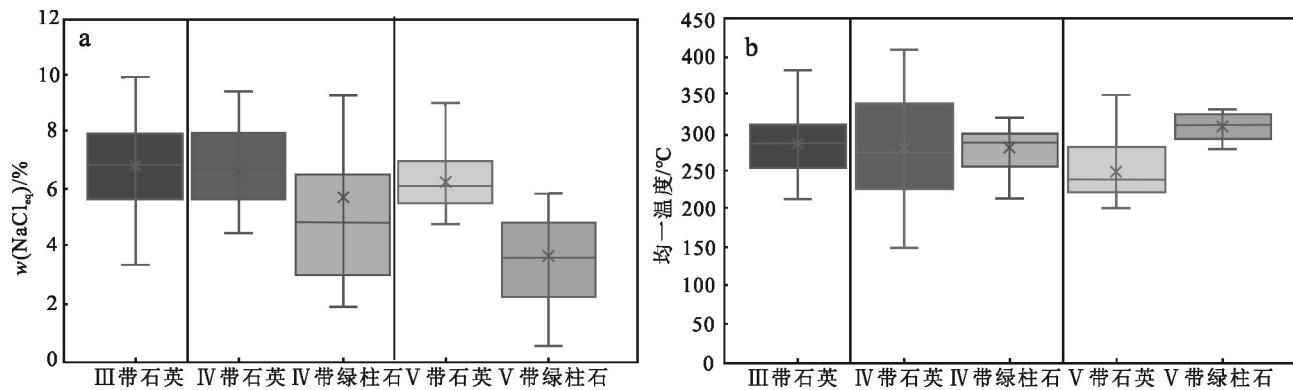


图13 沙柳泉1号脉伟晶岩流体包裹体盐度箱型图(a)和沙柳泉1号脉伟晶岩流体包裹体均一温度箱型图(b)

Fig. 13 box plots showing salinities (a) and homogenization temperatures (b) of fluid inclusion assemblages from the Shaliuquan No. 1 pegmatite

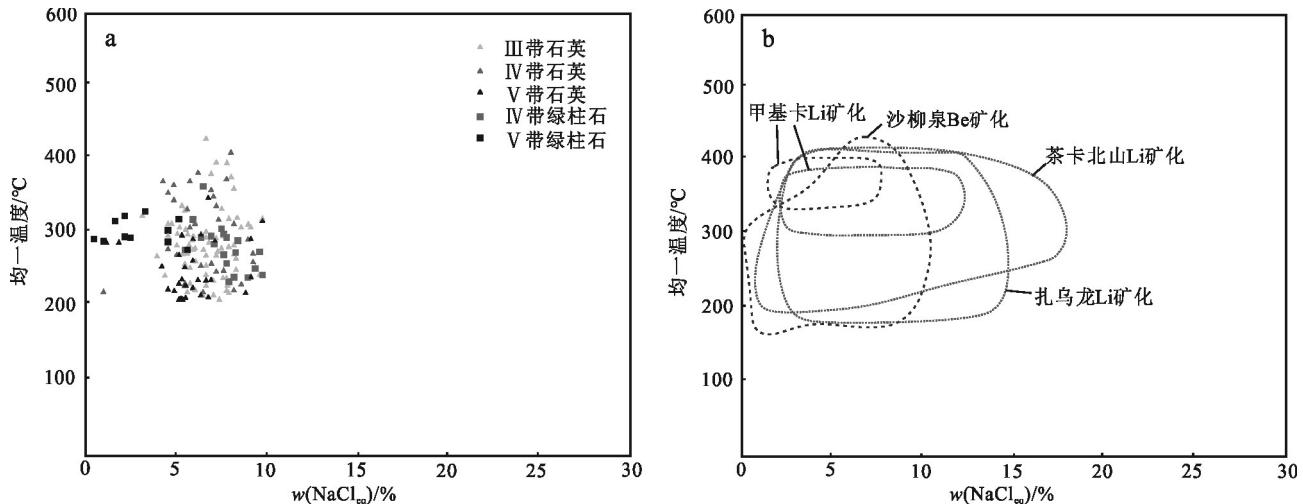


图14 沙柳泉1号伟晶岩脉流体包裹体均一温度-盐度散点图(a)及其他伟晶岩矿床流体包裹体均一温度-盐度图(b)
黑色虚线区域为Be矿化伟晶岩中流体包裹体的均一温度和盐度范围,灰色虚线区域为Li矿化伟晶岩中流体包裹体的均一温度和盐度范围(熊欣等,2021b;2022;Lü et al., 2024)

Fig. 14 Homogenization temperature vs. salinity binary plot of fluid inclusion assemblages in the Shaliuquan No. 1 pegmatite vein
(a) and Homogenization temperature-salinity maps of fluid inclusions in other pegmatitic deposits (b)
The area highlighted using black dashed lines represents the homogenization temperature and salinity range of fluid inclusions in Be mineralized pegmatite, and the area highlighted using grey dashed lines represents the homogenization temperature and salinity range of fluid inclusions in Li mineralized pegmatite (Xiong et al., 2021b; 2022; Lü et al., 2024)

者同时结晶。Ⅰ带至Ⅲ带的流体主要为NaCl-H₂O体系,所以NaCl-H₂O-CO₂流体的形成时间晚于NaCl-H₂O流体。

结合岩相学特征,沙柳泉伟晶岩流体演化可以分为3个阶段:①伟晶岩早期结晶阶段,成矿流体属于NaCl-H₂O体系,主要与伟晶岩Ⅰ带至Ⅲ带的矿物(如微斜长石)共存;②伟晶岩晚期结晶阶段,出现NaCl-H₂O流体和NaCl-H₂O-CO₂流体等两种不混溶的流体,主要与伟晶岩Ⅳ带和Ⅴ带的矿物(如钠长石、绿柱石等)共存;③晚期热液阶段,热液流体沿矿物裂隙形成大量次生流体包裹体,并伴随着热液石英、次生白云母等矿物的形成。

富子晶包裹体是伟晶岩结晶阶段的产物,代表伟晶岩阶段的原始组分,是研究伟晶岩元素富集机制和成矿环境的重要对象(Fuertes-Fuente et al., 2000; Sirbescu et al., 2003; Li et al., 2016; 2017; Mulja et al., 2018; 熊欣等,2022)。沙柳泉伟晶岩脉中,石英和绿柱石均发育含子晶包裹体,这些流体包裹体个体相对较大,其内固相组分在包裹体内所占比例变化较大。石英中富子晶包裹体的子晶呈方形(图7d)或不规则状,成分为石英,与宿主矿物成分相同。绿柱石中富子晶包裹体中子晶成分主要为菱铁

矿(FeCO₃)和石膏。

对国内外的稀有金属伟晶岩矿床进行统计,流体包裹体中子晶的成分以硅酸盐矿物(云母、长石等矿物)为主,涵盖了碳酸盐矿物(CaCO₃、Li₂CO₃等)、磷酸盐(磷灰石)和其他矿物(金红石、岩盐和硼酸等)(Thomas et al., 2009; 2012; 2016; Fei et al., 2021; Michallik et al., 2021; 熊欣等, 2021b; 2022; 董京娱等, 2023),而很少发现硫酸盐矿物。熊欣等(2021; 2022)通过对伟晶岩流体包裹体液相成分进行离子色谱分析,证明其液相组分存在大量SO₄²⁻,并随着体系演化,SO₄²⁻逐渐降低。这些特征表明SO₄²⁻可能普遍存在于伟晶岩成矿流体之中,并在演化过程中与金属离子结合而逐渐沉淀。这对于伟晶岩中元素的富集机制和成矿流体的演化具有重要意义。另外,Orlovka伟晶岩包裹体的子晶中具有闪锌矿和天然硫等富S矿物(Thomas et al., 2009)。这些现象表明S可能对于流体的反应性和金属元素的运移具有重要的重要意义。

5.3 流体成分对铍矿化的制约

成矿流体会从早期的弱碱性、贫CO₂盐水体系向弱酸性、富CO₂的盐水体系演化(熊欣等,2021b)。伟晶岩的结晶过程会消耗流体中的“溶质”。伟晶岩

成矿流体的低盐度可能是长石、白云母等造岩矿物结晶消耗初始岩浆碱金属元素的结果(熊欣等,2021b)。磷灰石的沉淀将导致流体中HF含量的降低,HF含量的降低又会降低流体中Nb、Ta等元素的溶解度(白应雄等,2021);随着岩浆的演化,熔体与流体进行物质交换,释放CO₂,从而促进流体向富CO₂的方向演化。富子晶包裹体捕获于伟晶岩矿物结晶过程中,可能代表了伟晶岩阶段的原始组分(London,1986;Li et al.,2015;2017;熊欣等,2021a)。含子晶包裹体中的菱铁矿(FeCO₃)子晶表明熔体含有碳酸盐成分,具备释放CO₂的物质基础。

H₂O是伟晶岩形成的必要条件之一,可以抑制成核、促进大晶体的生长(London,1992;2005;Nabalek et al.,2010)。富含CO₂、F、H₂O成分的流体有利于绿柱石的形成(董京娱等,2023)。Be通常被视为流体运移元素,在流体中以LiBeF₃等化合物或者K₂(BeF₄)、K₂(BeCO₃)₂等络合物的形式存在(Förster et al.,1999;丁欣等,2016;胡志康,2019)。CO₂可以促进岩浆液态不混溶作用或者改变岩浆和流体的pH值,形成过铝性成矿系统,从而使络合物分解形成绿柱石(丁欣等,2016;胡志康,2019)。此外,成矿流体可以促进磷灰石和铌钽铁矿等副矿物的形成,从而提高伟晶岩的分异演化程度。Nb₂O₅和Ta₂O₅在流体中的溶解度随HF浓度增加而增加(Timofeev et al.,2015;2017)。氟磷灰石结晶会使流体中HF含量降低,从而导致流体中Nb和Ta溶解度降低,使其结晶为铌钽铁矿(Kaeter et al.,2018;白应雄等,2021)。

6 结 论

沙柳泉稀有金属伟晶岩矿床1号脉具有相对较好的分带性,自边缘带到核部可划分为似文象结构带(I)、文象结构带(II)、长石带(III)、白云母石英带(IV)和石英核(V)。微斜长石及白云母成分变化趋势表面,自I带至IV带,伟晶岩分异演化程度逐渐提高,但1号伟晶岩整体仍属于分异演化程度较低的绿柱石型伟晶岩。

沙柳泉成矿流体从伟晶岩结晶早期的中高温(211~427°C)、低盐度($w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为3.2%~9.9%)的NaCl-H₂O盐水体系在伟晶岩演化晚期形成中高温、低盐度的NaCl-H₂O和NaCl-H₂O-CO₂两种不同性质

的流体,其中富CO₂流体可能对绿柱石结晶起促进作用。

致 谢 本次野外工作获得了青海地调院同行的大力支持;样品处理与实验测试得到了长安大学成矿作用及其动力学实验室谭细娟的帮助;匿名评审专家的修改意见显著提升论文质量,作者表示诚挚的感谢!

References

- Alfonso P, Melgarejo J C, Yusta I and Velasco F. 2003. Geochemistry of feldspars and muscovite in granitic pegmatite from the Cap de Creus field, Catalonia, Spain[J]. The Canadian Mineralogist, 41(1): 103-116.
- Anderson A J, Clark A H and Gray S. 2001. The occurrence and origin of zabuyelite (Li₂CO₃) in spodumene-hosted fluid inclusions: Implications for the internal evolution of rare-element granitic pegmatites[J]. The Canadian Mineralogist, 39(6): 1513-1527.
- Anderson A J. 2013. Are silicate-rich inclusions in spodumene crystallized aliquots of boundary layer melt[J]? Geofluids, 13(4): 460-466.
- Anderson A J. 2019. Microthermometric behavior of crystal-rich inclusions in spodumene under confining pressure[J]. The Canadian Mineralogist, 57(6): 853-865.
- Bai J H, Fu J, Lin Y H, Yang H P, Zeng B, Yuan B W, An H Y, Qu Z and Li J T. 2019. General survey report on potassium feldspar deposits in Shaliuquan region, Wulan County, Qinghai Province[R]. Qinghai Institute of Geological Survey(in Chinese).
- Bai Y X, Shen P, Cao C Pan H D, Li C H, Luo Y Q, Feng H X and Suo Q Y. 2021. Geochemical characteristics and significance of apatite from the Koktokay pegmatitic rare-metal deposit, Altay, Xinjiang[J]. Acta Petrologica Sinica, 37(9): 2843-2860(in Chinese with English abstract).
- Cen J B, Feng Y G, Liang T, Gao J G, He L and Zhou Y. 2022. Implications of muscovite composition on the genesis of Li-rich and Be-rich pegmatites: A case study of the Kalu'an rare-metal pegmatite ore-field[J]. Acta Petrologica Sinica, 38(2): 411-429(in Chinese with English abstract).
- Černý P, Galliski M A, Oyarzábal J C, Teertstra D K, Chapman R, McBride L and Ferreira K. 2003. Stranded and equilibrated assemblages of late feldspars in two granitic pegmatites in the Pampean Ranges, Argentina[J]. The Canadian Mineralogist, 1013-1026.
- Černý P, Linnen R L and Samson I M. 2005a. The Tanco rare-element pegmatite deposit, Manitoba: Regional context, internal anatomy, and global comparisons[J]. Rare-element geochemistry and mineral deposits, 17: 127-158.
- Černý P, Masau M, Goad B E and Ferreira K. 2005b. The Greer Lake leucogranite, Manitoba, and the origin of lepidolite-subtype granit-

- ic pegmatites[J]. *Lithos*, 80(1-4): 305-321.
- Ding X. 2016. Ore-forming mechanism of the Asikaerte granite type beryllium deposit in Xinjiang, China[D]. Beijing: China University of Geosciences (Beijing)(in Chinese).
- Dong J Y, Huang F and Wang D H. 2023. Gechemical characteristics and geological significance of beryl in different of beryl in different types of beryllium deposits[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 39(7): 2153-2166(in Chinese with English abstract).
- Fei G C, Menuge J F, Chen C S, Yang Y L, Deng Y, Li Y G and Zheng L. 2021. Evolution of pegmatite ore-forming fluid: The Lijiaogou spodumene pegmatites in the Songpan-Garze Fold Belt, southwestern Sichuan Province, China[J]. *Ore Geology Reviews*, 139: 104441.
- Feng X K, Wang Z Q, Yuan F, Li S P, Han J J, Deng Y F, Li X H and Li Y. 2024. Geochronology, mineralization and prospecting implication of the Paleoproterozoic Shaliuquan Nb-Ta pegmatite deposit in the northern Tibetan Plateau[J]. *Ore Geology Reviews*, 106093.
- Feng Y G, Liang T, Yang X Q, Zhang Z and Wang Y Q. 2019. Chemical evolution of Nb-Ta oxides and cassiterite in phosphorus-rich albite-spodumene pegmatites in the Kangxiwa-Dahongliutan pegmatite field, western Kunlun orogen, China[J]. *Minerals*, 9(3): 166.
- Fuertes-Fuente M, Martin-Izard A, Boiron M C and Vinuela J M. 2000. *P-T* path and fluid evolution in the Franqueira granitic pegmatite, central Galicia, northwestern Spain[J]. *The Canadian Mineralogist*, 38(5): 1163-1175.
- Förster H J, Tischendorf G, Trumbull R B and Gottesmann B. 1999. Late-collisional granites in the Variscan Erzgebirge, Germany[J]. *Journal of Petrology*, 40(11): 1613-1645.
- Goad B E and Černý P. 1981. Peraluminous pegmatitic granites and their pegmatite aureoles in the Winnipeg River district, southeastern Manitoba[J]. *The Canadian Mineralogist*, 19: 177-194.
- Guo A L, Zhang G W, Qiang J, Sun Y G, Li G and Yao A P. 2009. Indosinian Zongwulong orogenic belt on the northeastern margin of the Qinghai-Tibet plateau[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 25(1): 1-12 (in Chinese with English abstract).
- Hao G J, Lu S N, Wang H C, Xin H T and Li H K. 2004. The Pre-Devonian tectonic framework in the northern margin of Qaidam basin and geological evolution of Olongbuluck palaeo-block[J]. *Earth Science Frontiers*, 11: 115-122(in Chinese with English abstract).
- Hellstrom J, Paton C, Woodhead J and Hergt J. 2008. Iolite: Software for spatially resolved LA -(quad and MC) ICPMS analysis[J]. *Mineralogical Association of Canada short course series*, 40: 343-348.
- Hu Z K. 2019. Fluid inclusions features and genesis of beryls from Cuonadong gneiss dome, southern Tibet[D]. Beijing: China University of Geosciences(in Chinese).
- Kaeter D, Barros R, Menuge J F and Chew D M. 2018. The magmatic-hydrothermal transition in rare-element pegmatites from southeast Ireland: LA-ICP-MS chemical mapping of muscovite and columbite-tantalite[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 240: 98-130.
- Li J K and Chou I M. 2015. Hydrogen in silicate melt inclusions in quartz from granite detected with Raman spectroscopy[J]. *Journal of Raman Spectroscopy*, 46(10): 983-986.
- Li J K and Chou I M. 2016. An occurrence of metastable cristobalite in spodumene-hosted crystal-rich inclusions from Jiajika pegmatite deposit, China[J]. *Journal of Geochemical Exploration*, 171: 29-36.
- Li J K and Chou I M. 2017. Homogenization experiments of crystal-rich inclusions in Spodumene from Jiajika lithium deposit, China, under elevated external pressures in a hydrothermal diamond-Anvil cell[J]. *Geofluids*, (1): 9252913.
- Li J K, Zou T R, Wang D H and Ding X. 2017. A review of beryllium metallogenetic regularity in China[J]. *Mineral Deposits*, 36(4): 951-978(in Chinese with English abstract).
- Li J K, Liu C Y, Liu X, Li P, Huang Z and Zhou F. 2019. Tantalum and niobium mineralization from F-and Cl-rich fluid in the lepidolite-rich pegmatite from the Renli deposit in northern Hunan, China: Constraints of fluid inclusions and lepidolite crystallization experiments[J]. *Ore Geology Reviews*, 115: 103187.
- Li J K, LI P, Yan Q G, Liu Q and Xiong X. 2021. History of granitic pegmatite research in China[J]. *Acta Geologica Sinica*, 95(10): 2996-3016(in Chinese with English abstract).
- Li S P, Zhan S Z, Jin T T, Chen J, Ren H and Qiu W. 2016. REE geochemical characteristics and provenance analysis of the Shaliuquan niobium tantalum pegmatite ore, Qinghai Province[J]. *Chinese Rare Earths*, 37(1): 39-46(in Chinese with English abstract).
- Li X C, Niu M L, Yakymchuk C, Yan Z, Fu C L and Zhao Q Q. 2018. Anatexis of former arc magmatic rocks during oceanic subduction: A case study from the North Wulan gneiss complex[J]. *Gondwana Research*, 61: 128-149.
- Li Z H, Li B L, Wang B, Chen S L, Li P, Liao Y B and Yu R T. 2002. Geochronology, geochemistry, Hf isotope, and their geological significance of the tonalite and fine-grained diorite from Kushuiquan gold deposit, North Qaidam[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 37 (6): 1653-1673(in Chinese with English abstract).
- Liu X C. 2013. The temporal-spatial transition from oceanic subduction to continental subduction and fluid activity during deeply subduction of continental crust: A study from the Western Dabie and North Qaidam HP-UHP metamorphic belts[D]. China University of Geosciences. (in Chinese).
- Linnen R L, Van Lichtervelde M and Černý P. 2012. Granitic pegmatites as sources of strategic metals[J]. *Elements*, 8(4): 275-280.
- London D. 1986. Magmatic-hydrothermal transition in the Tanco rare-element pegmatite: Evidence from fluid inclusions and phase-equilibrium experiments[J]. *American Mineralogist*, 71(3-4): 376-395.
- London D. 1992. The application of experimental petrology to the genesis and crystallization of granitic pegmatites[J]. *The Canadian Mineralogist*, 30(3): 499-540.
- London D. 2005. Granitic pegmatites: An assessment of current con-

- cepts and directions for the future[J]. *Lithos*, 80(1-4): 281-303.
- London D. 2008. Pegmatites[M]. *The Canadian Mineralogist*, 10: 347.
- London D. 2009. The origin of primary textures in granitic pegmatites[J]. *The Canadian Mineralogist*, 47(4): 697-724.
- London D. 2014. A petrologic assessment of internal zonation in granitic pegmatites[J]. *Lithos*, 184: 74-104.
- London D. 2018. Ore-forming processes within granitic pegmatites[J]. *Ore Geology Reviews*, 101: 349-383.
- Lowenstern J B. 2001. Carbon dioxide in magmas and implications for hydrothermal systems[J]. *Mineralium Deposita*, 36: 490-502.
- Lu H Z, Wang Z G and Li Y S. 1996. Magma/fluid transition and genesis of pegmatite dike No. 3 at Altay, Xinjiang[J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 16(1): 1-7(in Chinese with English abstract).
- Lu H Z, Fan H R, Ni P, Ou G X, Shen K and Zhang W H. 2004. Fluid inclusions[M]. Beijing: Science Press. 1-487(in Chinese).
- Lu S N, Wang H C, Li H K, Yuan G B, Xin H T and Zheng J K. 2002. Redefinition of the “Dakendaban Group” on the northern margin of the Qaidam Basin[J]. *Geological Bulletin of China*, 21(1): 19-23(in Chinese with English abstract).
- Lu Z L, Zhang J X, Mao X H, Zhou G S, Teng X and Wu Y W. 2020. Ordovician adakite-Nb-enriched basalt suite in the eastern North Qaidam Mountains: Implications for oceanic subduction and crustal accretion prior to deep continental subduction[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 36(10): 2995-3017(in Chinese with English abstract).
- Lü S J, Dong G C, Zhao Z D, Luo Z B, Ketchaya Y B, Li X W and Yuan W M. 2024. The genesis of the Chakabeishan Li-(Be) pegmatite deposit in the northern Tibetan Plateau: Evidence from fluid inclusion and lithium isotope[J]. *Ore Geology Reviews*, 105965.
- McCauley A and Bradley D C. 2014. The global age distribution of granitic pegmatites[J]. *The Canadian Mineralogist*, 52(2): 183-190.
- Meng F C, Zhang J X and Yang J S. 2005. Tectono-thermal event of post-HP/UHP metamorphism in the Xitieshan area of the North Qaidam Mountains, western China: Isotopic and geochemical evidence of granite and gneiss[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 21(1): 45-56(in Chinese with English abstract).
- Michallik R M, Wagner T and Fusswinkel T. 2021. Late-stage fluid exsolution and fluid phase separation processes in granitic pegmatites: Insights from fluid inclusion studies of the Luumäki gem beryl pegmatite (SE Finland)[J]. *Lithos*, 380: 105852.
- Mulja T and Williams-Jones A E. 2018. The physical and chemical evolution of fluids in rare-element granitic pegmatites associated with the Lacorne pluton, Québec, Canada[J]. *Chemical Geology*, 493: 281-297.
- Nabelek P I, Whittington A G and Sirbescu M L C. 2010. The role of H_2O in rapid emplacement and crystallization of granite pegmatites: Resolving the paradox of large crystals in highly undercooled melts[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160: 313-325.
- Oyarzábal J, Galliski M Á and Perino E. 2009. Geochemistry of K-feldspar and muscovite in rare-element pegmatites and granites from the Totoral Pegmatite Field, San Luis, Argentina[J]. *Resource Geology*, 59(4): 315-329.
- Pan G T, Li X Z, Wang L Q, Ding J and Chen Z L. 2002. Preliminary division of tectonic units of the Qinghai-Tibet Plateau and its adjacent regions[J]. *Geological Bulletin of China*, 21(11): 701-707(in Chinese with English abstract).
- Pan T, Li S P, Ren H, Wang B Z, Li W F, Wang C T and Jin T T. 2020. Metallogenetic conditions and prospecting potential of Lithium polymetallic deposits in North Qaidam Basin[J]. *Mineral Exploration*, 11(6): 1101-1116(in Chinese with English abstract).
- Piccoli P M and Candela P A. 2002. Apatite in igneous systems[J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 48(1): 255-292(in Chinese with English abstract).
- Ren Y F. 2018. Mesoproterozoic to Early Paleozoic tectonic evolution of the North Qaidam orogenic belt[D]. Northwest University. (in Chinese with English abstract).
- Ren Y F, Chen D L, Wang H J, Zhu X H and Bai B W. 2021. Grenvillian and Early Paleozoic polyphase metamorphism recorded by eclogite and host garnet mica schist in the North Qaidam orogenic belt[J]. *Geoscience Frontiers*, 12(4): 101170.
- Roda-Robles E, Keller P, Pesquera A and Fontan F. 2007. Micas of the muscovite-lepidolite series from Karibib pegmatites, Namibia[J]. *Mineralogical Magazine*, 71(1): 41-62.
- Roedder E. 1984. Fluid inclusions[J]. *Reviews in Mineralogy*, 12: 1-644.
- Simmons W B S and Webber K L. 2008. Pegmatite genesis: State of the art[J]. *European Journal of Mineralogy*, 20(4): 421.
- Sirbescu M L C and Nabelek P I. 2003. Crystallization conditions and evolution of magmatic fluids in the Harney Peak granite and associated pegmatites, Black Hills, South Dakota—Evidence from fluid inclusions[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(13): 2443-2465.
- Sun W L, Zhao Z D, Mo X X, Dong G C, Li X W, Yuan W M, Tang Y and Wang T. 2023. Geochemistry and geochronology of columbite-tantalite group minerals from the Chakabeishan pegmatite-type Li-Be deposit, North Qaidam Tectonic Belt[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 39(11): 3417-3433(in Chinese with English abstract).
- Thomas R, Webster J D and Heinrich W. 2000. Melt inclusions in pegmatite quartz: Complete miscibility between silicate melts and hydrous fluids at low pressure[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139: 394-401.
- Thomas R, Förster H J, Rickers K and Webster J D. 2005. Formation of extremely F-rich hydrous melt fractions and hydrothermal fluids during differentiation of highly evolved tin-granite magmas: A melt/fluid-inclusion study[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 148: 582-601.
- Thomas R, Webster J D, Rhede D, Seifert W, Rickers K, Förster H J, Heinrich W and Davidson P. 2006. The transition from peraluminous to peralkaline granitic melts: Evidence from melt inclusions and accessory minerals[J]. *Lithos*, 91(1-4): 137-149.
- Thomas R, Davidson P and Badanina E. 2009. A melt and fluid inclusion assemblage in beryl from pegmatite in the Orlovka amazonite granite, East Transbaikalia, Russia: Implications for pegmatite-

- forming melt systems[J]. *Mineralogy and Petrology*, 96: 129-140.
- Thomas R and Davidson P. 2012. Water in granite and pegmatite-forming melts[J]. *Ore Geology Reviews*, 46: 32-46.
- 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[J]. *Ore Geology Reviews*, 72: 1088-1101.
- Timofeev A, Migdisov A A and Williams-Jones A E. 2015. An experimental study of the solubility and speciation of niobium in fluoride-bearing aqueous solutions at elevated temperature[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 158: 103-111.
- Timofeev A, Migdisov A A and Williams-Jones A E. 2017. An experimental study of the solubility and speciation of tantalum in fluoride-bearing aqueous solutions at elevated temperature[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 197: 294-304.
- Tischendorf G, Gottesmann B, Förster H J and Trumbull R B. 1997. On Li-bearing micas: Estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation[J]. *Mineralogical Magazine*, 61(409): 809-834.
- Vignola P, Zucali M, Rotiroti N, Marotta G, Risplendente A, Pavese A, Boscardin M, Mattioli V and Bertoldi G. 2018. The chrysoberyl- and phosphate-bearing albite pegmatite of Malga Garbella, Val di Rabbi, Trento Province, Italy[J]. *The Canadian Mineralogist*, 56 (4): 411-424.
- Wang D H, Wang R J, Li J K, Zhao Z, Yu Y, Dai J J, Chen Z H, Li D X, Qu W J, Deng M C, Fu X F, Sun Y and Zhen G D. 2013. The progress in the strategic research and survey of rare earth, rare metal and rare-scattered elements mineral resources[J]. *Geology in China*, 40(2): 361-370(in Chinese with English abstract).
- Wang D H, Wang R J, Sun Y, Li J K, Zhao Z, Zhao D, Qu W J, Fu X F, Jiang S Y, Huang H G, Feng W J, Xu P, Li S M, Huang X P, Zhou H, Zhu Y X, Tu Q J, Li X R, Fang Y P and Zhou Y Y. 2016. A review of achievements in the three-type rare mineral resources (rare resources, rare earth and rarely scattered resources) survey in China[J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 37(5): 569-580(in Chinese with English abstract).
- Wang X J. 1980. The evolution of Alkali elements and the division of geochemical stages at certain pegmatitic vein NO. 3, Xinjiang, China[J]. *Geochimica*, (2): 186-192(in Chinese with English abstract).
- Xiong X, Li J K, Wang D H, Li X J, Wang Z, Zhang J M and Yan Q G. 2021a. Mineralogical characteristics of columbite-tantalite group minerals in Zhawulong granitic pegmatite-type rare metal deposit of western Sichuan and their geological implications[J]. *Mineral Deposits*, 40: 693-705(in Chinese with English abstract).
- Xiong X, Li J K, Li X J, Yan Q G and Zhang J M. 2021b. Mineralization process of Zhawulong granitic-pegmatite type lithium deposit in western Sichuan: Evidences from fluid inclusion and isotopic studies[J]. *Mineral Deposits*, 40: 997-1012(in Chinese with English abstract).
- Xiong X, Ding X, Li J K, Li P, Deng J Y and Zhang J M. 2022. Metallogenetic process of the Jiajika Li-Be deposit in West Sichuan: Constraints from fluid inclusions of No. 308 pegmatite[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 38(2): 323-340(in Chinese with English abstract).
- Yan Q G, Li J K, Li C, Chen Z Y and Xiong X. 2022. The geochemical characteristics and their geological significance of apatite from the Zhawulong-Caolong granitic pegmatite-hosted rare metal deposit in Sichuan and Qinghai Provinces, West China[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 38(2): 341-360(in Chinese with English abstract).
- Yan X P, Fu J and Zhao N. 2019. Geological characteristics and ore-controlling factors in Shaliuquan area of Lanxian[J]. *World Non-ferrous Metals*, (23): 285-286(in Chinese with English abstract).
- Zhang L, Wang Q Y, Chen N S, Sun M, Santosh M and Ba J. 2014. Geochemistry and detrital zircon U-Pb and Hf isotopes of the paragneiss suite from the Quanji massif, SE Tarim Craton: Implications for Paleoproterozoic tectonics in NW China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 95: 33-50.
- Zhou Q F, Qin K Z, Tang D M, Ding J G and Guo Z L. 2013. Mineralogy and significance of micas and feldspars from the Koktokay No. 3 pegmatitic rare-element deposit, Altai[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 29(9): 3004-3022(in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 白建海,付军,林艳海,杨鸿鹏,曾彪,袁博武,安华育,曲直,李锦涛. 2019. 青海省乌兰县沙柳泉地区钾长石矿普查报告[R]. 青海省地质调查院.
- 白应雄,申萍,曹冲,潘鸿迪,李昌昊,罗耀清,冯浩轩,索青宇. 2021. 新疆阿尔泰可可托海伟晶岩型稀有金属矿床中磷灰石地球化学特征及意义[J]. *岩石学报*, 37(9): 2843-2860.
- 岑炬标,凤永刚,梁婷,高景刚,何蕾,周易. 2022. 白云母成分对富锂伟晶岩成因的指示:以卡鲁安稀有金属矿田为例[J]. *岩石学报*, 38(2): 411-429.
- 丁欣. 2016. 新疆阿斯喀尔特花岗岩型铍矿床成矿机制研究[D]. 北京: 中国地质大学.
- 董京娱,黄凡,王登红. 2023. 不同类型铍矿床中绿柱石的地球化学特征及其地质意义[J]. *岩石学报*, 39(7): 2153-2166.
- 郭安林,张国伟,强娟,孙延贵,李广,姚安平. 2009. 青藏高原东北缘印支期宗务隆造山带[J]. *岩石学报*, 25(1): 1-12.
- 郝国杰,陆松年,王惠初,辛后田,李怀坤. 2004. 柴达木盆地北缘前泥盆纪构造格架及欧龙布鲁克古陆块地质演化[J]. *地学前缘*, (3): 115-122.
- 胡志康. 2019. 藏南绿柱石的包裹体研究及成因探讨[D]. 北京: 中国地质大学(北京).
- 李建康,邹天人,王登红,丁欣. 2017. 中国铍矿成矿规律[J]. *矿床地质*, 36(4): 951-978.
- 李建康,李鹏,严清高,刘强,熊欣. 2021. 中国花岗伟晶岩的研究历程及发展态势[J]. *地质学报*, 95(10): 2996-3016.
- 李善平,湛守智,金婷婷,陈静,任华,邱炜. 2016. 青海沙柳泉铌钽矿床伟晶岩稀土元素地球化学特征及物源分析[J]. *稀土*, 37(1):

- 39-46.
- 李治华,李碧乐,王斌,陈苏龙,李鹏,廖宇斌,于润涛. 2021. 柴北缘苦水泉金矿英云闪长岩和细粒闪长岩年代学、地球化学和Hf同位素及地质意义[J]. 岩石学报,37(6):1653-1673.
- 刘小驰. 2013. 陆壳深俯冲过程中的洋—陆转换与流体活动:以西大别和柴北缘高压—超高压变质带为例[D]. 北京:中国地质大学.
- 卢换章,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[J]. 矿物学报,(1):1-7.
- 卢换章,范宏瑞,倪培,欧光习,沈昆,张文淮. 2004. 流体包裹体[M]. 北京:科学出版社. 1-450.
- 陆松年,王惠初,李怀坤,袁桂邦,辛后田,郑健康. 2002. 柴达木盆地北缘“达肯大坂群”的再厘定[J]. 地质通报,(1): 19-23.
- 路增龙,张建新,毛小红,周桂生,滕霞,武亚威. 2020. 柴北缘东段奥陶纪埃达克岩-富Nb玄武岩:对大陆深俯冲之前大洋俯冲及地壳增生的启示[J]. 岩石学报,36(10): 2995-3017.
- 孟繁聪,张建新,杨经绥. 2005. 柴北缘锡铁山早古生代HP/UHP变质作用后的构造热事件——花岗岩和片麻岩的同位素与岩石地球化学证据[J]. 岩石学报,(1): 47-58.
- 潘桂棠,李兴振,王立全,丁俊,陈智梁. 2002. 青藏高原及邻区大地构造单元初步划分[J]. 地质通报,(11): 701-707.
- 潘彤,李善平,任华,王秉璋,李五福,王春涛,金婷婷. 2020. 柴达木盆地北缘锂多金属矿成矿条件及找矿潜力[J]. 矿产勘查,11(6): 1101-1116.
- 任云飞. 2018. 柴北缘构造带从中元古代到早古生代构造演化[D]. 西安: 西北大学.
- 孙文礼,赵志丹,莫宣学,董国臣,李小伟,袁万明,唐演,王涛. 2023. 柴北缘茶卡北山伟晶岩型锂铍矿床铌钽铁矿年代学与地球化
学[J]. 岩石学报,39(11): 3417-3433.
- 王登红,王瑞江,李建康,赵芝,于扬,代晶晶,陈郑辉,李德先,屈文俊,邓茂春,付小方,孙艳,郑国栋. 2013. 中国三稀矿产资源战略调查研究进展综述[J]. 中国地质,40(2): 361-370.
- 王登红,王瑞江,孙艳,李建康,赵芝,赵汀,屈文俊,付小方,江善元,黄华谷,冯文杰,徐平,李胜苗,黄新鹏,周辉,朱永新,涂其军,李新仁,方一平,周园园. 2016. 我国三稀(稀有稀土稀散)矿产资源调查研究成果综述[J]. 地球学报,37(5): 569-580.
- 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[J]. 地球化学,(2): 186-192.
- 熊欣,李建康,王登红,李兴杰,王臻,张珈铭,严清高. 2021a. 川西扎乌龙花岗伟晶岩型稀有金属矿床铌钽铁矿族矿物特征及其意义[J]. 矿床地质,40(4): 693-705.
- 熊欣,李建康,李兴杰,严清高,张珈铭. 2021b. 川西扎乌龙花岗伟晶岩型锂矿床成矿作用过程——来自流体包裹体与同位素的证据[J]. 矿床地质,40 (5): 997-1012.
- 熊欣,丁欣,李建康,李鹏,邓静仪,张珈铭. 2022. 川西甲基卡花岗伟晶岩的锂铍成矿作用过程——来自308号脉流体包裹体的约束[J]. 岩石学报,38 (2): 323-340.
- 严清高,李建康,李超,陈振宇,熊欣. 2022. 川西扎乌龙-青海草陇花岗伟晶岩型稀有金属矿床磷灰石地球化学特征及地质意义[J]. 岩石学报,38(2): 341-360.
- 严兴鹏,付军,赵楠. 2019. 青海乌兰县沙柳泉地区地质特征与控矿因素[J]. 世界有色金属,(23): 285-286.
- 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[J]. 岩石学报,29(9): 3004-3022.