伟晶岩型锂矿中矿物原位微区元素和同位素示踪与定年研究进展

蒋少涌,王春龙,张璐,袁峰,苏慧敏,张浩翔,刘涛

中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室,资源学院,
紧缺战略矿产资源协同创新中心,湖北武汉,430074

内容提要:锂是重要的战略性关键金属,伟晶岩型锂矿是锂资源的主要来源之一。伟晶岩的成因及锂等关键金属在花岗质岩浆-热液演化过程中是如何富集成矿的,是人们十分关注的重要科学问题。多种方法可对伟晶岩的成岩成矿年龄进行限定,除锆石外,其他副矿物和矿石矿物如磷灰石、铌铁矿族矿物、锡石等的原位微区 U-Pb 定年已得到广泛应用,但需根据定年矿物的共生关系、结晶学及矿物化学特征进行系统研究,合理解释所获年龄的地质意义;伟晶岩型锂矿的成岩成矿一般具有同时性,个别存在多期成矿。伟晶岩的地球化学类型主要有 LCT 型(富集 Li-Cs-Ta)和 NYF 型(富集 Nb-Y-F)及它们的混合类型;成因有"母体花岗岩浆的结晶分异"和"源岩直接部分熔融"两种主要模型;多种矿物学和地球化学方法可用于区分这两种成因。伟晶岩型锂矿床的成矿机制研究包括成矿元素在源区的初始富集,成矿元素在岩浆过程中的富集和沉淀,以及在岩浆-热液过程中的行为和富集作用。伟晶岩中贯通性矿物和矿石矿物的原位微区分析是研究锂等关键金属成矿过程的重要方法。

关键词:伟晶岩;锂等关键金属;原位微区地球化学分析;成岩成矿过程;成矿机制

锂等稀有金属被美国、欧盟及其他政府机构作为最重要的战略性关键金属(Critical Metals; Linnen et al., 2012; Mao Jingwen et al., 2019a; Zhai Mingguo et al., 2019)。全球最主要的锂资源有硬岩型和盐湖卤水型两类,近年来也有黏土型锂矿等新类型锂矿被提出(Kesler et al., 2012; Benson et al., 2017)。硬岩型锂矿主要为伟晶岩型,主要分布在澳大利亚(如 Greenbushes, Wodgina),以及加拿大(如 Benic Lake)、中国(如甲基卡-可尔因、大红柳滩-白龙山、可可托海、柯鲁木特)、津巴布韦(如 Bikita)、刚果(金)(如 Manono)和南非等地(Černý, 1991a, 1991b; Zou Tianren and Li Qingchang, 2006; Wang Ruijiang et al., 2015; London, 2008, 2018; Xu Zhiqin et al., 2018; Mao Jingwen et al., 2019b)。稀有金属伟晶岩在不同地质时代均有分布,前寒武纪是国外该类型大型—超大型矿床的一个主要产出期(e.g., Romer and Smeds, 1994; Partington et al., 1995; Sweetapple and Collins, 2002; Melcher et al., 2008, 2015; McCauley and Bradley, 2014),国内该类型矿床主要成矿期为印支期和燕山期(e.g., Wang et al., 2007; Che et al., 2015; Mao Jingwen et al., 2019b)。前人对稀有金属矿床进行了大量研究工作,取得了十分重要的成果。本文在系统总结相关成果的基础上,介绍了精确测定伟晶岩型锂矿成岩成矿年代最适用的同位素定年方法,探讨并总结了成矿伟晶岩的物质来源及成岩方式以及伟晶岩型锂矿床的成矿机制。

1 伟晶岩型锂矿成岩成矿年代的精确厘定

1.1 适用的同位素定年方法

地质年代学常用的诸多同位素体系如 K-Ar、Ar-Ar、Rb-Sr、Sm-Nd 和 Re-Os 等都可用于伟晶岩及相关矿床的定年(e.g., Tkachev, 2011;

注:本文为国家自然科学基金重点项目(编号 42030811)、国家重点研发计划项目(编号 2017YFC0602405)、地质过程与矿产资源国家重点实验室科技部专项经费(编号 MSFGPMR03-2)资助的成果。
收稿日期:2021-03-30;改回日期:2021-05-20;网络发表日期:2021-06-05;责任编辑:郭现轻、周健。
作者简介:蒋少涌,男。教授,博士生导师,主要从事同位素地球化学和矿床地球化学的教学与科研工作。E-mail: shyjiang@cug.edu.cn。

引用本文:蒋少涌,王春龙,张璐,袁峰,苏慧敏,张浩翔,刘涛. 2021. 伟晶岩型锂矿中矿物原位微区元素和同位素示踪与定年研究进展. 地质学报, 95(10): 3017~3038, doi: 10.19762/j.cnki.dizhixuebao.2021156.
Jiang Shaoyong, Wang Chunlong, Zhang Lu, Yuan Feng, Su Huimin, Zhang Haoxiang, Liu Tao. 2021. *In situ* trace element tracing and isotopic dating of pegmatite type lithium deposits: an overview. Acta Geologica Sinica, 95(10): 3017~3038.

McCauley and Bradley,2014),这些方法在全球形成于不同时代富锂伟晶岩的年代学研究中都得到了一定程度的应用(表 1、2)。当前 K-Ar、Rb-Sr 及 Sm-Nd 同位素系统存在封闭温度低、体系不封闭导致易受后期地质事件扰动等问题(Dickin,2005),因而近年来这些定年方法在火成岩年代学研究中应用相对变少。尽管 Ar-Ar 同位素系统当前在研究成岩成矿事件时代方面仍有广泛的应用,且对伟晶岩的 Ar-Ar 定年研究也不乏成功的实例(Wang Denghong et al.,2005;Tkachev,2011),然而 Ar-Ar 体系由于较低的封闭温度,使得不少伟晶岩获得的年龄结果比用其他方法获得的年龄年轻。例如可可托海 3 号脉,不同相带获得的白云母 Ar-Ar 年龄为 148～182 Ma(Chen et al.,2000;Zhou et al.,2015),比锆石及铌铁矿族矿物的 U-Pb 年龄(210～220 Ma)晚了数十个百万年(Wang et al.,2007;Che et al.,2015),其年龄结果很可能并不反映伟晶岩形成或岩浆结晶的时间,而是记录了伟晶岩固结后构造-热事件的时间。伟晶岩及其与围岩接触带中有时可见辉钼矿的产出,此时运用 Re-Os 同位素定年可获得高精度的结果(Lentz and Creser,2005;Liu et al.,2014;Wang Chunlong et al.,2015)。然而辉钼矿在富锂伟晶岩中并未普遍发育,因而该方法难以广泛应用。综上,受限于上述同位素体系自身存在的问题以及富锂伟晶岩的特殊性,导致这些方法难以用来限定富锂伟晶岩的成岩成矿时代。

类似于其他火成岩,锆石等矿物的 U-Pb 同位素体系仍为伟晶岩定年中应用最广泛的方法。已有研究显示,虽然一些情况下锆石 U-Pb 定年结果是可信的,但是,许多实例表明伟晶岩中的锆石往往具有高的 U 含量,易发生蜕晶化甚至重结晶作用,常含有矿物包体以及相对较高的普通 Pb 含量,再加上继承成因及捕获锆石的存在,给运用锆石 U-Pb 定年来限定伟晶岩的形成时代带来了诸多困难(Nemchin and Pidgeon,1997;Rayner et al.,2005;Wang et al.,2007)。然而由于锆石具有封闭温度高,不易受晚期热事件影响等优点(Lee et al.,1997),因此选取伟晶岩中结构均一、透明度高、孔隙及包体较少的锆石进行分析,在许多情况下仍然能够获得具有重要地质意义的年龄结果(Wang et al.,2007;Lupulscu et al.,2011),例如有学者对北美 Appalachian 地区的 LCT 型伟晶岩中锆石进行了 CA-TIMS(化学溶蚀热电离质谱法)U-Pb 定年,获得了高度谐和的年龄结果(Mattinson,2005)。需要注意的是,部分获得高精度年龄的锆石颗粒可能为捕获锆石,其形成远早于伟晶岩的结晶年龄,例如有学者在对阿尔泰可可托海 3 号脉进行年代学研究时,获得了一组介于 410～420 Ma 的高谐和度的 U-Pb 年龄,这些锆石被认为是捕获锆石(Wang et al.,2007)。Chen Jianfeng et al.(2018)根据可可托海 3 号脉中不同相带中锆石 U-Pb 定年结果,认为岩浆阶段时限从～220 Ma 至 215 Ma,岩浆、热液过渡阶段时限从 215 Ma 至 209 Ma,热液阶段时限从 209 Ma 至 195 Ma。实际上,他们所测的锆石蜕晶化十分明显,同一样品不同颗粒年龄变化极大,这些锆石的岩相学并不能区分它们是岩浆锆石,岩浆-热液过渡阶段的锆石,还是热液锆石,如他们的 Y4 样品,15 个测点,5 个点年龄变化很大(分别为 155 Ma、158 Ma、189 Ma、219 Ma、2552 Ma),9 个点年龄在 200～218 Ma 之间,加权平均年龄为 215±2 Ma,另 1 个点年龄为 195±2 Ma,作者将 215 Ma 解释为岩浆期锆石,代表伟晶岩结晶年龄,而将 195 Ma 解释为热液阶段年龄。Lv et al.(2012)报道了柯鲁木特伟晶岩中锆石的 U-Pb 年龄,其中 I 和 II 岩相带为 238～233 Ma,III 岩相带为 188 Ma,V 和 VI 岩相带为 219～211 Ma,作者同样将前者解释为岩浆结晶年龄,后者解释为岩浆-热液过渡阶段年龄,而最年轻的 188 Ma 解释为热液阶段年龄。以他们采于 II 岩相带的 KLP-2 样品为例,21 个测点年龄变化为 102～236 Ma,其中,5 个锆石边部测点在 229～236 Ma 之间,加权平均年龄为 234±4 Ma;另 2 个同样是锆石边部的测点为 215～216 Ma;还有 7 个锆石测点在 179～193 Ma 之间,加权平均年龄为 186±3 Ma,他们也将这三组年龄分别解释为岩浆结晶年龄,岩浆-热液过渡阶段年龄和热液阶段年龄。上述两个研究缺乏锆石的矿物学及成因证据,将同一条伟晶岩脉甚至同一个相带的多组锆石 U-Pb 年龄赋予不同的地质意义,显然缺乏说服力。实际上他们所测的这些锆石铀含量很高,蜕晶化十分明显,因此,对这些年龄的可靠性及解释需十分慎重。我们对柯鲁木特伟晶岩中的铌铁矿族矿物 U-Pb 年龄测定表明,其年龄为 205～208 Ma,与区内母体花岗岩的年龄完全吻合(Wang Chunlong,2017;Wang et al.,2019)。

因此,除锆石之外,伟晶岩定年应尽可能同时采用其他矿物的 U-Pb 定年来佐证,适合的矿物包括铌铁矿族矿物、锡石、独居石、磷灰石及晶质铀矿等,这些矿物在高分异花岗岩及伟晶岩中普遍发育,既

是常见的副矿物也是重要的矿石矿物,因而其年龄能够限定伟晶岩的成岩作用和稀有金属矿化的时代(e.g., Romer and Wright,1992; Melcher et al.,2015;Bradley et al.,2016;Zhang et al.,2017;Feng et al.,2020)。

作为伟晶岩中演化程度较高、矿物类型多样且组合复杂的端元,富锂伟晶岩通常发育的适合进行U-Pb定年的矿物主要有锆石、磷灰石和铌铁矿族矿物,独居石和锡石仅见于个别地区的伟晶岩中(如东秦岭官坡)。相比于锆石,铌铁矿族矿物、锡石、独居石等矿物具有合适的 Th、U 含量和相对较低的普通 Pb 含量,鲜有继承成因且蜕晶化或重结晶作用一般较弱等优点(e.g. Romer and Wright,1992; Tomascak et al.,1996;Li Q L et al.,2013)。Feng et al.(2020)还发现,一些铌铁矿族矿物铀含量也极高,也存在较明显的蜕晶化,但即使是这些颗粒仍可获得可信的年龄。随着分析技术的发展,尤其从最初的溶样法到近年来得到广泛应用的原位微区分析,以及铌铁矿族矿物(Coltan139)、锡石(AY-4)、独居石(Moacyr 或 44069)等矿物标样的开发(Fletcher et al.,2011;Li et al.,2013;Che et al.,2015),使得之前在质谱测量过程中较难解决的基体效应问题在一定程度上得以解决,因而上述矿物的U-Pb年代学已成为当前较为先进可靠的方法。

针对伟晶岩的定年难题,考虑到各种定年方法的适用性和局限性,富锂伟晶岩成岩成矿时代的最终确定,最好运用不同的同位素定年体系进行综合研究,并将获得的年龄值进行对比(表 2)。此外考虑到伟晶岩系统的复杂性,尽管当前已有涉及到多个同位素系统、多种矿物的定年方法被应用于伟晶岩的年代学研究中,仍有一些新的方法可以在今后的工作中加以应用,例如伟晶岩边部带中通常发育大量的石榴子石(富锂伟晶岩中主要为锰铝榴石端元),因此,最近开发出来的石榴子石的原位 U-Pb 定年方法也值得尝试(Deng et al.,2017;Tang et al.,2021)。

表 1　不同的同位素定年方法在伟晶岩年代学研究中的应用对比

Table 1　Comparison of different radioactive isotopic systems applied on pegmatite dating

方法	研究对象	实用性	局限性
U-Pb	锆石	常见副矿物,定年技术成熟	高 U,蜕晶化,导致年龄不准确
	磷灰石	常见副矿物,封闭温度高	有些类型伟晶岩中的磷灰石低 U、高普通铅,导致年龄不准确
	铌铁矿族矿物	可同时限定成岩时代及 Nb-Ta 矿化时代	发育环带时年龄结果谐和度低,少数情况下也有继承成因
	锡石	可同时限定成岩时代及 Sn 矿化时代	主要适用于 Sn 矿化伟晶岩
	独居石/磷钇矿	可限定 REE 矿化时代	不是富锂伟晶岩中常见的矿物
	石榴子石	在各类伟晶岩的边缘带均有发育	实用性有待检验
Re-Os	辉钼矿	发育硫化物的伟晶岩	伟晶岩中通常不发育硫化物;辉钼矿多形成于晚阶段的热液活动
Ar-Ar	云母类,碱性长石	测年对象为造岩矿物,适用于太古宙至新生代的伟晶岩	体系封闭温度低,获得的结果常常比岩浆结晶年龄年轻
Rb-Sr	云母类,磷灰石,全岩,石英中的流体包裹体等	可选测年对象多样	封闭温度低,体系不封闭
Sm-Nd	石榴子石,稀土矿物	伟晶岩边缘带的造岩矿物,及 REE 矿石矿物	体系不封闭,易受后期地质事件扰动,有时 Sm/Nd 比值变化小,得不到高精度的年龄值

1.2　成岩事件与成矿事件

伟晶岩中锂的矿石矿物主要为锂辉石、透锂长石、锂云母、锂霞石等造岩矿物,在富 P、B 体系中还会形成磷锰锂矿、磷锂铝石、锂电气石等矿物(Norton,1983; Rao et al.,2017)。通常认为这些富锂矿物形成于伟晶岩的熔体演化的不同阶段,或者伟晶岩分异演化过程中的熔-流体相互作用。传统观点认为火成岩中晶体大小是其生长速率和岩浆冷却史的直接反映,晶体大小与其生长时间呈正相关,因而伟晶岩中呈伟晶或巨晶结构的晶体,可能经历了数十甚至上百个百万年的结晶时间(Zou Tianren et al.,1986;Chen et al.,2000;Li et al.,2013)。这个结论主要基于早期一些不可靠的定年数据,如含钾矿物 K-Ar 定年,目前基于锆石、铌钽矿物、锡石等 U-Pb 定年,可以推断伟晶岩早期侵入到晚期固结年龄不会大于 30 Ma;对伟晶岩冷却过程的热模拟研究更是说明,伟晶岩是迅速结晶的产物(Morgan and London,1999; Webber et al.,1999),通常仅需数年甚至数周的时间。即使规模巨大、内部结构分带复杂的 Harding 与 Tanco 伟晶

岩,其冷却结晶也仅仅持续了 1000 a 左右(Chakoumakos and Lumpkin, 1990; London, 2008)。此外,锂辉石是伟晶岩型锂矿床中最重要的锂矿物,大量实验模拟和矿物化学研究都表明锂(锂辉石)的富集沉淀主要受控于早阶段岩浆过程,而非晚阶段的岩浆-热液过程(详见章节 3.2 和 3.3)。综上考虑到锂矿物的结晶作用与形成伟晶岩熔体的分异演化近于同期,结合当前普遍接受的伟晶岩的快速冷却结晶模型,可以推断出锂矿化与成岩作用为同一事件。尽管缺乏可直接用于年代学研究的锂矿物,运用其他与锂矿物紧密共生矿物的定年手段限定的伟晶岩的成岩时代,亦可代表锂矿化发生的时间。

表 2 全球主要富锂伟晶岩的形成时代

Table 2 Dating methods and formation ages of major Li-pegmatites

矿床名称	大地构造位置	规模	矿化组合	定年方法	形成时代(Ma)	资料来源
Wodgina	西澳 Pilbara 克拉通	超大型	Li-Ta-Sn-Cs	铌铁矿、磷灰石 U-Pb	2803～2829	Kennedy,1998; Kinny,2000
Tanco	北美 Superior 克拉通	超大型	Li-Ta-Cs-Be	锆石、铌铁矿 U-Pb;锂云母 Rb-Sr	2600～2660	Baadsgaard and Černý,1993; Camacho et al.,2012
Bikita	非洲 Kalahari 克拉通	超大型	Li-Sn-Ta-Be	铌铁矿 U-Pb,锂云母 Rb-Sr	2617～2650	Herzog et al.,1960; Melcher et al.,2015
Greenbushes	西澳 Yilgarn 克拉通	超大型	Li-Ta-Sn	锆石、钽铁矿及锡石 U-Pb	～2527	Partington et al.,1995; Kendall-Langley et al.,2020
Nyköpingsgruvan	北欧 Baltic 克拉通边缘	大型	Li	铌铁矿 U-Pb	1818～1821	Romer and Smeds,1994
Harding	北美 Cordillera 造山带	大型	Li-Be-Nb-Ta	Rb-Sr	～1336	Register,1979; Brookins et al.,1979
Manono	非洲 Congo 克拉通东南缘	超大型	Li-Ta-Sn	铌铁矿 U-Pb	940～947	Melcher et al.,2008,2015
Totoral	南美 Famatinian 造山带	大型	Li-Be-Nb-Ta	晶质铀矿 U-Pb	455～465	Linares,1959
可可托海	阿尔泰造山带	大型	Li-Be-Nb-Ta-Rb-Cs	锆石及铌铁矿 U-Pb,辉钼矿 Re-Os,Rb-Sr	212～220	Chen et al.,2000;Zhu et al.,2006;Wang et al.,2007; Liu et al., 2014; Che et al.,2015
				白云母 Ar-Ar	148～182	
白龙山	西昆仑造山带	超大型	Li-Rb-(Be)	锡石及铌铁矿 U-Pb	208～211	Zhou Kailing et al.,2019; Wang et al.,2020
柯鲁木特	阿尔泰造山带	大型	Li-Be-Nb-Ta	铌铁矿 U-Pb	205～208	Lü et al.,2012;Wang Chunlong, 2017;Wang et al.,2019
				锆石 U-Pb	188～238	
甲基卡	松潘-甘孜造山带	大型	Li-Be-Nb-Ta	锆石、铌铁矿及锡石 U-Pb	211～217	Wang Denghong et al.,2005; Hao Xuefeng et al.,2015; Dai et al.,2019
				锡石 U-Pb,白云母 Ar-Ar	196～199	
Little Nahanni	Cordillera 造山带	大型	Li	铌铁矿及磷灰石 U-Pb	81.6～90.3	Mauthner et al.,1995; Barnes,2010
				白云母、锂云母 Ar-Ar	65～66	

值得指出的是,不同于 Li,其他稀有金属矿化元素,包括稀土元素,也可形成于热液阶段(Migdisov and Williams-Jones, 2014; Thomas and Davidson, 2016)。例如,著名的加拿大 Strange Lake 矿床,早期的 Si-F 熔体不混熔使 REE 优先进入富 F 熔体中,随后出溶的热液流体造成了伟晶岩中 REE 矿化的进一步富集(Salvi and Williams-Jones, 2006; Vasyukova and Williams-Jones, 2016, 2019),因此 REE 成矿时代可能晚于成岩时代。

1.3 一期与多期成矿

从全球范围内主要富锂伟晶岩的年代学研究结果来看(表 2),同一地区伟晶岩的形成时代及矿化时限均较为集中,因而绝大多数富锂伟晶岩都是同一期岩浆作用及成矿事件的产物。需要强调的是,运用不同的定年方法,同一伟晶岩脉会获得相差数十个百万年的多组年龄。如阿尔泰地区可可托海 3 号脉,获得不同相带的锆石 U-Pb、全岩及单矿物 Rb-Sr、辉钼矿 Re-Os 以及铌铁矿族矿物 U-Pb 年龄为 212～220 Ma,获得白云母 Ar-Ar 年龄则为 148～182 Ma(表 2)。这些年龄结果表明该伟晶岩脉主体应形成于 212～220 Ma 左右,年轻的年龄结果与相关同位素体系封闭温度低、易受结晶后地质作用的影响有关。类似的,加拿大西北地区的 Little Nahanni 锂矿化伟晶岩获得的铌铁矿、磷灰石 U-Pb

年龄分别为 81.6 ± 0.5 Ma、90.3 ± 1.9 Ma,白云母 Ar-Ar 年龄为 65.4 ± 4.0 Ma,锂云母的 Ar-Ar 年龄为 65.4～65.8 Ma(表 2;Mauthner et al.,1995;Barnes,2010)。上述年龄结果表明 Little Nahanni 伟晶岩形成于 82～90 Ma 的岩浆结晶作用,晚期受到了一期 65 Ma 的热液事件的叠加。因而在运用不同的定年方法来对同一伟晶岩的成岩成矿时代进行限定时,运用 U-Pb 定年体系获得的年龄结果代表了伟晶岩的结晶年龄,较年轻的年龄结果(e.g. Rb-Sr、Ar-Ar)可能记录了形成后构造-热事件的影响,而非多期岩浆作用和成矿事件。

即便如此,也不排除少数伟晶岩发育有多期成矿作用,例如西澳地区的 Greenbushes 超大型 Li-Sn-Ta 伟晶岩,运用全岩 Pb-Pb 及锆石 U-Pb 年龄,识别出与岩浆结晶(ca. 2527 Ma)和晚阶段热液活动(2430 Ma)相关的两期成矿事件,以及一期 1100 Ma 左右的再活化作用(Partington et al.,1995;Kendall-Langley et al.,2020)。

此外,同一矿区内也可能发育多组不同时代的锂矿化伟晶岩,例如四川甲基卡超大型锂矿床,获得的 X3、139 及 308 号伟晶岩脉的锆石、锡石及铌铁矿的 U-Pb 年龄范围为 211～217 Ma(Hao Xuefeng et al.,2015;Dai et al.,2019),而 133 脉的锡石 U-Pb 年龄则为 198 ± 4.4 Ma(Dai et al.,2019),这些年龄结果表明矿区内可能发育有～215 Ma 及 200 Ma 左右的两期稀有金属伟晶岩的侵位活动。四川马尔康党坝伟晶岩型 Li-Be-Nb-Ta-Sn 矿床中两条矿化的锂辉石-钠长石伟晶岩脉和锂云母-锂辉石-钠长石伟晶岩脉中锡石 U-Pb 年龄分别为 208.1±1.9 Ma 和 199.3±1.6 Ma,也表明该矿床可能存在两期稀有金属矿化事件(Fei Guangchun et al.,2020)。

2　成矿伟晶岩的物质来源与成岩方式

2.1　两种不同类型的伟晶岩:LCT 型和 NYF 型

前人根据稀有金属伟晶岩的母体花岗岩特征,以及对应的成矿元素组成,将其划分为两个地球化学类型(Černý et al.,1991a,1991b;Černý and Ercit,2005),即 LCT 型(富集 Li-Cs-Ta)伟晶岩和 NYF 型(富集 Nb-Y-F)伟晶岩(表 3)。由于该分类方案建立了与花岗岩的联系(London,1995,2005),同时能够指示相关伟晶岩的形成机制及大地构造背景(Simmons et al.,2003;Martin and de Vito,2005),因而成为当前被广为接受的分类方案。其中,LCT 型伟晶岩富含 Li、Rb、Cs、Be、Sn、Ta、Nb(Ta＞Nb)和挥发组分 B、P、F(Černý,1991b),形成富含锂辉石、锂云母、透锂长石等的锂矿床(Černý and Ercit,2005)。LCT 型伟晶岩常具有十分典型且发育较好的内部结构分带和矿物成分分带(Ercit et al.,2003),从脉体外部向内部依次可发育边缘带(Border zone)、外部带(Wall zone)、中间带(Intermediate zone)和核部带(Core zone)(e.g.,Cameron et al.,1949;Norton,1983;Černý,1991a)。伟晶岩边界带(一般 1～3 cm,细粒结构和文象结构)与围岩直接接触,矿物组合主要为石英、白云母和斜长石(An_{10-20}),其次可含有石榴子石、电气石、绿柱石、黑云母和铌铁矿族矿物;外部带(粗晶—伟晶结构,骸晶结构,文象结构,单向固结结构"UST")的矿物组合类似于边界带,但是出现了大量的钾长石;中间带出现了石英和钾长石单晶体巨晶,比边界带和外部带更富钾长石、石英、锂硅酸盐和磷酸盐;核部带主要为石英巨晶,通常被认为是伟晶岩形成的最晚阶段单元。然而,近年来一些学者(London,2008,2018)结合实验岩石学的研究提出了新的认识,即对于富 Li 伟晶岩(如美国新墨西哥州 Harding 稀有金属伟晶岩),最晚阶段形成的岩相单元并非纯石英,而是锂辉石-钠长石-锂云母共生组合(并富集绿柱石、磷灰石和细晶石等稀有金属矿物)。

LCT 型稀有金属伟晶岩通常形成于伸展背景下的晚造山和造山后阶段,以造山运动基本结束、区域构造向稳定阶段演化的转折期成矿最佳(e.g.,Černý,1991b;Martin and de Vito,2005;Tkachev,2011;Wang Denghong et al.,2016)。近年来研究表明,同造山阶段也可形成 LCT 型稀有金属伟晶岩,但其成矿规模远小于晚造山和造山后阶段的稀有金属伟晶岩(Lv et al.,2018)。LCT 型伟晶岩岩浆的源区主要存在以下 2 种观点:① 来自未亏损 LCT 元素的中—上地壳的变沉积岩或变火成岩的深熔作用(Černý and Brisbin,1982;Černý et al.,2005);② 基底(变)火成岩的低程度部分熔融作用(Wright and Haxel,1982;Walker et al.,1986)。

相比于 LCT 型伟晶岩的广泛分布,NYF 型伟晶岩分布较少。NYF 型伟晶岩富含 Nb、Ti、Y、Sc、REE、Zr、U、Th、Ta(Ta＜Nb)和 F(Černý,1991b),主要形成富含独居石与褐帘石的轻稀土矿床、富含黑稀金矿等稀土矿物的轻重稀土矿床以及富含硅铍钇矿等重稀土矿物的重稀土矿床(Černý and Ercit,2005),NYF 型伟晶岩通常表现出无或较弱的内部

结构分带(Ercit,2005)。NYF 型伟晶岩主要形成于伸展背景下的非造山阶段(Ercit,2005),其岩浆源区主要存在以下 4 种观点:① 直接来源于幔源玄武质岩浆的分异作用(Fowler and Doig,1983);② 中—下地壳源岩(富集 NYF 组分,亏损 LCT 组分)的部分熔融(Christiansen et al.,1988;Černý,1990);③ 造山环境下,底侵到下地壳的初生岩浆岩的部分熔融(Buck et al.,1999);④ 地幔流体加入使得硅铝质地壳源岩预富集 NYF 组分,再发生部分熔融(Martin,1999;Martin and de Vito,2004)。

除了 LCT 和 NYF 两种类型稀有金属伟晶岩外,还有一种兼具两者特点的稀有金属伟晶岩,被认为是 NYF+LCT 混合型(表 3)。这类伟晶岩既具有 LCT 型伟晶岩的标志性矿物(如锂云母、锂电气石等),也具有 NYF 型伟晶岩的标志性矿物(如褐帘石、磷钇矿等)。然而,这类伟晶岩的研究较少,仅有少量的案例报道,如芬兰 Kimito 伟晶岩,挪威 Tørdal 伟晶岩,加拿大 O'Grady 伟晶岩,捷克 Moldanubian 伟晶岩等(Bergstøl and Juve,1988;Černý,1991a;Ercit et al.,2003;Novák et al.,2012)。目前 NYF+LCT 混合型伟晶岩的岩浆起源存在 3 种观点:① 由亏损 LCT 元素的地壳重熔形成初始 NYF 型岩浆,并混染了未亏损的地壳组分,如镁铁质组分等(Černý et al.,2012;Novák et al.,2012);② 部分亏损的地壳源岩的部分熔融(Whalen et al.,1987);③ 受深熔作用影响,原岩为亏损地壳岩石和未亏损地壳岩石的混合区域(Whalen et al.,1987)。

表 3 伟晶岩分类及特点(修改自 Černý and Ercit,2005)

Table 3 Petrogenetic classification and characteristics of pegmatites (modified after Černý and Ercit,2005)

类型	地球化学特征	伟晶岩组成	内部岩相结构分带	大地构造环境	潜在的母体花岗岩性质	源区
LCT 型	Li, Rb, Cs, Be, Sn, Ga, Ta>Nb, B, P, F	准铝质—过铝质	岩相分带显著	(同造山-)晚造山(-非造山)	过铝质;S 型、I 型或 S+I 型	未亏损 LCT 元素的中-上地壳岩石和基底片麻岩
NYF 型	Nb>Ta, Li, Y, Sc, REE, Zr, U, Th, F	准铝质—亚铝质(-亚碱性)	无-弱岩相分带	主体非造山	(过铝质)-准铝质和亚铝质;A 和 I 型	亏损 LCT 元素的中-下地壳麻粒岩;花岗岩;地幔物质交代的地壳
NYF+LCT 混合型	混合型	准铝质—过铝质	出现岩相分带	(造山后-)非造山	亚铝质-弱过铝质	混合的岩石源区;受 NYF 花岗岩浆同化的上地壳

2.2 两种不同成因的伟晶岩:花岗质熔体结晶分异和源岩直接部分熔融

关于伟晶岩的岩石成因,长期存在两种争议性的观点,即花岗质熔体结晶分异和源岩直接部分熔融成因。多数研究者认为伟晶岩是由花岗岩浆分异演化晚期的残余岩浆固结形成,稀有金属伟晶岩演化自高分异的淡色花岗岩(二云母花岗岩或白云母花岗岩)(e.g., Goad and Černý,1981;Černý and Meintzer,1988;Černý,1991b;Shearer et al.,1992;Černý et al.,2012;London,2018)。LCT 型伟晶岩的母体花岗岩(主要为 S 型花岗岩,少量 I 型花岗岩)为过铝质,分异程度较高,内部具有不同程度的岩相分带(e.g., Trueman and Černý,1982;Shearer et al.,1987;Norton and Redden,1990;Breaks and Moore,1992;Černý et al.,2005)。伟晶岩的母体花岗岩通常表现为高硅过铝质 S 型花岗岩的特征,相对富集 Li、Be、Nb、Ta、Rb、Sn、Ga 等不相容元素,亏损 Fe、Mg、Ca、Ti 等元素,同时具较低的 K/Rb、K/Cs、Sr/Rb、Mg/Li、Nb/Ta 及 Zr/Hf 比值,REE 含量较低,通常表现为 HREE 相对亏损且发育显著负铕异常的配分模式,常见四分组效应等极端分异现象(e.g., Černý and Meintzer,1988;Kretz et al.,1989;Černý,1991b;Breaks et al.,2003;Černý et al.,2005)。岩浆结晶分异成因形成的 LCT 型伟晶岩通常分布于以母体花岗岩为中心的 10～15 km 半径范围内(Trueman and Černý,1982;Černý,1991b;Shearer et al.,1992;Selway et al.,2005)。LCT 型伟晶岩脉群常展现出以母体花岗岩为中心的区域分带,表现为从母体花岗岩向外,伟晶岩的结晶分异程度、挥发组分含量、脉体内部分带的复杂性、蚀变程度(如钠长石化等)、稀有金属矿化强度和矿化组合复杂程度,随着与母体花岗岩距离的增大而增加(图 1)。花岗岩-稀有金属伟晶岩系统的一般区域分带如下:细粒或斑状变晶的黑云母花岗岩、细粒淡色花岗岩、伟晶状淡色花岗岩、钾质的非矿伟晶岩、钠质的稀有金属伟晶岩(Černý,1991b)。从花岗岩到伟晶岩,稀有金属呈现出区域分带现象。例如:江南造山带幕阜山花岗岩到伟晶岩,呈现出无矿化→Be 矿化→Be-Nb-Ta 矿化→Li-Be-Nb-Ta 矿化→Li-Be-Nb-Ta-Cs 矿化的区域分带(Li Peng et

al.,2017)。在幕阜山岩浆演化过程中,稀有金属元素和助熔剂组分通过岩浆结晶分异而逐渐富集,岩浆演化晚期成矿元素富集至顶峰形成经济价值大的稀有金属伟晶岩(Wang Liankui et al.,2000)。

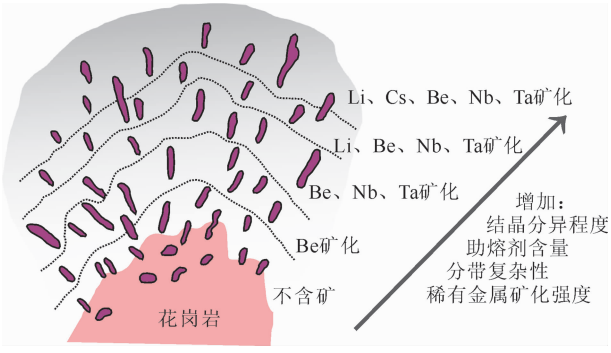


图 1　岩浆结晶分异成因的伟晶岩矿化分带模式图
(修改自 Trueman and Černý,1982;Černý,1991b)

Fig. 1　Metal zonation of pegmatites derived from magmatic fractionation of a parent granite (modified after Trueman and Černý,1982;Černý,1991b)

NYF 型伟晶岩的母体花岗岩(通常 A 型花岗岩,其次 I 型花岗岩)为亚铝质—准铝质,稀土含量较富集,内部结构和化学成分相对均一(Simmons et al.,1987;Buck et al.,1999;Wise,1999;Černý and Ercit,2005)。NYF 型伟晶岩通常分布于 A 型花岗岩的边缘或附近,且不显示区域分带(Simmons et al.,1987;Ercit, 2005;Černý and Ercit,2005)。例如,浙江石室寺 NYF 型伟晶岩的母体花岗岩为河桥花岗岩,此伟晶岩脉群未呈现区域分带(Wang Wumengyu et al.,2019)。

由于一些伟晶岩(甚至是世界级的超大型稀有金属伟晶岩,如澳大利亚 Greenbush 和 Wodgina 稀有金属伟晶岩、加拿大 Tanco 稀有金属伟晶岩以及中国阿尔泰地区的可可托海 3 号脉)在空间上未找到可靠的有成因联系的花岗岩(Partington et al.,1995;Stilling et al.,2006;Wang T et al.,2007),因此,一些学者认为伟晶岩可以直接形成于与区域变质作用相关的地壳深熔作用,即源岩的直接部分熔融(图 2)。例如,在中国阿尔泰造山带,有学者通过对稀有金属伟晶岩及周边花岗岩的研究发现,先前被认为具有成因关系的花岗岩与伟晶岩之间存在着显著的时间或物源上的解耦,从而提出该区稀有金属伟晶岩的深熔成因模式(Zhang Hui et al.,2019;Lü et al., 2021)。在美国 Alleghanian 造山带,区域混合岩化与伟晶岩的产状具有关联性与相似性,Simmons et al.(2016)通过全面系统的钻孔取样发现,伟晶岩与混合岩浅色体的化学成分具有相似性,而与附近花岗岩的化学成分存在较大差异,从而认为 Alleghanian 造山带稀有金属伟晶岩为深熔成因。在挪威和瑞典 Sveconorwegian 造山带,区域内上千条伟晶岩与花岗岩存在形成时代上的解耦,而与变质事件时代相耦合,因而 Müller et al.(2017)认为这些稀有金属伟晶岩为深熔成因。

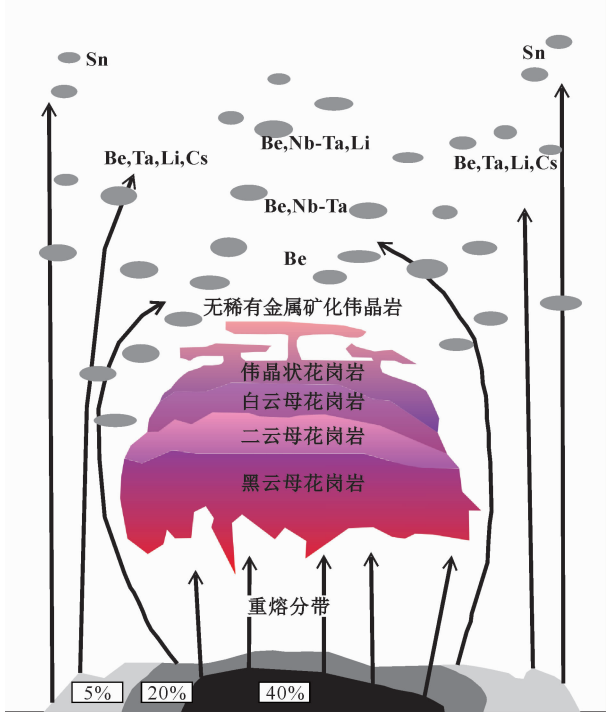


图 2　源岩直接低程度部分熔融与母花岗岩岩浆结晶分异形成伟晶岩的模式图(修改自 Shearer et al.,1992,2012)

Fig. 2　Formation model for pegmatite from either low-degree partial melting of source rocks or highly fractionation of mother granite melts (modified after Shearer et al.,1992,2012)

地壳深熔模型提出稀有金属伟晶岩的岩浆形成于在接近花岗岩低共熔的温度条件下,富稀有金属的变沉积岩发生变质脱水,发生低程度部分熔融形成伟晶岩岩浆(Simmons et al.,2016;Zhang Hui et al.,2019)。压力的降低和热能或幔源物质的注入促使变质沉积岩发生低程度部分熔融,所产生的熔体经聚集和迁移,沿着断裂带、岩性边界等空间薄弱地带侵位(Lü et al.,2018)。Martin and de Vito (2005)提出深熔成因的伟晶岩可能来源于地壳和地幔岩石,其与岩浆结晶分异成因的伟晶岩的区别在于源岩浆的规模大小,随源区深熔形成伟晶岩熔体而不断得以汇聚。与"经典"花岗岩相关的 LCT 和 NYF 型伟晶岩相比,深熔成因的稀有金属伟晶岩可

能缺少 Li 或 F,这取决于源岩中的 Li 和 F 含量(Müller et al.,2017)。研究表明同一地区伟晶岩和花岗岩形成在造山运动发展的不同阶段,压力、温度和原岩成分可能不是控制伟晶岩或花岗岩形成的唯一因素,熔融程度和熔体萃取方式也十分重要(Müller et al.,2017)。Breaks et al.(1978)提出伟晶岩是源区低程度部分熔融的产物,而伴生的花岗岩则被认为是源区高程度部分熔融的产物(图 2;Shearer et al.,1992,2012)。

2.3 可用于区分岩浆结晶分异和地壳深熔作用的地球化学方法

通过前人资料总结,需要综合研究区构造-岩浆-变质作用等多方面信息,采用以下地质-地球化学指标来区分两种不同成因(即岩浆结晶分异成因和地壳深熔成因)的伟晶岩。

(1)支持岩浆结晶分异成因的证据:由于一些稀有金属伟晶岩和区域变质作用存在时代上的解耦、伟晶岩与围岩变质岩的同位素组成显著不同(Taylor and Friedrichsen,1983),因此这些伟晶岩不太可能是地壳深熔作用形成的。伟晶岩被归属于岩浆结晶分异成因的具体证据如下:① 接触关系证据:伟晶岩与花岗岩间呈过渡接触关系,如英国 Megiliggar Rocks 花岗岩-稀有金属伟晶岩-细晶岩组合(Breiter et al.,2018)和西班牙 Pinilla de Fermoselle 花岗岩-稀有金属伟晶岩组合(Roda-Robles et al.,2012)。② 时空分布证据:伟晶岩与花岗岩在时间上、空间上分布密切(Černý and Ercit,2005)。③ 同位素证据:伟晶岩与花岗岩具有一致的 Nd 和 Hf 同位素组成,指示了共同的岩浆源区(Yuan et al.,2020)。④ 矿物组成证据:伟晶岩与花岗岩具有相似的矿物组成(Breiter et al.,2018)。⑤ 矿物化学证据:从花岗岩到伟晶岩,锆石逐渐富集 Hf 和 U,而 Zr 含量降低(Canosa et al.,2012;Yuan et al.,2020);从花岗岩到伟晶岩,云母和钾长石逐渐富集 Li、Rb、Cs、Be,而 Mg、Fe、Ti、Sr、Ba 含量降低(Canosa et al.,2012;Roda-Robles et al.,2012);从花岗岩到伟晶岩,电气石逐渐增加 Li、Nb、Ta、Be,而 Fe、Mg、Zr、Sr、Zn 含量降低(Canosa et al.,2012;Roda-Robles et al.,2012);从花岗岩到伟晶岩,造岩矿物(长石、白云母、黑云母、电气石)REE 配分模式的规律变化(Hulsbosch et al.,2014)等等。⑥ 伟晶岩附近的花岗岩具有典型母体花岗岩的地质-地球化学特征证据:研究表明稀有金属伟晶岩的母体花岗岩为淡色花岗岩(Černý et al.,2012;London,2018),岩性主要为二云母花岗岩或白云母花岗岩。母体花岗岩常发育不同演化程度的多个岩相,亦可出现钠质细晶岩。母体花岗岩的矿物组合可包含富锂白云母、石榴子石、电气石、磷灰石、堇青石等,演化程度高的岩相还可产出富锂电气石和稀有金属矿物等(Breaks et al.,2003;Selway et al.,2005)。母体花岗岩主要为高硅、过铝质(A/CNK>1.1),相对富集 Li、Be、Nb、Ta、Rb、Sn、Ga 等,而亏损 Fe、Mg、Ti、Ca、REE 等,同时具有较低的 K/Rb、K/Cs、Nb/Ta、Zr/Hf、Mg/Li、Sr/Rb 比值,常见稀土元素"四分组"效应(Černý,1991a,1991b;Breaks et al.,2003;Li Xianfang et al.,2020)。

(2)支持地壳深熔成因的证据:研究表明一些稀有金属伟晶岩与周边和区域花岗岩存在形成时代和/或物源上的解耦,典型实例包括中国阿尔泰稀有金属伟晶岩(Zhang Hui et al.,2019)、川西李家沟稀有金属伟晶岩(Fei et al.,2020),挪威和瑞典 Sveconorwegian 造山带稀有金属伟晶岩(Müller et al.,2015,2017),美国 Mt. Mica 伟晶岩(Simmons et al.,2016)。伟晶岩被归属于地壳深熔成因的具体证据如下:① 年代学证据:一些伟晶岩的形成时代与区域中—高温变质作用时代耦合(Lü et al.,2018;Zhang Hui et al.,2019);② 混合岩化证据:伟晶岩与区域混合岩化成因相关(Shaw et al.,2016;Müller et al.,2017),具体表现为伟晶岩平行或近平行于混合岩的线理方向,混合岩的浅色体可见与伟晶岩呈过渡接触关系(Simmons et al.,2016),伟晶岩与混合岩的浅色体具有相近的形成时代(Liu et al.,2014),伟晶岩与混合岩的浅色体具有相似的 REE 配分模式和微量元素分布规律(Simmons et al.,2016);③ 化学组成证据:伟晶岩与围岩片麻岩具有相似的主量元素组成(Novák et al.,1999);④ 矿物学证据:伟晶岩富含变质矿物,如蓝晶石和绿泥石等(Dill et al.,2015;Zhang Hui et al.,2019)。

3 伟晶岩型锂矿床的成矿机制

3.1 成矿元素在源区的初始富集

形成于前寒武纪的富锂伟晶岩的成岩源区一般为太古宙结晶基底,源岩为基底中的变沉积岩,其原岩为碎屑岩类(Walker et al.,1986;Camacho et al.,2012)。显生宙以来富锂伟晶岩成岩源区包括活化的太古宙结晶基底以及前寒武纪微陆块的壳源物质,源岩为变泥质岩及变质的浊积岩序列

(Rossovskiy and Chmyrev, 1977; Walker et al., 1986; Černý, 1991b)。因而尽管形成于不同时期的富锂伟晶岩的成岩源区存在差异,但源岩均为变沉积岩系,含有较多的黏土矿物及云母类矿物,Li 和其他稀有金属(Be、Cs、Ta、Nb、Rb)以及一些挥发性元素(B、F)在这些矿物中高度相容(Stepanov et al., 2014; London, 2017),有利于这些元素的预富集,碎屑沉积物中的黑云母、绿泥石等矿物可能为 Nb、Ta 的主要来源,海相沉积物中的生物成因磷灰石以及富 B 的黏土类矿物和经海水蚀变的矿物如蛇纹石等则提供了 P、B 等助熔组分(Dahl et al., 1993; Martin and de Vito, 2005)。因而这些源岩在相对富 H_2O 的条件下熔融时,稀有金属元素及助熔组分易于迁移,并被萃取至熔体中(Černý, 2005; London and Morgan, 2017; Xu Xingwang et al., 2020),最终分异演化形成相对富集稀有金属元素以及助熔剂组分的花岗质熔体,进一步演化形成各种类型的伟晶岩(Hulsbosch et al., 2014; London, 2018)。

3.2　成矿元素在岩浆过程中的富集和沉淀机制

3.2.1　岩浆结晶分异与多次熔体抽取过程

尽管富 Li 稀有金属伟晶岩还存在岩浆结晶分异和地壳深熔成因的争论(London, 2008, 2018; Zhang Hui et al., 2019),大部分伟晶岩与花岗岩在空间和成岩上存在一定联系,被认为是花岗岩结晶分异的结果;如中国湖南仁里超大型 Ta-Nb-Li 伟晶岩是白云母二长花岗岩分异的产物(Xiong et al., 2020),中国川西甲基卡富 Li 伟晶岩是二云母花岗岩分异的产物(Wang Denghong et al., 2017),以及加拿大 Tanco Ta-Nb-Li 伟晶岩被认为是淡色花岗岩结晶分异的产物(Stilling et al., 2006)。稀有金属伟晶岩的分异演化既可以表现为随着与母体花岗岩距离的增加出现不同矿化类型的伟晶岩,呈现花岗岩→贫矿伟晶岩→Be 矿化伟晶岩→Be-Nb-Ta 矿化伟晶岩→Li-Be-Ta-Nb 矿化伟晶岩→Li-Cs-Be-Ta-Nb 矿化伟晶岩的分带(图 1)。还可以表现为单个伟晶岩体内部的结构分带,由边部到核部一般可分为含细粒长石-石英-云母的外带(伟晶岩壳)→含粗晶钾长石-石英中间带→含石英-锂辉石-钠长石-锂云母的核部带(London, 2008)。上述分带特征表明,Li 更趋向在高度结晶分异的最晚期伟晶岩相带中富集成矿(London, 2018)。

Li 在石英和长石中属于不相容元素,而在白云母和黑云母中属于相容元素(Icenhower and London, 1995, 1996)。当花岗质熔体结晶大量的石英和长石以及少量的云母时,Li 在花岗质熔体中的矿物/熔体间总分配系数小于 1,残余熔体中 Li 的含量便会随着结晶的进行不断上升。普通花岗岩中 Li 含量约 65×10^{-6}(Acosta-Vigil et al., 2012),而富 Li 伟晶岩中 Li 的含量可达 7000×10^{-6}(London, 2017)。设定普通花岗岩中 Li 含量为初始值(65×10^{-6}),Li 在初始熔体中的矿物/熔体间总分配系数为 $D_{Li}=0.22$(假定结晶 34% 石英、38% 斜长石、22% 钾长石、4% 白云母和 2% 黑云母),利用瑞利分馏模型计算显示,初始熔体需要经过 99.8% 的分离结晶才能达到富 Li 伟晶岩中 Li 含量值(7000×10^{-6})(London and Morgan, 2017)。然而,如此高度分离结晶的花岗岩具有极高的黏度,萃取 0.2% 残余熔体(伟晶质熔体)将会变得十分困难,这表明伟晶质熔体可能是中度结晶的花岗质熔体经过多次残余熔体抽取的结果(London and Evenson, 2002)。若假定每次抽取 25% 残余熔体(75% 的分离结晶程度)作为下次结晶开始的初始熔体,至少需要经历四次熔体抽取(+结晶)的旋回才能形成 Li 矿化伟晶岩熔体(Liu et al., 2020)。因此花岗质岩浆结晶分异和多次熔体抽取过程可能是 Li 富集并形成伟晶岩型 Li 矿的重要机制。

3.2.2　岩浆中含锂矿物结晶的温度和压力

通过对全球范围内代表性稀有金属伟晶岩(如中国可可托海 3 号脉,北美 Harding 伟晶岩、Tanco 伟晶岩,非洲南部 Bikita 伟晶岩)演化过程的 *P-T* 条件进行研究和对比,发现其经历了类似的演化过程,即"近等压冷却"以及"随着压力的降低相对缓慢的冷却"两个阶段(图 3),其中第二阶段与形成伟晶岩的熔体向上运移有关,其形成的温度和压力范围分别为 300～700 ℃,100～400 GPa(图 3; London, 2008)。富 Li 矿物包括锂铝硅酸盐矿物(锂辉石、透锂长石和锂霞石)、锂云母、锂磷酸盐矿物(磷锂铝石-羟磷锂铝石和磷锰锂矿-磷铁锂矿)和锂电气石(London, 2018)。其中,锂辉石是最普遍也是最有经济价值的 Li 矿物。研究表明,形成稳定的锂铝硅酸盐矿物相主要取决于体系的 *P-T* 条件(London, 1984)。锂辉石(α-$LiAlSi_2O_6$)形成于高压环境,透锂长石($LiAlSi_4O_{10}$)形成于高温环境,而锂霞石($LiAlSiO_4$)形成于低温低压环境(图 3; London, 2008)。锂辉石稳定相的最低压力约 150 GPa,对应地壳深度<6 km(图 3),富锂辉石的伟晶岩因此趋向于在较高压力,较深的地壳环境下形成(London,

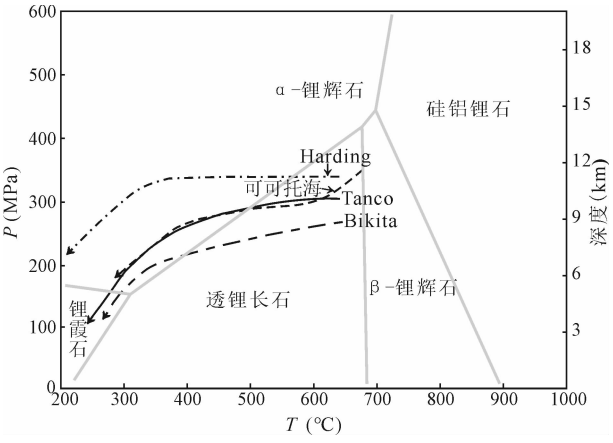


图 3 代表性锂矿化伟晶岩的 P-T 演化图

Fig. 3 P-T paths of crystallization of Li-rich pegmatites

可可托海 3 号脉据 Lu and Wang, 1997; 北美 Harding 伟晶岩据 Chakoumakos and Lumpkin, 1990; Tanco 伟晶岩据 London, 1986; London et al., 1987; 非洲南部 Bikita 伟晶岩据 London, 1986, 1990; 锂硅酸盐相图据 London and Burt, 1982; London, 1984

Kokotokay pegmatite after Lu and Wang, 1997; Harding pegmatite after Chakoumakos and Lumpkin, 1990; Tanco pegmatite after London, 1986; London et al., 1987; Bikita pegmatite after London, 1986, 1990; phase diagram for Li-silicates after London and Burt, 1982; London, 1984

2018; Zhang Hui et al., 2019)。

值得注意的是,上述关于锂铝硅酸盐矿物形成温压条件的讨论是基于结晶矿物与共存熔体处于平衡的假设。事实上,当热的伟晶岩脉侵入到冷(温度远低于伟晶岩结晶温度)的围岩中时,往往会造成熔体的液相线过冷(London, 2008),一方面可以降低元素在熔体中溶解度,造成过饱和,促进矿物迅速结晶;另一方面可增加熔体的黏度,降低元素的扩散进入晶体结构的效率(降低结晶速率),阻碍晶体成核和熔体-晶体达到平衡(London and Morgan, 2012; London, 2014)。液相线过冷却的程度($\triangle t$ = 伟晶岩液相线温度 − 伟晶岩实际的温度)控制着晶体成核延迟时间、晶体成核密度和结晶速率。一般来说,伟晶岩熔体与富 H_2O 花岗质熔体成分相似,其液相线温度为 700 ± 50℃,结晶温度约为 450℃(London, 2014)。当 $\triangle t$ = 150~200℃时,伟晶岩熔体具有最小的晶体成核延迟时间和最大的结晶速率和晶体成核密度,有利于形成细晶岩带和具有文象结构的伟晶岩外带;当 $\triangle t$ < 150℃时,熔体具有较大的晶体生长速率和较低的结晶密度,有利于形成具有单向固结结构、拉长状-粗粒晶型的中间带和核部带(London and Morgan, 2012; Zhang Hui et al., 2019)。模拟伟晶岩熔体过冷却结晶的实验结果显示,一定程度的过冷是人为地复制出自然界富 Li 伟晶岩的组构和分带特征的必要条件(London and Morgan, 2017)。

3.2.3 伟晶岩结晶演化的 CZR 模型

Jahns 通过对伟晶岩演化过程中平衡热动力学模型的一系列实验研究,提出了首个得到广泛认同的伟晶岩成因模型(Jahns and Burnham, 1969; Jahns, 1982)。该模型认为伟晶岩形成于同时含蒸气相及硅酸盐熔体相的残余花岗质熔体,通过共存的花岗质熔体与流体的平衡结晶作用形成伟晶结构(Jahns and Burnham, 1969),结晶温度可能稍低于含水花岗质熔体的液相线温度(Jahns, 1955, 1982)。H_2O 在伟晶岩形成过程中的作用至关重要,随着结晶作用的进行其在残余熔体中不断富集,达到饱和点之后花岗岩向伟晶岩转变(Jahns and Burnham, 1969)。该模型尽管在 20 世纪七、八十年代得到了广泛认同,但此后受到越来越多的质疑,如无法解释交代单元的成因,另外近平衡条件下的结晶作用应形成外部富 K、内部富 Na 的分带,与露头观察到的伟晶岩内部分带序列刚好相反。针对上述问题,London 通过对几个分馏程度高的 LCT 伟晶岩(e.g. Tanco、Harding)的研究(London, 1986, 1987),以及对伟晶岩结晶作用的一系列模拟实验(London et al., 1988, 1989; London, 1990),提出了伟晶岩的成分分带精炼(CZR: Compsitional Zone Refining)模型。

CZR 模型认为形成伟晶岩的熔体成分接近于 H_2O 不饱和的模拟花岗岩系统($NaAlSi_3O_8$-$KAlSi_3O_8$-SiO_2-H_2O 系统),强调 H_2O 以及 B、P、F 等熔剂组分单独或共同发挥作用对形成伟晶岩熔体性质的影响,后者能够增大 H_2O 在花岗质熔体中的溶解度(London, 1986, 1987, 1990)。熔体经历了低于液相线温度 100~300℃的过冷却作用,上述组分以及其他不相容元素在结晶相前缘与熔体相之间形成边界层(boundary layer,图 4a),影响结晶作用并导致伟晶岩特征组构的形成。边界层熔体中的助熔组分(H_2O、B、P、F)成分能降低熔体固相线温度、增加不相容元素的溶解度以及增强元素的扩散能力,促使高黏度的总熔体溶解(熔体解聚作用)到边界层熔体中,与此同时,一些不相容元素(Li、Be、Rb、Cs、Nb、Ta)和造岩矿物成分(Si、Al、Na、K)迁移到晶体的生长表面(图 4b)。富含助熔组分的伟晶岩熔体能很大程度降低晶体成核的数量,促使矿物以单晶、大颗粒形式结晶。随着总熔体不断被消耗,结晶前

缘向伟晶岩内部推进,被排斥的成分在边界层熔体的逐步富集并可能造成局部的饱和,在晶体表面结晶出一些矿物,如铌铁矿族矿物、绿柱石等。一旦总熔体被消耗殆尽,边界层熔体成为最后的硅酸盐熔体相,会导致结晶的矿物成分发生突变,如在白云母外围结晶出锂云母,黑电气石外围结晶出锂电气石(图 4c)。CZR 模型强调了富助熔组分的边界层熔体对伟晶岩中稀有金属(尤其是 Li)富集成矿的重要作用(London,2018)。该模型与 Jahns 模型的区别在于提出熔体并未达到 H_2O 饱和,另外结晶作用发生于非平衡的条件下,因而解释了之前模型未能解释的内部分带等现象,并在实验中复制出伟晶岩的成分分带及特征组构(London,1990)。此外稀有金属离子及 B、F 和 P 在残余富 Na、亏损 SiO_2 的熔体中高度富集,揭示了稀有金属矿化出现于晚阶段分异演化程度较高的熔体中(London,1992)。

3.2.4　熔体成分控制作用

伟晶岩熔体成分的变化是控制稀有金属富集和沉淀的重要因素。伟晶岩熔体中助熔组分(如 F、B、P)可以与 Li-Be 等稀有金属形成稳定的氟化物、硼酸盐和磷酸盐迁移(Xu Xingwang et al.,2020)。当熔体发生过冷却时,一些富助熔组分的矿物相(如电气石、磷灰石)结晶能有效降低熔体中 B、F 等助熔组分的含量,进而造成 Li-Be 矿物的沉淀。即使熔体中 H_2O 或 F 的含量很低时,Li 也可以大大降低熔体的黏度(Bartels et al.,2015)。由于 Li^+ 的离子半径远小于 Na^+、K^+ 的离子半径,Li^+ 与氧原子能够形成更强的离子键,在熔体中与碱金属氧化物置换,促使熔体发生解聚,增加熔体中的非桥氧数(NBOs)(Linnen,1998)。熔体中 Li 的富集能增加铌、钽等稀有金属元素的溶解度(Xiong et al.,1999;Bartels et al.,2011)。Li et al.(2019)认为湖南仁里伟晶岩 Ta-Nb-Li 矿床中 Ta-Nb 氧化物沉淀是锂云母结晶消耗大量碱金属和助熔组分导致的,该论断也被 Ta-Nb 氧化物与锂云母和石英交织共生的岩相学证据所支持。

富锂伟晶岩中锂矿物的形成与熔体中其他元素的逸度有关,例如 F 的逸度较高时会形成锂云母(London and Burt,1982),体系中富 P、B 时会形成磷锂铝石和锂电气石(London and Burt,1982;Černý and Ercit,2005),有围岩或其他外来物质加入时,还会形成锂蓝闪石、磷锰锂矿及磷铁锂矿等矿物(Rao et al.,2017)。

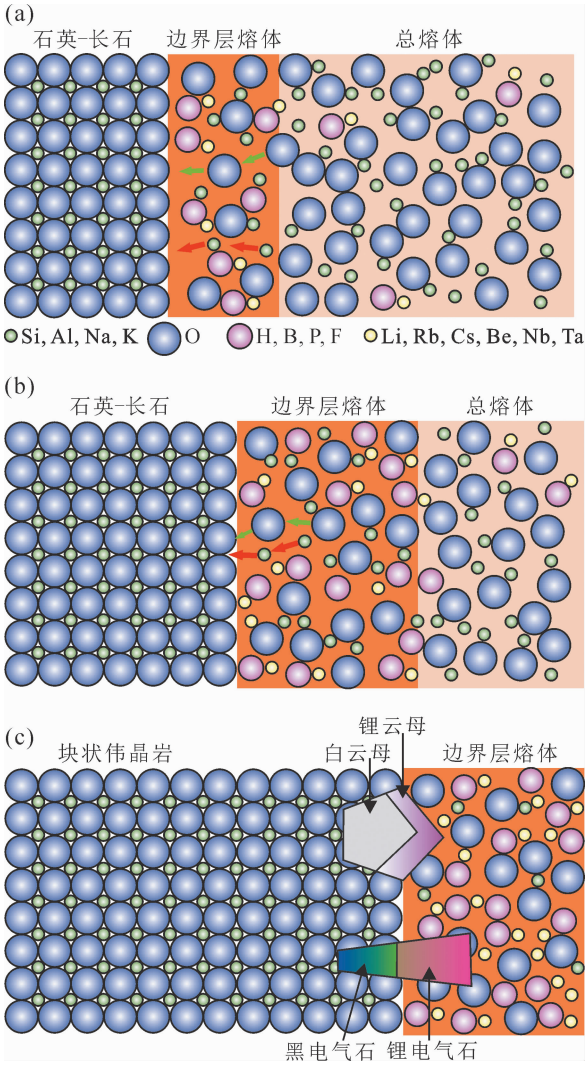


图 4　伟晶岩熔体中边界层熔体形成与 CZR 过程原理图(据 London,2018 修改)

Fig. 4　Schematic rendition of the formation of boundary layer liquids and the processes of Compsitional Zone Refining (CZR) in pegmatitic liquids (modified after London, 2018)

(a)—CZR 过程开始,总熔体的相容元素穿过边界层熔体到达造岩矿物表面;(b)—不相容元素不易进入造岩矿物晶格而聚集在边界层熔体中,溶剂含量的升高增加了所有元素的溶解度和扩散能力;(c)—随着矿物不断结晶,总熔体逐渐消耗殆尽,边界层熔体成为最后的熔体相,导致在其中结晶的矿物组分发生突变

(a)—When CZR begins, compatible elements dissolved in the bulk melt pass through the boundary layer to the surfaces of rock-forming minerals; (b)—incompatible elements excluded from ore-forming minerals concentrate in the boundary layer liquids, the enriched fluxes enhance the solubility and diffusivity of all elements; (c)—the bulk melt is progressively exhausted as crystallization proceeds, the boundary layer liquids eventually become the final melt phase, leading to the formation of minerals with abrupt compositional changes

3.3 成矿元素在岩浆-热液过程中的行为和富集作用:来自矿物学指示

由于伟晶岩具有不均一的结构分带和大量的粗晶矿物,全岩主微量分析往往无法提供有效的地球化学信息,但是通过研究贯穿伟晶岩不同结构分带的一些特征矿物(包括云母、铌铁矿族矿物、电气石、绿柱石、磷灰石、石榴子石、石英和长石)结构和成分特征,对示踪成矿元素在岩浆-热液过程的行为和富集具有十分重要的意义。

3.3.1 云母

云母广泛分布于伟晶岩的各个结构分带中,是组成伟晶岩的主要矿物,同时也是稀有金属 Li、Nb、Ta、Sn、Rb 和 Cs 的重要载体;云母既可以形成于岩浆阶段,也可以在热液阶段形成,其结构和成分对结晶介质化学条件反应灵敏,常被用来指示伟晶岩熔体演化程度和稀有金属成矿过程(van Lichtervelde et al., 2008; Wang Zhen et al., 2019; Wang Rucheng et al.,2019)。前人研究表明,随着结晶分异程度增加,即从伟晶岩外带到内带,云母中 Li、Rb、Cs、F 含量连续升高,Ba 含量和 K/Rb、K/Cs 比值连续降低,显示岩浆演化特征(Vieira et al., 2011)。云母种类呈现在外带以白云母为主向内带以锂云母为主的演变,外带的云母结构和成分一般比较均一,暗示形成于岩浆熔体环境,而内带云母结构复杂,常出现核边或者交代穿插结构,其成分具有明显差异,一般指示形成于岩浆-热液过渡阶段的富 H_2O、Li、Rb、Cs、F 熔体或流体中(Zhou Qifeng et al.,2013; Wang Zhen et al.,2019)。

新疆阿尔泰 3 号伟晶岩外带(I～IV 带)白云母不具成分分带,而内带(V～VIII 带)出现白云母和锂云母互为生长边的交代结构;由外向内,云母 Li、Rb、Cs、F、Ta 含量升高,K/Rb 比值降低,显示分异程度逐渐增加,极端分异导致内带形成极富 Cs 的锂云母(21%～26% Cs_2O)(Wang et al.,2007)。内带的白云母和锂云母中 FeO 含量呈现振荡变化暗示体系已经由外带的熔体阶段转变为内带的熔流体阶段,并形成不同类型的云母交代边(Wang et al.,2007;Zhou Qifeng et al.,2013)。相似的演化趋势也出现在湖南仁里 5 号伟晶岩脉,外带(I～III 带)均一结构的白云母逐渐向内带(IV～V 带)具核边或不规则交代结构的白云母和锂云母演变;从 I 带→IV 带,云母的 Li、Rb、Cs、F 含量升高,K/Rb 和 K/Cs 比值降低,但 IV 带→V 带 Mg、Ti 含量降低,Li、Rb、Cs、F 含量突增,其中 F、Li_2O 和 Cs_2O 含量最高分别达到 11.8%、8.33%和 18.00%。云母成分的突变暗示岩浆-热液过渡阶段的流体更有利于 Li、Nb、Ta 的富集与沉淀(Wang Zhen et al., 2019)。Van Lichtervelde et al.(2008)通过研究加拿大 Tanco 伟晶岩中云母结构和成分,指出内带的云母中 Li-F-Ta 富集是岩浆成因,流体交代作用不会进一步造成云母中 Li 和 Ta 富集,相反会迁移走其中 Li、Ta、Rb、Cs 含量,形成具有高 K/Rb 比值、贫 Li-Ta 的次生云母。

总之,稀有金属含量在伟晶岩内带云母中达到峰值,表明极高分异的富 H_2O、富挥发分的熔体有利于这些金属富集成矿,至于晚期出溶流体对稀有金属的作用还有待进一步的研究。

3.3.2 铌铁矿族矿物

铌铁矿族矿物是稀有金属伟晶岩的主要矿石矿物,广泛分布在伟晶岩各个相带,其晶体结构和成分的变化常被用来指示伟晶岩岩浆-热液演化及成矿过程(Rao et al.,2009;Ballouard et al.,2020)。一般来说,自伟晶岩外带到内带,铌铁矿族矿物 $Ta^{\#}$[Ta/(Ta+Nb)]和 $Mn^{\#}$[Mn/(Mn+Fe)]值呈逐渐增高趋势(Linnen and Keppler,1997;Wu et al., 2018),成分上由富 Nb-Fe 端元向富 Ta-Mn 端元演变,暗示结晶分异程度逐步增加。外带的单个铌铁矿族矿物大多呈现均一无环带、渐变环带(由核到边,$Ta^{\#}$ 和 $Mn^{\#}$ 值升高)或者振荡环带($Ta^{\#}$ 和 $Mn^{\#}$ 值呈韵律变化),形成于岩浆环境(van Lichtervelde et al.,2007)。内带的铌铁矿族矿物一般具有不规则交代结构,如呈补丁状环带(晚期铌铁矿族矿物呈补丁状交代早期形成的岩浆成因铌铁矿族矿物)或出现晚期铌铁矿族矿物以增生边或细脉的形式交代穿插早期铌铁矿族矿物。内带具交代结构的铌铁矿族矿物通常被解释为形成于晚期富挥发分熔体(van Lichtervelde et al.,2007)或者富流体环境(Rao et al.,2009)。

新疆阿尔泰 3 号伟晶岩中外带(I～IV 带)铌铁矿族矿物主要为成分均一的铌锰矿,而内带出现了具有渐变环带、振荡环带和不规则交代结构的钽锰矿以及部分富 Ta 的细晶石和重钽铁矿,表明铌铁矿族矿物的形成环境由外带的岩浆环境转变为内带的富流体岩浆环境或者局部的热液环境(Zhang et al.,2004)。福建南平 31 号伟晶岩脉外带(I～III 带)产出具有渐变和振荡环带的铌铁矿族矿物,成分呈现铌铁矿→钽铁矿→钽锰矿演变趋势;内带产出具有不规则振荡环带和多期次增生边结构铌铁矿-

钽铁矿-钽锰矿以及细脉穿插的钽铁矿。相较于外带岩浆成因的铌铁矿族矿物,内带铌铁矿族矿物具有更复杂和不规则的交代结构,可能表明其形成于伟晶岩演化晚期的富流体环境(Rao et al.,2009)。加拿大 Tanco 伟晶岩外带包含具有渐变、振荡和部分补丁状环带的铌铁矿-铌锰矿-钽锰矿,而内带出现更加富 Ta 的补丁状和不规则振荡环带的钽锰矿、钽铁矿和锡锰钽矿,同时还可见这三种矿物互相穿插交代的复杂集合体。Van Lichtervelde et al.(2007)强调 Tanco 伟晶岩内带铌钽氧化物的形成仍为岩浆而非热液成因,认为它们结晶于相对外带演化程度更高、富挥发分(Li、F)和富 Ta 的伟晶质熔体中,流体可能只起到了搬运部分 Fe、Mn、Ca 等元素进入熔体的次要作用。

3.3.3　电气石

电气石[$XY_3Z_6(T_6O_{18})(BO_3)_3V_3W$]是广泛赋存在伟晶岩不同带和围岩接触带内的富 B 矿物,其成分受控于围岩和伟晶岩熔体成分,造成不同类型电气石呈现分带现象。如果围岩是 Fe-Mg 质岩石,自围岩至伟晶岩内带,一般会形成镁电气石→铁(黑)电气石→锂电气石的分带(Zhang et al.,2008; Wu Shourong et al.,2015; Siegel et al.,2016)。围岩提供大量 Mg、Fe、Ca 含量形成接触带内的镁电气石,伟晶岩不同结构带内的结晶演化造成 Fe、Mg、Ti、Zn 含量降低,Li、Al、F 含量升高,因此会产生富 Fe 电气石向富 Li 电气石演化的趋势,锂电气石的出现是岩浆熔体高度分异和锂矿化富集的重要标志(Tindle et al.,2002; Zhou et al.,2015)。$Fe + Na = {}^{Y}Al + {}^{X}\square$、$Fe_2 = {}^{Y}Al + {}^{Y}Li$ 和 $Ti + Fe = {}^{Y}Al_2$ 是伟晶岩演化过程中电气石主要的替换机制(Zhang et al.,2008)。伟晶岩中电气石结构和产出形式往往能指示其岩浆-热液成因,如岩浆成因电气石一般结构均一,或含简单核边结构,成分上具有高 Fe/Mg,高 F 和高 Al 含量(London and Manning,1995)。而热液成因电气石常显示韵律环带且常见电气石脉穿插交代早期形成的电气石或其他矿物,成分上趋向于富 Mg 的铁-镁电气石端元(London and Manning,1995; Zhang et al.,2008; Siegel et al.,2016)。因此,不同分带中电气石结构和成分可以用来示踪围岩混染、岩浆分异程度和热液交代作用(Soares et al.,2008; Siegel et al.,2016)。

新疆阿尔泰 3 号伟晶岩侵入到变辉长岩围岩中,形成电气石分带包括:边界接触带的镁电气石→外带(I～IV 带)铁(黑)电气石→内带(V～VIII 带)的锂电气石+少量细脉状穿插锂电气石的无碱锂碧玺(Rossmanite)。电气石成分由外至内呈现 Fe 含量降低,Li、Al、Na 含量、X 位空位数量和 Fe/(Fe+Mg)比值升高的趋势;此外 Ti、Zn 和 Mg 含量持续降低,而 Ca、Pb 和 Bi 含量逐渐增加(Zhang et al.,2008; Wu Shourong et al.,2015; Zhou et al.,2015)。外带电气石结构均一,形成于挥发分不饱和的伟晶质熔体,而内带电气石显示复杂的振荡环带和细脉状无碱锂碧玺穿插锂电气石的交代结构,其中振荡环带暗示电气石的不平衡结晶,而细脉状无碱锂碧玺指示可能结晶于晚期热液环境或者形成于低 Na、Li,富 B 的残余熔体(Zhang et al.,2008; Zhou et al.,2015)。瑞典 Varuträsk 伟晶岩侵入到角闪岩中,在外带形成富 Mg 的铁(黑)电气石,其高 Mg 含量被认为是围岩角闪岩中 Mg 的贡献(Siegel et al.,2016)。而内带由外至内,先结晶出具有核边结构的电气石,其核部成分为铁镁电气石,边部成分为锂电气石,随后结晶出成分均一的锂电气石。电气石自伟晶岩外带到内带,Li 含量升高,Fe 含量降低,显示正常的岩浆演化序列。Na 的含量则先是随同 Li 一起升高后突然降低,电气石中 Na 的降低可能是 X 位占据了更多空位,导致 Na 占位减少($Fe + Na = {}^{Y}Al + {}^{X}\square$; $O^{2-} + Na^{+} = {}^{X}\square + OH^{-}$),也有可能与富 Na 流/熔体分离有关(Siegel et al.,2016)。此外,在外带的铁(黑)电气石颗粒裂隙内还发育更晚、热液成因的锂电气石-石英细脉,相比内带的锂电气石,细脉状锂电气石具有显著高的 Fe 和 Mg 含量。Fe-Mg 的富集可能与伟晶岩晚期出溶的流体与富 Fe-Mg 围岩反应或与早先形成的富 Fe-Mg 电气石和云母反应有关(Siegel et al.,2016)。

3.3.4　绿柱石

绿柱石是 LCT 伟晶岩中最重要的产 Be 矿物,广泛分布在伟晶岩的各个结构带(London,2015)。除了是 Be 的重要载体外,绿柱石还可携带一定量的 Li、Cs、Na、Fe、Mg,其化学成分和结构可用来指示伟晶岩分异程度,示踪岩浆-热液演化过程(Zhou Qifeng et al.,2019; Tao Xiangyuan et al.,2020)。随着伟晶岩浆分异演化程度增加,原生绿柱石的 Li、Cs 含量升高,FeO 含量、Na/Cs、Na/Li 和 Mg/Fe 比值降低(Zhou Qifeng et al.,2019)。在一些伟晶岩中还产出一些热液成因的次生绿柱石,它们常以细脉状或不规则增生边的形式穿插交代原生绿柱石(Wang et al.,2009; Zhou et al.,2015)。次生绿

柱石偶尔会出现相比原生绿柱石更为富集的稀有金属 Cs,暗示热液流体交代作用能在一定程度造成稀有金属的富集(Wang et al.,2009)。

新疆阿尔泰 3 号伟晶岩从外带(I～IV 带)到内带(V～VIII 带),原生绿柱石显示逐渐富集 Li、Cs、Rb,亏损 Fe、Ga 含量,表明形成于正常演化的岩浆熔体中(Zhou et al.,2015)。次生绿柱石在内带和外带均广泛发育,既有以不规则富 Cs(Cs_2O 高达 8%)绿柱石细脉穿插内带原生绿柱石中,又有以贫 Cs-Na 绿柱石和富 Na-Cs 绿柱石细脉呈缠绕的集合体交代或穿插内带中原生绿柱石,还有以富 Na 绿柱石增生边或细网脉穿插交代内带原生绿柱石。结构复杂且成分不均一的次生绿柱石暗示可能存在多期次流体交代作用,如通过流体与碱性熔体或者与原始矿物反应形成(Wang et al.,2009;Zhou et al.,2015)。

3.3.5 磷灰石

磷灰石是 LCT 型伟晶岩典型的副矿物,也是 REE 和许多微量元素的主要载体。研究磷灰石结构和成分特征,对了解伟晶质熔体演化和伟晶岩成因具有十分重要意义(Liu and Zhang,2005;Cao et al.,2013)。伟晶岩中磷灰石成分上属于氟磷灰石,单颗粒少见明显的结构分带。随着岩浆分异程度增加(外带→内带),一般呈现 Mn、Pb、Th 含量升高,REE 和 Y 含量降低趋势,其中 Mn、REE 和 Y 含量的降低可能与独居石和稀有金属矿物(如铌铁矿、细晶石)结晶有关(Cao et al.,2013)。因此,极富 Mn、贫 REE 的磷灰石可能是稀有金属矿化的重要标志矿物。伟晶岩熔体中结晶出的磷灰石一般具有稀土四分组效应和非球粒陨石 Y/Ho 比值,反映伟晶岩可能经历了熔-流体相互作用或富挥发分熔体不混溶(Liu and Zhang,2005;Cao et al.,2013)。

新疆阿尔泰 3 号伟晶岩就是最典型的例子,其不同带内产出大量磷灰石,从外带到内带,磷灰石呈现 Mn、Pb、Th 含量,Sr/Y、Y/Ho 比值的升高,以及 Y 和 REE 含量的降低,并可能与细晶石结晶有关(Cao et al.,2013)。所有磷灰石显示非球粒陨石 Y/Ho 比值,远高于球粒陨石 Y/Ho(24～34)比值,反映结晶介于纯硅酸盐熔体和热液流体间的过渡岩浆熔体中,同时也表明伟晶岩熔体有大量流体出溶(Cao et al.,2013)。此外,3 号脉中磷灰石均显示不同程度的 M 型稀土"四分组"效应,表明可能由外来流体与伟晶岩熔体作用(Liu and Zhang,2005)或富 F 熔体与硅酸盐熔体不混溶(Cao et al.,2013)造成。大部分磷灰石颗粒成分均一,不出现成分分带,表明结晶于均一的熔体环境,仅少部分磷灰石单颗粒显示 MnO 与 CaO 含量呈此消彼长协变特征,表明 Mn 主要替换磷灰石晶格中的 Ca,MnO 含量的变化可能与铌铁矿族矿物的结晶有关(Cao et al.,2013)。

3.3.6 石榴子石

石榴子石是 LCT 型伟晶岩中常见的副矿物之一,被广泛用来示踪岩浆演化和稀有金属成矿过程(Baldwin and Knorring,1983;Černý et al.,1985;Müller et al.,2012)。伟晶岩中石榴子石主要为锰铝榴石—铁铝榴石固溶体系列,成分相对均一,无明显环带(Zhou et al.,2015;Chen Huan et al.,2020)。随着岩浆演化,石榴子石中锰铝榴石比例、Mn/Fe 比值增加,呈现逐步富 Mn 的特征(Černý et al.,1985)。加拿大 Tanco 伟晶岩和美国 Little Three 伟晶岩就符合这一演化趋势,自外带到内带,石榴子石 MnO 含量逐渐升高(Černý et al.,1985;Morgan and London,1999)。Baldwin and Knorring(1983)指出伟晶岩中石榴子石 MnO 和 FeO 含量与 Li 矿化具有一定相关性,发现伟晶岩外带石榴子石以铁铝榴石为主,而内带以锰铝榴石为主,并且 Li 矿化的内带石榴子石高 Mn(最高达 41.21% MnO)低 Fe(最低为 0.8% FeO),而不具 Li 矿化的内带石榴子石具相对低 Mn(最高为 30.07% MnO)和高 Fe(最低为 9.91% FeO)。因此,富 Mn 石榴子石可以作为 Li 矿化的标志矿物(Lü Zhenghang et al.,2017)。

3.3.7 石英

石英是伟晶岩中最常见的造岩矿物,可形成于岩浆和热液环境,其微量元素常被用来示踪伟晶岩岩浆-热液演化过程(Breiter and Müller,2009;Garate-Olave et al.,2017;Tang Hong and Zhang Hui,2018)。石英中微量元素 Al、Ti、Li、K 含量较高,而 Ge、P、Ca、Fe、Mn 含量相对较低。微量元素进入石英晶格主要通过替换机制:$Al^{3+}+(Li,K,H)^{+}=Si^{4+}$ 和 $Ti^{4+}=Si^{4+}$(Breiter and Müller,2009)。随着结晶分异演化,石英中 Ge 和 Ti 含量分别呈升高和降低趋势(Garate-Olave et al.,2017),Al 和 Li 含量往往不显连续变化的趋势,主要是因为它们受熔体 Al 和 Li 含量、*P-T* 条件和结晶速率多重因素控制(Garate-Olave et al.,2017)。当石英中 Ge、Fe、Mn 等微量元素含量异常高时,表明其结晶过程中受到流体作用影响(Breiter and

Müller,2009;Tang Hong and Zhang Hui,2018)。

新疆阿尔泰 3 号伟晶岩不同带内石英含较高的 Li、Al、P 含量,并呈 Al>P>Li 的特征,表明主要替换机制为 $Al^{3+} + Li^{+} = Si^{4+}$(Tang Hong and Zhang Hui,2018)。从 I 到 VIII 带,石英中 Al 与 Li 的含量未见升高趋势,反而存在较大重叠,表明熔体中 Al 和 Li 含量对进入石英晶格的控制不明显。随着演化程度增加,不同带内石英中 Ge 含量和 Ge/Ti 比值升高,并且两者呈明显正相关;在演化程度最高的 VIII 带中,石英的 Ge 含量和 Ge/Ti 比值明显高于其他带,即出现了突增现象,因此 Tang Hong and Zhang Hui(2018)认为 3 号伟晶岩可能在 V～VI 带经历了从岩浆到热液的过渡,VIII 带核部石英代表热液环境。

3.3.8　长石

长石是伟晶岩中主要的造岩矿物,贯穿各个分带中,其化学组分可用来指示伟晶岩熔体分异演化程度(Zhou Qifeng et al.,2013)。伟晶岩中长石为碱性长石(钾长石和钠长石),随着分异程度增加(外带至内带),钠长石中钙长石(An)端元比例降低,Ab 端元比例增加。而钾长石则趋向于 K、Rb、Cs 含量升高,K/Rb、K/Cs 比值降低(Neiva,2013)。Oyarzábal et al.(2008)通过对比逐步演化的花岗岩—伟晶岩序列(花岗岩→贫矿伟晶岩→Be 矿化伟晶岩→Be-Nb-Ta 伟晶岩→Li-Be-Cs-Ta 伟晶岩)中钾长石成分,发现 Li-Be-Cs-Ta 伟晶岩中钾长石具有最高 Rb、Cs 含量以及最低的 K/Rb(<61)、K/Cs(<481)比值,暗示钾长石中碱金属含量和相关比值可以作为稀有金属伟晶岩成矿专属性的判别指标。新疆阿尔泰 3 号伟晶岩中钾长石 K/Rb 比值(35.4～87.9),刚好也落入 Li-Be-Cs-Ta 伟晶岩范围内(Zhou Qifeng et al.,2013)。

4　结论

(1)伟晶岩的高精度定年长期以来是一个难题,需要综合考虑各种方法的适用性与局限性。目前,除采用锆石外,应尽可能的采用铌铁矿族矿物、锡石、独居石等矿物的原位微区 U-Pb 同位素定年方法进行成岩成矿年龄的精确厘定。

(2)绝大多数情况下,锂矿化与伟晶岩成岩作用为同一事件,而其他稀有金属矿化有许多可形成于后期的热液事件。一些矿床中可以发生多期伟晶岩浆作用与成矿。

(3)成矿伟晶岩按矿化元素组合可分为 LCT 型(富集 Li-Cs-Ta)和 NYF 型(富集 Nb-Y-F)以及它们的混合类型;其成岩过程有花岗质熔体结晶分异和源岩直接部分熔融两种主要模型。

(4)伟晶岩型锂矿床的形成受成矿元素在岩浆源区的初始富集,在岩浆结晶分异过程中的富集和沉淀,以及在岩浆-热液过程中的活化与富集等多重因素影响,其中岩浆过程是主控因素,大多数富锂的矿石矿物为岩浆矿物。

(5)伟晶岩中贯通性矿物(如云母、长石、石英)和矿石矿物(如铌铁矿族矿物、独居石和锡石)的原位微区元素和同位素分析已成为研究锂等关键金属成矿过程的重要方法。

致谢:感谢南京大学许志琴院士的约稿,感谢两位审稿人提出的宝贵修改建议。本研究受国家自然科学基金重点项目(42030811)、国家重点研发计划(2017YFC0602405)和地质过程与矿产资源国家重点实验室科技部专项经费(MSFGPMR03-2)资助。

References

Acosta-Vigil A, Buick I, Cesare B, London D, Morgan G B VI. 2012. The extent of equilibration between melt and residuum during regional anatexis and its implications for differentiation of the continental crust: a study of partially melted metapelitic enclaves. Journal of Petrology, 53: 1319～1356.

Baadsgaard H, Černý P. 1993. Geochronological studies in the Winnipeg River pegmatite populations, southeastern Manitoba. Geological Association of Canada- Mineralogical Association Canada Annual Meeting, Program with Abstracts 18, A-5.

Baldwin J R, VonKnorring O. 1983. Compositional range of Mn-garnet in zoned granitic pegmatites. The Canadian Mineralogist, 21: 683～688.

Ballouard C, Elburg M A, Tappe S, Reinke C, Ueckermann H, Doggart S. 2020. Magmatic-hydrothermal evolution of rare metal pegmatites from the Mesoproterozoic Orange River pegmatite belt (Namaqualand, South Africa). Ore Geology Reviews, 116: 103252.

Barnes E M. 2010. The rare element Little Nahanni Pegmatite Group, NWT: studies of emplacement, and magmatic evolution from geochemical and Li isotopic evidence. PhD thesis of University of British Columbia, Vancouver, British Columbia, 1～247.

Bartels A, Vetere F, Holtz F, Behrens H, Linnen R L. 2011. Viscosity of flux-rich pegmetitic melts. Contributions to Mineralogy and Petrology, 162(1): 51～60.

Bartels A, Harald B, Francois H, Schmidt B C. 2015. The effect of lithium on the viscosity of pegmatite foring liquids. Chemical Geology, 410: 1～11.

Benson T R, Coble M A, Rytuba J J, Mahood G A. 2017. Lithium enrichment in intracontinental rhyolite magmas leads to Li deposits in caldera basins. Nature Communications, 8, doi: 10.1038/s41467-017-00234-y.

Bergstøl S, Juve G. 1988. Scandian ixiolite, pyrochlore and bazzite in granite pegmatite in Tørdal, Telemark, Norway. A contribution to the mineralogy and geochemistry of scandium and tin. Mineralogy and Petrology, 38: 229～243.

Breaks F W, Bond W D, Stone D. 1978. Preliminary geological synthesis of the English River subprovince: northwestern Ontario and its bearing upon mineral exploration. Ontario

Ministry of Natural Resources.
Breaks F W, Moore F M. 1992. The Ghost Lake batholith, Superior Province of northwestern Ontario: a fertile, S-type, peraluminous granite-rare element pegmatite system. The Canadian Mineralogist, 30: 835～875.
Breaks F W, Selway J B, Tindle A G. 2003. Fertile peraluminous granites and related rare-element mineralization in pegmatites, Superior Province, northwest and northeast Ontario: operation treasure hunt. Ontario: Operation Treasure Hunt; Ontario Geological Survey, Open File Report, 6099: 1～179.
Breiter K, Müller A. 2009. Evolution of rare-metal granitic magmas documented by quartz chemistry. European Journal of Mineralogy, 21: 335～346.
Breiter K, Ďurišová J, Hrstka T, Korbelová Z, Galiová M V, Müller A, Simons B, Shail R K, Williamson B J, Davies J A. 2018. The transition from granite to banded aplite-pegmatite sheet complexes: an example from Megiliggar rocks, Tregonning topaz granite, Cornwall. Lithos, 302-303: 370～388.
Brookins D G, Chakoumakos B C, Cook C W, Ewing R C, Landis G P, Register M E. 1979. The Harding pegmatite: summary of recent research. In: Ingersoll R V, Woodward L A, eds. New Mexico Geological Society Guidebook, 30th Field Conference, Santa Fe Country, 127～133.
Buck H M, Černý P, Hawthorne F C. 1999. The Shatford Lake pegmatite group, southeastern Manitoba: NYF or not? In: The Eugene E. Foord Memorial Symposium on NYF-type Pegmatites (Denver). The Canadian Mineralogist, 37: 830～831.
Camacho A, Baadsgaard H, Davis D W, Černý P. 2012. Radiogenic isotope systematics of the Tanco and Silverleaf granitic pegmatites, Winnipeg River pegmatite district, Manitoba. The Canadian Mineralogist, 50(6): 1775～1792.
Cameron E N, Jahns R H, McNair A, Page L R. 1949. Internal structure of granitic pegmatites. Economic Geology, 44(2): 115.
Canosa F, Martin-Izard A, Fuertes-Fuente M. 2012. Evolved granitic systems as a source of rare-element deposits: the Ponte Segade case (Galicia, NW Spain). Lithos, 153: 165～176.
Cao Mingjian, Zhou Qifeng, Qin Kezhang, Tang Dongmei, Evans N J. 2013. The tetrad effect and geochemistry of apatite from the Altay Koktokay No. 3 pegmatite, Xinjiang, China: implications for pegmatite petrogenesis. Mineralogy and Petrology, 107: 985～1005.
Černý P. 1990. Distribution, affiliation and derivation of rare-element granitic pegmatites in the Canadian Shield. Geologische Rundschau, 79: 183～226.
Černý P. 1991a. Rare-element granitic pegmatites. I. Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. Geoscience Canada, 18: 49～67.
Černý P. 1991b. Rare-element granitic pegmatites. II. Regional to global environments and petrogenesis. Geoscience Canada, 18: 68～81.
Černý P. 2005. The Tanco rare-element pegmatite deposit, Manitoba: regional context, internal anatomy, and global comparisons. In: Linnen R, Sampson I. eds. Rare-Element Geochemistry of Ore Deposits. Geological Association of Canada Short Course Handbook, 17: 127～158.
Černý P, Meintzer R E. 1988. Fertile granites in the Archean and Proterozoic fields of rare-element pegmatites: crustal environment, geochemistry and petrogenic relationships. In: Taylor R P, Strong D F, eds. Recent Advances in the Geology of Granite-Related Mineral Deposits. Canadian Institute of Mining and Metallurgy Special Volume, 39: 170～207.
Černý P, Ercit T S. 2005. The classification of granitic pegmatites revisited. The Canadian Mineralogist, 43(6): 2005～2026.
Černý P, Masau M, Goad B E, Ferreira K. 2005. The Greer Lake leucogranite, Manitoba and the origin of lepidolite-subtype granitic pegmatites. Lithos, 80: 305～321.
Černý P, Meintzer R E, Anderson A J. 1985. Extreme fractionation in rare-element granitic pegmatites: selected examples of data and mechanisms. The Canadian Mineralogist, 23: 382～421.
Černý P, London D, Novak M. 2012. Granitic pegmatites as reflections of their sources. Elements, 8(4): 289～294.
Chakoumakos B C, Lumpkin G R. 1990. Pressure-temperature constraints on the crystallization of the Harding pegmatite, Taos County, New Mexico. The Canadian Mineralogist, 28(2): 287～298.
Che X D, Wu F Y, Wang R C, Gerdes A, Ji W Q, Zhao Z H, Yang J H, Zhu Z Y. 2015. In situ U-Pb isotopic dating of columbite-tantalite by LA-ICP-MS. Ore Geology Reviews, 65: 979～989.
Chen Huan, Feng Meng, Kang Zhiqiang, Fu Wei, Feng Zuohai. 2020. Characteristics of garnets in pegmatites of Mao'antang, Northeast Guangxi, and their implications for magmatic evolution. Earth Science, 45(6): 2059～2076 (in Chinese with English abstract).
Chen Jianfeng, Zhang Hui, Zhang Jinxu, Ma Huiying. 2018. Geochronology and Hf isotope of zircon for Koktokay No. 3 granitic pegmatite in Xinjiang and its geological implications. The Chinese Journal of Nonferrous Metals, 28(9): 1832～1844 (in Chinese with English abstract).
Chen F W, Li H Q, Wang D H, Cai H, Chen W. 2000. New chronological evidence for Yanshanian diagenetic mineralization in China's Altay orogenic belt. Chinese Science Bulletin, 45: 108～114.
Christiansen E H, Stuckless J S, Funkholser-Marolf M J, Howell K H. 1988. Petrogenesis of rare-metal granites from depleted crustal sources: an example from the Cenozoic of western Utah, U. S. A. In: Taylor R P, Strong D F, eds. Recent Advances in the Geology of Granite-Related Mineral Deposits. Can. Inst. Mining Metal, 39: 307～321.
Dai H Z, Wang D H, Liu L J, Yu Y, Dai J J. 2019. Geochronology and geochemistry of Li (Be)-bearing granitic pegmatites from the Jiajika superlarge Li-polymetallic deposit in western Sichuan, China. Journal of Earth Science, 30: 707～727.
Dahl P S, Wehn D C, Feldmann S G. 1993. The systematics of trace-element partitioning between coexisting muscovite and biotite in metamorphic rocks from the Black Hills, South Dakota, USA. Geochimica et Cosmochimica Acta, 57: 2487～2505.
Deng X D, Li J W, Luo T, Wang H Q. 2017. Dating magmatic and hydrothermal processes using andradite-rich garnet U-Pb geochronometry. Contributions to Mineralogy and Petrology, 172(9): 71, doi 10. 1007/s00410-017-1389-2.
Dickin A P. 2005. Radiogenic Isotope Geology, 2nd ed. Cambridge University Press.
Ercit T S. 2005. REE-enriched granitic pegmatites. Rare-element geochemistry and mineral deposits. GAC Short Course Notes 17.
Ercit T S, Groat l A, Gault R A. 2003. Granitic pegmatites of the O'Grady batholith, N W T, Canada: a case study of the evolution of the elbaite subtype of rare-element granitic pegmatites. The Canadian Mineralogist, 41: 117～137.
Fei G C, Menuge J F, Li Y Q, Yang J Y, Deng Y, Chen C S, Yang Y F, Yang Z, Qin L Y, Zheng L, Tang W C. 2020. Petrogenesis of the Lijiagou spodumene pegmatites in Songpan-Garze fold belt, West Sichuan, China: evidence from geochemistry, zircon, cassiterite and coltan U-Pb geochronology and Hf isotopic compositions. Lithos, 364～365: 105555.
Fei Guangchun, Yang Zheng, Yang Jiyi, Luo Wei, Deng Yin, Lai Yutao, Tao Xinxin, Zheng Luo, Tang Wenchun, Li Jian. 2020. New precise timing constraint for the Dangba granitic pegmatite type rare-metal deposit, Markam, Sichun Province, evidence from cassiterite LA-MC-ICP-MS U-Pb dating. Acta Geologica Sinica, 94(3): 836～849 (in Chinese with English abstract).
Feng Y, Liang T, Linnen R, Zhang Z, Zhou Y, Zhang Z, Gao J.

2020. LA-ICP-MS dating of high-uranium columbite from no. 1 pegmatite at Dakalasu, the Chinese Altay orogen: assessing effect of metamictization on age concordance. Lithos, 362-363: 105461.

Fletcher I R, McNaughton N J, Davis W J, Rasmussen B. 2011. Matrix effects and calibration limitation in ion prob U-Pb and Th-Pb dating of monazite. Chemical Geology, 270: 31～44.

Fowler A D, DoIg R. 1983. The age and origin of Grenville Province uraniferous granites and pegmatites. Canadian Journal of Earth Science, 20: 92～104.

Garate-Olave I, Müller A, Roda-Robles E, Gil-Crespo P P, Pesquera A. 2017. Extreme fractionation in a granite-pegmatite system documented by quartz chemistry: the case study of Tres Arroyos (Central Iberian Zone, Spain). Lithos, 286-287: 162～174.

Goad B E, Černý P. 1981. Peraluminous pegmatitic granites and their pegmatite aureoles in the Winnipeg River district, southeastern Manitoba. The Canadian Mineralogist, 19: 177～194.

Hao Xuefeng, Fu Xiaofang, Liang Bin, Yuan Linping, Pan Meng, Tang Yi. 2015. Formation ages of granite and X03 pegmatite vein in Jiajika, western Sichuan, and their geological significance. Mineral Deposits, 34(6): 1199～1208 (in Chinese with English abstract).

Herzog L F, Pinson Jr W H, Hurley P M. 1960. Rb-Sr analysis and age determinations of certain lepidolites, including an international interlaboratory comparison suite. American Journal of Science, 258: 191～208.

Hulsbosch N, Hertogen J, Dewaele S, André L, Muchez P. 2014. Alkali metal and rare earth element evolution of rock-forming minerals from the Gatumba area pegmatites (Rwanda): quantitative assessment of crystal-melt fractionation in the regional zonation of pegmatite groups. Geochimica et Cosmochimica Acta, 132: 349～374.

Icenhower J P, London D. 1995. An experimental study of element partitioning between biotite, muscovite and coexisting peraluminous granitic melt at 200 MPa (H_2O). American Mineralogist, 80: 1229～1251.

Icenhower J P, London D. 1996. Experimental partitioning of Rb, Cs, Sr, and Ba between alkali feldspars and peraluminous melt. American Mineralogist, 81: 719～734.

Jahns R H. 1955. The study of pegmatites. Division of the Geological Sciences, California Institute of Technology, 1025～1130.

Jahns R H. 1982. Internal evolution of pegmatite bodies. In: Černý P, ed. Granitic Pegmatites in Science and Industry. Mineralogical Association of Canada Short Course Handbook, 8: 293～327.

Jahns R H, Burnham C W. 1969. Experimental studies of pegmatite genesis; l, A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites. Economic Geology, 64(8): 843～864.

Kennedy A K. 1998. SHRIMP ages of apatites from Pilbara tin-bearing pegmatites. Geological Society of Australia Abstracts, 49: 242～242.

Kendall-Langley L A, Kemp A I S, Grigson J L, Hammerli J. 2020. U-Pb and reconnaissance Lu-Hf isotope analysis of cassiterite and columbite group minerals from Archean Li-Cs-Ta type pegmatites of Western Australia. Lithos, 352-353: 105231.

Kesler S E, Gruber P W, Medina P A, Keoleian G A, Everson M P, Wallington T J. 2012. Global lithium resources: relative importance of pegmatite, brine and other deposits. Ore Geology Reviews, 48: 55～69.

Kinny P D. 2000. U-Pb dating of rare-metal (Sn-Ta-Li) mineralized pegmatites in western Australia by SIMS analysis of tin and tantalum-bearing ore minerals. Beyond 2000, New Frontiers in Isotope Geoscience (incorporating ACOG 4), Abstracts and Proceedings, 113～116.

Kretz R, Loop J, Hartree R. 1989. Petrology and Li-Be-B geochemistry of muscovite-biotite granite and associated pegmatite near Yellowknife, Canada. Contributions to Mineralogy and Petrology, 102: 174～190.

Lentz D, Creaser R A. 2005. Re-Os model age constraints on the genesis of the moss molybdenite pegmatite-aplite deposit, southwestern Grenville Province, Quyon, Quebec, Canada. Exploration and Mining Geology, 14: 95～103.

Lee J K W, Williams I S, Ellis D J. 1997. Pb, U and Th diffusion in natural zircon. Nature, 390(6656): 159～162.

Li J K, Wang D H, Chen Y C. 2013. The ore-forming mechanism of the Jiajika pegmatite-type rare metal deposit in western Sichuan Province: evidence from isotope dating. Acta Geologica Sinica (English Edition), 87: 91～101.

Li J K, Liu C, Liu X, Li P, Huang Z, 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. Ore Geology Reviews, 115: 103187.

Li Q L, Li X H, Lan Z W, Guo C L, Yang Y N, Liu Y, Tang G Q. 2013. Monazite and xenotime U-Th-Pb geochronology by ion microprobe: dating highly fractionated granites at Xihuashan tungsten mine, SE China. Contributions to Mineralogy and Petrology, 166: 65～80.

Li Peng, Li Jiankang, Pei Rongying, et al. 2017. Multistage magmatic evolution and cretaceous peak metallogenic epochs of Mufushan composite granite mass: constrains from geochronological evidence. Earth Science, 42(10): 1684～1696 (in Chinese with English abstract).

Li Xianfang, Tian Shihong, Wang Denghong, Zhang Huijuann, Zhang Yujie, Fu Xiaofang, Hao Xuefeng, Hou Kejun, Zhao Yue, Qin Yan, Yu Yang, Wang Hai. 2020. Genetic relationship between pegmatite and granite in Jiajika lithium deposit in western Sichuan: evidence from zircon U-Pb dating, Hf-O isotope and geochemistry. Mineral Deposits, 39(2): 273～304 (in Chinese with English abstract).

Linares E. 1959. Los métodos geocronológicos y algunas edades de minerales de la Argentina, obtenidos por medio de la relación plomo-uranio. Rev. Asoc. Geol. Argentina, 14(3-4): 181～217.

Linnen R L. 1998. The solubility of Nb-Ta-Zr-Hf-W in granitic melts with Li and Li + F: constraints for mineralization in rare metal granites and pegmatites. Economic Geology, 93: 1013～1025.

Linnen R L, Keppler H. 1997. Columbite solubility in granitic melts: consequences for the enrichment and fractionation of Nb and Ta in the Earth's crust. Contributions to Mineralogy and Petrology, 128: 213～227.

Linnen R L, van Lichtervelde M, Černý P. 2012. Granitic pegmatites as sources of strategic metals. Elements, 8: 275～280.

Liu C Q, Zhang H. 2005. The lanthanide tetrad effect in apatite from the Altay No. 3 pegmatite, Xingjiang, China: an intrinsic feature of the pegmatite magma. Chemical Geology, 214: 61～77.

Liu C, Wang R C, Wu F Y, Xie L, Liu X C, Li X K, Yang L, Li X J. 2020. Spodumene pegmatites from the Pusila pluton in the higher Himalaya, South Tibet: lithium mineralization in a highly fractionated leucogranite batholith. Lithos, 358-359: 1～20.

Liu F, Zhang Z X, Li Q, Zhang C, Li C. 2014. New precise timing constraint for the Keketuohai No. 3 pegmatite in Xinjiang, China, and identification of its parental pluton. Ore Geology Reviews, 56: 209～219.

London D. 1984. Experimental phase equilibria in the system $LiAlSiO_4$-SiO_2-H_2O: a petrogenetic grid for lithium-rich pegmatites. American Mineralogist, 69(11): 995～1004.

London D. 1986. Magmatic-hydrothermal transition in the Tanco rare-element pegmatite: evidence from fluid inclusions and

phase-equilibrium experiments. American Mineralogist, 71: 376～395.

London D. 1987. Internal differentiation of rare-element pegmatites: effects of boron, phosphorus, and fluorine. Geochimica et Cosmochimica Acta, 51: 403～420.

London D. 1990. Internal differentiation of rare-element pegmatites: a synthesis of recent research. Geological Society of America Special Papers, 246: 35～50.

London D. 1992. The application of experimental petrology to the genesis and crystallization of granitic pegmatites. The Canadian Mineralogist, 30(3): 499～540.

London D. 1995. Geochemical features of peraluminous granites, pegmatites, and rhyolites as sources of lithophile metal deposits. In: Thompson J F H, ed. Magmas, Fluids, and Ore Deposits. Mineral. Association. Canada. Short Course Ser. 23: 175～202.

London D. 2005. Geochemistry of alkali and alkaline earth elements in ore-forming granites, pegmatites, and rhyolites. In: Linnen R L, Sampson I M, eds. Rare-Element Geochemistry and Mineral Deposits. Geological Society of Canada. Short Course Notes, St. Catharines, 17: 175～199.

London D. 2008. Pegmatites. The Canadian Mineralogist Special Publication 10, The Mineralogical Assocoation of Canada, 347p.

London D. 2014. A petrologic assessment of internal zonation in granitic pegmatites. Lithos, 184-187: 74～104.

London D. 2015. Reading pegmatites: part 1-what Beryl says. Rocks and Minerals, 90: 138～153.

London D. 2018. Ore-forming processes within granitic pegmatites. Ore Geology Reviews, 101: 349～383.

London D, Burt D M. 1982. Lithium aluminosilicate occurrences in pegmatites and the lithium aluminosilicate phase diagram. American Mineralogist, 67(5-6): 483～493.

London D, Manning D A C. 1995. Chemical variation and significance of tourmaline from Southwest England. Economic Geology, 90: 495～519.

London D, Evensen J E. 2002. Beryllium in silicic magmas and the origin of beryl-bearing pegmatites. In: Grew E S, ed. Beryllium: Mineralogy, Petrology, and Geochemistry. Mineralogical Society of America reviews in mineralogy and geochemistry, 50: 445～486.

London D, Morgan VI G B. 2012. The pegmatite puzzle. Elements, 8: 263～268.

London D, Morgan VI G B. 2017. Experimental crystallization of the Macusani obsidian, with applications to lithium-rich granitic pegmatites. Journal of Petrology, 58(5): 1005～1030.

London D, Hervig R, Morgan G V I. 1988. Melt-vapor solubilities and elemental partitioning in peraluminous granite-pegmatite systems: experimental results with Macusani glass at 200 MPa. Contributions to Mineralogy and Petrology, 99(3): 360～373.

London D, Morgan G, Hervig R. 1989. Vapor-undersaturated experiments with Macusani glass + H_2O at 200 MPa, and the internal differentiation of granitic pegmatites. Contributions to Mineralogy and Petrology, 102(1): 1～17.

Lu H Z, Wang Z G. 1997. Geology and fluid inclusions studies on Keketuohai No. 3 rare-element pegmatite, Xinjiang, Northwest China. Proceedings of the 30th International Geological Congress, 16: 277～297.

Lupulscu M V, Chiarenzeli J R, Pullen A T, Price J D. 2011. Using pegmatite geochronology to constrain temporal events in the Adirondack Mountains. Geosphere, 7: 23～39.

Lü Z H, Zhang H, Tang Y, Guan S J. 2012. Petrogenesis and magmatic-hydrothermal evolution time limitation of Kelumute No. 112 pegmatite in Altay, northwestern China: evidence from zircon U-Pb and Hf isotopes. Lithos, 154: 374～391.

Lü Zhenghang, Zhang Hui, Zhao jingyu. 2017. Magmatic-hydrothermal evolution and Li mineralization in pegmatite: constraints from composition of garnet from Kelumute No. 112 Pegmatite, Xinjiang Autonomous Region, China. Acta Mineralogica Sinica, 37(3): 247～257 (in Chinese with English abstract).

Lü Z H, Zhang H, Tang Y, Liu Y L, Zhang X. 2018. Petrogenesis of syn-orogenic rare metal pegmatites in the Chinese Altai: evidences from geology, mineralogy, zircon U-Pb age and Hf isotope. Ore Geology Reviews, 95: 161～181.

Lü Z H, Zhang H, Tang Y. 2021. Anatexis origin of rare metal/earth pegmatites: evidences from the Permian pegmatites in the Chinese Altai. Lithos, 380-381: 105865.

Mattinson J M. 2005. Zircon U-Pb chemical abrasion ("CA-TIMS") method: combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved precision and accuracy of zircon ages. Chemical Geology, 220(1-2): 47～66.

Mao Jingwen, Yang Zongxi, Xie Guiqing, Yuan Shunda, Zhou Zhenhua. 2019a. Critical minerals: international trends and thinking. Mineral Deposits, 38(4): 689～698 (in Chinese with English abstract).

Mao Jingwen, Yuan Shunda, Xie Guiqing, Song Shiwei, Zhou Qi, Gao Yongbao, Liu Xiang, Fu Xiaofang, Cao Jing, Zeng Zailin, Li Tongguo, Fan Xiyin. 2019b. New advances on metallogenic studies and exploration on critical minerals of China in 21st century. Mineral Deposits, 38(5): 935～969 (in Chinese with English abstract).

Martin R F. 1999. Petrogenetic considerations: A-type granites, NYF granitic pegmatites, and beyond. In: The Eugene E. Foord Memorial Symposium on NYF-type Pegmatites (Denver). The Canadian Mineralogist, 37: 804～805.

Martin R F, de Vito C. 2004. Where do LCT and NYF pegmatites fit in? A contribution to a revised classification of granitic pegmatites. Geological Society of America Bulletin, 36(5): 44.

Martin R F, de Vito C. 2005. The patterns of enrichment in felsic pegmatites ultimately depend on tectonic setting. Canadian Mineralogist, 43: 2027～2048.

Mauthner M H F, Mortensen J K, Groat L A, Ercit T S. 1995. Geochronology of the Little Nahanni pegmatite group, Selwyn Mountains, southwestern Northwest Territories. Canadian Journal of Earth Sciences, 32: 2090～2097.

McCauley A, Bradley D C. 2014. The global age distribution of granitic pegmatites. The Canadian Mineralogist, 52(2): 183～190.

Melcher F, Sitnikova M A, Graupner T, Martin N, Oberthür T, Henjes-Kunst F, Gäbler E, Gerdes A, Davis D W, Dewaeles S. 2008. Fingerprinting of conflict minerals: columbite-tantalite ("coltan") ores. SGA News, 23: 1～14.

Melcher F, Graupner T, Gäbler H E, Sitnikova M, Henjes-Kunst F, Oberthür T, Gerdes A, Dewaele S. 2015. Tantalum-(niobium-tin) mineralisation in African pegmatites and rare metal granites: constraints from Ta-Nb oxide mineralogy, geochemistry and U-Pb geochronology. Ore Geology Reviews, 64: 667～719.

Migdisov A A, Williams-Jones A E. 2014. Hydrothermal transport and deposition of the rare earth elements by fluorine-bearing aqueous liquids. Mineralium Deposita, 49: 987～997.

Morgan VI G B, London D. 1999. Crystallization of the Little Three layered pegmatite-aplite dike, Ramona district, California. Contributions to Mineralogy and Petrology, 136(4): 310～330.

Müller A, Kearsley A, Spratt J, Seltmann R. 2012. Petrogenetic implications of magmatic garnet in granitic pegmatites from southern Norway. The Canadian Mineralogist, 50: 1095～1115.

Müller A H, Ihlen P M, Snook B, Larsen R B, Flem B, Bingen B, Williamson B J. 2015. The chemistry of quartz in granitic pegmatites of southern Norway: petrogenetic and economic implications. Economic Geology, 110(7): 1737～1757.

Müller A, Romer R L, Pedersen R. 2017. The Sveconorwegian pegmatite province-thousands of pegmatites without parental granites. The Canadian Mineralogist, 55(2): 283～315.

Nemchin A A, Pidgeon R T. 1997. Evolution of the Darling range

batholith, Yilgarn craton, western Australia: a SHRIMP zircon study. Journal of Petrology, 38(5): 625～649.

Neiva A M R. 2013. Micas, feldspars and columbite-tantalite minerals from the zoned granitic lepidolite-subtype pegmatite at Namivo, Alto Ligonha, Mozambique. European Journal of Mineralogy, 25: 967～985.

Norton J J. 1983. Sequence of mineral assemblages in differentiated granitic pegmatites. Economic Geology, 78(5): 854～874.

Norton J J, Redden J A. 1990. Relations of zoned pegmatites to other pegmatites, granite, and metamorphic rocks in the southern Black Hills, South Dakota. American Mineralogist, 75(5-6): 631～655.

Novák M, Selway J B, Černý P, Hawthorne F C, Ottolini L. 1999. Tourmaline of the elbaite-dravite series from an elbaite-subtype pegmatite at Blizňa, southern Bohemia, Czech Republic. Eur. J. Mineral, 11: 557～568.

Novák M, Koda R, Gadas P, et al. 2012. Contrasting origin of the mixed (NYF + LCT) signature in granitic pegmatites, with examples from the Moldanubian Zone, Czech Republic. The Canadian Mineralogist, 50(4): 1077～1094.

Oyarzubal J, Galliski Ma, Perino E. 2008. Geochemistry of K-feldspar and Muscovite in rare-element pegmatites and granites from the Totoral pegmatite field, San Luis, Argentina. Resource Geology, 59(4): 315～329.

Partington G A, McNaughton N J, Williams I S. 1995. A review of the geology, mineralization, and geochronology of the Greenbushes Pegmatite, Western Australia. Economic Geology, 90(3): 616～635.

Rayner N M, Maxeiner R O, Corrigan D. 2005. Progress report on U-Pb geochronology results for the Peter Lake Domain Project. Summary of Investigations, 2: 2005～4.2.

Rao C, Wang R C, Hu H, Zhang W L. 2009. Complex internal textures in oxide minerals from the Nanping No.31 dyke of granitic pegmatite, Fujian Province, southeastern China. The Canadian Mineralogist, 47: 1195～1212.

Rao C, Wang R C, Yang Y, Hatert F, Xia Q, Yue X, Wang W. 2017. Insights into post-magmatic metasomatism and Li circulation in granitic systems from phosphate minerals of the Nanping No.31 pegmatite (SE China). Ore Geology Reviews, 91(Supplement C): 864～876.

Register M E. 1979. Geochemistry and geochronology of the Harding pegmatite, Taos County, New Mexico. Master thesis of University of New Mexico, Albuquerque, 1～145.

Roda-Robles E, Pesquera A, Gil-Crespo P, Torres-Ruiz J. 2012. From granite to highly evolved pegmatite: a case study of the Pinilla de Fermoselle granite-pegmatite system (Zamora, Spain). Lithos, 153: 192～207.

Romer R L, Wright J E. 1992. U-Pb dating of columbites: a geochronologic tool to date magmatism and ore deposits. Geochimica et Cosmochimica Acta, 56(5): 2137～2142.

Romer R L, Smeds S A. 1994 Implications of U-Pb ages of columbite-tantalites from granitic pegmatites for the Palaeoproterozoic accretion of 1.90-1.85 Ga magmatic arcs to the Baltic Shield. Precambrian Research, 67(1-2): 141～158.

Rossovskiy L, Chmyrev V. 1977. Distribution patterns of rare-metal pegmatites in the Hindu Kush (Afghanistan). International Geology Review, 19(5): 511～520.

Salvi S, Williams-Jones A E. 2006. Alteration, HFSE mineralisation and hydrocarbon formation in peralkaline igneous systems: insights from the Strange Lake Pluton, Canada. Lithos, 91: 19～34.

Selway J, Breaks F, Tindle A. 2005. A review of rare-element (Li-Cs-Ta) pegmatite exploration techniques for the Superior Province, Canada, and large worldwide tantalum deposits. Exploration and Mining Geology, 14(1-4): 1～30.

Shaw R A, Goodenough K M, Roberts N M W, Horstwood M S A, Chenery 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.

Shearer C K, Papike J J, Laul J C. 1987. Mineralogical and chemical evolution of a rare-element granite-pegmatite system: Harney Peak granite, Black Hills, South Dakota. Geochimica et Cosmochimica Acta, 51: 473～486.

Shearer C, Papike J J, Jolliff B L. 1992. Petrogenetic links among granites and pegmatites in the Harney Peak rare-element granite-pegmatite system, Black Hills, South Dakota. The Canadian Mineralogist, 30: 785～810.

Siegel K, Wagner T, Trumbull R B, Jonsson E, Matalin G, Wälle M, Heinrich C A. 2016. Stable isotope (B, H, O) and mineral-chemistry constraints on the magmatic to hydrothermal evolution of the Varuträsk rare-element pegmatite (northern Sweden). Chemical Geology, 421: 1～16.

Simmons W B, Lee M T, Brewster R H. 1987. Geochemistry and evolution of the South Platte granite-pegmatite system, Jefferson County, Colorado. Geochimica et Cosmochimica Acta, 51: 455～471.

Simmons W, Falster A, Webber K, et al. 2016. Bulk composition of Mt. Mica Pegmatite, Maine, USA: implications for the origin of an LCT type pegmatite by anatexis. Canadian Mineralogist, 54(4): 1053～1070.

Simmons W B, Webber K L, Falster A U, Nizamoff J W. 2003. Pegmatology-pegmatite mineralogy, petrology and petrogenesis. Rubellite Press, New Orleans, LA: 1～176.

Stepanov A, Mavrogenes J A, Meffre S, Davidson P. 2014. The key role of mica during igneous concentration of tantalum. Contributions to Mineralogy and Petrology, 167(1009): 1～8.

Stilling A, Černý P, Vanstone P J. 2006. The Tanco pegmatite at Bernic Lake, Manitoba. XVI. zonal and bulk compositions and their petrogenetic significance. The Canadian Mineralogist, 44(3): 599～623.

Soares D R, Beurlen H, Barreto S D B, Da Silva M R R, Ferreira C M. 2008. Compositional variation of tourmaline-group minerals in the Borborema pegmatite province, northwastern Brazil. The Canadian Mineralogist, 46(5): 1097～1116.

Tang Hong, Zhong Hui. 2018. Characteristics of trace elements in quartz from No.3 pegmatite, Koktokay area, Xinjiang Autonomous Region, China and implication for magmatic-hydrothermal evolution. Acta Mineralogica Sinica, 38(1): 15～24 (in Chinese with English abstract).

Tang Y W, Gao J F, Lan T G, Cui K, Han J J, Zhang X, Chen Y W, Chen Y H. 2021. In situ low-U garnet U-Pb dating by LA-SF-ICP-MS and its application in constraining the origin of Anji skarn system combined with Ar-Ar dating and Pbisotopes. Ore Geology Reviews, https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103970.

Tao Xiangyuan, Xie Lei, Wang Rucheng, Zhang Rongqing, Hu Huan, Liu Chen. 2020. Mineralogical characteristics of bertl: a case study of the beryls from Cuona and Qomolangma district in Himalaya. Journal of Nanjing University (Natural Science), 56(6): 815～829 (in Chineses with English abstract).

Taylor B E, Friedrichsen H. 1983. Light stable isotope systematics of granitic pegmatites from North America and Norway. Chemical Geology (Isotope Geoscience), 1: 127～167.

Tindle A G, Breaks F W, Selway J B. 2002. Tourmaline in petalite-subtype granitic pegmatites: evidence of fractionation and contamination from the Pakeagama Lake and Separation Lake areas of northwestern Ontario, Canada. The Canadian Mineralogist, 40(3): 753～788.

Tomascak P B, Krogstad E J, Walker R J. 1996. U-Pb monazite geochronology of granitic rocks from Maine: implications for late Paleozoic tectonics in the northern Appalachians. The Journal of Geology, 104(2): 185～195.

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: 1088～1101.

Tkachev A V. 2011. Evolution of metallogeny of granitic pegmatites associated with orogens throughout geologic time. In: Sial A N, Bettencourt J S, de Campos C P, eds. Granite-Related Ore Deposits. Geological Society of London Special, 350: 7～23.

Trueman D L, Černý P. 1982. Exploration for rare-element granitic pegmatites. In: Granitic Pegmatites in Science and Industry. Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook, 8: 463～493.

Vasyukova O V, Williams-Jones A E. 2016. The evolution of immiscible silicate and fluoride melts: implications for REE ore-genesis. Geochimica et Cosmochimica Acta, 172: 205～224.

Vasyukova O V, Williams-Jones A E. 2019. Closed system fluid-mineral-mediated trace element behaviour in peralkaline rare metal pegmatites: evidence from Strange Lake. Chemical Geology, 505: 86～99.

Van Lichtervelde M, Salvi S, Beziat D, Linnen R L. 2007. Textural features and chemical evolution in tantalum oxides: magmatic versus hydrothermal origins for Ta mineralization in the Tanco Lower pegmatite, Manitoba, Canada. Economic Geology, 102: 257～276.

Van Lichtervelde M, Grégoire M, Linnen R L, Béziat D, Salvi S. 2008. Trace element geochemistry by laser ablation ICP-MS of micas associated with Ta mineralization in the Tanco pegmatite, Manitoba, Canada. Contributions to Mineralogy and Petrology, 155: 791～806.

Vieira R, Roda-Robles E, Pesquera A, Lima A. 2011. Chemical variation and significance of micas from the Fregeneda-Almendra pegmatitic field (Central-Iberian Zone, Spain and Portugal). American Mineralogist, 96: 637～645.

Wang C L, Jiang S Y, Qin K Z. 2019. Intensive Mesozoic Li-Be-Nb-Ta mineralization in the Kelumute-Jideke pegmatite field, Chinese Altai. Sn-W-Critical Metals Conference, June 2019, Tinaroo, North Queensland, Australia, 109～112.

Wang Chunlong. 2017. Li-Be-Nb-Ta mineralization in the Kelumute-Jideke ore deposit cluster, Chinese Altai. PhD thesis of Xinjiang Institute of Ecology and Geography, Chinese Academy of Sciences, 1～238 (in Chinese with English abstract).

Wang Chunlong, Qin Kezhang, Tang Dongmei, Zhou Qifeng, Shen Maode, Guo Xuji. 2015. Geochronology and Hf isotope of zircon for the Arskartor Be-Nb-Mo deposit in Altay and its geological implications. Acta Petrologica Sinica, 31(8): 2337～2352 (in Chinese with English abstract).

Wang Denghong, Li Jiankang, Fu Xiaofang. 2005. $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating for the Jiajika pegmatite-type rare metal deposit in western Sichuan and its significance. Geochimica, 34 (6): 541～547 (in Chinese with English abstract).

Wang Denghong, Wang Ruijiang, Sun Yan, Li Jiankang, Zhao Zhi, Zhao Ding, Qu Wenjun, Fu Xiaofang, Jiang Shanyuan, Huang Huagu, Feng Wenjie, Xu Ping, Li Shengmiao, Huang Xinpeng, Zhou Hui, Zhu Yongxin, Tu Qijun, Li Xinren, Fang Yiping, Zhou Yuanyuan. 2016. A review of achievements in the three-type rare mineral resources (rare resources, rare Earth and rarely scattered resources) survey in China. Acta Geoscientica Sinica, 37(5): 569～580 (in Chinese with English abstract).

Wang Denghong, Liu Lijun, Hou Jianglong, Dai Hongzhang, Yu Yang, Dai Jingjing, Tian Shihong. 2017. A preliminary review of the application of "Five levels + Basement" model for Jiajika-style rare metal deposit. Earth Science Frontiers, 24(5): 1～7 (in Chinese with English abstract).

Wang H, Gao H, Zhang X Y, Yan Q H, Xu Y, Zhou K, Dong R, Li P. 2020. Geology and geochronology of the super-large Bailongshan Li-Rb-(Be) rare-metal pegmatite deposit, West Kunlun orogenic belt, NW China. Lithos, https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105449.

Wang Liankui, Wang Huifen, Huang Zhilong. 2000. Geochemical indicators of trace element in Li-F granite liquid segregation. Acta Petrologica Sinica, 16(2): 145～152 (in Chinese with English abstract).

Wang R C, Hu H, Zhang A C, Fontan F, de Parseval P, Jiang S Y. 2007. Cs-dominant polylithionite in the Koktokay # 3 pegmatite, Altai, NW China: in situ micro-characterization and implication for the storage of radioactive cesium. Contributions to Mineralogy and Petrology, 153(3): 355～367.

Wang R C, Che X D, Zhang W L, Zhang A C, Zhang H. 2009. Geochemical evolution and late re-equilibration of Na-Cs-rich beryl from the Koktokay # 3 pegmatite (Altai, NW China). European Journal of Mineralogy, 21(4): 795～809.

Wang Rucheng, Xie Lei, Zhu Zeying, Hu Huan. 2019. Micas: important indicators of granite-pegmatite-related rare-metal mineralization. Acta Petrologica Sinica, 35(1): 69～75 (in Chinese with English abstract).

Wang Ruijiang, Wang Denghong, Li Jiankang, Sun Yan, Li Dexian, et al. 2015. Rare, Rare-earth, Dissipated Mineral Resources and Their Development and Utilization. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).

Wang T, Tong Y, Jahn B M, Zou T R, Wang Y B, Hong D W, Han B F. 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(1-2): 325～336.

Wang Wumengyu, Rao Can, Dong Chuanwan, et al. 2019. Mineralogical behavior and metallogenic process of rare and rare earth metals in Shishisi NYF-type pegmatite, Lin'an, Zhejiang Province. Geological Journal of China Universities, 25(6): 914～931 (in Chinese with English abstract).

Wang Zhen, Chen Zhenyu, Li Jiankang, Li Peng, Xiong Xin, Yang Han, Zhou Fanchun. 2019. Indication of mica minerals for magmatic-hydrothermal evolution of Renli rare metal pegmatite deposit. Mineral Deposits, 38(5): 1039～1052 (in Chinese with English abstract).

Walker R J, Hanson G N, Papike J J, O'dell J R. 1986. Nd, O and Sr isotopic constraints on the origin of Precambrian rocks, southern Black Hills, South Dakota. Geochimica et Cosmochimica Acta, 50: 2833～2846.

Webber K L, Simmons W B, Falster A U, Foord E E. 1999. Cooling rates and crystallization dynamics of shallow level pegmatite-aplite dikes, San Diego County, California. American Mineralogist, 84(5): 708～717.

Whalen J B, Currie K L, Chappell B W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contributions to Mineralogy and Petrology, 95: 407～419.

Wright J E, Haxel G. 1982. A garnet-two-mica granite, Coyote Mountains, southern Arizona: geologic setting, uranium-lead isotopic systematics of zircon, and nature of the granite source region. Geological Society of America Bulletin, 93: 1176～1188.

Wu Shourong, Zhao Jingyu, Zhang Xin, Zhang Hui. 2015. Magmatic-hydrothermal evolution of the Koktokay No. 3 pegmatite, Altay, NW China: evidence from compositional variation of tourmaline. Acta Mineralogica Sinica, 35(3): 299～308.

Wu M Q, Samson I M, Zhang D H. 2018. Textural features and chemical evolution in Ta-Nb oxides: implications for deuteric rare-metal mineralization in the Yichun granite-marginal pegmatite, southeastern China. Economic Geology, 113: 937～960.

Xiong X L, Zhao Z H, Zhu J C, Rao B. 1999. Phase relations in albite granite-H_2O-HF system and their petrogenetic applications. Geochemical Journal, 33: 199～214.

Xiong Y Q, Jiang S Y, Wen C H, Yu H Y. 2020. Granite-pegmatite connection and mineralization age of the giant Renli Ta-Nb deposit in South China: constraints from U-Th-Pb geochronology of coltan, monazite, and zircon. Lithos, 358-359: 1～14.

Xu Xingwang, Hong Tao, Li Hang, Ke Qiang, Chen Jianzhong, Liu Shanke, Zhai mingguo. 2020. Concept of high-temperature

granite-pegmatite Li-Be metallogenic system with a primary study in the middle Altyn-Tagh. Acta Petrologica Sinica, 36(12): 3572～3592 (in Chinese with English abstract).

Xu Zhiqin, Wang Rucheng, Zhao Zhongbao, Fu Xiaofang. 2018. On the structural backgrounds of the large-scale "Hard-rock type" lithium ore belts in China. Acta Geologica Sinica, 92(9): 1091～1106 (in Chinese with English abstract).

Yuan F, Jiang S Y, Liu J J, Liu G, Zhang S, Sha Y Z. 2020. Origin and evolution of uraniferous pegmatite: a case study from the Xiaohuacha granite-pegmatite system and related country rocks in the Shangdan uranium mineralization district of North Qinling orogenic belt, China. Lithos, 356-357: 105379.

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 (in Chinese with English abstract).

Zhang A C, Wang R C, Hu H, Zhang H, Zhu J C, Chen X M. 2004. Chemical evolution of Nb-Ta oxides and Hf-rich zircon from the Koktokay No. 3 granitic pegmatite, Altai, northwestern China. Mineralogical Magazine, 86: 739～756.

Zhang A C, Wang R C, Jiang S Y, Hu H, Zhang H. 2008. Chemical and textural features of tourmaline from the spodumene-subtype Koktokay No. 3 pegmatite, Altai, northwestern China: a record of magmatic to hydrothermal evolution. The Canadian Mineralogist, 46: 41～58.

Zhang Hui, Lü 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): 792～814 (in Chinese with English abstract).

Zhang R Q, Lehmann B, Seltmann R, Sun W D, Li C. 2017. Cassiterite U-Pb geochronology constrains magmatic-hydrothermal evolution in complex evolved granite systems: the classic Erzgebirge tin province (Saxony and Bohemia). Geology, 45: 1095～1098.

Zhou Kailing, Wang He, Yan Qingmao, Zhang Xiaoyu, Dong Rui, Gao Hao. 2019. Cassiterite U-Pb geochronology and geological implications of the Bailongshan pegmatite-hosted rare metal deposit, west Kunlun. Conference abstract of the 9th national symposium on metallogenic theory and prospecting methods, "Special session 4: Mineralization and prospecting of critical metals (rare disepersed elements, rare metals, rare earth elements)", 188 (in Chineses).

Zhou Qifeng, Qing Kezhang, Tang Dongmei, Ding Jianguan, Guo Zhenglin. 2013. Mineralogy and significance of micas and feldspars from the Koktokay No. 3 pegmatitic rare-element deposit, Altai. Acta Petrologica Sinica, 29(9): 3004～3022 (in Chinese with English abstract).

Zhou Q F, Qin K Z, Tang D M, Wang C L, Tian Y, Sakyi P A. 2015. Mineralogy of the Koktokay No. 3 pegmatite, Altai, NW China: implications for evolution and melt-fluid processes of rare-metal pegmatites. European Journal of Mineralogy, 27: 433～457.

Zhou Qifeng, Qin Kezhang, Tang Dongmei, Wang Chunlong, Ma Liusuo. 2019. Mineralogical characteristics and significance of beryl from the rare-element pegmatites in the Lushi County, East Qinling, China. Acta Petrologica Sinica, 35(7): 1999～2012 (in Chinese with English abstract).

Zhu Y F, Zeng Y S, Gu L B. 2006. Geochemistry of the rare metal-bearing pegmatite No. 3 vein and related granites in the Keketuohai region, Altay Mountains, northwest China. Journal of Asian Earth Sciences, 27: 61～77.

Zou Tianren, Li Qingchang. 2006. Rare-elements and REE Deposits in Xinjiang, China. Beijing: Geological Publishing House, 1～264 (in Chinese).

Zou Tianren, Zhang Xiangchen, Jia Fuyi, Wang Rucong, Cao Huizhi, Wu Boqing. 1986. The origin of No. 3 pegmatite in Altayshan, Xinjiang. Mineral Deposits, 5(4): 34～48 (in Chinese with English abstract).

参　考　文　献

陈剑峰，张辉，张锦煦，马慧英. 2018. 新疆可可托海 3 号伟晶岩脉锆石 U-Pb 定年、Hf 同位素特征及地质意义. 中国有色金属学报，28(9)：1832～1844.

陈欢，冯梦，康志强，付伟，冯佐海. 2020. 桂东北茅安塘伟晶岩中石榴子石的特征及对岩浆演化的指示意义. 地球科学，45(6)：2059～2076.

唐宏，张辉. 2018. 可可托海 3 号伟晶岩脉石英中微量元素组成特征与岩浆-热液演化. 矿物学报，38(1)：15～24.

费光春，杨峥，杨继忆，罗伟，邓运，赖宇涛，陶鑫鑫，郑硌，唐文春，李剑. 2020. 四川马尔康党坝花岗伟晶岩型稀有金属矿床成矿时代限定：来自 LA-MC-ICP-MS 锡石 U-Pb 定年的证据. 地质学报，94(3)：836～849.

郝雪峰，付小方，梁斌，袁蔺平，潘蒙，唐屹. 2015. 川西甲基卡花岗岩和新三号矿脉的形成时代及意义. 矿床地质，34(6)：1199～1208.

李鹏，李建康，裴荣富等. 2017. 幕阜山复式花岗岩体多期次演化与白垩纪稀有金属成矿高峰：年代学依据. 地球科学，42(10)：1684～1696.

李贤芳，田世洪，王登红，张慧娟，张玉洁，付小方，郝雪峰，侯可军，赵悦，秦燕，于扬，王海. 2020. 川西甲基卡锂矿床花岗岩与伟晶岩成因关系：U-Pb 定年、Hf-O 同位素和地球化学证据. 矿床地质，39(2)：273～304.

吕正航，张辉，赵景宇. 2017. 新疆柯鲁木特伟晶岩脉中石榴子石组成对岩浆-热液过程及 Li 矿化的制约. 矿物学报，37(3)：247～257.

毛景文，杨宗喜，谢桂青，袁顺达，周振华. 2019a. 关键金属——国际动向与思考. 矿床地质，38(4)：689～698.

毛景文，袁顺达，谢桂青，宋世伟，周琦，高永宝，刘翔，付小芳，曹晶，曾载淋，李通国，樊锡银. 2019b. 21 世纪以来中国关键金属矿产找矿勘查与研究新进展. 矿床地质，38(5)：935～969.

陶湘媛，谢磊，王汝成，章荣清，胡欢，刘晨. 2020. 绿柱石的矿物学特征：以喜马拉雅错那和珠峰地区绿柱石为例. 南京大学学报(自然科学)，56(6)：815～829.

王春龙. 2017. 阿尔泰柯鲁木特-吉得克矿集区 Li-Be-Nb-Ta 成矿作用. 乌鲁木齐：中国科学院大学博士学位论文，1～238.

王春龙，秦克章，唐冬梅，周起凤，申茂德，郭正林，郭旭吉. 2015. 阿尔泰阿斯喀尔特 Be-Nb-Mo 矿床年代学、锆石 Hf 同位素研究及其意义. 岩石学报，31(8)：2337～2352.

王登红，李建康，付小方. 2005. 四川甲基卡伟晶岩型稀有金属矿床的成矿时代及其意义. 地球化学，34(6)：541～547.

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. 地球学报，37(5)：569～580.

王登红，刘丽君，侯江龙，代鸿章，于扬，代晶晶，田世洪. 2017. 初论甲基卡式稀有金属矿床"五层楼 + 地下室"勘查模型. 地学前缘，24(5)：1～7.

王联魁，王慧芬，黄智龙. 2000. Li-F 花岗岩液态分离的微量元素地球化学标志. 岩石学报，16(2)：145～152.

王汝成，谢磊，诸泽颖，胡欢. 2019. 云母：花岗岩-伟晶岩稀有金属成矿作用的重要标志矿物. 岩石学报，35(1)：69～75.

王瑞江，王登红，李健康，孙艳，李德贤，等. 2015. 稀有稀土稀散矿产资源及其开发利用. 北京：地质出版社.

王吴梦雨，饶灿，董传万，林晓青，覃莉茜，吕青. 2019. 浙江临安石室寺 NYF 型伟晶岩中稀有稀土金属的矿物学行为与成矿过程. 高校地质学报，25(6)：914～931.

王臻，陈振宇，李建康，李鹏，熊欣，杨晗，周芳春. 2019. 云母矿物对仁里稀有金属伟晶岩矿床岩浆-热液演化过程的指示. 矿床地质，38(5)：1039～1052.

伍守荣，赵景宇，张新，张辉. 2015. 新疆阿尔泰可可托海 3 号伟晶

岩脉岩浆-热液过程：来自电气石化学组成演化的证据. 矿物学报，35(3)：299～308.
徐兴旺，洪涛，李杭，牛磊，柯强，陈建中，刘善科，翟明国，2020. 初论高温花岗岩-伟晶岩锂铍成矿系统：以阿尔金中段地区为例. 岩石学报，36(12)：3572～3592.
许志琴，王汝成，赵中宝，付小芳. 2018. 试论中国大陆"硬岩型"大型锂矿带的构造背景. 地质学报，92(9)：1091～1106.
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.
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.
周楷麟，王核，闫庆贺，张晓宇，董瑞，高昊. 2019. 西昆仑白龙山稀有金属伟晶岩矿床锡石年代学与地质意义. 第九届全国成矿理论与找矿方法学术讨论会论文摘要集，专题4、关键金属(分散、稀有、稀土元素)成矿作用与找矿勘查，188.
周起凤，秦克章，唐冬梅，丁建刚，郭正林. 2013. 阿尔泰可可托海3号脉伟晶岩型稀有金属矿床云母和长石的矿物学研究及意义. 岩石学报，29(9)：3004～3022.
周起凤，秦克章，唐冬梅，王春龙，马留锁. 2019. 东秦岭卢氏稀有金属伟晶岩的绿柱石矿物学特征及其指示意义. 岩石学报，35(7)：1999～2012.
邹天人，李庆昌. 2006. 中国新疆稀有及稀土金属矿床. 北京：地质出版社，1～264.
邹天人，张相宸，贾富义，王汝聪，曹惠志，吴柏青. 1986. 论阿尔泰3号伟晶岩脉的成因. 矿床地质，5(4)：34～48.

In situ trace element tracing and isotopic dating of pegmatite type lithium deposits: an overview

JIANG Shaoyong*, WANG Chunlong, ZHANG Lu, YUAN Feng, SU Huimin, ZHANG Haoxiang, LIU Tao

State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, School of Earth Resources, Collaborative Innovation Center for Exploration of Strategic Mineral Resources, China University of Geosciences, Wuhan, Hubei 430074, *China*

* *Corresponding author: shyjiang@cug.edu.cn*

Abstract

Lithium is an important strategic critical metal of which the pegmatite type lithium deposit is one of the main sources. The origin of pegmatite, and how lithium and other critical metals were enriched and mineralized during the process of granitic magmatic and hydrothermal evolution are important scientific issues that required close investigation. It is difficult to obtain reliable U-Pb isotope dating from zircon in pegmatite as it has high U content and is prone to metamorphism or recrystallization. *In situ* U-Pb dating of other accessory minerals and ore minerals such as apatite, columbite-group minerals, and cassiterite has been widely used for dating pegmatite and related mineralization. The pegmatitic emplacement and mineralization for pegmatite type lithium deposits are generally simultaneous, and some of them may have multi-stage mineralization. The geochemical types of pegmatites are mainly LCT (Li-Cs-Ta) type and NYF (Nb-Y-F) type, and also their mixed types. The petrogenesis includes two major models of magmatic crystallization differentiation and crustal anatexis; a variety of mineralogical and geochemical methods can be used to distinguish the two types of genesis. The metallogenic mechanism of pegmatite type lithium deposits includes the initial enrichment of ore-forming elements in the magma source area, the enrichment and precipitation of ore-forming elements in the magmatic process, and the behavior and enrichment of ore-forming elements in the magmatic-hydrothermal process. *In situ* microanalysis of common silicate minerals and ore minerals in pegmatite is an important method to study the mineralization process of lithium and other critical metals.

Key words: pegmatite; Li and other critical metals; *in situ* microanalysis; ore-forming and rock-forming processes; mineralization mechanism