

文章编号: 1000-4734(2017)03-0247-11

## 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

吕正航<sup>1</sup>, 张辉<sup>1\*</sup>, 赵景宇<sup>1,2</sup>

(1. 中国科学院 地球化学研究所 地球内部物质高温高压重点实验室, 贵州 贵阳 550081; 2. 宿州学院, 安徽 宿州 234000)

**摘要:** 利用 EMPA 研究新疆阿尔泰柯鲁木特 112 号伟晶岩脉中 5 个结构带内的石榴子石化学组成。结果表明, 112 号脉中石榴子石属于铁铝榴石-锰铝榴石系列, 主要为锰铝榴石。相同结构内不同石榴子石具有相近的化学组成, 不同结构带中的石榴子石的化学组成显著差异: 相比早期结构带中的石榴子石, 晚期结构中的石榴子石 Fe 含量增加, Mn 含量降低。结合铈钽族矿物中相似的 Mn-Fe 演化趋势, 我们提出岩浆-热液过程中富 F 流体相出溶可能是晚期结构带中石榴子石显示高 Fe、低 Mn 组成的机理。112 号脉中锰铝榴石比例较高, 变化于 64%~90% 范围, 集中在稀有金属花岗伟晶岩中的锰铝榴石组成范围, 由此我们认为伟晶岩中高 MnO 含量的锰铝榴石是伟晶岩内部 Li 矿化的矿物学标志。

**关键词:** 石榴子石; 岩浆-热液演化; Li 矿化; 伟晶岩; 新疆

中图分类号: P574.2; P595

文献标识码: A

doi: 10.16461/j.cnki.1000-4734.2017.03.001

作者简介: 吕正航, 男, 1984 年生, 助理研究员, 博士, 地球化学专业。E-mail: lvzhenghang@vip.gyig.ac.cn

## Magmatic-Hydrothermal Evolution and Li Mineralization in Pegmatite: Constraints from Composition of Garnet from Kelumute No. 112 Pegmatite, Xinjiang Autonomous Region, China

LÜ Zheng-hang<sup>1</sup>, ZHANG Hui<sup>1\*</sup>, ZHAO Jing-yu<sup>1,2</sup>

(1. Key Laboratory of High-Temperature and High-Pressure Study of the Earth's Interior, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081, China; 2. Suzhou University, Suzhou 234000, China)

**Abstract:** The Kelumute No. 112 pegmatite hosts a complex Li-Be-Nb-Ta ore deposits which ranges in the secondary scale in Altay, Xinjiang Autonomous Region, China. Compositions of garnet from its five mineral assemblage zones have been determined by electron probe microanalysis (EPMA) in this work. Results reveal that all garnet from No. 112 pegmatite belongs to almandite-spessartite series with high proportion of spessartite. Composition of garnet shows similarity in the same zone and discrepancies in different zones with an increasing trend of Fe and a decreasing trend of Mn from early to late formation. Combined with the similar variation trend of Fe and Mn in apatite and columbite-tantalite, exsolution of the F-rich fluid phase from the evolved silicate melt during the magmatic-hydrothermal stage inducing variation in composition of garnet was identified in No. 112 pegmatite-forming melt. Garnets from the five zones of No. 112 pegmatite show a high spessartite proportion of 64%~90%, which is consistent with compositions of spessartites from super large and large scale

收稿日期: 2016-09-24

基金项目: 国家自然科学基金 (编号: 41403016; 41372104); 贵州省科技项目 (编号: 2015GZ77802)

\* 通讯作者 E-mail: zhanghui@vip.gyig.ac.cn

worldwidely pegmatitic Li ore deposits, we thus to conclude that spessartite with high MnO content could be an effective mineral indicator for exploring pegmatitic Li ore deposits.

**Keywords:** garnet; magmatic-hydrothermal evolution; Li mineralization; pegmatite; Xinjiang

石榴子石化学通式为  $A_3B_2[SiO_4]_3$ , A 位置通常由  $Fe^{2+}$ 、 $Mn^{2+}$ 、 $Ca^{2+}$  和  $Mg^{2+}$  占据, B 位则由  $Al^{3+}$ 、 $Fe^{3+}$ 、 $Mn^{3+}$ 、 $Ti^{3+}$  和  $Cr^{3+}$  占据。B 位阳离子半径相近, 易形成类质同象替代, 而 A 位阳离子中  $Ca^{2+}$  半径较其它离子大, 难与  $Fe^{2+}$ 、 $Mn^{2+}$  和  $Mg^{2+}$  等发生置换, 因此通常形成铁铝榴石和钙铁榴石 2 个系列<sup>[1]</sup>。前者包括铁铝榴石 ( $Fe_3Al_2Si_3O_{12}$ )、镁铝榴石 ( $Mg_2Al_2Si_3O_{12}$ ) 和锰铝榴石 ( $Mn_3Al_2Si_3O_{12}$ ), 后者则包括钙铝榴石 ( $Ca_3Al_2Si_3O_{12}$ )、钙铁榴石 ( $Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$ ) 和钙铬榴石 ( $Ca_3Cr_2Si_3O_{12}$ )<sup>[2]</sup>。已有研究表明固溶体端元组分的相对质量分数受控于其形成体系中组分和自身晶体结构<sup>[3]</sup>。石榴子石可显著富集 REE (Y)、Zr、Hf、Sc 和 V 等微量元素, 这些元素的富集特征可指示伟晶岩岩浆的形成环境<sup>[4]</sup>, 而且石榴子石组分可灵敏指示温度和压力的变化<sup>[5,6]</sup>。Stone 等<sup>[7]</sup>研究了不同花岗岩类中的石榴子石, 提出石榴子石形成的 3 种机制, 包括泥质岩类与岩浆的同化混染、深部高压环境形成后作为斑晶或捕虏体随岩浆高侵位迁移和低压环境下从过铝质组分中沉淀。石榴子石不同的端元组分可反映花岗质岩浆的化学演化和成因<sup>[8]</sup>。花岗伟晶岩是伟晶岩中最具经济和研究价值的类型, 其分异演化程度强烈制约稀有金属矿化类型。伟晶岩具内部结构分带, 因此难以获得可靠的全岩地球化学信息。造岩矿物和副矿物中特定的元素及比值常用于指示伟晶岩分异演化及成矿作用, 如钾长石中的 K/Rb、白云母中的 Rb/Cs、锆石中的 Zr/Hf、铌钽矿中的 Nb/Ta 和石榴子石中的 Mn/Fe 比值等。石榴子石是花岗伟晶岩中典型的副矿物之一, 被广泛用于岩浆演化或成矿示踪。Baldwin 和 Knorring<sup>[9]</sup>研究了石榴子石组分与 Li 矿化的关系, 指出接触带上的石榴子石以铁铝榴石为主, 内部结构带中石榴子石的 Mn 质量分数增加、Fe 质量分数减少。Černý 等<sup>[10]</sup>研究花岗岩、伟晶花岗岩和伟晶岩中石榴子石组成时发现, 随着岩浆演化, 从母岩花岗岩到高度分异的伟晶岩, 其中石榴子石的 Mn/(Mn+Fe+Mg) 值显著增加。与之相似, Tanco 和 Little three 伟晶岩从外带至内带,

石榴子石显示相同的演化趋势<sup>[11]</sup>。Arredondo 等<sup>[12]</sup>对伟晶岩中石榴子石的红外和拉曼光谱研究时发现, 边缘带向中间带石榴子石的氢氧化合物含量逐渐增加, 反映了伟晶岩浆结晶分异过程中  $H_2O$  活度从外向内增加的趋势。

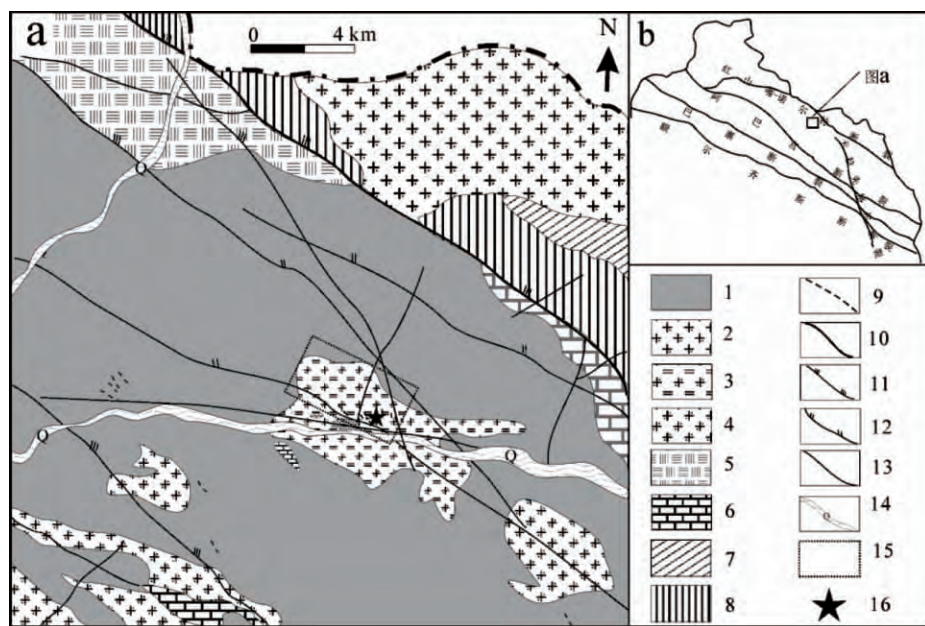
本文选取新疆阿尔泰柯鲁木特 112 号伟晶岩中 5 个结构带内石榴子石矿物, 利用电子探针 (EPMA) 分析石榴子石成分, 以期揭示该伟晶岩岩浆-热液演化及 Li 的成矿作用过程。

## 1 地质背景

柯鲁木特 112 号伟晶岩位于阿尔泰 38 个伟晶岩田之一的柯鲁木特—吉得克伟晶岩田。矿区整体位于红山嘴—诺尔特断裂以南和阿巴宫—巴寨断裂以北, 中阿尔泰中部北缘(图 1b)。区内少量出露地层为奥陶统哈巴河群上亚群, 由云母片岩、石英片岩、石英岩、变质砂岩及少量粉砂岩、石英砂岩组成。酸性岩浆岩出露广泛, 主要为花岗闪长岩、黑云母花岗岩和片麻状二云母花岗岩(图 1a), 已有研究表明这些花岗岩侵入时代为晚奥陶纪至早泥盆纪<sup>[13]</sup>。

矿区面积约  $7.5 \text{ km}^2$ , 据统计, 约有 70 余条花岗伟晶岩脉分布于片麻状二云母二长花岗岩的内外接触带。112 号脉侵位于晚奥陶纪片麻状二云母二长花岗岩裂隙内, 全长约 1380 m, 在走向、延深方向上具有舒缓波状、分支、分支复合现象。脉体厚度 3~12 m 不等, 最大水平厚度可达 18 m。全脉被 2 条破碎带切割为西段、中段和东段, 从脉体厚度、稳定程度矿化程度上来看, 中段最好, 东段次之, 西段最差(图 2)。根据矿物组合分带, 全脉由 6 个结构带组成。

I 带为钠化中细—中粗粒结构带, 呈较连续的带状沿顶、底盘发育, 长度一般为 10~15 m, 局部可达 60 m, 厚度 0.3~2 m, 局部达 5 m(图 2)。该带占全脉比例 20%, 主要矿物包括石英 (30%), 微斜长石 (28%), 钠长石 (37%) 和白云母 (2%~3%), 副矿物主要为锰铝榴石、氟磷灰石、泡铌矿和锆石等。矿石矿物以薄片状铌钽铁矿为主, 有少量的绿柱石和锂辉石。



1-花岗闪长岩; 2-斑状; 3-片麻状二云母花岗岩; 4-二云母花岗岩; 5-库鲁木提群下亚群; 6-哈巴河群上亚群; 7-红山嘴组第二亚组; 8-红山嘴组第三亚组; 9-伟晶岩脉; 10-库热克特大断裂; 11-压扭性断裂; 12-剪切断裂; 13-不明断裂; 14-河流; 15-柯鲁木特-吉得克矿区; 16-112号脉位置

图1 柯鲁木特-吉得克伟晶岩矿区区域地质图 (a) 和新疆阿尔泰地质简图 (b)

Fig.1. Regional geological map of Kelumute-Jideke pegmatitic mine area (a) and generalized geological map of Altay Xinjiang (b).

II带为钠化小块体带,呈巢带或巢带状产于顶盘—近顶盘部位,长度5~10 m,局部可达60 m,厚度1~3 m,局部5 m(图2)。该带占全脉比例较小,仅5%,主要矿物为石英(25%)、微斜长石(40%~60%)、钠长石(10%~15%)和白云母(1%~2%)。副矿物主要为锰铝榴石、锆石和泡铋矿等,矿石矿物为板状、薄板状钽铌铁矿和粗晶绿柱石。

III带为石英-钠长石-锂辉石带,呈较连续的带状沿近顶底盘和中部产出,长度20~50 m,厚度3~5 m,局部占据全脉(图2)。该带为112号脉主体,占全脉比例60%。主要矿物为石英(30%)、钠长石(35%)、锂辉石(25%~30%)、微斜长石(5%)和白云母(3%),副矿物以锰铝榴石、氟磷灰石、锆石和泡铋矿为主。矿石矿物以板状、厚板状锂辉石为主,少量绿柱石和钽铌铁矿。该带矿物晶体很大,最长锂辉石可达数米,有相互穿插、多期次现象。

IV带为钠长石-石英-白云母巢体带,呈小巢状、脉状零星分布于I、II和III带中,长5~10 m,局部脉体达50 m,厚几十厘米,局部达5 m(图2)。该带为全脉最小结构带,仅占比例2%。主

要矿物为石英(30%)、钠长石(25%)、白云母(20%)和微斜长石(15%~20%),副矿物以锰铝-钙铝榴石、氟磷灰石、泡铋矿和偏锰酸矿等。矿石矿物有钽铌铁矿和绿柱石,绿柱石较为富集,具交代穿插现象。

V带为糖晶状钠长石带,呈单一、集群状或巢带状产出,长3~8 m,局部达20 m,宽0.5~2 m,局部占据全脉(图2)。该带占据全脉比例13%。主要矿物有钠长石(86%)、石英(10%)和白云母(2%),副矿物包括氟磷灰石、富铈锆石、铀细晶石和铋细晶石等。矿石矿物以薄片状或集合体钽铌铁矿为主,矿化程度较高。

VI带为石英核带,呈巢状或小脉体零星分布于脉体中部,规模很小,占全脉比例不足1%。主要矿物为石英、白云母和钠长石,副矿物可见锆石、氟磷灰石和褐铁矿等。无矿化,仅有少量薄片状钽铌铁矿<sup>[13]</sup>。

## 2 样品采集和分析方法

所有样品根据矿物组合特征系统采集。通常伟晶岩中的石榴子石粒径较大,因此磨制光薄片前,通过手标本观察标记出石榴子石,以便打磨。

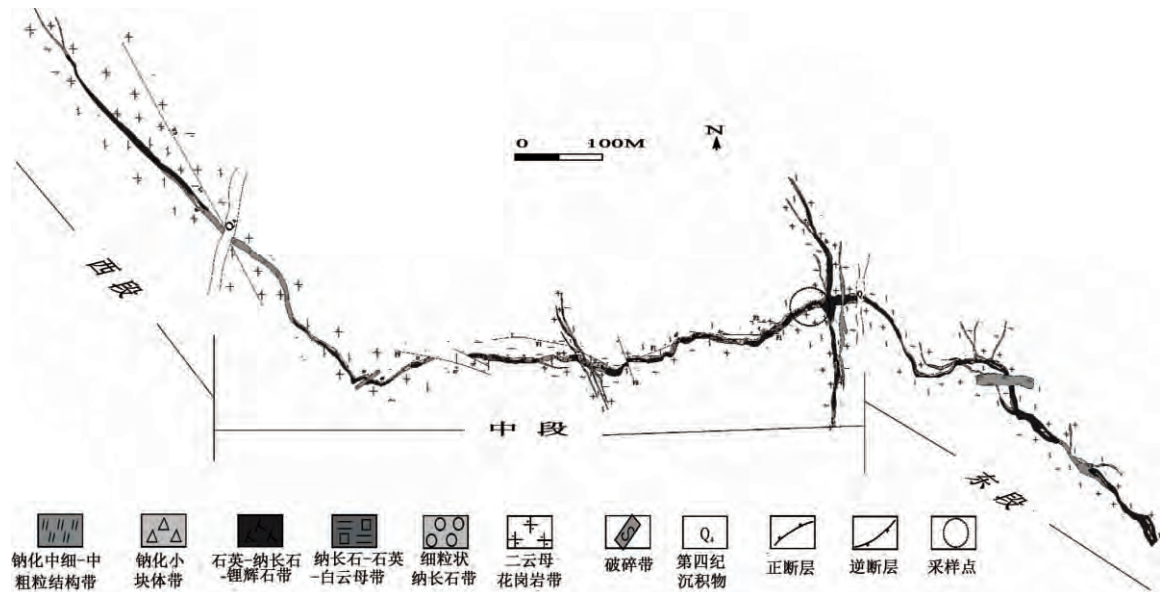


图 2 柯鲁木特 112 号伟晶岩脉各结构带分布示意图

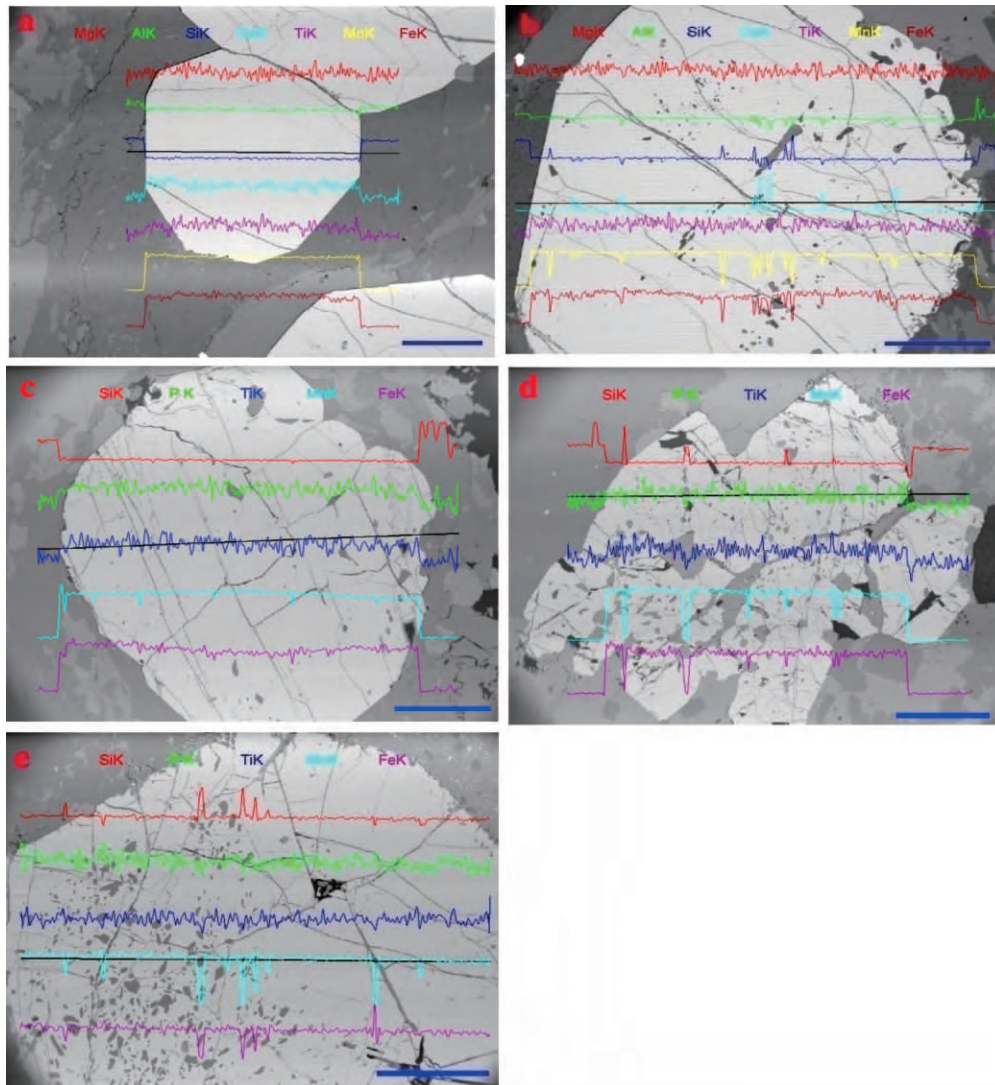
Fig.2. Distribution map of all mineral textural zones of Kelumute No. 112 pegmatite.

在 I 至 V 带的手标本样品中皆发现了石榴子石，早期结构带中石榴子石呈棕色，自形，四角三八面体，单晶或集合体出现。晚期结构带中石榴子石呈棕黄色，自形-半自形，主要呈集合体形式存在，所有石榴子石粒径从几百微米至几厘米。石英核带 (VI) 的手标本和薄片未发现石榴子石。因此，测试主要针对 I 至 V 带中石榴子石进行分析测试。石榴子石电子探针成分分析在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室完成。首先将样品磨制成光薄片，表面喷制导电碳质薄膜，分析仪器为日本岛津公司生产的 EPMA-1600 型电子探针。实验条件为加速电压 25 kV，束流 10 nA，分析束斑直径为 1  $\mu\text{m}$ 。以镁铝石榴子石 ( $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ ，其中， $w(\text{MgO}) = 11.66\%$ ， $w(\text{Al}_2\text{O}_3) = 11.28\%$ ， $w(\text{SiO}_2) = 19.38\%$ ， $w(\text{TiO}_2) = 0.70\%$ ， $w(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3) = 8.67\%$ )，蔷薇辉石 ( $\text{MnSiO}_3$ ，其中， $w(\text{MnO}_2) = 29.15\%$ )，透辉石 ( $\text{MgCaSi}_2\text{O}_6$ ，其中， $w(\text{CaO}) = 18.39\%$ )，钾长石 ( $(\text{K}, \text{Na})\text{Si}_3\text{O}_8$ ，其中， $w(\text{K}_2\text{O}) = 10.05\%$ ， $w(\text{Na}_2\text{O}) = 2.23\%$ )，氟磷灰石 ( $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$ ，其中， $w(\text{P}_2\text{O}_5) = 18.42\%$ ) 为标样对石榴子石中  $\text{MgO}$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{SiO}_2$ 、 $\text{TiO}_2$ 、 $\text{FeO}^*$ 、 $\text{MnO}_2$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$  和  $\text{P}_2\text{O}_5$  进行标定。所有分析结果都进行了 ZAF 修正。

### 3 结果

背散射图像显示各结构带内石榴子石组成较

均一，无环带结构，矿物包体从早期至晚期逐渐增加，裂隙较发育。单晶呈四角三八面体，集合体则呈半自形，富含大量钠长石、钾长石和石英矿物包体。选取每个结构带中代表性的石榴子石单晶或集合体进行 Si、P、Ti、Mn 和 Fe 等元素的线性扫描分析，发现除了受矿物包体 (如长石和石英) 影响元素质量分数变化外，同一石榴子石内元素组成非常一致，几乎不显示元素质量分数差异 (图 3)。各结构带石榴子石原位定量分析结果显示，I 带内石榴子石  $w(\text{SiO}_2) = 34.92\% \sim 36.84\%$ ， $w(\text{MnO}) = 37.06\% \sim 39.27\%$ ， $w(\text{FeO}^*) = 4.44\% \sim 5.95\%$ ， $w(\text{Al}_2\text{O}_3) = 19.76\% \sim 20.27\%$ ， $w(\text{CaO}) = 0.21\% \sim 0.55\%$ ， $w(\text{TiO}_2) = 0.05\% \sim 0.30\%$ ，其它氧化物  $\text{MgO}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$  和  $\text{P}_2\text{O}_5$  质量分数皆低于 0.2%，大多数低于检测限，12 个测点总量变化于 98.80%~100.82% 范围 (表 1)。II 带内石榴子石  $w(\text{SiO}_2) = 34.00\% \sim 36.59\%$ ， $w(\text{MnO}) = 38.32\% \sim 39.69\%$ ， $w(\text{FeO}^*) = 4.27\% \sim 4.57\%$ ， $w(\text{Al}_2\text{O}_3) = 19.44\% \sim 20.44\%$ ， $w(\text{CaO}) = 0.19\% \sim 0.3\%$ ， $w(\text{TiO}_2) = 0.02\% \sim 0.25\%$ ， $w(\text{P}_2\text{O}_5) = 0.04\% \sim 0.24\%$  (除测点 14 低于检测限外)，其余氧化物  $\text{MgO}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$  (除测点 8 为 0.59% 外) 和  $\text{K}_2\text{O}$  质量分数皆低于 0.1%，大多数低于检测限，15 个测点的总量变化于 98.12%~101.18% 范围 (表 1)。III 带内石榴子石  $w(\text{SiO}_2) = 34.87\% \sim 36.72\%$ ， $\text{MnO}$  较为 I 和 II 带



a-钠化中细中粗粒结构带 ( I ); b-钠化小块体带 ( II ); c-石英钠长石锂辉石带 ( III );  
d-石英钠长石白云母带 ( IV ); e-糖晶状钠长石带 ( V ). 图中比例尺为 200  $\mu\text{m}$

图 3 112 号脉 I 至 V 带中单颗粒石榴子石元素变化线性扫描图

Fig.3. Linear scanning map for composition variation of single garnet from zone I to V of No. 112 pegmatite.

中石榴子石低,  $w(\text{MnO}) = 32.10\% \sim 34.80\%$ ,  $\text{FeO}^*$  明显升高,  $w(\text{FeO}^*) = 8.18\% \sim 10.70\%$ ,  $w(\text{Al}_2\text{O}_3) = 19.16\% \sim 20.15\%$ ,  $w(\text{CaO}) = 0.21\% \sim 0.76\%$ ,  $w(\text{TiO}_2) = 0.04\% \sim 0.41\%$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  在 18 个测点中 5 个低于检测限, 其余  $w(\text{P}_2\text{O}_5) = 0.01\% \sim 0.21\%$ ,  $w(\text{MnO}) < 0.1\%$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  和  $\text{K}_2\text{O}$  几乎都低于检测限, 18 个测点的总量变化于  $97.94\% \sim 100.69\%$  范围(表 1)。IV 带内石榴子石  $w(\text{SiO}_2) = 34.57\% \sim 36.29\%$ ,  $w(\text{MnO}) = 32.52\% \sim 33.92\%$ ,  $\text{FeO}^*$  较 III 带稍高,  $w(\text{FeO}^*) = 10.71\% \sim 13.49\%$ ,  $w(\text{Al}_2\text{O}_3) = 19.05\% \sim 20.08\%$ ,  $w(\text{CaO}) = 0.09\% \sim 0.34\%$ ,  $w(\text{TiO}_2) = 0.02\% \sim 0.18\%$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  稍有升

高,  $w(\text{P}_2\text{O}_5) = 0.05\% \sim 0.41\%$  (除测点 8 和 16 低于检测限外), 其它氧化物  $\text{MgO}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$  和  $\text{K}_2\text{O}$  质量分数皆在 0.1% 以下, 大多低于检测限, 16 个测点的总量变化于  $98.83\% \sim 101.07\%$  范围(表 1)。V 带内石榴子石  $w(\text{SiO}_2) = 34.89\% \sim 36.63\%$ ,  $w(\text{MnO}) = 27.10\% \sim 32.54\%$ ,  $w(\text{FeO}^*) = 11.07\% \sim 14.66\%$ ,  $w(\text{Al}_2\text{O}_3) = 18.41\% \sim 20.97\%$ ,  $\text{CaO}$  较其它结构带中稍高,  $w(\text{CaO}) = 0.16\% \sim 1.25\%$ ,  $w(\text{TiO}_2) = 0.02\% \sim 0.30\%$ ,  $w(\text{P}_2\text{O}_5)$  大多低于 0.3%, 部分测点低于检测限,  $w(\text{MgO})$  较其它结构带中的稍高, 除少数点低于检测限外, 其余为  $0.01\% \sim 0.21\%$ ,  $w(\text{Na}_2\text{O})$  (除 3 个测点为

表 1 摇柯鲁木特 112 号伟晶岩各结构带中石榴子石的电子探针分析 ( $w_B/\%$ )  
Table 1. Compositions of garnets from the five zones of Kelumute No. 112 pegmatite by EPMA

	I 带			II 带			III 带			IV 带			V 带		
	最小 <sup>1</sup>	最大 <sup>2</sup>	平均 <sup>3</sup> ( $n=12$ )	最小	最大	平均 ( $n=15$ )	最小	最大	平均 ( $n=18$ )	最小	最大	平均 ( $n=16$ )	最小	最大	平均 ( $n=15$ )
SiO <sub>2</sub>	34.92	36.79	36.01	34.00	36.55	35.63	35.11	36.58	35.76	35.32	36.25	35.63	36.59	36.53	36.56
TiO <sub>2</sub>	0.17	0.11	0.15	0.02	0.11	0.12	0.04	0.15	0.21	0.13	0.11	0.12	0.12	0.30	0.21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.77	20.18	19.98	20.03	20.29	20.06	20.11	19.83	19.68	19.05	19.97	19.64	19.44	20.97	20.21
<sup>4</sup> FeO*	4.49	5.95	5.17	4.57	4.46	4.39	10.09	9.61	9.55	13.22	13.01	12.20	14.62	13.41	14.02
MnO	38.83	37.34	38.01	38.90	39.24	39.12	32.43	34.11	33.55	30.69	31.31	31.88	27.10	30.02	28.56
MgO	0.11	0.05	0.05	0.04	0.03	0.03	0.07	0.05	0.04	0.05	0.05	0.02	0.20	bdl	0.10
CaO	0.46	0.21	0.38	0.26	0.32	0.31	0.33	0.30	0.35	0.33	0.27	0.26	0.31	0.53	0.42
Na <sub>2</sub> O	0.05	0.01	0.02	0.07	0.02	0.07	bdl	bdl	0.01	bdl	0.01	0.02	0.01	0.03	0.02
K <sub>2</sub> O	0.01	bdl <sup>5</sup>	bdl	bdl	0.01	0.01	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.01	bdl	0.01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	bdl	0.18	0.04	0.23	0.15	0.21	bdl	0.06	0.06	0.05	0.09	0.18	bdl	bdl	bdl
Total	98.8	100.8	99.82	98.12	101.2	99.95	98.19	100.7	99.22	98.83	101.1	99.96	98.39	101.8	100.09
Si	2.76	2.85	2.81	2.70	2.82	2.78	2.78	2.84	2.82	2.81	2.81	2.79	2.90	2.79	2.85
Ti	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02
Al	2.28	2.29	2.29	2.33	2.29	2.29	2.33	2.25	2.27	2.21	2.26	2.25	2.26	2.35	2.31
Fe	0.30	0.38	0.34	0.30	0.29	0.29	0.67	0.62	0.63	0.87	0.84	0.80	0.97	0.85	0.91
Mn	2.59	2.44	2.51	2.61	2.56	2.58	2.17	2.24	2.23	2.06	2.05	2.11	1.82	1.94	1.88
Mg	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01
Ca	0.04	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.04	0.04
Mn/Fe	8.77	6.37	7.55	8.64	8.92	9.04	3.26	3.60	3.59	2.35	2.44	2.68	1.88	2.27	2.08
Spe <sup>6</sup>	88.16	85.72	87.01	88.81	89.01	89.11	75.54	77.45	77.15	69.39	70.26	71.99	68.35	64.12	68.96
Alm <sup>7</sup>	10.06	13.46	11.68	10.28	9.98	9.86	23.19	21.51	21.66	29.47	28.78	27.17	30.11	34.13	29.05
Pyr <sup>8</sup>	0.45	0.20	0.20	0.17	0.10	0.13	0.29	0.19	0.16	0.20	0.20	0.09	0.01	0.83	0.51
Gr <sup>9</sup>	1.33	0.62	1.11	0.75	0.91	0.90	0.98	0.86	1.03	0.94	0.76	0.75	1.53	0.92	1.47

摇注：1-最小总量；2-最大总量；3-平均值；4-全铁质量分数；5-bdl-低于检测限；6-Spe-锰铝榴石；7-Alm-铁铝榴石；8-Pyr-镁铝榴石；9-Gr-钙铝榴石。

0.18%~0.37%外) 和 $w(\text{K}_2\text{O})$  大多低于 0.1%, 大多低于检测限, 15 个测点的总量为变化于 98.01%~101.79%之间(表 1)。

以上分析结果表明, 相同结构带内的石榴子石化学组成非常接近, 不同石榴子石间的化学组成差别较小。 $\text{SiO}_2$  和  $\text{Al}_2\text{O}_3$  在 5 个结构带内石榴子石中的质量分数非常接近, 而  $\text{MnO}$  和  $\text{FeO}^*$  在不同结构带间的变化较为明显, 表现在早期结构带 I 和 II 带内石榴子石含有较高  $w(\text{MnO})$  (37.04%~39.69%) 和低  $w(\text{FeO}^*)$  (4.28%~9.59%), 与之对比, 晚期 III、IV 和 V 带内石榴子石中  $w(\text{MnO})$  降低 (27.10%~34.80%) 和  $w(\text{FeO}^*)$  升高 (8.18%~14.66%)。

## 4 讨论

### 4.1 石榴子石组成对 Li 矿化指示

前人研究表明伟晶岩中石榴子石通常为铁铝榴石-锰铝榴石, 锰铝榴石端元比例随着岩浆演化程度增大而增加<sup>[14]</sup>。在稀有金属花岗伟晶岩中已报道的石榴子石固溶体系列中的锰铝榴石组分可高达 83%<sup>[15]</sup>、89%<sup>[16]</sup> 和 96% 以上<sup>[9]</sup>。变质成因石榴子石中 Ca、Fe、Mn 和 Mg 等含量受温度和压力的变化所控制<sup>[6,17]</sup>。理论上, 在较高压力和较低温度下结晶的石榴子石具有较高的 Ca 质量分数<sup>[17]</sup>。然而, 控制岩浆成因石榴子石组成的主要因素是熔体组分<sup>[10]</sup> 和共生矿物<sup>[18]</sup>。在  $\text{Mn}^{2+}$  和  $\text{Fe}^{2+}$  共存的岩浆中,  $\text{Mn}^{2+}$  总是被优先结合进入石榴子石<sup>[19,20]</sup>。

实验研究表明, 花岗质岩类中以锰铝榴石为主的石榴子石系列形成于低  $p-t$  环境。花岗岩中的铁铝榴石-锰铝榴石固溶体通常具有环带结构, 从核至边缘, Fe 相对 Mn 增加或减少, 取决于花岗岩浆性质和结晶环境<sup>[21]</sup>。伟晶岩和细晶岩中的铁铝榴石-锰铝榴石固溶体组成较稳定且无明显分带<sup>[22]</sup>。Sirbu 等<sup>[14]</sup> 认为对于区域上不出现花岗质母岩的伟晶岩体, 较高的锰铝榴石质量分数表明伟晶岩成因与高度演化花岗质熔体密切相关, 而非外来或变质成因。表 1 和图 4 表明, 112 号脉中石榴子石为锰铝-铁铝榴石固溶体系列, 锰铝榴石和钙铝榴石比例非常小 (低于 2%)。锰铝-铁铝榴石系列中又以锰铝榴石为主, 占 64%~90%, 铁铝榴石比例变化于 10%~34% 之间。石

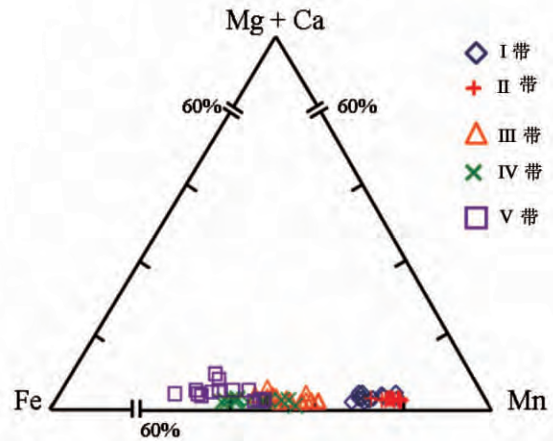


图 4 112 号伟晶岩中 I 至 V 带石榴子石 Mn-Fe-Mg+Ca 端元组成  
Fig.4. Composition of Mn-Fe-Mg+Ca end numbers of garnet from zone I to V of No.112 pegmatite.

榴子石组成以锰铝榴石为特征表明 112 号伟晶岩初始岩浆经历了高度的分异演化。前人研究指出, 锰铝榴石与 Li 矿化具有一定的相关性<sup>[9,10,15]</sup>, 如锰铝榴石出现的伟晶岩中通常锂矿化程度较高, 无锂矿化的伟晶岩中则以铁铝榴石为主。Baldwin 和 Knorring<sup>[9]</sup> 研究了石榴子石组成与 Li 矿化的关系, 发现接触带上的石榴子石以铁铝榴石为主, 内部结构带中石榴子石中 Mn 质量分数增加而 Fe 减少。具锂矿化的伟晶岩核部和蚀变带中石榴子石尤其富集 Mn (MnO 最高达 41.21%) 且贫 Fe (FeO 最低为 0.8%), 而不具 Li 矿化的伟晶岩核部带和蚀变带石榴子石则相对低 Mn (MnO 最高达 30.07%) 和高 Fe (FeO 最低为 9.91%), 他们提出端元的锰铝榴石只可能出现在 Li 矿化伟晶岩中。目前对锰铝榴石与 Li 矿化相关性的研究较为缺乏, 但已有研究表明 LCT 型 (富集 Li、Cs 和 Ta) 伟晶岩中的 Li 矿化类型通常远离母岩浆侵位, 且形成于中等温度 (500~700 °C) 和压力 (200~600 MPa) 条件下<sup>[10,23]</sup>。富 Mn 石榴子石通常在富集挥发性组分的岩浆中结晶<sup>[9,22]</sup>, 当压力小于 300 MPa 和正常岩浆温度环境下, 铁铝榴石稳定性差, 锰铝榴石则稳定存在<sup>[5]</sup>。因此, 笔者认为, 高度分异的伟晶岩岩浆在较高侵位和中等温度条件下分离结晶通常有利于锰铝榴石的结晶, 也有利于 Li 的富集和成矿。

柯鲁木特 112 号脉属于 LCT 型中的锂辉石型伟晶岩, 其形成温度和压力分别为 450~600 °C 和 230~360 MPa<sup>[24]</sup>。据普查资料显示, 该脉的 Li

矿化程度远远高于 Be、Nb 和 Ta 矿化,  $\text{Li}_2\text{O}$  储量达  $3.4127 \times 10^7$  kg。本研究显示, 各结构带中石榴子石以锰铝榴石为特征, 其  $w(\text{MnO})$  较高, 变化于 27.10%~39.69% 之间。世界著名的阿尔泰可可托海 3 号脉 (Li-Be-Nb-Ta-Rb-Cs-Zr-Hf 稀有金属矿床) 内部结构带中普遍出现锰铝榴石<sup>[2, 25]</sup>。野外地质实践表明, 潜在的卡鲁安超大型锂矿床, 包括锂辉石矿化的 805、806 和 807 号脉, 以及锂辉石、锂云母矿化的 650 号脉, 以伴生有大量的锰铝榴石为特征<sup>[26]</sup>, 表明高 Mn 质量分数的锰铝榴石很可能是伟晶岩中发生 Li 矿化的矿物学标志。

#### 4.2 石榴子石 Mn/Fe 对演化分异过程的指示

Černý 等<sup>[10]</sup> 研究不同地区的花岗岩和伟晶岩中的石榴子石组成发现, 随着岩浆演化, 石榴子石的 Mn/Fe 增大。挪威南部 Froland 和 Evje-Iveland 伟晶岩田中, 从简单伟晶岩到白云母稀有金属伟晶岩, 其石榴子石中  $w(\text{MnO}) / w(\text{MnO} + \text{FeO})$  值显示增大的趋势<sup>[21]</sup>。与之相似, Tanco 和 Little three 伟晶岩, 从外带至内带, 石榴子石矿物也显示相似的演化特征<sup>[10, 11]</sup>。当石榴子石作为控制熔体中 Fe 和 Mn 的唯一矿物时, 熔体中的 Mn 相对 Fe 逐渐亏损, 从而导致石榴子石组分从富 Mn 向富 Fe 转变<sup>[20, 27]</sup>。伟晶岩中石榴子石普遍的演化趋势为 Mn 增加而 Fe 降低, 其原因包括: ① 体系中存在较石榴子石对熔体中 Mn、Fe 质量分数影响更显著的其它矿物<sup>[20]</sup>; ② 相比  $\text{Mn}^{2+}$  和  $\text{Fe}^{2+}$  在熔体中的质量分数, 压力对石榴子石组分的影响更大<sup>[22]</sup>。相反的演化趋势亦有报道<sup>[28, 29]</sup>, 主要出现于单颗粒的石榴子石中, 被归因于快速结晶速率和缓慢扩散速率<sup>[28]</sup> 或者分配系数的改变<sup>[29]</sup>。此外, 对于具 Nb、Ta 矿化伟晶岩, 铌铁矿-钽锰矿系列的结晶对体系中 Mn、Fe 质量分数影响较大。对可可托海 3 号伟晶岩以及福建南平 31 号脉中铌钽矿物研究表明, 铌铁矿较钽锰矿显示更低的溶解度, 因此稀有金属伟晶岩岩浆通常朝着富 Mn 和 Ta 的方向演化<sup>[30, 31]</sup>。

据表 1 和图 5 可看出, 柯鲁木特 112 号脉从早期结构带至晚期带石榴子石组分呈现 MnO 质量分数降低 (从 II 带平均 39.14% 降至 V 带平均 29.67%) 和  $\text{FeO}^*$  质量分数增加 (从 II 带平均 4.39% 升至 V 带平均 12.77%) 的趋势, Mn/Fe 值

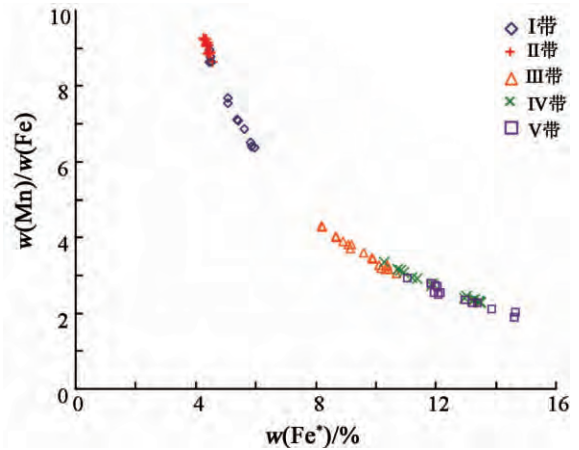


图 5 112 号脉 I 至 V 带中石榴子石 Mn/Fe 值与  $\text{FeO}^*$  质量分数相关图。

Fig.5. Correlation diagram of Mn/Fe ratios VS  $\text{FeO}^*$  contents for garnet from the five zones of No. 112 pegmatite.

从早期结构带中石榴子石的 6.37~8.92 降至晚期结构带中石榴子石的 1.88~3.60。这一特征表明 112 号脉残余岩浆向着富 Fe 演化, 与已有的残余岩浆朝向富 Mn 演化的研究结论截然相反。控制石榴子石 Mn、Fe 质量分数的因素主要有温度、压力、熔体组分、共生矿物和氧化-还原电位。已有研究表明, 112 号脉岩浆演化过程伴随着  $p-t$  的降低<sup>[24, 32]</sup>, 如果石榴子石成分主要受  $p-t$  控制, 那么晚期结构带中的石榴子石应该富 Mn 贫 Fe, 由此可知温度和压力并非控制 112 号脉中石榴子石 Mn 和 Fe 组成的主要因素。含 Mn-Fe 副矿物中, 虽然晚期石榴子石比早期的低 Mn, 但石榴子石组成仍以锰铝榴石为主。此外, 以富 Mn 为特征的氟磷灰石在 112 号脉中普遍存在<sup>[33]</sup>。112 号脉各个结构带中均未发现黑云母, 而电气石则仅为痕量, 表明岩浆中的 Fe 并未受到这些矿物早期结晶的影响。III 和 V 带中极少量的磷锰锂矿和褐磷锰锂矿, 数量上与富 Mn 的石榴子石、铌钽矿以及磷灰石相比, 可以忽略。112 号脉中还发现少量的偏磷酸矿和褐铁矿, 为后期蚀变矿物, 因此不可能影响岩浆结晶分异过程中 Mn 和 Fe 质量分数变化, 晚期石榴子石 BSE 和单颗粒成分特征也排除了晚期流体淋滤的可能。因此, 在 112 号脉中, 控制熔体中 Mn 和 Fe 质量分数的原生副矿物主要是铌钽族矿物、石榴子石和氟磷灰石。前人对 112 号脉中各结构带内的铌钽矿成分研究表明, 从早期结构带铌钽锰矿向晚期结构带铌钽锰矿演化过渡。早期 I 和 II 带内铌钽矿 MnO 和



FeO<sup>\*</sup> 平均质量分数分别为 15.56%、1.17% 和 16.30%、1.65%，Ⅲ带为 14.78%和 2.48%，晚期Ⅳ和Ⅴ带中钽锰矿中 MnO 和 FeO<sup>\*</sup> 平均质量分数分别为 15.16%、2.73%和 14.05%、1.72%。从早到晚亦呈现出 Fe 增加而 Mn 降低的趋势<sup>[33]</sup>。112 号脉中Ⅰ和Ⅴ带内的磷灰石中 FeO<sup>\*</sup> 质量分数普遍低于 1%，MnO 质量分数从早到晚略有增加，变化范围<3%（未发表数据）。此外，在各结构带中磷灰石的数量及 MnO 质量分数皆显著低于石榴子石和钽锰-钽矿数量及 MnO 质量分数。因此可以排除石榴子石中 Mn-Fe 组成变化受控于共生含 Mn-Fe 矿物的影响。王贤觉等<sup>[2]</sup>对阿尔泰伟晶岩中钽钽族矿物的成分研究确定为钽锰矿-钽矿系列，并提出体系中氧化-还原电位是制约不同钽钽族矿物类型形成的主要原因。由于 Fe<sup>2+</sup> 转变为 Fe<sup>3+</sup> 比 Mn<sup>2+</sup> 转变为 Mn<sup>3+</sup> 所需的氧化-还原电位更低，因此当体系中的 Eh 值达到 Fe 价态转变且低于 Mn 转变值时，有利于含 Mn 矿物的形成。此外，在一定的 Eh 条件下，温度越低，氧化态离子浓度越高。112 号脉中普遍出现的少量磁铁矿反映体系中 Fe<sup>3+</sup> 浓度高于 Fe<sup>2+</sup>，指示岩浆体系具有较高的氧化-还原电位且原生含 Mn-Fe 矿物可能形成于 Fe<sup>3+</sup> 和 Mn<sup>2+</sup> 共存的 Eh 范围内。由于不存在 Fe<sup>2+</sup> 和 Mn<sup>3+</sup> 的共存区间<sup>[2]</sup>，因此可以推测氧化-还原电位变化不可能是制约晚期石榴子石组成变化的主要原因。仔细观察表 1 和图 5 可发现以下 2 个特征：①Ⅰ带至Ⅱ带，石榴子石中的 MnO 和 FeO 质量分数分别有所增加（平均值从 38.01%增至 39.12%）和降低（平均值从 5.17%降至 4.39%），与已有研究指出的组成演化趋势一致；②MnO 和 FeO 质量分数并不呈连续的降低和增加，在早期结构带（Ⅰ和Ⅱ）和晚期结构带（Ⅲ，Ⅳ和Ⅴ）之间出现了明显的间断，MnO 从Ⅱ带平均 39.12%降至Ⅲ带平均 33.55%，FeO 质量分数从Ⅱ带平均 4.39%升至Ⅲ带平均 9.55%。以上特征表明，在Ⅲ带形成之前，熔体组成朝着相对富 Mn 和贫 Fe 的方向演化，而从Ⅲ带开始，熔体朝着相反的，即相对贫 Mn 和富 Fe 的方向演化。造成Ⅱ带和Ⅲ带石榴子石 Mn-Fe 组成显著差异有 2 种可能：①伟晶岩岩浆演化晚期体系中的 Mn 不足，因此其它富 Mn 矿物的结晶会造成竞争效应；②Mn 在富 F 流体相富集并迁移。对于前者，富 Mn 矿物磷灰石和钽钽族矿物都显示与石

榴子石相似的 Mn-Fe 演化趋势，除非当体系中 Mn 不足且在Ⅲ带中结晶大量的磷灰石和钽钽族矿物，才有可能造成Ⅱ带和Ⅲ带石榴子石 Mn-Fe 组成的显著差异。而前人研究并无发现大量磷灰石和钽钽族矿物等富 Mn 矿物在Ⅲ、Ⅳ和Ⅴ带中结晶<sup>[33]</sup>。因此，当体系中 Mn 不足的情况下，由富 Mn 矿物结晶缓冲熔体中 Mn 造成的石榴子石 Mn 质量分数降低不可能呈现如图 5 所示的突变，而是缓慢的逐渐降低的趋势。

已有研究表明，高度分异的伟晶岩岩浆在演化过程中发生液态不混溶。Veskler 等<sup>[34,35]</sup>在人工合成的伟晶岩中发现了铝硅酸盐熔体、富 F 相和含水流体三相不混溶的包裹体证据。Thomas 等<sup>[36]</sup>通过对花岗岩和伟晶岩中大量的包裹体研究提出岩浆演化过程中存在贫 H<sub>2</sub>O 熔体相、富 H<sub>2</sub>O 熔体相和含水流体三相不混溶。因此，伟晶岩岩浆演化过程中，可能出现 1 个含水相把熔体中的 Mn 选择性萃取出来并运移带出<sup>[10,37,38]</sup>，特别是富 F 的超临界流体，Mn 与 F 可形成络合物从而使得 Mn 能够以极大活性在硅质岩浆中运移<sup>[10]</sup>。112 号脉中普遍出现的富 F 磷灰石、白云母以及局部出现的黄玉和冰晶石，表明体系中 F 的普遍存在和局部富集。根据 London 等<sup>[22]</sup>实验研究，连续带状纯化过程中形成了大量富集挥发组分和助熔组分（如 H<sub>2</sub>O、P、和 B 等）的边界层。Ⅲ带锂辉石中大量的熔体-流体包裹体表明发生了流体相出溶<sup>[24]</sup>，富 H<sub>2</sub>O、F、B 和 P 的流体相出溶过程中，Mn 与 F 形成络合物被迁移带出，导致共存硅酸盐熔体中 Mn 质量分数降低及晶出其中的石榴子石等富 Mn 矿物。野外观察到某些伟晶岩核部热液石英中大量发育磷锰锂矿（如镜儿泉 1 号脉）、石榴子石和电气石（库卫伟晶岩）以及围岩接触带局部发育的电气石化和石榴子石化（布尔津伟晶岩）等现象支持了 Mn 在流体相中迁移的可能性。

## 5 结 论

(1) 柯鲁木特 112 号伟晶岩中 5 个结构带内的石榴子石为铁铝榴石-锰铝榴石系列，且以锰铝榴石为主。石榴子石主要成分具有单颗粒均一，相同结构内组成相近，不同结构带间 Fe-Mn 组成显著差异，从早期至晚期结构中石榴子石显示 Fe 增加而 Mn 降低的演化趋势。

(2) 112 号脉中锰铝榴石端元比例高达 64%~90%，结合已有锰铝榴石与 Li 矿化相关性研究以及区域上伟晶岩大型-超大型 Li 矿床中锰铝榴石的普遍出现，本文认为伟晶岩中高 MnO 质量分数的锰铝榴石是 Li 的矿化的矿物学标志。

(3) 112 号脉中锰铝榴石呈现早期高 MnO( 平均 39.12%)、低 FeO( 平均 4.39%) 至晚期 MnO 降

低( 平均 28.65%) 而 FeO 增加( 平均 14.02%) 的演化趋势，结合铌钽矿物中相似的 Mn-Fe 变化趋势，本文提出富 F 流体相萃取熔体中的 Mn 后迁移是导致石榴子石 Mn-Fe 组成变化的机制。

致 谢: 感谢矿床地球化学国家重点实验室周国富和郑文琴老师在实验过程中给予的帮助和指导! 感谢编辑在投稿过程中的帮助以及两位匿名审稿人提出中肯的修改意见!

## 参 考 文 献:

- [1] Kleck W D, Foord E E. The chemistry, mineralogy, and petrology of the George Ashley Block pegmatite body [J]. *American Mineralogist*, 1999, 84( 5-6): 695-707.
- [2] 王贤觉, 邹天人, 徐建国, 等. 阿尔泰伟晶岩矿物研究 [M]. 北京: 科学出版社, 1981: 1-140.
- [3] Blundy J, Wood B. Prediction of crystal-melt partition coefficients from elastic moduli [J]. *Nature*, 1994, 372( 6505): 452-454.
- [4] Irber W. The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu\*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1999, 63( 3-4): 489-508.
- [5] Green T H. Garnet in silicic liquids and its possible use as a P-T indicator [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1977, 65( 1): 59-67.
- [6] Spear F S. *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths* [M]. New York: Mineralogical Society of America, 1993: 1-799.
- [7] Stone M. The significance of almandine garnets in the Lundy and Dartmoor granites [J]. *Mineralogical Magazine*, 1988, 52( 368): 651-658.
- [8] Whitworth M P. Petrogenetic implications of garnets associated with lithium pegmatites from SE Ireland [J]. *Mineralogical Magazine*, 1992, 56( 382): 75-83.
- [9] Baldwin J R, von Knorring O. Compositional range of Mn-garnet in zoned granitic pegmatites [J]. *The Canadian Mineralogist*, 1983, 21( 4): 683-688.
- [10] Černý P, Meintzer R E, Anderson A J. Extreme fractionation in rare-element granitic pegmatites: Selected examples of data and mechanisms [J]. *The Canadian Mineralogist*, 1985, 23( 3): 381-421.
- [11] Morgan G B, London D. Crystallization of the Little Three layered pegmatite-aplite dike, Ramona District, California [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1999, 136( 4): 310-330.
- [12] Arredondo E H, Rossman G R, Lumpkin G R. Hydrogen in spessartine-almandine garnets as a tracer of granitic pegmatite evolution [J]. *American Mineralogist*, 2001, 86( 4): 485-490.
- [13] Lv Z H, Zhang H, Tang Y, Guan S J. Petrogenesis and magmatic-hydrothermal evolution time limitation of Kelumute No. 112 pegmatite in Altay, Northwestern China: Evidence from zircon U-Pb and Hf isotopes [J]. *Lithos*, 2012, 154: 374-391.
- [14] Sirbu S, Buzgar N, Kasper H U. Geochemistry of selected garnets in pegmatites from Râzoi formation (Preluca Mountains, Romania) [R]. *Analele Stiintifice Ale Universitatii, Al. I. Cuza Iasi. Geologie. Tomul LVI, nr. 2. 2010.*
- [15] Černý P, Hawthorne F C. Selected peraluminous minerals [A]. Černý P. *Granitic Pegmatites in Science and Industry* [M]. Mineral Association Canada, 1982, 8: 63-98.
- [16] Frigstad O F. Amazonitpegmatitter i Iveland-Evje [J]. *Bergverksmuseets Skrift*, 1999, 15: 60-73 (in Norwegian).
- [17] Menard T, Spear F S. Metamorphism of calcic pelitic schists, Stafford Dome, Vermont: Compositional zoning and reaction history [J]. *Journal of Petrology*, 1993, 34( 5): 977-1005.
- [18] Chernoff C B, Carlson W D. Trace element zoning as a record of chemical disequilibrium during garnet growth [J]. *Geology*, 1999, 27( 6): 555-558.
- [19] Feenstra A, Engi M. An experimental study of the Fe-Mn exchange between garnet and ilmenite [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1998, 131( 4): 379-392.
- [20] London D, Evensen J M, Fritz E A, et al. Enrichment and accommodation of manganese in granite-pegmatite systems [A]. 11th Annual Goldschmidt Conference Abstract 3369, Lunar Planetary Institute Contribution 1088 [C]. Houston: Lunar Planetary Institute, 2001: 3369.
- [21] Bogoch R, Bourne J, Shirav M, et al. Petrochemistry of a late Precambrian garnetiferous granite, pegmatite and aplite, southern Israel [J].

- Mineralogical Magazine, 1997, 61(1): 111-122.
- [22] London D. *Pegmatites* [M]. Québec: Canada Mineral, 2008: 1-347.
- [23] Ginsburg A I. The geological condition of the location and the formation of granitic pegmatites [A]. IGCP No 27th IGC Proceedings [C]. IGCP, 1984, 15: 245-260.
- [24] 吕正航. 新疆柯鲁木特 112 号伟晶岩岩浆-热液演化及成因初探 [D]. 贵阳: 中国科学院地球化学研究所 (博士论文), 2013.
- [25] 张辉. 岩浆-热液过渡阶段体系中不相容元素地球化学行为及其机制——以新疆阿尔泰 3 号伟晶岩脉研究为例 [D]. 贵阳: 中国科学院地球化学研究所 (博士论文), 2001.
- [26] 邹天人, 李庆昌. 中国新疆稀有及稀土金属矿床 [M]. 北京: 地质出版社, 2006: 1-284.
- [27] Müller A, Kearsley A, Spratt J, et al. Petrogenetic implications of magmatic garnet in granitic pegmatites from Southern Norway [J]. The Canadian Mineralogist, 2012, 50(4): 1095-1115.
- [28] Manning D A C. Chemical variation in garnets from aplites and pegmatites, peninsular Thailand [J]. Mineralogical Magazine, 1983, 47(344): 353-358.
- [29] Nakano T, Ishikawa Y. Chemical zoning of pegmatite garnets from the Ishikawa and Yamanoo areas, northeastern Japan [J]. Geochemical Journal, 1997, 31(2): 105-118.
- [30] 张爱铨, 王汝成, 胡欢, 等. 阿尔泰可可托海 3 号伟晶岩脉中铌铁矿族矿物环带构造及其岩石学意义 [J]. 地质学报, 2004, 78(2): 181-189.
- [31] 饶灿. 福建南平 31 号花岗伟晶岩的矿物学研究及岩浆-热液演化示踪 [D]. 南京: 南京大学 (博士论文), 2009.
- [32] 吴长年, 朱金初, 刘昌实, 等. 阿尔泰伟晶岩锂辉石中包裹体研究 [J]. 大地构造与成矿学, 1994, 18(4): 353-362.
- [33] 邹天人, 杨岳清, 曹惠志, 等. 新疆一二伟晶岩脉的物质成份、矿化特征及其成因的研究 [R]. 地科院科研报告, 1981.
- [34] Veksler I V, Thomas R, Schmidt C. Experimental evidence of three coexisting immiscible fluids in synthetic granitic pegmatite [J]. American Mineralogist, 2002, 87(5-6): 775-779.
- [35] Veksler I V. Liquid immiscibility and its role at the magmatic-hydrothermal transition: A summary of experimental studies [J]. Chemical Geology, 2004, 210(1-4): 7-31.
- [36] Thomas R, Davidson P. Water and melt/melt immiscibility, the essential components in the formation of pegmatites; evidence from melt inclusions [J]. Zeitschrift für Geologische Wissenschaften, 2008, 36(6): 347-364.
- [37] Shawe D R. Geology of the Spor Mountain beryllium district, Utah [A]. Ridge J D. *Ore Deposits of the United States, 1933-1967 (Graton-Sales volume) 2*. [M]. New York: American Institute of Mining, Metallurgical, and Petroleum Engineers, 1968: 1148-1161.
- [38] Bailey J C. Fluorine in granitic rocks and melts: a review [J]. Chemical Geology, 1977, 19(1-4): 1-42.