

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

# 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

张爱铖<sup>1)</sup> 王汝成<sup>1)</sup> 胡欢<sup>1)</sup> 张辉<sup>2)</sup> 朱金初<sup>1)</sup> 谢磊<sup>1)</sup>

1) 南京大学地球科学系, 成矿作用国家重点实验室, 210093

2) 中国科学院地球化学研究所, 贵阳, 550002

**内容提要** 本文利用电子探针和背散射电子成像技术系统地研究了新疆阿尔泰可可托海3号伟晶岩脉各结构带中的铌铁矿族矿物。研究表明, 本区伟晶岩脉中铌铁矿族矿物主要为铌锰矿-钽锰矿。成分特征显示从岩脉边缘部带到核部, Ta/(Nb+Ta) 比值呈近垂向演化, 但 Mn/(Fe+Mn) 比值没有明显变化。另一方面, 铌铁矿族矿物在早期正岩浆阶段(I—IV带)的成分变化非常局限, 而在晚期的岩浆—热液过渡阶段(V—VII带)的成分变化非常大。背散射电子成像技术观察还表明本区铌铁矿族矿物在正岩浆阶段没有环带构造特征, 而在岩浆—热液过渡阶段有明显的环带构造特征, 而且随着伟晶岩固结过程的进行, 环带构造主要沿着渐变环带构造→韵律环带构造→交代构造的趋势变化。研究认为, 本区铌铁矿族矿物在不同结构带的成分变化和在单颗粒中的环带构造是热液流体参与铌铁矿族矿物结晶的反应, 环带构造的类型主要是由热液流体参与结晶的程度所控制。

**关键词** 铌铁矿 环带构造 花岗伟晶岩 可可托海 阿尔泰 新疆

铌铁矿族矿物是稀有金属花岗岩和花岗伟晶岩中最重要、最富集、最稳定的矿物。它们对稀有金属花岗岩和花岗伟晶岩的结晶演化过程有较好的示踪作用。目前对该族矿物的研究比较多, 主要包括成分特征、内部环带构造特征(Barsanov et al., 1971; Lathi, 1987; Tindle and Breaks, 2000; Sarbajna et al., 2000)、结构特征(Ercit et al., 1995)以及与其他副矿物的共生组合关系(Černý et al., 1985; Wang et al., 1997)等方面。内部环带构造是铌铁矿族矿物, 尤其是花岗伟晶岩中铌铁矿族矿物的重要内部特征之一, 已引起铌钽矿物研究者的普遍重视。然而, 目前这方面研究还局限于其成因探讨, 而将其与寄主岩石的结晶演化过程相联系的研究尚不多见(Belkasmí and Cuney, 1998)。

阿尔泰可可托海3号伟晶岩脉是世界上著名的花岗伟晶岩之一, 岩体内部带十分明显。该岩体中, 以铌锰矿-钽锰矿为代表的铌铁矿族矿物非常丰富, 且具有明显的内部成分不均一性和环带构造。这给我们系统地研究铌铁矿族矿物的内部成分特征提供了可能性。王贤觉等(1981)曾对该区铌铁矿族矿物作了系统的矿物学研究。本文着重利用电子探针

背散射电子成像技术对阿尔泰可可托海3号伟晶岩脉中铌铁矿族矿物内部结构、构造特征进行系统研究, 并试图在此基础上探求铌铁矿族矿物的内部环带构造变化对花岗伟晶岩结晶演化过程的岩石学指示意义。

## 1 地质背景

可可托海3号伟晶岩脉是阿尔泰地区众多花岗伟晶岩中分异程度最好的岩脉, 位于新疆富蕴县城北东约35 km处。它侵位于阿尔泰加里东—海西褶皱带的轴部——富蕴地背斜褶皱带内的片麻状黑云母花岗岩顶部凹陷的斜长角闪岩内<sup>①</sup>。3号伟晶岩脉形态复杂, 由一陡倾斜筒状岩钟和一缓倾斜板状体组成, 形似一实心草帽。岩脉内部分带十分明显, 根据岩石结构特征和矿物共生组合特征, 岩钟部分由外向内依次可分为9个共生—结构带(图1), 即: I. 文象—变文象伟晶岩带; II. 糖粒状钠长石带; III. 块体微斜长石带; IV. 白云母—石英带; V. 叶钠长石—锂辉石带; VI. 石英—锂辉石(—叶钠长石)带; VII. 白云母—薄片状钠长石带; VIII. 锂云母—薄片状钠长石带; IX. 石英和微斜长石核(王贤觉等, 1981; 朱金初

注: 本文为国家杰出青年基金项目(编号 40025209)和国家自然科学基金项目(编号 49903002)资助成果。

收稿日期: 2003-02-28; 改回日期: 2003-08-27; 责任编辑: 刘淑春。

作者简介: 张爱铖, 男, 1978年生。现为南京大学地球科学系博士研究生, 专业为矿物岩石矿床学。通讯作者: 王汝成, 南京大学地球科学系; Email: rcwang@nju.edu.cn。

等,2000)。

## 2 测试方法

铌铁矿族矿物化学成分测定是在南京大学成矿作用国家重点实验室电子探针室完成,电子探针型号为 JEOL JXA-8800M。工作条件:加速电压 20 kV,电流 20 nA,电子束直径小于 1  $\mu\text{m}$ ,特征峰测量时间为 20 s,背景测量时间为 10 s。所用标样为:金属铌(Nb),金属钽(Ta), $\text{Fe}_2\text{O}_3$ (Fe), $\text{MnTiO}_3$ (Mn, Ti),金属锡(Sn), $\text{CaWO}_4$ (W),Sc(无标样计算)。测试数据经过了 ZAF 修正。铌铁矿族矿物的晶体化学式均以 6 个氧原子为基础计算,且铁全部以二价计算。图像观察采用背散射电子成像(BEI)技术完成。

## 3 铌锰矿-钽锰矿成分特征

对阿尔泰可可托海3号伟晶岩脉9个不同结构带

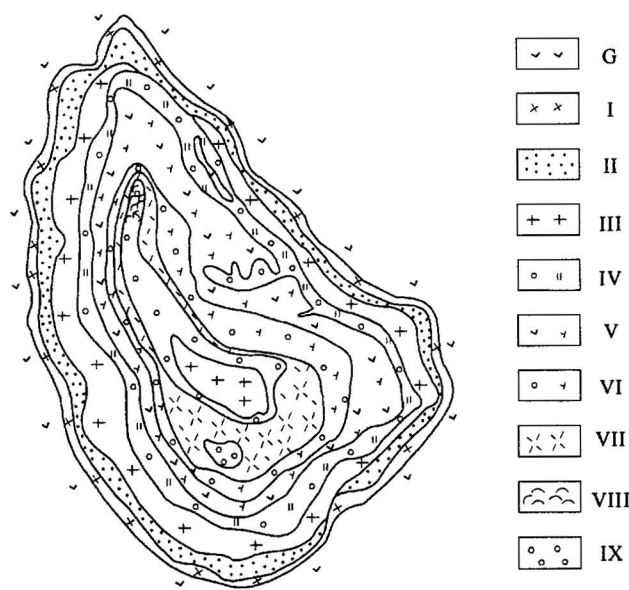


图1 阿尔泰可可托海3号伟晶岩脉内部分带平面图  
(据王贤觉等,1981;朱金初等,2000)

Fig. 1 Internal zonal structure of Koktokay No. 3 granitic pegmatite dyke, Altai, NW China  
(after Wang et al., 1981; Zhu et al., 2000)

G—辉长岩; I—文象—变文象伟晶岩带; II—糖粒状钠长石带; III—块状微斜长石带; IV—白云母—石英带; V—叶钠长石—锂辉石带; VI—石英—锂辉石带; VII—白云母—薄片钠长石带; VIII—锂云母—薄片钠长石带; IX—石英和微斜长石核

G—Gabbro; I—graphic and pseudo-graphic pegmatite zone; II—saccharoidal albite zone; III—blocky microcline zone; IV—muscovite—quartz zone; V—cleavelandite—spodumene zone; VI—quartz—spodumene zone; VII—muscovite—thin sliced albite zone; VIII—lepidolite—thin sliced albite zone; IX—quartz and microcline core

样品分别磨制光薄片,经反射光显微镜观察后,利用电子探针背散射电子成像技术和波谱定量分析系统对薄片中的铌钽矿物进行详细的观察和分析。背散射电子成像技术观察表明3号伟晶岩脉中只有 II 带、IV 带、V 带、VI 带和 VII 带中发现有铌铁矿族矿物,而 I 带、III 带、VIII 带以及 IX 带样品中未发现。

不同共生结构带的铌铁矿族矿物在形态和共生矿物组合上有一定差异。II 带铌铁矿族矿物颗粒呈他形,颗粒大小在 10~150  $\mu\text{m}$  内变化,主要分布于钠长石晶间,共生副矿物有石榴子石、电气石、磷钙钼矿、磷灰石等; IV 带铌铁矿族矿物呈他形,颗粒大小在 10~500  $\mu\text{m}$  之间变化,分布于钠长石晶间,共生副矿物有黑电气石、钨质钼石、磷灰石等; V 带铌铁矿族矿物呈自形一半自形,颗粒多且粒径较大,最大可达 2.5 cm 左右,共生副矿物有彩色电气石、钨质钼石、磷灰石等。VI 带铌铁矿族矿物呈自形一半自形,颗粒数量相对 V 带变少,而且粒径也有所变小,在 60~620  $\mu\text{m}$  之间变化,共生副矿物有彩色电气石、钨质钼石、磷灰石和少量细晶石等; VII 带铌铁矿族矿物绝大多数呈他形,个别呈自形一半自形,大小在 100~1100  $\mu\text{m}$  之间变化,共生副矿物有钨质钼石、铀细晶石、磷灰石、铯榴石及重钼铁矿<sup>①</sup>等。

王贤觉等(1981)的研究结果显示本区铌铁矿族矿物的成分演化表现为显著的 Nb/Ta 分馏[Ta/(Nb+Ta)比值在 0.13~0.98 之间变化]和中等程度的 Fe/Mn 分馏[Mn/(Fe+Mn)比值在 0.55~0.94 之间变化,主要集中在 0.55~0.85 范围内]。本文对上述 5 个共生结构带中 17 个样品的 62 个铌铁矿族矿物颗粒(其中 II 带、IV 带、V 带、VI 带和 VII 带分别为 4, 3, 27, 12 和 16 个颗粒)共做了 481 个点详细的电子探针成分分析。代表性的 295 个测量点数据被投影到钽铁矿-铌铁矿-铌锰矿-钽锰矿四方图解上(图 2),图 2 显示本区铌铁矿族矿物具有明显的富 Mn 特征,属于铌锰矿-钽锰矿端元(以下均称铌锰矿-钽锰矿)。

电子探针测定结果表明,本区 II 带中铌铁矿族矿物以铌锰矿为主,边部可呈现钽锰矿特征,本带铌锰矿-钽锰矿的 Ta/(Nb+Ta)比值在 0.13~0.77 之间变化,平均值为 0.26,而 Mn/(Fe+Mn)比值在 0.65~0.84 之间变化,平均值为 0.73。IV 带中的铌铁矿族矿物虽然仍以铌锰矿为主,但是成分特征上与 II 带相比已有明显的变化,其 Ta/(Nb+Ta)比值在 0.15~0.42 之间变化,平均值为 0.32,同时 Mn/(Fe+Mn)比值在 0.71~0.79 之间变化(平均值为 0.75),显示了非常局限的 Ta/(Nb+Ta)和 Mn/(Fe

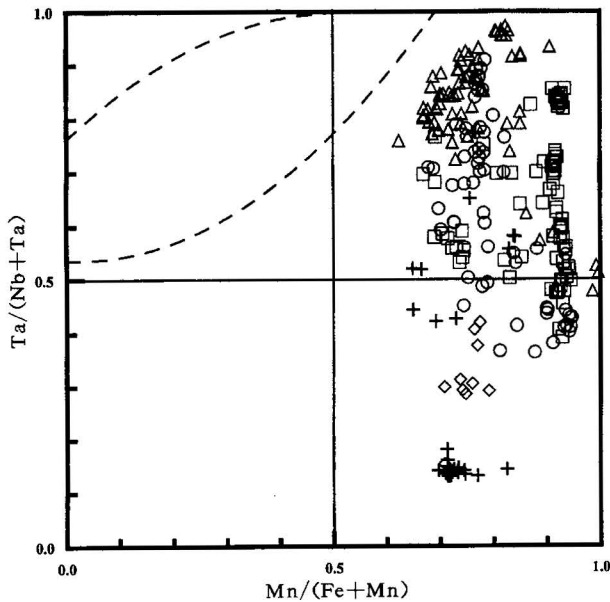


图 2 阿尔泰可可托海3号伟晶岩脉5个结构带铌铁矿族矿物化学成分在钽铁矿-铌铁矿-铌锰矿-钽锰矿四方图上的投影图

Fig. 2 Chemical compositions of columbite-group minerals from five structure zones of Koktokay No. 3 granitic pegmatite dyke in Altai, plotted on the  $FeTa_2O_6$ - $FeNb_2O_6$ - $MnNb_2O_6$ - $MnTa_2O_6$  quadrilateral diagram

+—糖粒状钠长石带(Ⅱ带);◇—白云母—石英带(Ⅳ带);□—叶钠长石—锂辉石带(Ⅴ带);○—石英—锂辉石带(Ⅵ带);△—白云母—薄片钠长石带(Ⅶ带)  
 +—Saccharoidal albite zone (zone Ⅱ); ◇—muscovite—quartz zone (zone Ⅳ); □—cleavelandite—spodumene zone (zone Ⅴ); ○—quartz—spodumene zone (zone Ⅵ); △—muscovite—thin sliced albite zone (zone Ⅶ)

+Mn) 比值分馏。到了晚期的 V 带、VI 带和 VII, 铌铁矿族矿物显示了与 II 带和 IV 带明显不同的成分特征, 这 3 个共生结构带的铌铁矿族矿物以钽锰矿为主, 少量表现为铌锰矿成分特征。结构带间成分差异不是十分明显, 而在结构带内成分变化比较大, V 带、VI 带和 VII 带的  $Ta/(Nb+Ta)$  比值变化范围分别为 0.37~0.86、0.36~0.91 和 0.48~0.97, 而  $Mn/(Fe+Mn)$  比值变化范围分别为 0.67~0.95、0.69~0.95 和 0.62~1.00。

#### 4 铌锰矿-钽锰矿的环带构造

背散射电子像观察表明本区铌锰矿-钽锰矿具有明显的成分不均一性, 但只有 V 带、VI 带和 VII 带等结构带中铌锰矿-钽锰矿具有明显的环带构造特征。当铌锰矿-钽锰矿成分连续变化时, 常形成渐变环带

构造, 而当铌锰矿-钽锰矿成分变化比较大时, 环带构造则变得相对复杂, 或形成韵律环带构造, 或形成交代构造, 甚至多种类型叠加的复合环带构造。

#### 4.1 渐变环带构造

渐变环带构造是本区铌锰矿-钽锰矿环带构造基本类型之一, 主要见于 V 带。具有渐变环带构造的铌锰矿-钽锰矿晶体主要呈自形—半自形, 颗粒比较大。图 3a 是典型的渐变环带构造, 其内带相对比较暗, 向晶体的外带逐渐变亮。值得指出的是, 渐变环带构造边缘具有一个明显的亮带, 这可能是后期增生的结果。点分析(图 3)和元素线分析(图 4)结果均表明, 渐变环带构造中的暗带在成分上表现为贫 Ta 富 Nb, 亮带为富 Ta 贫 Nb, 最边缘亮带呈最富 Ta 的特征。同时点分析结果还表明核部暗带和边缘亮带的成分差异比较大,  $Ta/(Nb+Ta)$  比值差异可以达到 0.45, 然而  $Mn/(Fe+Mn)$  比值只相差 0.02。很显然, 渐变环带构造的成分变化主要体现在 Nb 和 Ta 含量变化上。还要指出的是, 在图 3a 中, 铌锰矿-钽锰矿晶体较暗的内带还具有韵律环带构造特征(图 3b)。从元素线分析结果(图 4)可以看出, 内带的

表 1 V 带代表性的具韵律带状构造铌锰矿-钽锰矿电子探针成分

Table 1 Representative chemical compositions of columbite-group minerals with oscillatory zonation from V-zone in Koktokay No. 3 granitic pegmatite, Altai, NW China

元素	1	2	3	4	5	6	7
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	15.90	21.98	19.64	25.56	23.99	28.62	27.43
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	69.31	63.74	61.78	57.05	59.45	55.25	55.61
FeO	1.58	1.43	1.38	1.17	1.23	1.78	1.66
MnO	14.06	14.35	14.63	15.17	15.00	14.76	14.84
TiO <sub>2</sub>	0.07	—	0.01	0.02	0.01	—	0.04
SnO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—
WO <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—
Sc <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—
Total	100.92	101.50	97.43	98.95	99.67	100.41	99.58
以 6 个氧原子为基础计算							
Nb	0.550	0.731	0.685	0.850	0.801	0.925	0.898
Ta	1.442	1.276	1.297	1.142	1.194	1.075	1.095
Fe	0.101	0.088	0.089	0.072	0.076	0.106	0.101
Mn	0.911	0.895	0.956	0.945	0.938	0.894	0.911
Ti	0.004	—	0.000	0.001	0.000	—	0.002
Sn	—	—	—	—	—	—	—
W	—	—	—	—	—	—	—
Sc	—	—	—	—	—	—	—
Ta/(Nb+Ta)	0.72	0.64	0.65	0.57	0.60	0.54	0.55
Mn/(Fe+Mn)	0.90	0.91	0.94	0.93	0.93	0.89	0.90

注: —表示低于检测。南京大学成矿作用国家重点实验室测试。

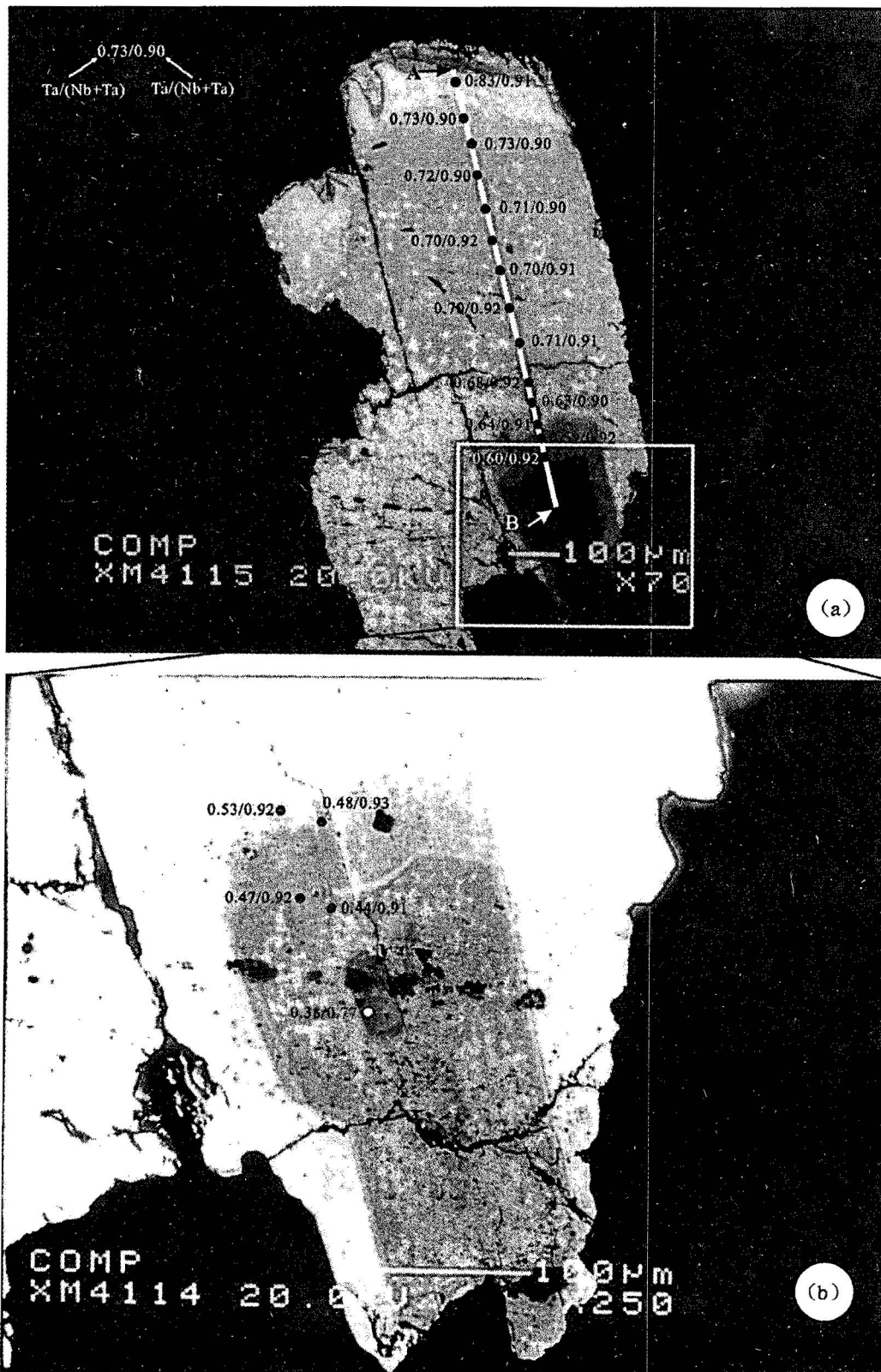


图 3 具渐变环带构造的铌锰矿-钽锰矿背散射电子像(图 b 是图 a 中方框部分的放大)

Fig. 3 Back-scattered electron images of columbite-group minerals with progressive zonation from Koktokay No. 3 granitic pegmatite, Altai, NW China (the image b is the local amplification of the square in the image a)



韵律特征可能是由 Fe 和 Mn 含量变化引起的。

#### 4.2 韵律环带构造

韵律环带构造是指从矿物的核部到边缘成分呈周期性分布。本区具韵律环带构造的铌锰矿-钽锰矿在 V 带和 VI 带广泛分布,呈现自形一半自形。韵律环带的边缘都比较平直,且平行于晶体的结晶生长面。韵律环带构造呈现为亮暗相间,其中亮带相对较宽,暗带相对较窄。V 带的韵律环带构造主要见于晶体的核部,成分周期变化序列比较少(在5次以下),并且向晶体边缘具渐变特征,且带宽要比内带宽得多,亮带和暗带都没有发现亚环带。然而,VI 带的韵律环带构造相对 V 带则复杂得多,而且某些亮带内部还含有次级亚环带。

图5a 是 V 带的铌锰矿-钽锰矿,自形程度好,环带平行于晶体的结晶生长面。一个韵律序列的内带较亮,外带较暗,而且亮带要比暗带宽得多。表1的电子探针成分表明该铌锰矿-钽锰矿呈现中等程度的 Ta/(Nb+Ta) 比值和比较高的 Mn/(Fe+Mn) 比

值。韵律环带构造的亮暗对应于成分上相对富 Ta 和贫 Ta;同时不同序列之间的元素含量也有一定的变化,后一个序列比前一个序列更加富 Ta,最后一个序列的亮带与第一个序列的暗带的 Ta/(Nb+Ta) 比值差达到0.18,而 Mn/(Fe+Mn) 比值只相差0.01。显然,随着铌锰矿-钽锰矿晶体的结晶生长,Fe 和 Mn 的含量没有明显变化。

图5b 是 VI 带韵律环带构造背散射电子像。该铌锰矿-钽锰矿晶体也呈较好的自形程度,但其韵律环带构造与 V 带铌锰矿-钽锰矿有着明显的差异,核部相对较暗,看不出平直的晶体生长面,向边缘逐渐变亮,外带可以看到平直的结晶生长面,同时在边缘亮带中还具有次级亚环带。元素线分析结果(图6)显示亮带和暗带亦分别明显对应于成分上的富 Ta 贫 Nb 和贫 Ta 富 Nb,这说明韵律环带构造主要是由于 Nb 和 Ta 含量的变化引起的,而 Fe 和 Mn 的含量虽然有一定程度的变化,但不是韵律环带构造的主要贡献者,只是早结晶的内核相对比较富 Fe 贫 Mn,而晚结晶的边缘相对贫 Fe 富 Mn。图6中右端的 Fe 和 Mn 含量的变化可能是由于后期被少量交代的结果。

#### 4.3 交代构造

交代构造是通常指早期铌锰矿-钽锰矿晶体被晚期的流体交代而形成的复杂内部构造。本区铌锰矿-钽锰矿的交代构造主要见于 VII 带。根据交代构造发生的部位,铌锰矿-钽锰矿的交代构造有以下两种形式:一是交代流体沿晶体的边缘部位对早期铌锰矿-钽锰矿进行交代,形成富 Ta 的边缘;二是交代流体沿晶体中的裂隙等薄弱部位进行交代,导致颗粒的核部呈现相对富 Ta 的特征。

图5c、d 是两种典型的具交代构造铌锰矿-钽锰矿的背散射电子像。图5c 中铌锰矿晶体呈现他形,颗粒的一半为韵律环带构造,另一半为较亮的交代构造,电子探针成分特征表明,较亮的交代构造部分相对于较暗部分明显更加富 Ta,因此可以认为图5c 是先存韵律环带构造遭后期富 Ta 流体交代形成的复杂环带构造。图5c 显示交代构造部分和残余韵律环带构造部分没有平直的联系边缘,这说明了交代应该是沿着先存铌锰矿-钽锰矿的边部进行的。图5d 中铌锰矿-钽锰矿颗粒则表现为半自形一他形。颗粒中的亮区和暗区之间没有很规则的接触边缘,且亮区和暗区没有很好的自对称性。颗粒中间

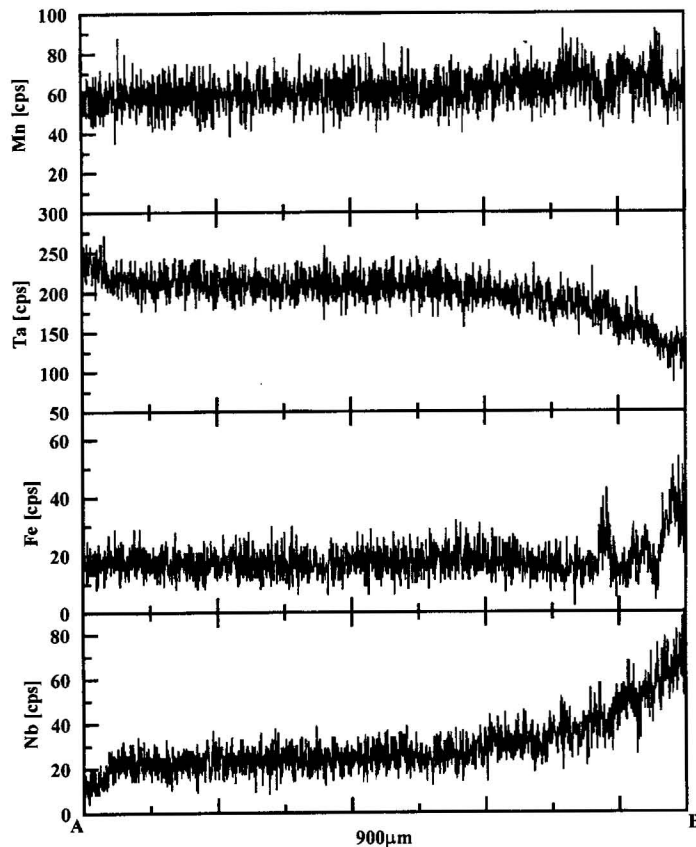


图4 具渐变环带铌锰矿-钽锰矿元素线分析图

Fig. 4 Line analysis profiles of Nb, Ta, Fe and Mn in columbite-group minerals with progressive zonation from Koktokay No. 3 granitic pegmatite, Altai, NW China

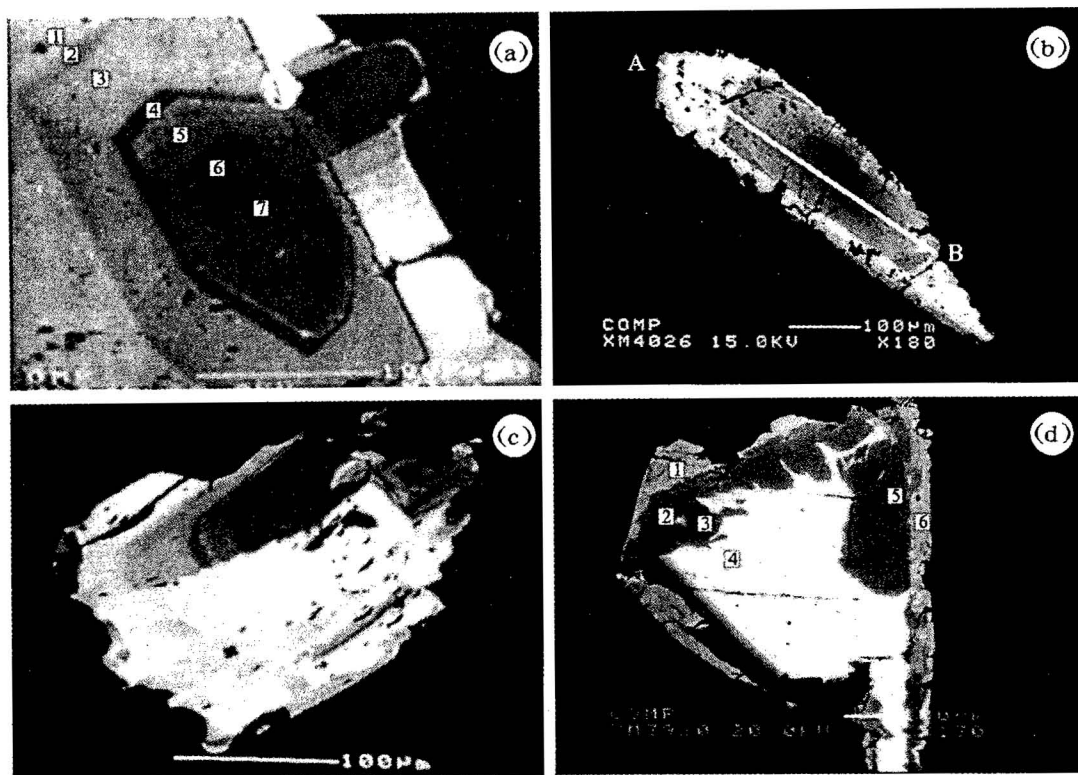


图5 具韵律环带构造和交代构造的铌锰矿-钽锰矿背散射电子像

Fig. 5 Back-scattered electron images of columbite-group minerals with oscillatory zonation and replacement structure from Koptokay No. 3 granitic pegmatite, Altai, NW China

(a)—V带具韵律环带构造铌锰矿-钽铁矿；(b)—IV带具韵律环带构造铌锰矿-钽锰矿；

(c)—边缘交代铌锰矿-钽锰矿；(d)—裂隙交代铌锰矿-钽锰矿

(a)—Columbite crystal with oscillatory zonation from V-zone; (b)—columbite crystal with oscillatory zonation from IV-zone;

(c)—columbite crystal replaced along the rim; (d)—columbite crystal replaced along internal fractures

部位相对较亮,该亮带与直接接触的暗带之间存在锯齿状的接触边缘。表2是对应于图5d的点分析结果,表2所示成分特征表明中间亮带明显富Ta,亮带与暗带之间的Ta/(Nb+Ta)比值差已经达到0.37, Mn/(Fe+Mn)比值差达到0.16。这种交代作用可能是沿着先存铌锰矿-钽锰矿颗粒的裂隙进行的。

## 5 讨论

阿尔泰可可托海3号伟晶岩脉是世界上著名的稀有金属花岗伟晶岩之一,结晶演化程度高且内部结构分带十分明显。吴长年<sup>⑥</sup>和朱金初等(2000)根据伟晶岩成因将岩体分为3个阶段:正岩浆阶段、岩浆-热液过渡阶段和热液阶段。这3个阶段与伟晶岩脉的内部矿物共生结构带基本上是对应的,其中正岩浆阶段主要对应于共生结构带的I~IV带,岩浆-热液过渡阶段主要对应于共生结构带的V~VII带,而热液阶段则主要对应于共生结构带的VIII带。

### 5.1 铌锰矿-钽锰矿成分演化特征

电子探针测定结果表明本区铌铁矿族矿物具明显的富Mn特征,属于铌锰矿-钽锰矿组合。从图2可以看出,II带的铌铁矿族矿物以铌锰矿为主,只有少量投影点落在钽锰矿区域内,这些钽锰矿可能是由于少量早期铌锰矿受后期富Ta流体交代的结果。IV带铌铁矿族矿物仍以铌锰矿为主,但成分特征已与II带的铌铁矿族矿物有很明显的差别,尤其是在Ta/(Nb+Ta)比值分馏上。而V带、VI带和VII带的铌铁矿族矿物主要是钽锰矿,有很少量的铌锰矿,相对正岩浆阶段的II带和IV带,这些共生结构带中的铌铁矿族矿物的Nb和Ta含量变化比较大。总体来看,从II带→VII带,铌锰矿-钽锰矿的成分演化以Ta/(Nb+Ta)比值逐渐升高为主要特征,而Mn/(Fe+Mn)比值没有明显变化,在四方图上表现为几乎完全垂向上的成分演化趋势。岩浆-热液过渡阶段的V带、VI带和VII带的铌锰矿-钽锰矿的Ta/(Nb+Ta)比值变化比较大,造成这一现象的原因,显然

与其内部发育有多种环带构造有关(见下节)。

稀有金属花岗岩或花岗伟晶岩中铌铁矿族矿物正常的地球化学演化特征通常表现为  $Ta/(Nb+Ta)$  和  $Mn/(Fe+Mn)$  比值的逐渐升高,但几乎完全垂向上的演化趋势只在高度演化的稀有金属花岗岩晚期(如江西雅山黄玉-锂云母花岗岩, Huang et al., 2002)和花岗伟晶岩结晶演化晚期(如加拿大红十字湖伟晶岩, Černý et al., 1986)中发现。本次研究表明阿尔泰可可托海3号伟晶岩脉中铌铁矿族矿物的成分在四方图上也呈几乎完全垂向上的变化特征,铌铁矿族矿物的这种成分演化型式很好地说明了本区伟晶岩脉的高度分异演化。

### 5.2 铌锰矿-钽锰矿环带构造成因

环带构造是铌铁矿族矿物的一种常见内部构造,常在稀有金属花岗岩(王汝成等, 1996; Belkasmī and Cuney, 1998; Huang et al., 2002)和花岗伟晶岩(Lathi, 1987; Tindle and Breaks, 2000; Sarbajna et al., 2000)中出现,主要是其中  $Nb \rightleftharpoons Ta$  和  $Fe \rightleftharpoons$

$Mn$  之间元素置换的结果。本区伟晶岩中,铌锰矿-钽锰矿也具有明显的内部环带构造,然而背散射电子成像技术观察表明具明显内部环带构造的铌锰矿-钽锰矿主要出现在 V 带、VI 带和 VII 带等岩浆-热液过渡阶段。

一般当铌铁矿族矿物中存在连续的  $Fe$  与  $Mn$  以及  $Nb$  与  $Ta$  之间的元素置换时,常形成渐变环带构造。本区的铌锰矿-钽锰矿渐变环带构造主要见于 V 带中,这些铌锰矿-钽锰矿形态较简单,且环带边缘几乎平行于晶体的结晶生长面。成分特征表明这种渐变环带构造主要是由  $Nb$  和  $Ta$  之间的置换造成的, $Fe$  和  $Mn$  之间置换的贡献比较小。线分析结果表明渐变环带构造的内带和外带之间的成分变化是连续的,没有明显的成分变化间断,因而笔者认为铌锰矿-钽锰矿的渐变环带构造应该是在正常的地球化学演化过程中平衡分异结晶的结果。

韵律环带构造是稀有金属伟晶岩铌铁矿-钽铁矿中的典型构造,其成因是研究者讨论的热点问题。Barsanov 等(1971)认为韵律环带构造的形成是由铌钽矿系列矿物中的两个端元组分(富  $Nb$  组分和富  $Ta$  组分)不完全互溶所造成的。Lathi(1987)认为铌铁矿-钽铁矿的环带构造与岩脉的复杂结晶历史和结晶条件的突然变化是紧密相关的。Putnis 等(1992)认为铌铁矿族矿物的过饱和和有利于韵律环带构造的形成。Tindle and Breaks(2000)则认为铌铁矿族的韵律环带构造是多期溶解和重结晶的结果。Sarbajna 等(2000)认为铌铁矿族的韵律环带构造可能是熔体中  $Nb, Ta, Fe$  和  $Mn$  等元素周期性变化的结果。

笔者认为,阿尔泰可可托海3号伟晶岩脉中铌锰矿-钽锰矿的韵律环带构造应该是其复杂的结晶历史和结晶条件的表现,是在振荡环境下不平衡结晶形成的,而热液流体的作用可能是导致振荡环境的主要因素。Norton and Dutrow(2001)研究了岩浆-热液作用体系的复杂行为,认为岩浆-热液作用过程是一个复杂的动力学体系,其中超临界流体的存在可能使得体系成为混乱状态,而这个体系给韵律环带构造的形成提供了动力学条件。

交代构造也是伟晶岩结晶演化后期流体参与结晶的特征结构之一。Jahns and Burnham(1969)和 Foord(1976)都认为交代构造是岩浆结晶晚期从伟晶岩浆中脱离出来的活动超临界

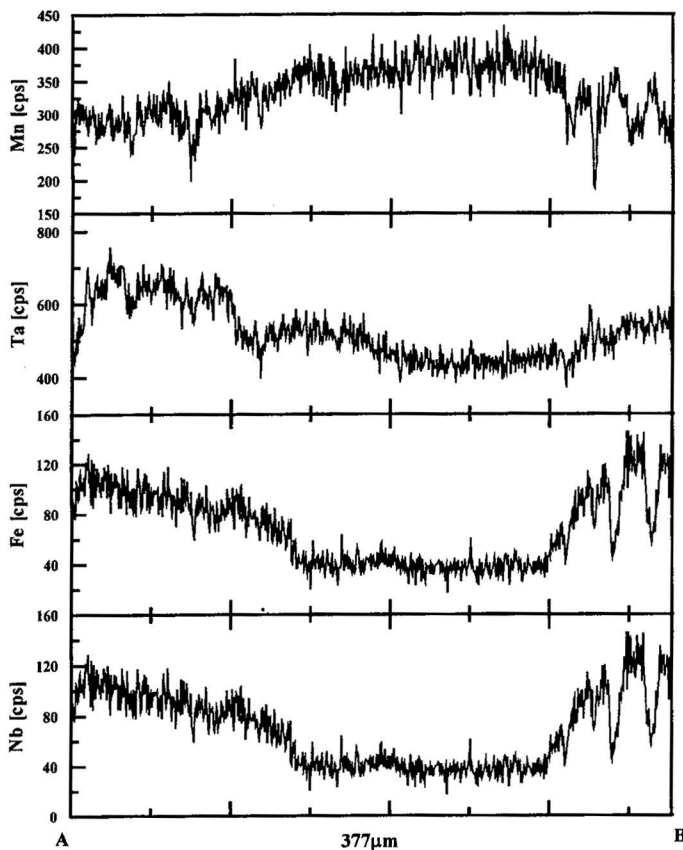


图 6 具韵律环带构造铌锰矿-钽锰矿元素线分析图

Fig. 6 Line analysis profiles of Nb, Ta, Fe and Mn in columbite-tantalite group minerals with oscillatory zonation from Koptokay No. 3 granite pegmatite, Altai, NW China

蒸气相作用的结果。岩浆中挥发份的突然释放是导致伟晶岩矿物变化的重要因素。Lathi(1987)也认为铌铁矿-钽铁矿的交代构造是岩浆结晶结束时从伟晶岩熔体中分离出来的超临界蒸气相的有力证据。Černý等(1992)用变质作用产生的交代流体来解释铌铁矿-钽铁矿的交代构造。然而,Abella等(1995)研究了没有变质作用的具有交代环带构造叠加原生环带构造的铌铁矿-钽铁矿,他们认为交代构造代表了这些先存晶体和后来岩浆流体长时间接触的重结晶作用。

表2 代表性的具交代构造铌锰矿-钽锰矿  
电子探针成分

Table 2 Representative chemical compositions of columbite-group minerals with replacement structure from Koktokay No. 3 granitic pegmatite, Altai, NW China

元素	1	2	3	4	5	6
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	21.07	29.23	31.00	7.09	31.16	24.09
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	62.15	52.19	52.86	77.31	52.15	58.28
FeO	3.78	2.13	2.29	1.03	2.01	2.59
MnO	12.55	14.91	14.35	13.13	14.60	13.67
TiO <sub>2</sub>	0.34	0.24	0.11	0.01	0.09	0.07
SnO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	0.02
WO <sub>3</sub>	0.26	—	0.03	—	—	—
Sc <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.31	0.28	0.29	0.42	0.28	0.31
Total	100.46	98.97	100.92	99.01	100.30	99.04
以6个氧原子为基础计算						
Nb	0.706	0.948	0.982	0.263	0.992	0.805
Ta	1.253	1.018	1.008	1.725	0.999	1.173
Fe	0.234	0.127	0.134	0.071	0.118	0.160
Mn	0.788	0.906	0.852	0.912	0.871	0.856
Ti	0.019	0.013	0.006	0.001	0.005	0.004
Sn	—	—	—	—	—	0.001
W	0.005	—	0.001	—	—	—
Sc	0.020	0.017	0.017	0.030	0.017	0.020
Ta/(Nb+Ta)	0.64	0.52	0.51	0.87	0.50	0.59
Mn/(Fe+Mn)	0.77	0.88	0.86	0.93	0.88	0.84

注:—表示低于检测限。南京大学成矿作用国家重点实验室测试。

朱金初等(2000)研究认为阿尔泰3号伟晶岩脉V带、VI带和VII带的固结过程有了热液流体的参与,且这些热液流体是来源于伟晶岩浆体系内部,是体系在结晶分异过程中相分离的产物。由此,笔者认为本区的交代构造可能是伟晶岩脉固结后期自分异热液流体交代了先存铌锰矿-钽锰矿的结果。这些后期热液流体相对于先存铌锰矿-钽锰矿比较富Ta,富Ta的流体与早期铌锰矿-钽锰矿晶体之间的化学组分差导致了交代的进行。交代流体有两种来源:一种是外来的,这种来源的流体会造成被交代部分的富Fe特征;另一种交代流体是自分异成因的,这种来

源流体会造成被交代部分的更富Ta特征。成分研究表明,阿尔泰3号伟晶岩的铌锰矿-钽锰矿被交代后呈明显的富Ta特征,而Fe和Mn的含量没有明显变化。因此可以认为,本区交代构造的更富Ta特征,也表明本区伟晶岩脉后期交代流体主要是自分异成因的。王登红等(2000)也认为可可托海伟晶岩为岩浆分异结晶成因。流体对先存铌锰矿-钽锰矿的交代也不是没有规律可循的,它们主要交代晶体生长的薄弱部位,例如裂隙、边缘等,因为在这些部位晶体与流体可以充分接触,而且先存铌锰矿-钽锰矿与流体组分的成分差异比较大的地方也容易发生交代作用。

背散射电子像表明,铌锰矿-钽锰矿的渐变环带构造主要出现在V带,韵律环带构造主要出现在V带和VI带,且VI带韵律比V带韵律要复杂,而交代构造主要出现在VI带和VII带。显然,随着伟晶岩脉的结晶演化和热液流体参与铌锰矿-钽锰矿结晶的程度的增高,铌锰矿-钽锰矿环带构造类型主要沿着渐变环带构造→韵律环带构造→交代构造的趋势变化,即热液流体参与晶体结晶可能是导致晶体产生环带构造的主要因素,而且热液流体参与结晶的程度决定了环带构造的类型。

## 注 释

- ① 张辉. 2001. 岩浆—热液过渡阶段体系中不相容元素地球化学行为及其机制——以新疆阿尔泰3号伟晶岩脉研究为例. 中国科学院申请博士学位论文.
- ② 张爱铨,王汝成,胡欢. 新疆阿尔泰可可托海3号伟晶岩脉重钽铁矿的研究. 高校地质学报(待刊).
- ③ 吴长年. 1994. 新疆可可托海3号伟晶岩脉地球化学演化与成矿作用研究. 南京大学申请博士学位论文.

## 参 考 文 献

- 王登红,陈毓川,邹天人,徐志刚,李华芹,陈文,陈富文,田锋. 2000. 新疆阿尔泰阿祖拜稀有金属—宝石矿床的成矿世代——燕山期稀有金属成矿的新证据. 地质论评, 46(3): 307~311.
- 王汝成,徐士进,Fontan F,林承毅. 1996. 苏州花岗岩中铌铁矿的发现及其地质意义. 地质论评, 42(4): 373~379.
- 王贤觉,邹天人,徐建国,于学元,裘愉卓. 1981. 阿尔泰伟晶岩矿物研究. 北京:科学出版社, 140.
- 朱金初,吴长年,刘昌实,李福春,黄小龙,周东山. 2000. 新疆阿尔泰可可托海3号伟晶岩脉岩浆—热液演化和成因. 高校地质学报, 6(1): 40~52.

## References

- Abella P A, Corbella M, Melgarejo J C. 1995. Nb-Ta-minerals from the Cap de Creus pegmatite field, eastern Pyrenees: Distribution and geochemical trends. Mineralogy and Petrology, 55: 53~69.
- Barsanov G P, et al. 1971. Columbite-tantalite zoning as revealed by electronprobe microanalysis. Dokl. Akad. Nauk. SSSR, 201:



- 174~176.
- Belkasmı M, Cuneı M. 1998. Zoned columbite-tantalite from the Montebras granite (French Massif central). Petrogenetic implications. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planets /Earth & Planetary Sciences*, 326: 459~465.
- Černý P, Ercit T S. 1985. Some recent advances in the mineralogy and geochemistry of Nb and Ta in rare-element granitic pegmatites. *Bull. Mineral.*, 108: 499~532.
- Černý P, Goad B E, Howthorne F C, Chapman R. 1986. Fractionation trends of the Nb- and Ta-bearing oxide minerals in the Greer Lake pegmatitic granite and its pegmatite aureole, Southeastern Manitoba. *American Mineralogist*, 71: 501~517.
- Černý P, Novak M, Chapman R. 1992. Effects of sillimanite-grade metamorphism and shearing on Nb-Ta oxide minerals in granitic pegmatites; Marsikov, Northern Moravia, Czechoslovakia. *Canadian Mineralogist*, 30: 699~718.
- Ercit T S, Wise M A, Černý P. 1995. Compositional and structural systematics of the columbite group. *American Mineralogist*, 80: 613~619.
- Foord E E. 1976. Mineralogy and petrogenesis of layered pegmatite-aplite dikes in the Mesa Grande district, San Diego County, California. Ph.D. thesis, Stanford University. 326.
- Huang X L, Wang R C, Chen X M, Hu H, Liu C S. 2002. Vertical variation in the mineralogy of the Yichun topaz-lepidolite granite, Jiangxi province, Southern China. *Canadian Mineralogist*, 40: 1047~1068.
- Jahns R H, Burnham C W. 1969. Experimental studies of pegmatite genesis. 1. A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites. *Economy Geology*, 64: 842~864.
- Lathi S I. 1987. Zoning in columbite-tantalite crystals from the granitic pegmatites of the Erajarvi area, southern Finland. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51: 509~517.
- Norton D L, Dutrow B L. 2001. Complex behavior of magma-hydrothermal progress; Role of supercritical fluid. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65 (21): 4009~4017.
- Putnis A, Fernandez-Diaz L, Prieto M. 1992. Experimentally produced oscillatory zoning in the (Ba, Sr)SO<sub>4</sub> solid solution. *Nature*, 358: 743~745.
- Sarbajna C, Krishnamurthy P, Paul A K, Banerjee D C. 2000. Mineralogical and chemical characteristics of complexly-zoned columbite-tantalite from the rare metal pegmatites of southern Karnataka. *Journal of the Geological Society of India*, 56 (5): 557~571.
- Tindle A G, Breaks F W. 2000. Columbite-tantalite mineral chemistry from rare-element granitic pegmatites; Separation Lake area, N. W. Ontario, Canada. *Mineralogy and Petrology*, 70: 165~198.
- Wang D H, Chen Y C, Zou T R, Xu Z G, Li H Q, Chen W, Chen F W, Tian F. 2000. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating for the Azubai rare metal-gem deposit in Altay, Xinjiang—New evidence for Yanshanian mineralization of rare metals. *Geological Review*, 46 (3): 307~311 (in Chinese with English abstract).
- Wang R C, Xu S J, Fontan F, Lin C Y. 1996. Discovery of tantalite in the Suzhou granite and its geological significance. *Geology Review*, 42 (4): 373~379 (in Chinese with English abstract).
- Wang R C, Fontan F, Xu S J, Chen X M, Monchoux P. 1997. The association of columbite, tantalite and tapiolite in the Suzhou granite, China. *Canadian Mineralogist*, 35: 699~706.
- Zhu J C, Wu C N, Liu C S, Li F C, Huang X L, Zhou D S. 2000. Magmatic-hydrothermal evolution and genesis of Koktokay No. 3 rare metal pegmatite dyke, Altai, China. *Geological Journal of China Universities*, 6 (1): 40~52 (in Chinese with English abstract).

### The Complex Zonation of Columbite-group Minerals from the Koktokay No. 3 Granitic Pegmatite Dyke, Altay, NW China and Its Petrological Implications

ZHANG Aicheng<sup>1)</sup>, WANG Rucheng<sup>1)</sup>, HU Huan<sup>1)</sup>, ZHANG Hui<sup>2)</sup>, ZHU Jinchu<sup>1)</sup>, XIE Lei<sup>1)</sup>

1) *Department of Earth Sciences and State Key Laboratory for Mineral Deposits Research, Nanjing University, 210093*

2) *Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang, 550002*

#### Abstract

The columbite-group minerals from the Koktokay No. 3 granitic pegmatite, Altay, NW China were studied in the paper by using the electron microprobe analysis and back-scattered electron imaging. The results indicate that the columbite-group minerals in this district are mainly Mn-enriched, which are mainly manganocolumbite and manganotantalite. From the border zone to the core of the pegmatite, the ratio of Ta/(Nb+Ta) varies almost vertically with nearly constant ratio of Mn/(Fe+Mn). The chemical compositions of the columbite-group minerals from the earlier magmatic stage vary limitedly, while those from the later magma-hydrothermal transitional stage vary over a wide range. The back-scattered electron images show that the compositional zonation is not clear in columbite-group minerals from the magmatic stage (zones I ~ IV), while those from the magma-hydrothermal transitional stage (zones V ~ VII) exhibit a complex compositional zonation. Indeed, the zonation patterns vary from the progressive, via the oscillatory to the replacement structure during the consolidation of the granitic pegmatite. The study indicates that the composition variations of the columbite-group minerals from different zones of pegmatite and their compositional zonation are due to hydrothermalism during the crystallization of columbite-group minerals, and the zonation patterns are mainly controlled by the degree of hydrothermalism.

**Key words:** columbite; zonation; granitic pegmatite; Koktokay; Altay; Xinjiang province