

西藏玉龙斑岩铜矿含矿斑岩体钾长石斑晶的有序度及成因探讨*

陈文明¹ 盛继福¹ 钱汉东²

CHEN WenMing¹, SHENG JiFu¹ and QIAN HanDong²

1. 中国地质科学院矿产资源所, 北京 100037

2. 南京大学地球科学系, 南京 210093

1. Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China

2. Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093, China

2005-09-10 收稿, 2006-02-15 改回.

Chen WM, Sheng JF and Qian HD. 2006. Degrees of ordering and origin of K-feldspar phenocrysts in a mineralized porphyry of the Yulong porphyry copper deposit, Tibet. *Acta Petrologica Sinica*, 22(4):1017–1022

Abstract X-ray powder diffraction and infrared spectrum analyses of K-feldspar phenocrysts from a mineralized porphyry at Yulong provide degrees of ordering of 0.457 ~ 0.597 (X-ray diffraction) and 0.64 ~ 0.72 (infrared spectrometry) and triclinities of 0.675 ~ 0.775 (X-ray diffraction) and 0.11 ~ 0.44 (infrared spectrometry) respectively, as well as structural parameters of 0.78 ~ 0.813. These data suggest that K-feldspar phenocrysts are andesine-microcline with structural temperatures of 370 ~ 442°C. Furthermore, the origin of the microcline is discussed from the thermodynamics and crystal structure. The authors think that the transformation between triclinic microcline and monoclinic orthoclase is most likely to be an irreversible process in the geologic history. Microcline may be transformed into orthoclase by heating, while orthoclase cannot be spontaneously transformed into microcline on cooling. Therefore the structural temperatures obtained by microcline measurements should be the highest temperatures at which k-feldspar forms. Thus it is concluded the k-feldspar phenocrysts in the Yulong mineralized porphyry is not the product of magmatic crystallization but the product of hydrothermal activity.

Key words K-feldspar; Degree of ordering; Origin; Mineralized porphyry

摘 要 通过对玉龙含矿斑岩体中钾长石斑晶的 X 射线衍射及红外光谱分析, 其有序度分别为 0.457 ~ 0.597 (X 射线衍射) 及 0.64 ~ 0.72 (红外光谱), 三斜度分别为 0.675 ~ 0.775 (X 射线衍射) 及 0.11 ~ 0.44 (红外光谱), 结构参数为 0.78 ~ 0.813。这些数据表明钾长石斑晶为中微斜长石, 测定的结构温度为 370°C ~ 442°C。此外, 还从热力学、晶体结构诸方面探讨微斜长石的成因, 认为三斜微斜长石与单斜正长石之间的转变在地质历史中很可能是一个不可逆的过程, 由微斜长石加热可以转变为正长石, 但正长石冷却不会自发地转变为微斜长石, 因此由微斜长石结构测得的温度应为钾长石形成时的最高温度, 从而得出玉龙含矿斑岩体中钾长石 (中微斜长石) 斑晶不是岩浆结晶的产物, 而是热液作用的产物。

关键词 钾长石斑晶; 有序度; 成因; 含矿斑岩体; 西藏玉龙

中图分类号 P578.968; P573

西藏玉龙铜矿是我国铜品位最富, 规模最大的超大型铜矿, 它位于西藏自治区东部, 可可西里-松潘地体与羌塘地体之间的印支期金沙江缝合带的西侧 (陈文明等, 2000)。含矿斑岩为黑云母二长花岗斑岩, 呈岩株状产于上三叠统甲不拉

组上段杂色砂页岩及王卡组白云质灰岩的底部, 它的黑云母, 钾长石的 K-Ar 法年龄为 40 ~ 50.6 Ma, 全岩及黑云母的 Rb-Sr 年龄为 41 ~ 52 Ma (唐三鲤等, 1995), 石英绢云母蚀变带石英脉中辉钼矿的 Re-Os 同位素等时线年龄为 40.1 ± 1.8

* 国家自然科学基金 (编号: 4997032) 资助。

第一作者简介: 陈文明, 男, 1942 年生, 研究员, 长期从事铜等金属矿床研究。

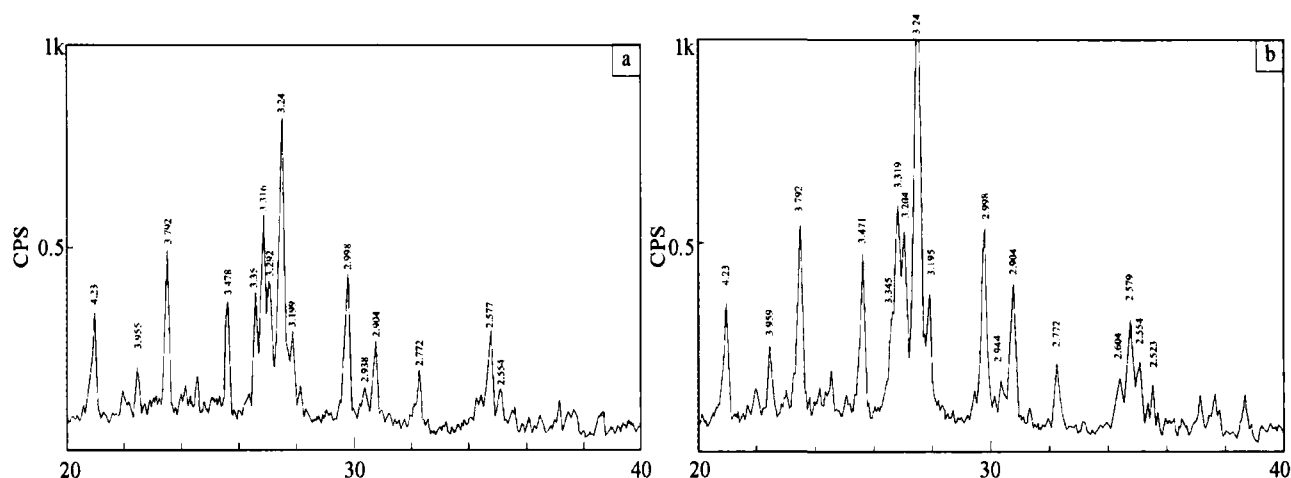


图1 玉龙斑岩铜矿含矿斑岩体样品 ZK107-6(a) 和样品 ZK9-3(b) 的钾长石斑晶 X 射线粉晶衍射图谱

测试者: 中国地质大学(北京)X 光实验室陈荣秀; 测试条件: 1. 仪器型号: D/Max-RC 日本理学 Rigaku 公司制造; 2. $\text{CuK}\alpha_1$ 50kV, 60mA, 连续扫描速度: $8^\circ/\text{min}$, 狭缝: $\text{DS} = \text{SS} = 1^\circ$ $\text{RS} = 0.15\text{mm}$

Fig. 1 X-ray powder diffraction spectrum of K-feldspar phenocryst in samples ZK107-6(a) and sample ZK9-3(b) mineralized porphyry of the Yulong porphyry copper deposit.

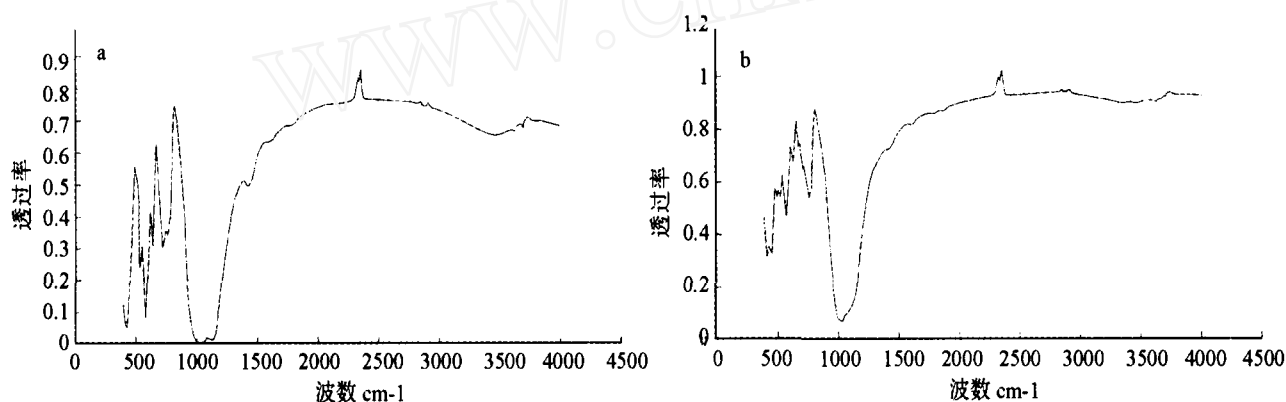


图2 玉龙斑岩铜矿含矿斑岩样品 ZK9-3(a) 和样品 ZK8-163(b) 的钾长石斑晶红外图谱

测试者和测试条件同表 2

Fig. 2 Infrared spectrum of K-feldspar phenocryst in sample ZK9-3(a) and sample ZK8-163(b) from in a mineralized porphyry of the Yulong porphyry copper deposit.

(曾普胜等, 2006)。岩体的化学组分的以富 K (5.22%), Cl (0.14%) 及轻稀土元素 (ΣLREE 为 229.3×10^{-6} , $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE} = 18.55$) 为特征, 它的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的初锶值为 0.7066 ~ 0.7077 (陈文明, 1996)。岩体内具明显的矿化、蚀变分带, 由岩体中心往外为无矿钾长石-黑云母带 → Cu-Mo 矿化-钾长石-黑云母-石英带 → Cu 矿化绢云母-石英带 → 粘土化带。岩体具明显的斑状结构, 斑晶成份主要是石英、钾长石、斜长石、黑云母及角闪石, 并具变斑晶结构。本文着重就钾长石斑晶的有序度来探讨钾长石斑晶及含矿斑岩体的成因。

1 钾长石斑晶的有序度测定

我们分别从含矿斑岩体的边部、中部、上部及下部取 5 个钾长石斑晶 (均为钻孔岩心) 进行 X 射线粉晶衍射及红外光谱分析、分析资料及各参数的计算结果 (表 1 和 2; 图 1、2 和 3) 表明, 钾长石斑晶的有序度分别为 0.457 ~ 0.597 (X 射线衍射) 及 0.64 ~ 0.72 (红外光谱), 三斜度分别为 0.675 ~ 0.775 (X 射线衍射) 及 0.16 ~ 0.44 (红外光谱), 结构参数为 0.278 ~ 0.813。

表1 玉龙斑岩铜矿含矿斑岩长石斑晶 X 射线粉晶衍射及有关参数

Table 1 X-ray powder diffraction and related parameters of phenocrysts in a mineralized porphyry of the Yulong porphyry copper deposit

样品编号	岩性	位置	$2\theta_{201}$	$2\theta_{040}$	$2\theta_{204}$	d_{131}	$d_{1\bar{3}1}$	三斜度 (Δ)	有序度 S_m	结构参数 η	正长石数 Or(%)	斜长石数 ab(%)	Al 的占位率		温度(℃)
													$T_1(o) + T_1(m)$	$T_2(o) + T_2(m)$	
ZK9-3	微斜长石	岩体边部 孔深 65M	20.980	41.680	50.660	2.998	2.944	0.675	0.565	0.694	97.6	2.40	0.796	0.204	385
ZK8-163	微斜长石	岩体边部 孔深 163M	21.000	41.640	50.680	2.994	2.932	0.775	0.457	0.278	95.8	4.20	0.752	0.248	442
ZK107-3	微斜长石	岩体中部 孔深 46M	20.980	41.640	50.640	2.996	2.938	0.725	0.534	0.576	97.6	2.40	0.786	0.214	400
ZK107-6	微斜长石	岩体边部 孔深 173M	20.980	41.640	50.640	2.998	2.938	0.750	0.534	0.576	97.6	2.40	0.786	0.214	400
ZK109-18	微斜长石	岩体	21.000	41.640	50.680	2.996	2.936	0.750	0.597	0.813	95.8	4.20	0.808	0.192	370
平均	微斜长石		20.988	41.720	50.660	2.996	2.938	0.735	0.537	0.587	96.9	3.10	0.786	0.214	400

分析者：中国地质大学 X 光实验室，陈荣秀 有序度 (S_m) = $\frac{14.267 + (2\theta_{040} - 1.098 \times 2\theta_{204})}{0.57}$ 据 叶大年和金成伟,1984)；三斜度 (Δ) = $12.5 \times [d(131) - d(1\bar{3}1)]$ 叶大年和金成伟,1984)；结构参数(η) = $6.68 \times 2\theta_{040} - 7.44 \times 2\theta_{204} + 99.182$ ；(正路彻也,1972；叶大年和金成伟,1984)；钾长石数 (or) = $2031.77 - 92.19 \times 2\theta_{201}$ ；(Wright, 1968；叶大年和金成伟,1984)；Al 占位率 $T_1(o) + T_1(m)$ = $13.015 + 0.69 \times 2\theta_{040} - 0.813 \times 2\theta_{204}$ ；(叶大年等,1984)

表2 玉龙斑岩铜矿含矿斑岩长石斑晶红外光谱特征

Table 2 Infrared spectrum features of K-feldspar phenocryst in the mineralized porphyry of the Yulong porphyry copper deposit

编号	原始编号	矿物名称	特征谱带 (cm^{-1})	有序度	三斜度
200200104	ZK8-163	长石石英	1133,1040,759,725,743,644.4,586,540,461,429,1022,795,778,696,512,461	0.72	0.44
200200105	ZK9-3	长石	1133,1034,763,726,643.6,586,542,426	0.58	0.16
200200106	ZK107-3	长石	1131,1038,760,726,644,586,540.2,429	0.69	0.38
200200107	ZK107-6	长石	1130,1039,777,760,726,643.3,587,540.5,428	0.64	0.28
200200108	ZK109-18	长石	1033,1037,777,763,743,726,644.4,587,540.6,429	0.69	0.38

分析者：矿产资源研究所郭立鹤；制样方法：KBr 片；测试条件：EQUNIX55 型傅利叶变换红外谱仪，分辨率： 4cm^{-1} ，扫描范围： $4000 \sim 400\text{cm}^{-1}$ ，64 次，相对湿度 65%；红外光谱测量长石有序度方法，是将单斜有序和三斜有序结合起来计算的，而 XRD 是分开计算的，两种结果的数值是不同的，但趋势是一致的；所有样品均属于无序微斜长石；ZK8-163 中含较多钠长石，ZK107-6、ZK109-18 中也有一些，它们的有序度可能偏高；有序度计算公式： $\theta_{\text{有序度}} = 0.05 \times (\Delta_{1640-1540} - 90)$ ；三斜度计算公式： $\Delta_{\text{三斜度}} = (\theta_{\text{有序度}} - 0.5) \times 2$

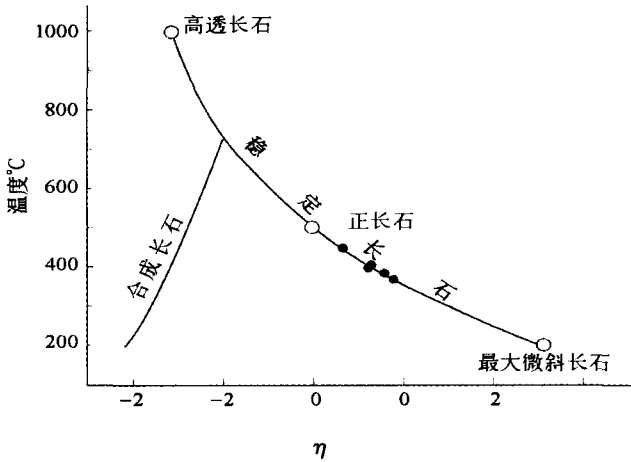


图3 玉龙含矿斑岩碱性长石结构参数 η 与保留结构状态的温度之关系 (据正路,1972)

Fig. 3 Relation between the structural parameter η and temperatures of the preserved structural state of K-feldspar in the Yulong mineralized porphyry.

上述数据均表明含矿斑岩体的钾长石斑晶均为中微斜长石，其形成的结构温度为 $370^\circ\text{C} \sim 442^\circ\text{C}$ (图 3)。

2 钾长石斑晶的成因探讨

前人对玉龙含矿斑岩体钾长石斑晶的有序度也作过研究(芮宗瑶等,1984,马鸿文,1998)。他们测得钾长石斑晶的有序度为 $0.38 \sim 0.60$ ，三斜度基本为 0 (除个别样品的 $\bar{131}$ 与 131 衍射峰显示出 $0.03^\circ \sim 0.05^\circ$ 的分裂外其它样品均未分裂)，确定为单斜晶系的正长石，形成温度为 $370^\circ\text{C} \sim 702^\circ\text{C}$ ，他们认为钾长石斑晶属岩浆成因(马鸿文,1998)或由岩浆成因的高温钾长石经后期热流体改造交代而成(芮宗瑶,1984)。

那么钾长石斑晶究竟如何形成？众所周知，钾长石主要有三个同质多像变体，即高温的透长石(单斜晶系)、正长石(单斜晶系)及低温的微斜长石(三斜晶系)；根据目前的实验资料，透长石的形成温度 $> 525^\circ\text{C}$ (Goldsmith and Leves,

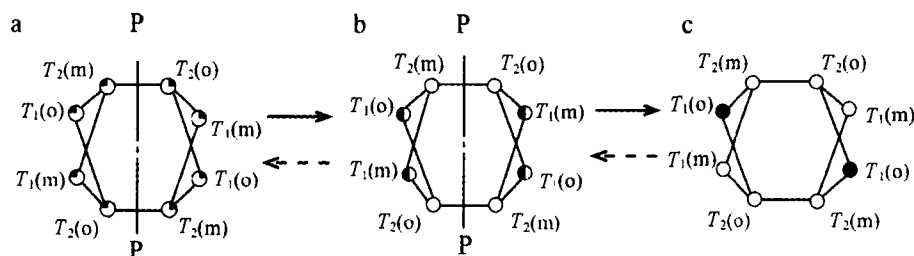


图4 Al在不同结构四面体位置上的分布,在(100)面上的投影。圆圈涂黑的程度相当于Al在每一个位置上浓集的程度 P-P为对称面; a-透长石; b-正长石; c-微斜长石; 四面体位置的命名据Taylor(1962); 实线箭头表示有序方向; 虚线箭头表示无序方向 (洪大卫, 1980)

Fig. 4 Distribution of Al in the tetrahedral sites with different structures and its projection on the (100) plane.

1954),但主要在800℃~1100℃结晶(Ribbe, 1983; Baskin, 1956),正长石可以在750℃以下的任何温度形成(Christie *et al.*, 1970; Barre and Hinds, 1950; Daubree, 1957; Baskin, 1956; Marmo, 1971; 洪大卫, 1980),微斜长石的形成温度<500℃(Goldsmith and Laves, 1954)。据上所述,我们测定的钾长石斑晶为中微斜长石,其形成的结构温度为370℃~442℃。当然这个温度对天然产出的钾长石来说只是由它保留下来的结构测定的。因此,对于三斜微斜长石与单斜正长石之间的转变是可逆的情况下,由结构状态测定的温度应为钾长石形成的最低温度,因钾长石结晶时的结构状态可能更高,目前测得的结构也可能是由高温结构随温度的下降转变而来,因此钾长石形成时的温度可能更高。(正路彻也, 1972; 叶大年等, 1984),但若三斜微斜长石与单斜正长石之间的转变是不可逆的,即加热可使微斜长石转为正长石,反之,冷却不能使正长石转为微斜长石,那么在这种情况下,所测得微斜长石的结构温度应为钾长石形成时的最高温度,因钾长石形成后若受到更高温的地质环境影响,会使原低温结构转变为更高温的结构而被保存下来,因此对微斜长石来说目前我们所测得的结构温度应为钾长石形成时的最高温度。所以确定三斜微斜长石与单斜正长石之间的转变是可逆的,还是不可逆的,这对于确定钾长石的形成温度是至关重要的。对此前人已作过大量研究,但迄今尚未定论,几个世纪以来这个问题一直困惑着国内外的矿物学者、岩石学家,尽管目前绝大多数的研究者认为微斜长石与正长石的转变是可逆的,但这种转变过程至今还未被实验所证实,也没有找到一种合适的理论去解释这种转变过程,相反却有很多实验和地质事实与这种转变相矛盾。这些事实主要有以下几点:

(1) 为什么大量的实验证明三斜微斜长石加热可转变为单斜的钾长石(正长石、透长石),但冷却时发生相反转变的实验至今尚未获得(Marmo, 1971; 洪大卫, 1980);

(2) 如果高结构的单斜钾长石冷却后可能转变为低结构三斜微斜长石,那么为什么前寒武纪的花岗岩、变粒岩中还保留有三斜度较低(0~0.3)的单斜钾长石(Matisto, 1962; Marmo, 1971; Седова, 1976)? 为什么有些地区花岗

岩中钾长石的有序度与花岗岩的年代呈反比,即年代愈老的花岗岩,其钾长石的有序度愈低? 如帕米尔中-新生代阿尔卑斯褶皱系中的前寒武纪地块上发育不同旋回的花岗岩,从太古宙到中生代的多期花岗岩中钾长石的三斜度是渐增的。最有序的钾长石出现在后三叠纪的花岗岩中,相当变粒岩相的太古宙花岗岩中钾长石的有序度最低,尽管它历次遭受片理化及褶皱构造变形,但也未能使其有序度增加而成微斜长石(Седова, 1976; 洪大卫, 1980)。

(3) 为什么钾长石的有序度与岩石的变质程度呈反比,与岩石的年代无关? 如在挪威(Heier, 1975)、印度(Iyer, 1973)、澳大利亚(Collerson, 1976)等地的前寒武纪变质岩系中,角闪岩相岩石发育有序的微斜长石、变粒岩相发育无序的单斜钾长石,在过渡带则发育中间状态的钾长石(洪大卫, 1980)。

(4) 为什么从前寒武纪到中-新生代的岩石中,钾长石的结构状态普遍存在不均一? 如挪威前寒武纪的Here foss花岗岩、钾长石的三斜度在同一标本的不同晶体之间,甚至在单个晶体内部也有明显变化(Nilssen and Smithson, 1965)。法国中央山脉的某些花岗岩,南乌拉尔褶皱带的古生代花岗岩及楚科奇-鄂霍次克的中-新生代花岗岩中钾长石斑晶的核心是正长石,而边部则是微斜长石(Mehnert, 1968; Самаркин, 1976)。若微斜长石是由正长石缓慢冷却转变而来,则斑晶中心部位由于其冷却速率较边部慢,因此其钾长石的有序度应高于边部,但事实却相反。

(5) 为什么正长石可以在750℃以下的任何温度下形成? 至今人工合成的钾长石为什么总是正长石,而不是微斜长石? 微斜长石只在水热条件下通过碱交换反应获得(Christie *et al.*, 1970; Laves, 1951)。如多布里(Daubree, 1857)将高岭土和含钾硅酸盐与水混合后加热到400℃,2天后产生了正长石小晶体; Barrer and Hinds (1950)在195℃~200℃人工合成正长石; 施劳密尔(Schloemer, 1962)应用热液合成法发现在250℃以上,同时增加压力,正长石一直可从相应的溶液中结晶出来以及自生的正长石可以从现代沉积物(碳酸盐岩、砂岩、粉砂岩、页岩)中结晶出来,如美国蒙塔

那州谢人民公园上寒武统鲕状灰岩中含大量的自生的正长石。由此可见正长石在 400℃ 以下是稳定的。

(6) 根据玉龙含矿斑岩体中微斜长石的结构测定, Al 在钾长石中在 $T_1(o)$ 与 $T_1(m)$ 晶位上的占位率之和为 0.752 ~ 0.808, 它明显的小于 1, 这说明中微斜长石不是在“二步”有序的过程中由正长石转变而来。如果由正长石转变而来, 其 $T_1(o) + T_1(m)$ 应 ≈ 1 (叶大年等, 1984; 祖振杰, 1983)。

(7) 按热力学原理, 自然界中一切自发过程, 即不可逆过程必然伴随着熵的增大 ($\Delta S > 0$), 而可逆过程, 其熵的变化为零 ($\Delta S = 0$)。从三斜的微斜长石加热转变为单斜的正长石、透长石的过程, 即由有序的钾长石转变为无序的钾长石过程, 实质上就是 Al 在钾长石的结晶学位置上由 $T_1(o)$ 晶位逐渐转移到 $T_1(m)$ 、 $T_2(o)$ 及 $T_2(m)$ 的晶位上, 并使其均一化的过程 (图 4), 这个过程是伴随着体系熵值的增大即 $\Delta S > 0$, 在钾长石的变体中, 微斜长石的熵值最低 (林传仙等, 1985; 佐尔泰等, 1992)。因此这个过程能够发生, 并被很多实验所证实 (Goldsmith *et al.*, 1954; Сендеров и яськин, 1976; Ribbe, 1983; Baskin, 1956), 但相反的过程, 特别是由单斜的正长石转变为三斜微斜长石的过程, 它是单斜正长石晶格中二个等效晶位 ($T_1(o)$ 与 $T_1(m)$) 中的 Al 离子迁移、集中的过程, 也就是 Al 离子的分布由无序到有序的过程, 这个过程, 体系的熵值逐渐减小 (在自然界条件下单斜正长石的熵值大于微斜长石 (林传仙等, 1985)), 因此这个过程不会自发地进行, 除非有某些外源提供能量将一个等晶位 $T_1(m)$ 中的 Al 离子迁移、集中到另一个等晶位 $T_1(o)$ 中。但这种能源 (力) 在自然界至今尚未找到, 也未被实验所证实。因此按熵增加的原理, 随着温度下降单斜的正长石是不会自发地转变为微斜长石。这可能就是为什么正长石可以形成在 750℃ 下的任何温度, 人工合成的钾长石总是正长石, 而不是微斜长石; 正长石可以出现在前寒武纪的岩石中; 钾长石有序度在岩石中的不均一性及其有序度与变质程度成反比而与形成时代无关的真正原因。

3 结论

综上所述, 三斜微斜长石与单斜正长石之间的转变很可能在至今的地质历史中是一个不可逆过程, 即微斜长石加热可以转变为正长石, 而正长石冷却不会转变为微斜长石。因此, 目前测定的微斜长石的结构温度应为钾长石形成时的最高温度。那么我们在玉龙含矿斑岩体中所测得的中微斜长石斑晶的结构温度为 370℃ ~ 442℃, 就应该是钾长石斑晶形成时温度。该温度明显地低于中酸性岩浆岩的固相线, 因大量的实验证明中酸性岩浆岩的固相线温度为 650℃ ~ 925℃ (Luth *et al.*, 1964; Piwinski, 1968)。因此含矿斑岩体的钾长石斑晶不是在岩浆中结晶, 也不是由岩浆成因的高温单斜钾长石冷却或经后期热流体改造转变而来, 它应该是热液作用 (包括结晶、重结晶、交代、次生加大等) 的产物。微斜长石

的成因关系到花岗岩及其有关矿物的成因, 因此几个世纪来, 它一直倍受国内外矿物学家、岩石学家及矿床学家关注。

致谢 本文曾与叶大年院士、洪大卫研究员、陶克捷研究员进行过商榷, 得到很多启示, 受益匪浅, 测试工作由陈荣秀、郭立鹤研究员完成, 在此一并致谢。

References

- Barrer RM and Hinds L. 1950. Hydrothermal synthesis of potash feldspar in the range 195 ~ 200℃. *Nature*, 166: 167
- Baskin Y. 1956. Observation on heat-treated authigenic microcline and albit crystals. *Geology*, 64: 219 ~ 224
- Christie OHJ, Falkum T, Ramberg I B and Thoresen K. 1970. Petrology of the Grimstad granite I: Petrography, geochemistry, crystallography of alkali feldspars and genesis. *Norges Geol. Undersk.*, 265
- Collerson KD. 1976. Composition and structural state of alkali feldspars from high-grade metamorphic rocks, central Australia. *Am. Min.*, 61 (3-4): 200 ~ 211
- Chen WM. 1995. Geological features and formative mechanism of the yulong porphyry copper belt of intracontinental rejuvenated platform type in China. *Papers on Geosciences*. Beijing: China Economic Publishing House, 359 ~ 364 (in Chinese)
- Cheng WM, Li YS, Qi SM and Zhang CX. 2000. Distribution of nonferrous metallic mineral resources in Qinghai-Tibet plateau, *Acta Geoscientia Sinica*, 26 (1): 26 ~ 37 (in Chinese with English abstract)
- Chen WM. 2001. Genetic relation between deep-seated alkaline hydrothermal fluids and ore-bearing porphyries of porphyry copper deposits: Evidence from fluid inclusions and phenocryst textures. *Earth Science Frontiers*, 8 (4): 409 ~ 421 (in Chinese with English abstract)
- Tang RL and Luo HS. 1994. The geology of yulong Porphyry copper (molybdenum) ore belt, Xizang (Tibet). Beijing: Geological Publishing House, 55 ~ 123 (in Chinese)
- Daubree GA. 1859. Etudes et expériences synthétiques sur le le métamorphisme et sur la formation des roches cristallines. *Ann. Mines. 5e sér.*, 16: 157 ~ 218
- Goldsmith J R and Laves F. 1954. The microcline stability relations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 5: 1 ~ 19
- Hong DW. 1998. Order-disorder of K-feldspars and their geological significance. *Collection of Mineralogy and Petrology* (1). Beijing: Geological Publishing House, 193 ~ 209 (in Chinese)
- Iyer Anantha GV. 1973. The structural state of K-feldspars and regional metamorphism in the Precambrian of S-E Mysore. *J. Geol. Sci. India*, 14 (2): 153 ~ 162
- Lin CX, Bai ZH and Zhang ZR. 1985. *Manual of Mineralogy and Thermodynamic Data of Related Compounds*. Beijing: Science Press, 258 ~ 259 (in Chinese)
- Luth WC, Jahns RH and Tuttle OF. 1964. The granite system at pressure of 4 to 10 kilobars. *Jour. Geophys. Res.*, 69 (4): 759 ~ 773
- Marmo V. 1971. *Granite Petrology and the granite problem*. Elsevier: Pub Co, 161 ~ 222
- Matisto A. 1962. Orthoklaasipitoista porfyryisist? granodioriiteista. Summary in English. *Geology*, 14: 118 ~ 121
- Mehnert K R. 1968. Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier, Amsterdam, 393
- Ma HW. 1988. Comparison of k-feldspar ordering by X-ray powder diffraction and infrared spectroscopy and its relation to Al occupancy and equilibrium temperature. *Acta Mineralogica Sinica*, 8 (2): 143 ~

- 150 (in Chinese with English abstract)
- Piwinski AJ. 1968. Studies on batholithic feldspars: Sierra Nevada California. *Contrib. Miner. Petrol.*, 17(3): 204-223
- Ribbe PH. 1983. Feldspar mineralogy reviews in mineralogy. Vol. 2, 2nd Edition, Washington D. C: Mineralogical Society of America, 18-77
- Rui ZY, Huang CK, Qi GM, Xu J and Zhang HT. 1984. Porphyry copper (molybdenum) deposits of China, Beijing: Geological Publishing House, 102-239 (in Chinese).
- Tibor Zoltai and James H. Stout. 1992. Mineralogy concepts and Principle, Shi Nicheng, Ma Zhesheng. etc. translate, Beijing: Geological Publishing House, 199-214 (in Chinese)
- Ye DN and Jin CW. 1984. X-ray Powder Method and Its Application in Petrology. Beijing: Science Press, 222-265 (in Chinese).
- Zu ZJ, 1983. Measurements of the Composition and Structural State of Feldspar. Wuhan: Wuhan College of Geology Press, 138-190 (in Chinese)
- Самаркин ГИ, Самаркина ЕЯ, Спиридонов ЭМ. 1976. Состав и условия кристаллизации калиевых полевых шпатов из гранитоидов главного гранитного пояса Южного Урала. *Изв. АН. СССР. сер. геол.* No. 4 24-34
- Седова ИС, Копейкин НН, Гусева ВФ. 1976. Эволюция полевых шпатов при гранитообразовании в пределах юго-западного Памира. *Изв. АН. СССР. Сер. Геол.* No. 3 13-24
- Сендеров ЭЭ, Яськин ГМ. 1976. О стабильности моноклинных калиевых полевых шпатов. *геохимия.* No. 7 1038-1054
- 附中文参考文献**
- 陈文明. 1996. 中国陆内地台活化型玉龙斑岩铜矿带地质特征及形成机制. 国家计委国土司, 地矿部科技司编. 地质科学论文集. 北京: 中国经济出版社. 359-364
- 陈文明, 李永森, 亦绍玖, 张承信. 2000. 青藏高原有色金属矿产分布特征, 地球学报 21(1), 26-37
- 陈文明. 2001. 深源富碱硅热流体与斑岩铜矿含矿斑岩体的成因联系及流体包裹体, 斑晶结构证据. 地学前缘, 8(4): 409-421
- 唐仁鲤, 罗怀松. 1994. 西茫玉龙斑岩铜(钼)矿带地质. 北京: 地质出版社, 55-123
- 洪大卫. 1980. 钾长石的有序-无序及其地质意义. 矿物学岩石学论丛. 北京: 地质出版社, 193-210
- 林传仙, 白正华, 张哲儒. 1985. 矿物及有关化合物热力学数据手册. 北京: 科学出版社, 258-259
- 马鸿文. 1988. 钾长石 X 射线与红外有序度的对比及与 Al 占位的平衡温度的关系. 矿物学报, 8: 143-150.
- 芮宗瑶. 1984. 中国斑岩铜(钼)矿床. 北京: 地质出版社, 102-239
- 佐尔泰 T, 斯托特 JH 著. 1992. 矿物学原理. 施倪承, 马喆生等译. 北京: 地质出版社, 199-214
- 叶大年, 金成伟. 1984. X 射线粉末法及其在岩石学中的应用. 北京: 科学出版社, 222-265
- 正路徹ヤ. 1972. X 射线粉末法によるアルカリチョウ石の組成および構造 (Al/Si 秩序無秩序) の決定. 礦物學雜誌, 10: 413-425
- 祖振杰. 1983. 长石成份和结构状态测定. 武汉: 武汉地质学院出版社, 138-150
- 曾普胜, 侯增谦, 高永峰, 杜安道. 2006. 印度-亚洲碰撞带东段喜马拉雅期铜-钼-金矿床 Re-Os 年龄及成矿作用, 地质论评, 52: 72-84