

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

再论德兴斑岩铜矿成矿物质来源

金章东 朱金初 倪培 李福春

南京大学地球科学系,南京大学内生矿床成矿机制研究国家重点实验室,210093

内容提要 本文从德兴斑岩体岩石化学、流体包裹体、Sr同位素的研究出发,论证了铜厂成矿体系斑岩内在性质对成矿物质运移、聚集的控制作用。结果表明,浅侵位岩浆能产生大量的热液流体,并由中高温高盐度岩浆流体携带铜等成矿物质从深部向上部及边部迁移、聚集,在斑岩体顶部及接触带中、上部沉淀成矿。进一步的研究又支持了德兴斑岩铜矿的正岩浆成因。

关键词 配位体 不混溶作用 同位素示踪 斑岩铜矿 德兴

与全球的情况一样,中国铜矿的主要类型也是斑岩铜矿(刘兰笙等,1996),近十几年来,中国地质学家对中国斑岩铜矿的地质特征、成矿过程及成矿物质来源等进行了大量的研究(宁奇生等,1979;杜琦,1980;周宜吉,1980;陈文明,1980,1984;李荫清等,1981;周作峡,1983;张洪涛等,1991;秦克章等,1999;徐文艺等,1999; Xu Zhaowen et al., 1999),而德兴斑岩铜矿作为中国储量最大的斑岩铜矿之一(刘兰笙等,1996)更是近十几年中国矿床学家研究的一个热点地区(朱训等,1983;陈毓川等,1989;於崇文,1995;梁祥济,1995;金章东等,1998a;金章东,1998c;张德会,1998)。笔者曾对德兴斑岩铜矿成矿物质来源于围岩的直接证据—铜含量降低场—提出质疑(金章东等,1998b;梁祥济,1998),然后通过对引发成矿作用并提供成矿物质(包括金属物质、水、热源等)的斑岩体的研究,笔者逐渐认识到铜厂斑岩铜矿床并不是含异常高金属元素的小岩体侵入后简单结晶的产物,而是只有在侵入到地壳浅部的斑岩岩浆内产生的大量热液流体并发生对流循环作用,将岩浆中的铜聚集起来,最后才形成斑岩铜矿床(Carten et al., 1988; Keith et al., 1988; Lowenstern, 1993)。

1 铜厂花岗闪长斑岩的岩石化学特征

铜厂花岗闪长斑岩为全晶质斑状结构,块状构造。斑晶主要为板状斜长石自形晶,其次为熔蚀浑圆状石英、自形和半自形普通角闪石、黑云母及少量钾长石,粒径为0.5~4 mm,占20%~50%。基质呈他形粒状结构,主要由更长石、石英、黑云母及少量普通角闪石和钾长石组成,粒径为0.05~0.3 mm。副矿物主要有磁铁矿、磷灰石、榍石以及微量钛铁矿、独居石、褐帘石和锆石等。

铜厂斑岩体SiO₂含量为62.32%~63.70%,略偏酸性,属钙碱性系列岩石。Al₂O₃变化在14.88%~15.79%、Fe₂O₃+FeO为4.41%~5.44%、MgO为2.04%~2.83%、CaO为3.80%~4.42%。而K₂O+Na₂O较之其他花岗闪长岩高,为6.35%~7.33%,尤其是K₂O,这与成矿作用广泛伴随的钾质蚀变(如钾长石化、黑云母化、伊利石化、绢云母化等)相吻合。同时,这些

注:本文为国家自然科学基金资助项目(编号49733120)的成果。

本文1999年7月收到,12月改回,章雨旭编辑。

组分在岩体空间上也存在一定的变化规律:在接触带中,Na₂O、CaO、MnO、MgO 明显亏损, K₂O、SiO₂ 和 Fe₂O₃ 明显富集,而 Al₂O₃ 和 FeO 变化不大(朱训等,1983)。这一特征,与世界上其他著名的斑岩铜矿床如 San Manuel, Ariz、Bingham, Utah (Feiss, 1978; Cline et al., 1991) 相一致。与矿田范围内未矿化的斑岩体相比,强烈铜矿化的铜厂花岗闪长斑岩体和其他矿化斑岩体相同,具有较高的 SiO₂ 含量和 Al₂O₃/(K₂O+Na₂O+CaO) 值(图 1)。这是因为铜是 IB 族过渡型金属元素,外层 3d 轨道在不同晶体场中表现不一,其行为取决于络合物化学键。当铜离子处于具有各种配位体的熔浆体系系统中时,3d 轨道发生分裂,铜优先进入晶体相中的配位八面体。而配位八面体的数目取决于熔体中 K₂O、Na₂O、CaO 和 Al₂O₃ 的含量:如果熔体中 Al₂O₃/(K₂O+Na₂O+CaO) 比值很小,Cu 将分散地进入先结晶的少数配位八面体位置;反之,随着 Al₂O₃/(K₂O+Na₂O+CaO) 值的增加,配位八面体的数目也随之增加,从而导致不相容的铜在岩浆晚期热液流体中聚集。

同时,铜厂斑岩中较大富集系数和较高平均含量的 Cu、Mo 等成矿元素为岩浆成矿的可能性提供了必要的物质基础(金章东等,1998b)。对于过渡族金属元素的原子结构和地球化学性质来说,Cu 比 Zn、Fe 等元素半径小,特别是 Cu⁺,不易进入熔体结构,而倾向于挥发分,Zn 则恰恰相反。因此,火山气溶胶中 Cu/Zn 值可高达 16(Lowenstern et al., 1991)。

2 沸腾作用形成不混溶流体的证据

既然不相容铜的聚集受岩浆中配位八面体数量的控制,那么是哪些有效机制使它富集成矿呢?有关铜钼配分实验表明,在 750℃,140 MPa 条件下,铜在高硅酸盐熔体和富盐类热液流体之间的配分系数 ($D_{Cu}^{V/L} = D_{Cu}^V/D_{Cu}^L$) 为 50,且明显富集于富 Cl⁻ 的流体相中(Candela et al., 1986)。岩浆流体包裹体证据进一步表明铜更强烈地富集于高盐度流体的气相中,铜含量可高达 1%~2% (Candela et al., 1986; Lowenstern et al., 1991; 陈培荣等,1996)。当上侵的熔浆中水或其他挥发分达到饱和或过饱和时,独立的流体相将从熔体中分离出来,发生不混溶现象。斑岩体系中,岩浆分离结晶作用和减压沸腾引起的不混溶作用将产生富气相的高盐度岩浆流体(Henley et al., 1978; Roedder, 1992)。

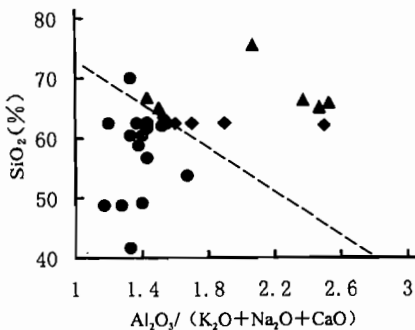


图 1 德兴斑岩铜矿田岩体 SiO₂-Al₂O₃/(K₂O+Na₂O+CaO) 图

Fig. 1 Diagram showing the relationship between SiO₂ and Al₂O₃/(K₂O+Na₂O+CaO) of intrusives in Dexing orefield

▲—矿化岩体; ●—未矿化岩体;
◆—铜厂斑岩体
数据来源于朱训等(1983)、芮宗瑶等(1984)
▲—Mineralized intrusions; ●—nonmineralized intrusions; ◆—Tongchang porphyry;

Data from Zhu Xun et al., 1983;

Rui Zongyao et al., 1984

在铜厂斑岩铜矿区,前人确定矿液沸腾作用是以同一矿物中共生有气体包裹体和高盐度的多相包裹体以及斑岩体顶部存在爆破角砾岩为直接依据的(朱训等, 1983)。大量观察表明,铜厂斑岩体内存在 4 类流体包裹体,即液相包裹体(类型 I)、富气相包裹体(类型 II)、含子矿物包裹体(类型 III)和含 CO₂ 或纯 CO₂ 包裹体(类型 IV)。从铜厂流体包裹体均一温度频数分布图(图 2)可以看出,均一温度明显地集中于 3 个温度区间: $t_1=170\sim 240^\circ\text{C}$ 、 $t_2=260\sim 480^\circ\text{C}$ 、 $t_3=520\sim 570^\circ\text{C}$ 。一方面,低盐度液相流体包裹体的均一温度跨度很大(图 2),从高到低均有分布;另一方面,富气相和含 CO₂ 或纯 CO₂ 包裹体

中均一到气相(L+V→V)的包裹体相类似,具有较高的均一温度。在研究中,笔者将均一成液体状态的和均一成气体状态的包裹体区分开来表示于直方图上(图 2)。通过图 2 对比发现,富气相和含 CO₂ 或纯 CO₂ 包裹体中均一到气相(L+V→V)的包裹体均一温度与加热后均一成液相的部分高盐度包裹体(含子矿物)处于相同的温度区间。而这些包裹体在石英斑晶中是共生的,又都是原生包裹体。因此,这些具有相同均一温度的不同类型流体包裹体的存在证实了岩浆流体演化过程中发生过沸腾作用(Roedder, 1992; Lowenstern, 1993)。对于高盐度含子矿物包裹体来说,如果它们的完全均一温度即为石盐溶解温度,且与同一温度条件下均一的富气相流体包裹体的共存,那么一般认为该包裹体的原始流体是一种不混溶的、NaCl 饱和的溶液。在此进一步认为,富气相和含 CO₂ 或纯 CO₂ 包裹体中均一到气相(L+V→V)的包裹体代表高温岩浆流体因降压导致水过饱和和发生沸腾作用时分离出来的低盐度部分,而含子矿物包裹体所捕获的是高盐度不混溶部分。其中,高盐度、高密度流体的气相部分最易于富集 Cu 等成矿金属并发生迁移(Henley et al., 1978; Lowenstern, 1993)。从各类型流体包裹体均一温度分布的区间(图 2)来看,在 520~570℃或更高温度和 360~480℃温度之间铜厂岩浆体系都发生过不混溶现象。前人确定的铜厂花岗岩闪长斑岩的成岩温度约为 600~800℃(朱训等, 1983),因此结合所测的盐度资料,捕获的均一温度为 520~570℃的低盐度(约 7.5wt%NaCl)富 CO₂ 的和高盐度(31.0wt%~63.3wt%NaCl)的流体可能代表了铜厂体系出溶最早的和残余熔体相平衡的高温岩浆流体。随着出溶流体的向上运移,温度和压力同时下降,在 360~480℃时发生沸腾作用。在沸腾作用下岩浆流体进一步分离形成了中—高温(360~480℃)、高盐度(43.0wt%~52.2wt%NaCl)的和低盐度(0.05wt%~3.9wt%NaCl)富气相的以及中—低盐度(11.6wt%~17.5wt%NaCl)富 CO₂ 的 3 种不混溶流体。此温度条件下 H₂O-NaCl 溶液具有最大的热能、等压热膨胀系数和最小的粘度,即最易于进行迁移(Norton et al., 1977)。同时,铜厂体系内不但含有高富集系数的矿物质和易于与金属离子形成稳定络合物的 Cl⁻、S²⁻、F⁻ 等,而且在流体包裹体中存在大量的暗色子矿物。故可认为,在 360~480℃时发生的不混溶作用及其产生的高盐度岩浆热液流体是铜厂成矿体系矿物质富集、迁移的决定性因素。

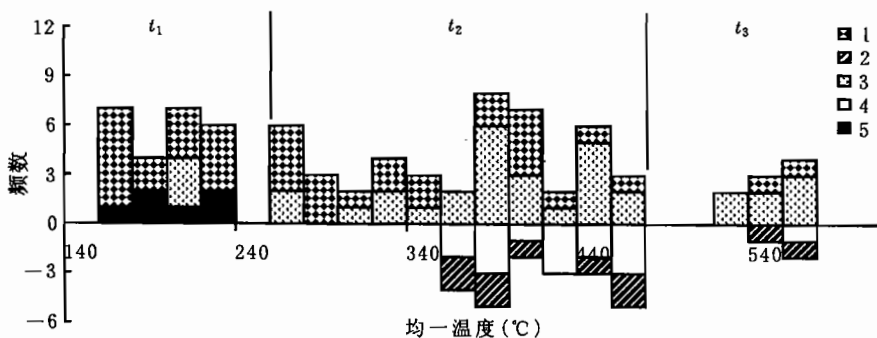


图 2 不同类型流体包裹体均一温度测定结果频数对比图

Fig. 2 Comparison of homogenization temperatures of different type fluid inclusions

1—液相包裹体; 2—富气相包裹体; 3—含子矿物包裹体; 4—含 CO₂ 或纯 CO₂ 包裹体(均一为气相);
5—含 CO₂ 或纯 CO₂ 包裹体(均一为液相)

1—Liquid inclusion; 2—gas-rich inclusion; 3—daughter-crystal-bearing inclusion; 4—CO₂ bearing or pure CO₂ inclusion (L+V → V); 5—CO₂ bearing or pure CO₂ inclusion (L+V → L)

3 Sr 同位素对 Cu 迁移方向的示踪

那么能否确定上述热液流体中成矿元素 Cu 的迁移行为、它的迁移方向又如何呢? 研究表明(De Paolo et al., 1982; Norman et al., 1983; Ruiz et al., 1984), 在热液作用过程中 Sr 迁移行为与 Cu、Mo、Pb 等十分相似, 并且受岩浆流体的影响, 围岩的 Sr 同位素也将发生变化。因此, Sr 同位素组成的空间变化可用来指示成矿元素的迁移行为和方向。铜厂斑岩铜矿蚀变岩石的化学组成、稀土元素和金属品位等的空间变化表明在热液作用期间肯定发生了元素的迁移(金章东等, 1998b)。热液蚀变和成矿只与 165 Ma 期间侵入的岩浆活动相关(朱训等, 1983; 陈毓川等, 1989), 而基本没有成矿后次生富集作用, 及其斑岩与围岩之间同位素组成的差异为发现元素如何进行化学迁移提供了最佳条件(Ruiz et al., 1984; Farmer et al., 1984)。

在此, 笔者利用铜厂蚀变斑岩和围岩中全岩 Rb、Sr 含量和 Sr 同位素组成来研究热液循环期间 Sr 同位素的变化, 进而确定成矿元素的迁移行为。所用样品是在铜厂矿矿区南部 110~140 m 剥采平台从斑岩体中心至围岩间 1 km 范围(垂直蚀变带)内采集并依次编号的(表 1)。TC-74 样品采自矿区西约 2 km 处, 可代表基本未受斑岩体影响的正常围岩。所有样品均为经过室内严格鉴定的新鲜蚀变岩, 没有晚期的脉体。

表 1 Rb、Sr、Cu 含量($\times 10^{-6}$)和 Sr 同位素数据表

Table 1 Rb, Sr, and Cu concentrations ($\times 10^{-6}$) and Sr isotopic data

编号	样号	岩性描述	Rb	Sr	$\frac{87\text{Rb}}{86\text{Sr}}$	$\frac{87\text{Sr}}{86\text{Sr}}$ ($\pm 2\sigma$)	$\left(\frac{87\text{Sr}}{86\text{Sr}}\right)_i$	迁入 Sr(%)	Cu 品位 (%)
1	T-1-10	角闪石黑云母斑岩	74.25	638.2	0.342	0.70586 \pm 4	0.70508	0	0.0037
2	TC-16	弱蚀变黑云母斑岩	71.32	734.3	0.278	0.70719 \pm 9	0.70656	21	0.0048
3	T-3-09	弱蚀变黑云母斑岩	97.18	1318.0	0.217	0.70859 \pm 2	0.70809	42	0.0302
4	TC-217	钾长石化黑云母化斑岩	116.70	260.3	1.316	0.70835 \pm 2	0.70533	3	0.1023
5	TC-216	钾长石化黑云母化(绢云母化)斑岩	112.40	725.6	0.456	0.70851 \pm 3	0.70746	33	0.1007
6	TC-78	绢云母化硅化绿泥石化碳酸盐化斑岩	179.40	337.5	1.535	0.71138 \pm 4	0.70790	39	0.1170
7	TC-68	硅化绢云母化(碳酸盐化)斑岩	125.10	849.7	0.424	0.70953 \pm 6	0.70857	49	0.0247
8	TC-64	绿泥石化绢云母化斑岩	73.20	199.7	1.055	0.71131 \pm 9	0.70892	54	0.0302
9	TC-83	绢云母化绿泥石化碳酸盐化斑岩	200.70	141.8	4.094	0.71862 \pm 8	0.70933	59	0.0306
10	TC-15	绿泥石化绢云母化硅化斑岩	87.34	54.2	4.697	0.71981 \pm 3	0.70916	57	0.1780
11	TC-81	绢云母化硅化绿泥石化碳酸盐化斑岩	141.60	32.3	12.890	0.74013 \pm 4	0.71092	82	0.4532
12	TC-70	硅化千枚岩	229.30	47.9	13.980	0.74322 \pm 6	0.71151	10	0.3411
13	TC-72	绿泥石化千枚岩	16.51	284.9	0.164	0.71162 \pm 9	0.71124	14	0.0013
—	TC-74	浅变质千枚岩	40.12	202.3	0.552	0.71348 \pm 6	0.71223	0	0.0109

注: Sr 同位素组成是在 VG-354 质谱计上测定的。样品的化学分离和质谱测定均是在南京大学现代分析中心同位素质谱室完成。Sr 同位素测定的标准采用 NBS987 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.710310\pm 12(2\sigma)$ 。

表 1 列出了从斑岩体中心到围岩样品的岩性、Rb、Sr 含量和 Sr 同位素数据。表 1 数据与样品位置结合后发现, 在斑岩体与围岩接触带 Rb 含量、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值均较高, Sr 含量则相反。未蚀变角闪石黑云母花岗闪长斑岩(T-1-10)的 Sr 初始值最低($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i=0.70508)。蚀变岩石的($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 呈两种相反的变化趋势: 从斑岩体内部到接触带, 蚀变斑岩由 0.70508 逐次增加到 0.71090; 而蚀变围岩则随着接近斑岩体由 0.71223 降低到 0.71151(表 1)。

对于没有经历后期岩浆侵入和次生富集作用的铜厂斑岩体系来说, 蚀变斑岩中 Rb、Sr 浓度和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值的变化是在流体循环作用下 Rb、Sr 同位素发生交换的结果, 因为如果没有进

行过同位素迁移,那么所有样品在图3中应该构成一条直线,且与165 Ma等时线相吻合。由图3可知,蚀变岩石的同位素比值均落在等时线下方,越靠近接触带的样品偏离越远,说明在热液流体作用期间斑岩体系的Rb-Sr系统发生过开放,有外来放射成因Sr的干扰。因此,斑岩的Rb、Sr浓度和比值的变化不能用结晶后的元素放射衰变规律来解释,说明它们并不是由矿化蚀变之前岩石的化学成分和同位素组成不均匀引起的,而是同位素发生交换造成的(De Paolo et al., 1982; Norman et al., 1983; Farmer et al., 1984)。同样,计算得到的蚀变浅变质千枚岩($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i初始值比外围新鲜围岩(0.71223)低(表1),表明在热液流体作用期间围岩的Rb-Sr体系也发生过开放。

在压力差引起的流体势作用下,热液流体是由深部向浅部、由内部向接触带运移的。蚀变花岗闪长斑岩的($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i值从斑岩体内部向接触带增高是由这种热液流体作用造成的,并且这种热液流体应相对富放射成因Sr(Allegre et al., 1980; De Paolo et al., 1982; Solomon et al., 1989)。铜厂氧同位素资料已经暗示,在岩浆上侵过程中,有一种来自围岩的非岩浆源流体(如起源于雨水或海水的建造水)从深部加入岩浆流体中形成混合热液流体向上运移。由表1可知,蚀变前新鲜围岩(TC-74)的($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i值比斑岩的高得多,因此来自围岩的建造水势必相对富放射成因Sr。这种携带少量成矿元素和放射成因Sr的非岩浆流体在向上运移过程中与富含铜的岩浆不混溶流体相混合,同时与原始岩石进行不同程度的水-岩反应。矿化和蚀变最强的接触带部位就是热液流体强烈活动的空间。这里也必然是热液流体中富放射成因Sr的卸载最多的空间,从而造成了从斑岩体内部到接触带随着矿化程度的增强, ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i值的逐次增大(图3)。这也就是为什么靠近接触带的蚀变围岩比外围浅变质千枚岩相对低($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i值的原因。

在此,利用斑岩和千枚岩在蚀变作用前的同位素组成估算值可以大致地计算出一定体积蚀变岩石内放射成因Sr发生迁移的相对比例。计算中,笔者采用基本未蚀变的角闪石黑云母花岗闪长斑岩(T-1-10)和外围新鲜千枚岩(TC-74)的($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i值作为端元同位素组成。结果表明,在靠近斑岩岩株中心钾长石化-黑云母化蚀变带中有3%~33%的放射成因Sr是迁移进来叠加的,而在硅化绢云母化等强蚀变带中有39%~59%,在接触带附近最高可达82%的迁移量(表1)。平面上,从斑岩内部向岩株与围岩接触带,放射成因Sr的迁移距离可达500~700 m。与之相对,在靠近接触带几米范围内绿泥石化硅化千枚岩只有10%~14%的放射成因Sr发生迁移。由于深部非岩浆流体作用下部围岩可能会有更大的Sr迁移量。

与其他斑岩铜矿一样,铜厂斑岩铜矿床在围岩中的储量规模比斑岩体中的大得多(两者之比为2:1(朱训等,1983)),因而要符合正岩浆模式则要求Cu是从斑岩向围岩迁移的。从以上

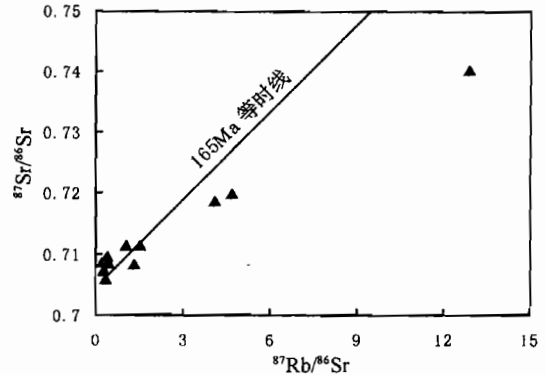


图3 德兴铜厂花岗闪长斑岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 相关变化图

Fig. 3 Measured $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$

for Tongchang granodiorite-porphry

165 Ma 等时线根据 Keith 等(1980)作法

和陈毓川等(1989)数据

Reference 165 Ma isochron after method of Keith et al.

(1980) and data of Chen Yuchuan et al. (1989)

分析可以看出,在与斑岩铜矿矿化—蚀变作用紧密相关的热液流体中,与Cu等成矿元素有相似迁移行为的Sr有显著活动性。Sr同位素资料有力证明,在流体循环期间Sr、Cu的主要迁移方向是从深部向浅部、从岩株中心向接触带,并向外进入围岩。由于闪锌矿和方铅矿比黄铜矿低得多的沉淀温度,因此Cu矿体外围Pb、Zn矿化晕的存在(金章东等,1998b)进一步从空间上暗示了热液流体及其成矿元素的迁移方向。另外,蚀变斑岩的铜品位从斑岩体内部到接触带也呈增大趋势(0.0048%→0.4532%)(表1),这与形成斑岩铜矿的正岩浆成因模式相一致。因此,Sr同位素研究可成为推测或确定古热液流体体系活动及成矿元素迁移踪迹的有效手段。

最后,有两点需要特别强调:一是Sr同位素迁移量并不等同于Cu等成矿元素的迁移程度,其组成的变化只是对它们迁移方向的一种指示;二是蚀变作用期间Sr的迁移程度和方向并不是由Sr的浓度大小而是由Sr同位素组成的变化指示的,否则仅利用Sr的浓度资料讨论Sr和成矿元素的迁移问题常常会得出错误的结论。

4 结论

对于本身具备必要的成矿物质基础的铜厂斑岩体系来说,在能产生大量热液流体的条件下,Cu元素的原子结构及地球化学内在性质决定了它会富集于含CO₂、H₂O、Cl等挥发分的晚期岩浆热液流体中。Cu品位分形特征(金章东,1998c)已定量化表明,铜厂斑岩铜矿与侵入岩浆密切相关,Cu主要来自岩浆,围岩矿质仅少量掺入于斑岩体上盘低品位区,而矿区外围铜含量降低场的存在只能表明围岩中的成矿物质发生一定距离的活化迁移,并不是矿源层的直接代名词。从运移时间、矿化晕分带及 $\delta^{18}\text{O}$ 变化规律都与成矿流体侧向运移机制相悖(金章东等,1998b)。进一步地,通过对铜厂斑岩体和围岩Sr同位素迁移程度和方向的示踪,表明成矿物质是从岩株深部向上及接触带迁移的,符合斑岩铜矿的正岩浆模式。

参 考 文 献

- 陈培荣,陈小明,倪培等. 1996. 岩源斑岩铜矿流体包裹体中黄铜矿矿物的发现. 科学通报, 41(7):633~635.
- 陈文明. 1980. 斑岩铜矿与杂色砂页岩型层状铜矿内在联系的初步探讨. 地质论评, 26(6): 526~528.
- 陈文明. 1984. 玉龙斑岩铜矿与砂页岩层状铜矿成矿作用的内在联系. 地质论评, 30(3): 239~252.
- 陈毓川,裴荣富,张宏良等. 1989. 南岭地区与中生代花岗岩类有关的有色及稀有金属矿床地质. 北京:地质出版社, 1~508.
- 杜琦. 1980. 多宝山斑岩铜矿床蚀变与矿化特征. 地质学报, 54(4): 310~323.
- 金章东,卢新卫,张传林. 1998a. 江西德兴斑岩铜矿田断裂分形研究. 地质论评, 44(1): 57~62.
- 金章东,朱金初. 1998b. 关于德兴斑岩铜矿的成矿物质来源——与梁祥济研究员商榷. 地质论评, 44(5):464~469.
- 金章东. 1998c. 江西德兴铜厂斑岩体铜品位的分形结构. 矿床地质, 17(4): 363~368.
- 李荫清,芮宗瑶,程莱仙. 1981. 玉龙斑岩铜(钼)矿床的流体包裹体及成矿作用研究. 地质学报, 55(3):216~231.
- 梁祥济. 1995. 江西德兴斑岩铜矿成矿物质来源的实验研究. 地质论评, 41(5):463~472.
- 梁祥济. 1998. 就“关于德兴斑岩铜矿成矿物质来源”答金章东博士和朱金初教授. 地质论评, 44(5): 469.
- 刘兰笙,谢良珍,李永森等. 1996. 中国黑色有色金属矿产图集. 北京:地质出版社.
- 宁奇生,李永森,刘兰笙等. 1979. 中国斑岩铜(钼)矿的主要特征及分布规律. 地质论评, 25(2):36~46.
- 秦克章,李惠民,李伟实等. 1999. 内蒙古乌奴格吐山斑岩铜矿矿床的成岩、成矿时代. 地质论评, 45(2):180~185.
- 芮宗瑶,黄崇轲,齐国明等. 1984. 中国斑岩铜(钼)矿床. 北京:地质出版社, 171~200.
- 於崇文. 1995. 江西德兴斑岩铜矿田成矿作用的流体动力分形弥散机制. 地质论评, 41(3): 211~220.
- 徐文艺,徐兆文,顾连兴等. 1999. 安徽沙溪斑岩铜(金)矿床成岩成矿热历史探讨. 地质论评, 45(4):361~367.
- 张德会. 1998. 乐华—德兴成矿带成矿作用研究的进展、问题及展望. 地质论评, 44(5): 502~510.
- 张洪涛,芮宗瑶. 1991. 论中国斑岩铜矿系列的地质背景. 地质学报, 65(3):250~262.
- 周宜吉. 1980. 玉龙矿带中斑岩铜矿的按期矿因素及其成因探讨. 地质论评, 26(4):357~361.

- 周作峽. 1983. 斑岩铜矿特征(中—新生代为主)及其成矿物质来源. 地质论评, 29(5):454.
- 朱训, 黄崇珂, 芮宗瑶等. 1983. 德兴斑岩铜矿. 北京:地质出版社. 1~336.
- Allegre G J, Othman D B. 1980. Nd-Sr isotopic relationship in granitoid rocks and continental crust development; a chemical approach to orogenesis. *Nature*, 286:335~341.
- Candela P A, Holland H D. 1986. A mass transfer model for copper and molybdenum in magmatic hydrothermal systems; the origin of porphyry-type ore deposits. *Econ. Geol.*, 81:1~19.
- Carten R B, Geraghty E P, Walker B M et al. 1988. Cyclic development of igneous features and their relationship to high-temperature hydrothermal features in the Henderson porphyry molybdenum deposit, Colorado. *Econ. Geol.* 83:266~296.
- Cline J S, Bodnar R. 1991. Can economic porphyry copper mineralization be generated by a typical calc-alkaline melt? *Jour. of Geophys. Res.*, 96:8113~8126.
- De Paolo D J, Manton W I, Grew E S et al. 1982. Sm-Nd, Rb-Sr, and U-Th-Pb systematics of granulite facies rocks from Fyfe Hills, Enderby Land, Antarctica. *Nature*, 298: 614~618.
- Farmer G L, De Paolo D J. 1984. Origin of Mesozoic and Tertiary granite in the western United States and implications for pre-Mesozoic crustal structure II: Nd and Sr isotopic studies of barren and Cu, Mo mineralized granite in the Precambrian craton. *JGR*, 89:10141~10160.
- Feiss P G. 1978. Magmatic sources of copper in porphyry copper deposits. *Econ. Geol.*, 73:397~404.
- Henley R W, McNabb A. 1978. Magmatic vapor plumes and ground-water interaction in porphyry copper emplacement. *Econ. Geol.*, 73: 1~20.
- Keith J D, Shanks W C. 1988. Chemical evolution and volatile fugacities of the Pine Grove porphyry molybdenum and ash-flow tuff system, Southwestern Utah. *Canadian Mining and Metallurgy*, 39: 402~423.
- Lowenstern J B, Mahood G A, Rivers M L et al. 1991. Evidence for extreme partitioning of copper into a magmatic vapor phase. *Science*, 252:1405~1409.
- Lowenstern J B. 1993. Evidence for a copper-bearing fluid in magma erupted at the Valley of Ten Thousand Smokes, Alaska. *Contrib Mineral. Petrol*, 114: 409~421.
- Norman D I, Landis G P. 1983. Source of mineralizing components in hydrothermal ore fluids as evidenced by $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and stable isotope data from the Pasto Bueno deposit, Peru. *Econ. Geol.*, 78:451~465.
- Norton D, Knight J. 1977. Transport phenomena in hydrothermal systems; cooling plutons. *Am. Jour. Sci.*, 277:937~981.
- Roedder E. 1992. Fluid inclusion evidence for immiscibility in magmatic differentiation. *Geochim Cosmochim Acta*, 56:5~20.
- Ruiz J, Jones L M, Kelly W C. 1984. Rubidium-strontium dating of ore deposits hosted by Rb-rich rocks, using calcite and other common Sr-bearing mineral. *Geology*, 12: 159~262.
- Solomon G C, Taylor H P Jr. 1989. Isotopic evidence for the origin of Mesozoic and Cenozoic granitic plutons of the northern Great Basin. *Geology*, 17: 591~594.
- Xu Zhaowen, Qiu Jiansheng, Ren Qijiang et al. 1999. Geological and geochemical characteristics and genesis of the Shaxi porphyry copper (gold) deposits, Anhui Province. *Acta Geologica Sinica (English edition)*, 73(1): 8~18.

Further Discussion on the Source of Ore-forming Materials in the Dexing Porphyry Copper Deposit, Jiangxi Province

Jin Zhangdong Zhu Jinchu Ni Pei Li Fuchun

Department of Earth Sciences, Nanjing University, 210093

State Key Laboratory for Research of Mineral Deposits, Nanjing University, 210093

Abstract

Based on petrochemistry, fluid inclusion, strontium isotopic tracer and previous discussion, this paper further verified the possibility of ore-forming material transportation—congregation—mineralization decided by the nature of the Tongchang porphyry intrusive. It is indicated that the massive hydrothermal fluids could release from convecting magma columns emplaced at small depths. Ore-forming materials such as copper were transferred from parent magma by high salinity magmatic hydrothermal fluids to flow upward and along the contact with the wall rocks, and

then to form ore deposits along the contact and in the shallow portion of the porphyry cupola. Further studies supported the orthomagmatic genesis for Dexing porphyry copper deposit.

Key words: ligand; immiscibly separation; isotopic tracer; porphyry copper deposit; Dexing, Jiangxi Province

作 者 简 介

金章东,男,1971年生。1996年于西安地质学院获理学硕士学位。现为南京大学地球科学系博士生。通讯地址:210093,南京市汉口路,南京大学地球科学系;传真:(025)3302728。
