

江西德兴铜厂斑岩铜矿成矿物质来源的再认识

——来自流体包裹体的证据

左力艳¹⁾, 张德会²⁾, 李建康¹⁾, 张文淮²⁾

1) 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京, 100037; 2) 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京, 100083

内容提要: 本文从江西德兴斑岩铜矿铜厂矿床的流体包裹体研究出发, 讨论了矿床成矿物质来源与矿床成因。矿床中流体包裹体分为 6 类, 即富液包裹体、富气包裹体、含石盐多相包裹体、含 CO₂ 多相包裹体以及熔体包裹体和熔体-流体包裹体。富气包裹体、含石盐多相包裹体和熔体与熔体-流体包裹体代表了成矿早期岩浆热液的特征。在这些包裹体中发现黄铜矿等金属矿物, 表明成矿金属主要源自岩浆。含石盐多相包裹体和富气包裹体与矿体关系不甚密切, 但其中所含有的金属矿物特别是黄铜矿, 暗示早期来自岩浆的热液流体金属含量较高, 形成于大气降水与岩浆热液混合之前。成矿中晚期大气降水流体在冷却和稀释岩浆流体方面对于矿床的形成作出了一定贡献, 但是来自围岩的大气降水可能并没有向成矿体系提供大量金属。

关键词: 流体包裹体; 黄铜矿子矿物; 成矿物质来源; 德兴斑岩铜矿

斑岩铜矿床含有全球铜资源量的近一半和全球铜年产量的一半以上。许多学者对此做过详细研究, 并讨论了这些矿床的显著特征和成因 (Lowell et al., 1970; Lowell, 1974; Nielsen, 1976; Hollister, 1978; McMillan et al., 1980; Titley et al., 1981; Beane et al., 1981; Bodnar, 1995; Rombach et al., 2001; 张德会等, 2001; Ruano et al., 2002; Skewes et al., 2003; Tarkian et al., 2003; Heinrich, 2005)。德兴斑岩铜矿床是我国储量最大的斑岩铜矿之一, 一直是学者们研究的热点 (朱训等, 1983; 陈毓川等, 1989; 於崇文, 1995; 梁祥济, 1995; 张理刚等, 1996; 张德会, 1998; 郭新生等, 1999; 华仁民等, 2000; 金章东等, 2000a, 2000b, 2002; 朱金初等, 2002; 钱鹏等, 2003; 王强等, 2004; 姚春亮等, 2005)。根据稳定同位素和流体包裹体研究 (McMillan et al., 1980; Beane et al., 1981; 朱训等, 1983; Bodnar, 1995; 张理刚等, 1996; 张德会, 1998; 郭新生等, 1999; 金章东等, 2000a, 2000b, 2002; Ruano et al., 2002; 朱金初等, 2002; 钱鹏等, 2003; Skewes et al., 2003; Tarkian et al., 2003; 姚春亮等, 2005), 在斑岩铜矿床热液流体中既有岩浆热液, 又有非岩浆水存在, 因此斑岩铜矿的成因模式可以概括为两种端元模式: 即岩浆热液—

正岩浆模式 (magmatic-hydrothermal model) 和对流模式 (convective model) (McMillan et al., 1980)。大多数学者都赞同斑岩铜矿成矿作用经历了早期岩浆热液阶段和晚期大气降水阶段, 然而在搬运和沉淀矿石的是早期岩浆热液还是晚期来自围岩流体的认识上还存在争论, 分歧也扩大到金属、S 以及其他组分的来源方面, 争论的焦点集中在成矿元素是源自结晶岩浆还是通过对流流体从围岩中萃取的。一种论点认为成矿元素 Cu 源于围岩, 论据来自稳定同位素、热质输运数值模拟、流体包裹体以及围岩成矿元素降低场等方面 (Sheppard et al., 1969, 1971; Norton et al., 1977; Cathles, 1977; Eastoe, 1978; Norton, 1978, 1982, 1984; 季克俭等, 1989); 另一种论点认为 Cu 主要源自岩浆 (Burnham, 1979; Burnham et al., 1981; Rombach et al., 2001; Ruano et al., 2002; Skewes et al., 2003; 钱鹏等, 2003; Tarkian et al., 2003; 王强等, 2004; Heinrich, 2005; 姚春亮等, 2005)。争论在 20 世纪 70 年代到 80 年代初达到高峰。近年来, 随着成矿组分源自岩浆的证据逐渐增多 (Rombach et al., 2001; Ruano et al., 2002; Skewes et al., 2003; 钱鹏等, 2003; Tarkian et al., 2003; 王强等, 2004; Heinrich, 2005; 姚春亮等, 2005), Cu 主要

注: 本文为国家自然科学基金 (编号 40173021) 和国家重点基础研究“973”项目 (编号 2002CB4126) 资助的成果。

收稿日期: 2006-01-11; 改回日期: 2006-12-08; 责任编辑: 周健。

作者简介: 左力艳, 女, 1979 年生。博士生, 从事地球化学、矿床学研究。Email: littleleft@126.com。

源自岩浆的观点逐渐占据上风。本文拟从流体包裹体研究得出的证据,讨论江西德兴铜厂斑岩铜矿成矿物质和成矿流体来源。

1 矿床地质地球化学特征

德兴斑岩铜矿位于扬子地台东南缘、赣东北深断裂旁,由铜厂、富家坞和朱砂红 3 个矿床组成,区内地层主要为中元古界双桥山群的变质沉凝灰岩与绢云母千枚岩类。铜厂斑岩铜矿床主要与燕山期侵位的花岗闪长斑岩有关。矿体大部分赋存于花岗闪长斑岩主岩(株)体接触构造带两侧的强、中蚀变带内。主矿体厚大,其下部及周围尚有较多的零星矿体伴随产出。主矿体为一个沿北西方向作 $30^{\circ}\sim 40^{\circ}$ 倾伏的不规则空心筒状体,规模巨大,形态比较完整,连续性好,外边界比较规则,内边界及边缘地段出现分支形态,较为复杂(图 1)。

矿床具有多期次多阶段的成矿作用,分为 3 个成矿期:岩浆晚期气液成矿期、岩浆期后热液成矿期及表生成矿期。在花岗闪长斑岩结晶成岩晚期,发生最早一次成矿作用。这时岩浆内部的残余气液温度很高,在斑岩体内部产生不均匀的钾长石化、黑云母化和钠长石化,伴随晶出少量细粒散染黄铁矿、黄铜矿。局部地段尚可见到一些斑晶粗大的伟晶岩脉,伴生少量磁铁矿。气液活动空间仅局限于斑岩体内部,矿化强度微弱。就铜矿化而言,不足以构成独立工业铜矿体。热液成矿期可划分为 5 个成矿阶段,即:硅酸盐—硫化物—氧化物阶段、石英—硫化物(氧化物)阶段、“纯”金属硫化物(氧化物)阶段、碳酸盐—硫化物(氧化物)阶段和硫酸盐—硫化物阶段(朱训等,1983)。

围岩蚀变作用具有多阶段性,早期以钾长石化为主,中期以硅化、绢云母化和绿泥石化为主,晚期以碳酸盐化和硫酸盐化为主。蚀变作用中心,从早到晚由岩体内部逐渐向外推移,蚀变范围也随之扩大。与一般斑岩铜矿以岩体内部为中心的分带模式略有不同,为典型的弱“岩体中心式”+强烈“接触带中心式”式蚀变。矿床存在两种类型蚀变分带:大范围的面型蚀变分带和局部的脉旁线型蚀变分带。据蚀变矿物组合和不同蚀变类型强弱程度在空间上的分布规律,矿区内面型蚀变分为 6 个蚀变带(朱训等,1983)(表 1)。

由于剥蚀和多年的开采,目前所见的蚀变分带已经变为 4 个带,由岩体内向接触带向外分为:Ⅰ中等蚀变绿泥石-伊利石化斑岩带;Ⅱ强蚀变硅化-绢

表 1 铜厂矿床蚀变分带表

Table 1 Alteration belt in Tongchang deposit

花岗闪长斑岩	↑	绿泥石(绿帘石)-伊利石-钾长石化带 绿泥石(绿帘石)-水白云母化带 石英-绢云母化带	接触带
	↓	石英-绢云母化带 绿泥石(绿帘石)-水白云母化带 绿泥石(绿帘石)-伊利石-钾长石化带	
千枚岩夹变质沉积凝灰岩			

云母化斑岩和浅变质岩带;Ⅲ中等蚀变硅化-伊利石-绢云母化浅变质岩带;Ⅳ弱蚀变硅化-绢云母化-绿泥石化浅变质岩带。

2 流体包裹体

2.1 样品采集及制备

本次研究在铜厂矿区的露天采场进行,主要采集不同方位、不同台阶(包括 365m、305m、245m、185m、170m、125m、110m、95m、65m、50m 台阶)、不同蚀变带,包括斑岩体、接触带附近和围岩中的含矿石英脉,含石英斑晶的花岗闪长斑岩以及矿体中的碳酸盐脉和硫化物脉的样品。共采集样品 178 个,用于分析研究的样品 74 个。对这些样品切片、磨片,制成两面抛光的测温片。同时还磨制了一些光片和薄片。

2.2 流体包裹体类型

镜下观察可见,不论是在斑岩斑晶中和石英脉中,还是在矿床各种矿脉的石英或方解石等矿物中,流体包裹体都很发育。在 D65、D95、D110、D185 平台(斑岩体内或接触带)尤其发育。包裹体呈面状或线状沿晶体的生长面理方向分布,为原生或假次生包裹体,极少数为次生包裹体。大小一般 $1\sim 20\ \mu\text{m}$,形状有椭圆形、负晶形及其他形态。根据流体包裹体充填度、主要相组成、均一方式等,可以将石英中包裹体分为 4 种类型:富液包裹体(I型)、富气包裹体(II型)、含子矿物多相包裹体(III型)和含 CO_2 多相包裹体(IV型)(图版 1-1~4)。

(1) 富液包裹体(I型):充填度 $65\%\sim 95\%$,由气相和液相组成,热台上加热均一为液相。大小为 $1\sim 20\ \mu\text{m}$ 。呈椭圆形、负晶形和他形等。此类包裹体数量较多,占流体包裹体总量的 70%以上。

(2) 富气包裹体(II型):以气相为主,充填度在 $30\%\sim 60\%$ 之间,部分达 10%。热台上加热时均一为气相。大小 $4\sim 10\ \mu\text{m}$,为他形和椭圆形等。富气包裹体占流体包裹体总量约 10%。

(3) 含子矿物多相包裹体(III型):由气相、液相和固相组成。常见各种子矿物,如立方体的石盐、浑

图 1 江西德兴铜厂斑岩铜矿地质及取样点图(据德兴铜矿地测部)

Fig. 1 Geology and sampling map of Tongchang copper porphyry deposit in Dexing, Jiangxi

(after Geologic Survey Department, Dexing Copper Mine)

1—花岗闪长斑岩; 2—矿体; 3—中等蚀变绿泥石伊利石化斑岩带; 4—强蚀变硅化绢云母化斑岩浅变质岩带; 5—中等蚀变硅化伊利石绢云母化浅变质岩带; 6—弱蚀变硅化伊利石绢云母绿泥石化浅变质岩带; 7—中元古界双桥山群凝灰岩; 8—中元古界双桥山群千枚岩; 9—地层产状; 10—向斜; 11—背斜; 12—断裂带挤压带; 13—蚀变带界线; 14—采样点; ●—含富气、含子矿物及含黄铜矿的包裹体样品点

1—Granodiorite porphyry; 2—ore bodies; 3—midium alteration of chlorite illite porphyritic; 4—strong alteration belt of silicate-sericite porphyry in weak metamorphic belt; 5—midium alteration belt of silicate-illite-sericite in weak metamorphic belt; 6—medium alteration belt of silicate-illite-sericite-chlorite in weak metamorphic belt; 7—tuff of Shuangqiaoshan Group in Middle Proterozoia; 8—phyllite of Shuangqiaoshan Group in Middle Proterozoia; 9—attitude of stratum; 10—syncline; 11—anticline; 12—fracture and compress zone; 13—borderline alernation belt; 14—sampling location; ●—represents gas-rich, bearing daughter minerals and pyrite-bearing inclusions

圆状钾盐以及不透明和形态各异的各种金属矿物。一个包裹体中常含1~2个不同子矿物。充填度总体较大,在70%~95%之间。大小2~15 μm 。此类包裹体普遍存在于含石英英脉中,占包裹体总数约20%。

(4) 含 CO_2 多相包裹体(IV型):由盐水溶液相(L_w)、液相 CO_2 (L_{CO_2})和气相 CO_2 (V_{CO_2})组成。充填度60%~95%,大小3~12 μm 。此类包裹体数量少,约占总量的1%~2%。

石英英脉中包裹体十分发育,包裹体主要为I型,次为II型和III型,少见IV型包裹体。包裹体成群分布,或单独分布。大多数为原生包裹体,1~20 μm 。呈负晶形、椭圆形及不规则形态。花岗闪长斑岩石英斑晶中,流体包裹体也很发育,主要类型为I型、II型和III型,特别是III型含子晶的多相包裹体明显增多。以原生包裹体为主,1~20 μm 。多呈负晶形。

2.3 显微测温结果

对铜厂斑岩铜矿与成矿有关的花岗闪长斑岩石英斑晶和含石英英脉中的包裹体进行系统测温研究。实验在中国地质大学(北京)流体包裹体实验室进行,使用的仪器是英国的Linkam TH600显微冷热台,本次测试的精确度为 $\pm 1^\circ\text{C}$ (仪器本身精度为 $\pm 0.1^\circ\text{C}$)。

获得均一温度及冷冻温度数据1100多个,其中均一温度数据781个,冰点温度和石盐子矿物熔化温度数据343个,以及一些二氧化碳部分均一和完全均一温度数据。查表得出盐度数据(卢焕章等,2004)。图2、3为花岗闪长斑岩石英斑晶、含石英英脉和无矿石英晶簇中流体包裹体均一温度和盐度分布直方图。图4、5是矿床中不同类型包裹体均一温度和盐度分布直方图。由此可以清晰地看出,矿床中流体包裹体均一温度变化范围较宽,从90~695 $^\circ\text{C}$,盐度变化范围也较大,从0.5%~76%。

(1) 斑岩石英斑晶中的流体包裹体均一温度和盐度变化范围较宽。可以分为3组:① 高温高盐度流体,盐度 $>35\%$,均一温度(t_h ,下同)500~660 $^\circ\text{C}$;② 中高温高盐度流体,盐度 $>35\%$, t_h 260~460 $^\circ\text{C}$;③ 低温低盐度流体,盐度3.5%~25%, t_h 100~260 $^\circ\text{C}$ 。据研究美国西南部斑岩铜矿中的流体包裹体分为3类:① 盐度 $>30\%$ 的超高盐度流体(hypersalinity), $t_h > 650^\circ\text{C}$;② 高盐度流体,盐度 $>30\%$, t_h 350~550 $^\circ\text{C}$,包裹体通过石盐溶解而最终均一;③ 低盐度流体,盐度 $<20\%$,在 $<450^\circ\text{C}$ 温度下通过气泡消失而均一(Misra,2000)。铜厂斑岩铜矿

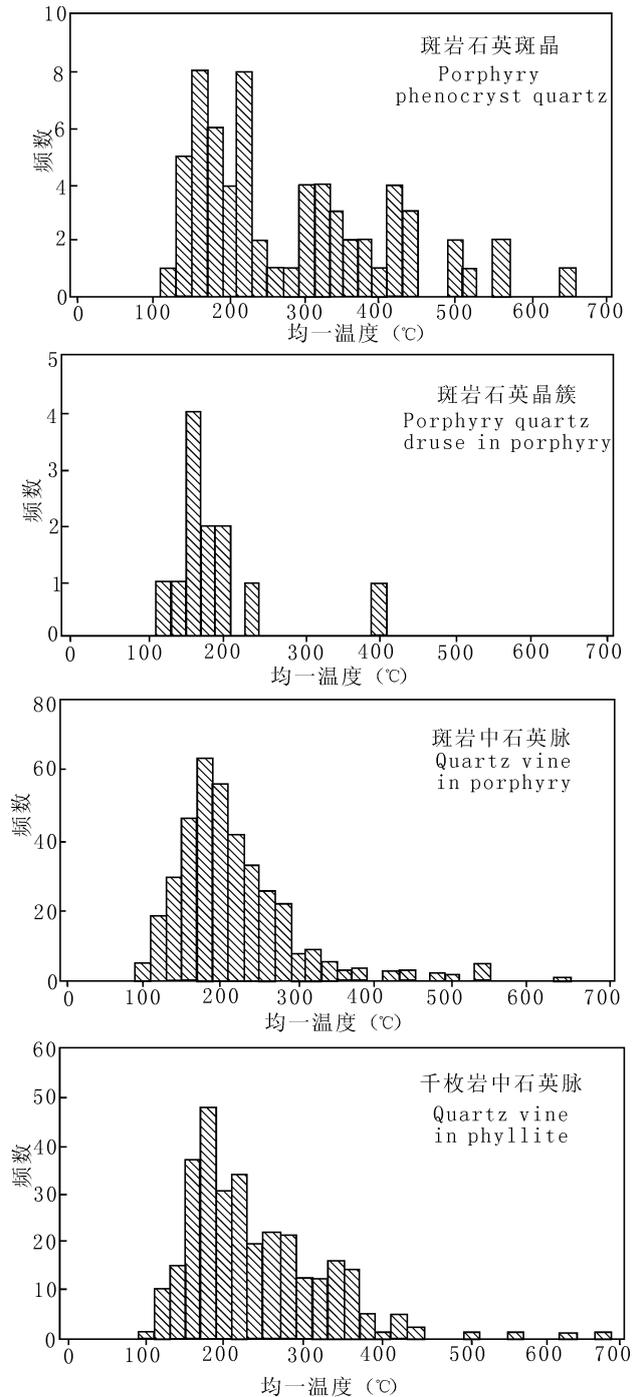


图2 铜厂斑岩铜矿不同产状流体包裹体均一温度直方图

Fig. 2 Homogeneous temperature histogram of fluid inclusions in different attitude in Tongchang deposit

成矿流体中,超高盐度包裹体与高盐度包裹体之间的均一温度间隔不够明显(Misra,2000),具有一定的连续性。均一温度260~460 $^\circ\text{C}$ 的中高盐度流体可能是从超高盐度流体通过温度压力的降低逐渐演化而来。即高温高盐度和中高温高盐度流体都可能

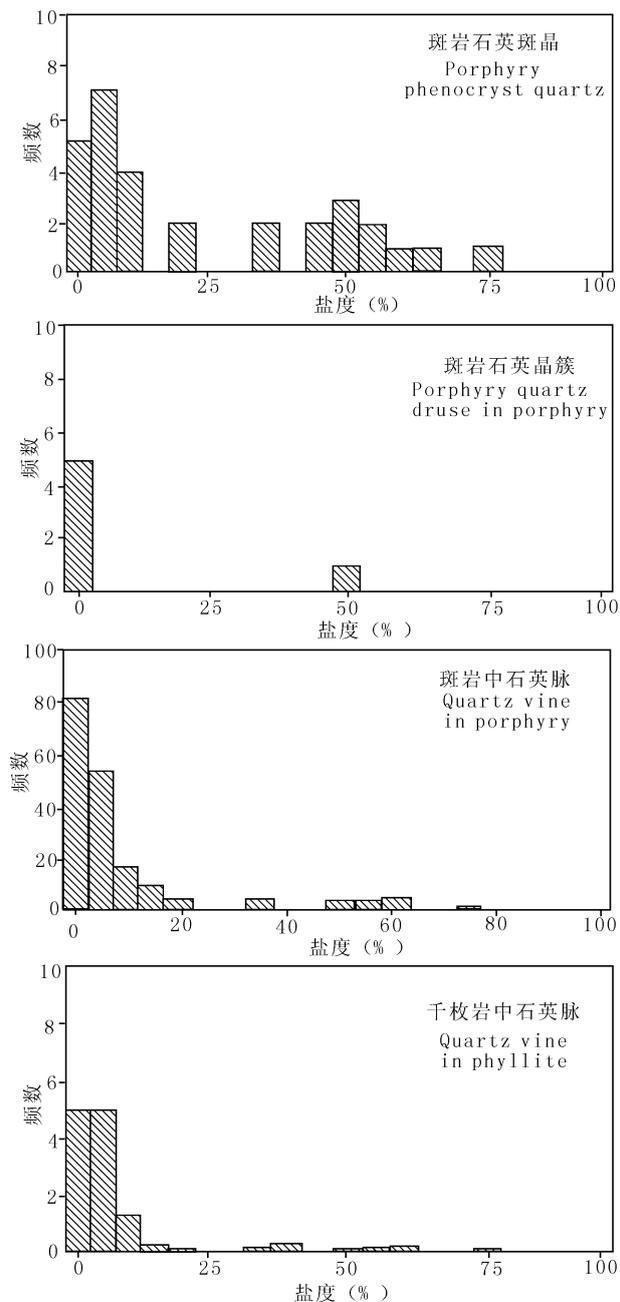


图3 铜厂斑岩铜矿不同产状流体包裹体盐度直方图
Fig. 3 Salt histogram of fluid inclusions in different attitude in Tongchang deposit

代表了岩浆热液的组成。低温低盐度流体包裹体可能是高盐度流体通过石盐的沉淀或分离而成,或者代表了岩浆热液与大气降水混合的产物。

(2) 斑岩和千枚岩中的含矿石英脉。均一温度为 $100\sim 400^{\circ}\text{C}$, 高温部分与斑岩斑晶中的高温流体温度部分重叠, 处于峰值的 $140\sim 300^{\circ}\text{C}$ 的中低温部分与斑晶中低温低流体部分吻合。斑岩和千枚岩中的石英脉是主要矿化阶段即石英-硫化物和金属硫化物阶段的产物, 沉淀金属的流体主要为 140

$\sim 300^{\circ}\text{C}$ 的流体, 同时具有较低的集中在 $0.5\%\sim 25\%$ 的盐度。

(3) 斑岩中的无矿石英晶簇。代表了成矿后的热液。均一温度 $120\sim 260^{\circ}\text{C}$, 盐度为 $2.7\%\sim 4.8\%$ (一个含石盐子晶的包裹体除外), 平均为 3.82% 。低温低盐度流体可能是以大气降水为主的岩浆热液与大气降水混合流体。

(4) 不同类型包裹体的均一温度和盐度特征。
① 矿床整体包裹体温度、盐度测试数据。据图 4、5, 气液两相的富液包裹体均一温度 $100\sim 440^{\circ}\text{C}$, 峰值为 $120\sim 380^{\circ}\text{C}$, 盐度 $0.5\%\sim 23\%$ 。峰值温度和盐度与斑岩和千枚岩中石英脉的流体包裹体特征一致, 表明形成石英脉的流体主要为气液两相水溶流体。富气和含石盐子矿物包裹体均一温度范围相近, 但是富气包裹体均一温度和盐度基本为一群, 均一温度 $280\sim 500^{\circ}\text{C}$, 盐度 $5\%\sim 25\%$ 。含石盐子矿物多相包裹体均一温度和盐度可以分为两群, 其中均一温度 $250\sim 580^{\circ}\text{C}$ 的包裹体大致可以与均一温

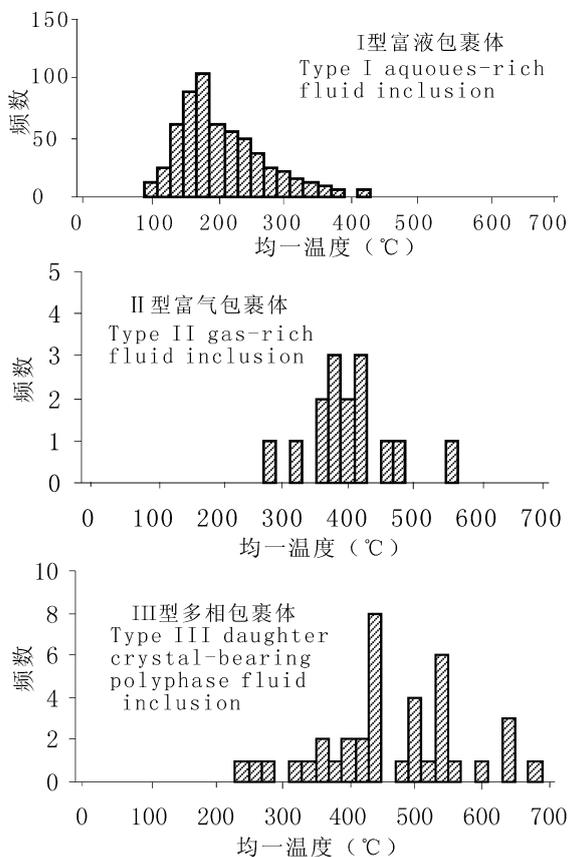


图4 铜厂斑岩铜矿不同类型流体包裹体均一温度直方图

Fig. 4 Homogeneous temperature histogram of fluid inclusions in different type in Tongchang deposit

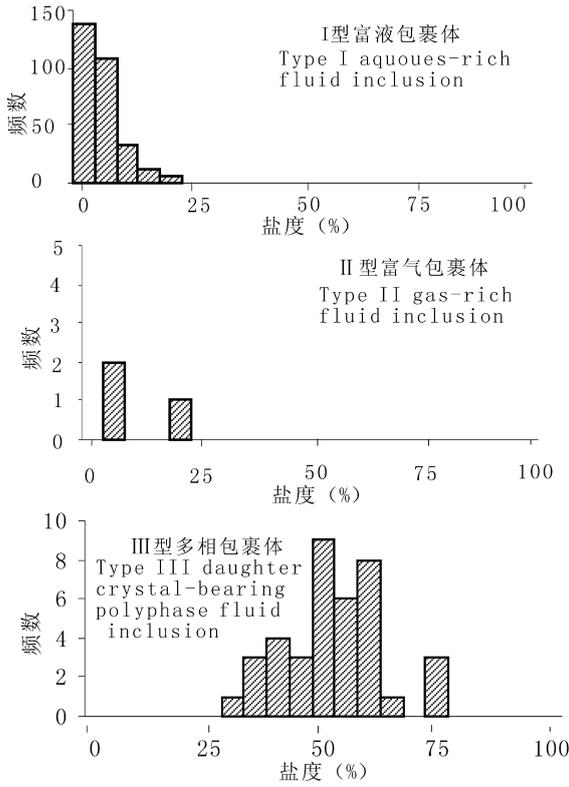


图 5 铜厂斑岩铜矿不同类型流体包裹体盐度直方图
Fig. 5 Salt histogram of fluid inclusions in different type in Tongchang deposit

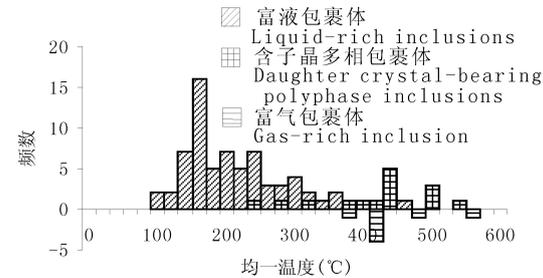


图 6 花岗闪长斑岩石英中流体包裹体均一温度直方图
Fig. 6 Homogeneous temperature histogram of fluid inclusions in quartz in granodiorite porphyry

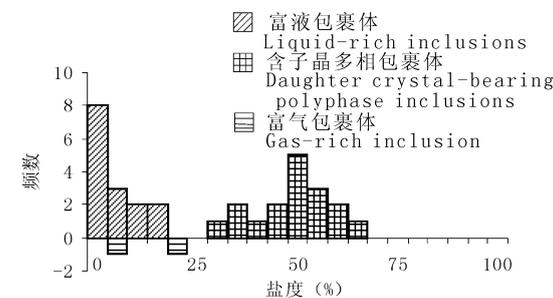


图 7 花岗闪长斑岩石英中流体包裹体盐度直方图
Fig. 7 Salinity histogram of fluid inclusions in quartz in granodiorite porphyry

度 280~500°C 的富气包裹体特征相似。此外还有一个均一温度 > 600°C, 盐度 > 30%~76% 的流体, 相当于前述的超高盐度流体 (Misra, 2000)。②花岗闪长斑岩石英中流体包裹体均一温度和盐度。如图 6、7, 含石盐子矿物多相包裹体与富气包裹体和富液包裹体明显分为两群, 考虑到富气包裹体均一温度一般容易被低估 (Roedder, 1984), 因此含石盐子矿物包裹体与高温富气包裹体形成温度接近, 处在 380~580°C 区间, 但是二者的盐度相差较大, 暗示岩浆流体在演化过程中发生过沸腾或不混溶作用。富气包裹体代表了高温岩浆流体在等温降压下水饱和和沸腾或不混溶分离出的低盐度流体。③热液成矿期的成矿早、中和晚阶段包裹体的均一温度。如图 8, 这 3 个阶段分别代表硅酸盐-硫化物阶段、石英-绢

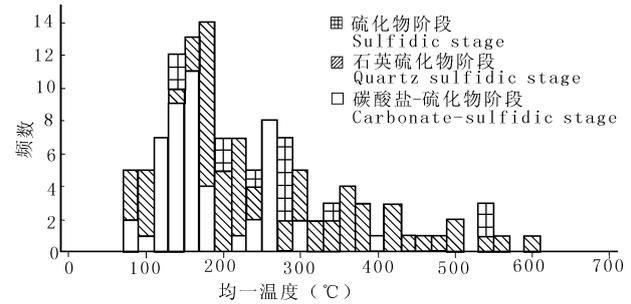


图 8 铜厂斑岩铜矿成矿早、中、晚阶段流体包裹体均一温度直方图

Fig. 8 Homogeneous temperature histogram of fluid inclusions in early, middle and later stage

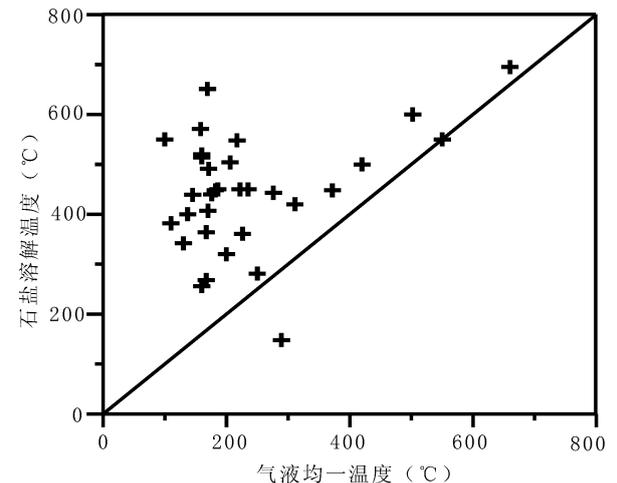


图 9 德兴斑岩铜矿床含石盐多相包裹体气液均一温度与石盐溶解温度相图

Fig. 9 Phase diagram of homogeneous temperature of multi-phase fluid inclusions and halite solution temperature in Tongchang deposit

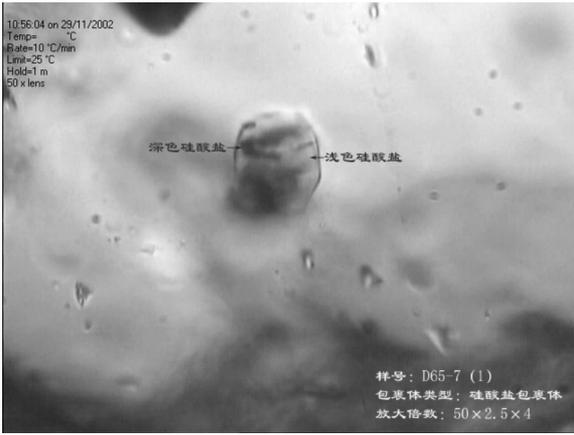
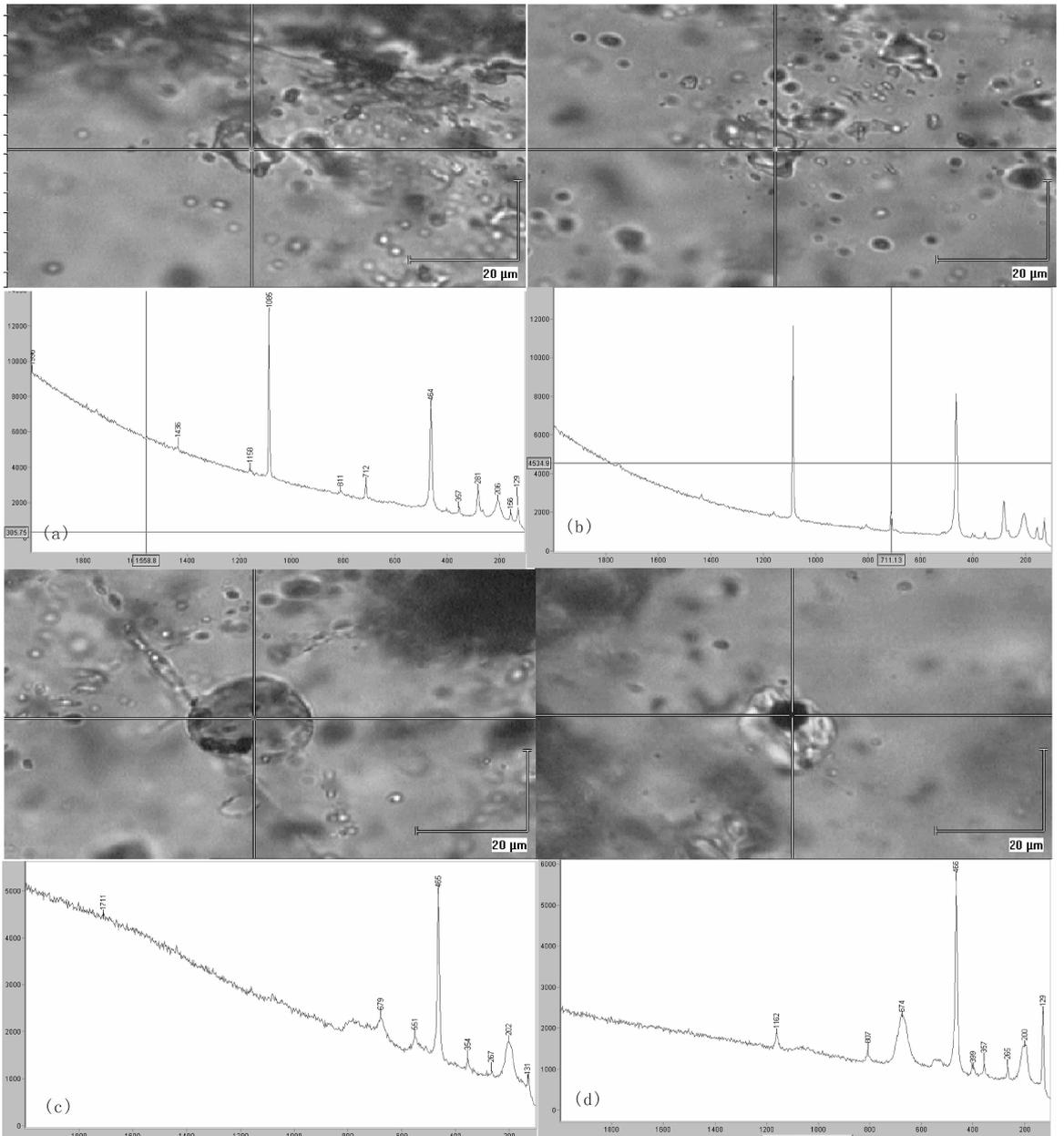


图 10 硅酸盐包裹体显微照片

Fig. 10 Microscope photographs of silicate inclusion

云母-硫化物阶段和碳酸盐-硫化物阶段(朱训等, 1983),从早到晚均一温度降低。成矿主阶段石英-绢云母-硫化物阶段成矿意义最大,成矿温度从 100~620 °C,主要成矿温度区间 150~400 °C。相当于前人划分高-中温热液阶段。整个矿床成矿期流体包裹体均一温度直方图具有向左偏斜的分布特征。由于少量富气包裹体与富液包裹体同时圈闭将会降低包裹体总密度而引起均一温度的高温部分产生拖尾造成偏态分布,因此这种偏态分布可能暗示包裹体产生过非均一圈闭,即成矿流体曾经发生过沸腾作用(Brown,1998)。左偏斜的直方图在浅成热液矿床中是一种规律而不是异常,表明铜厂斑岩铜矿的成矿流体特征与浅成热液矿床特征有一定的相似性(Bodnar,



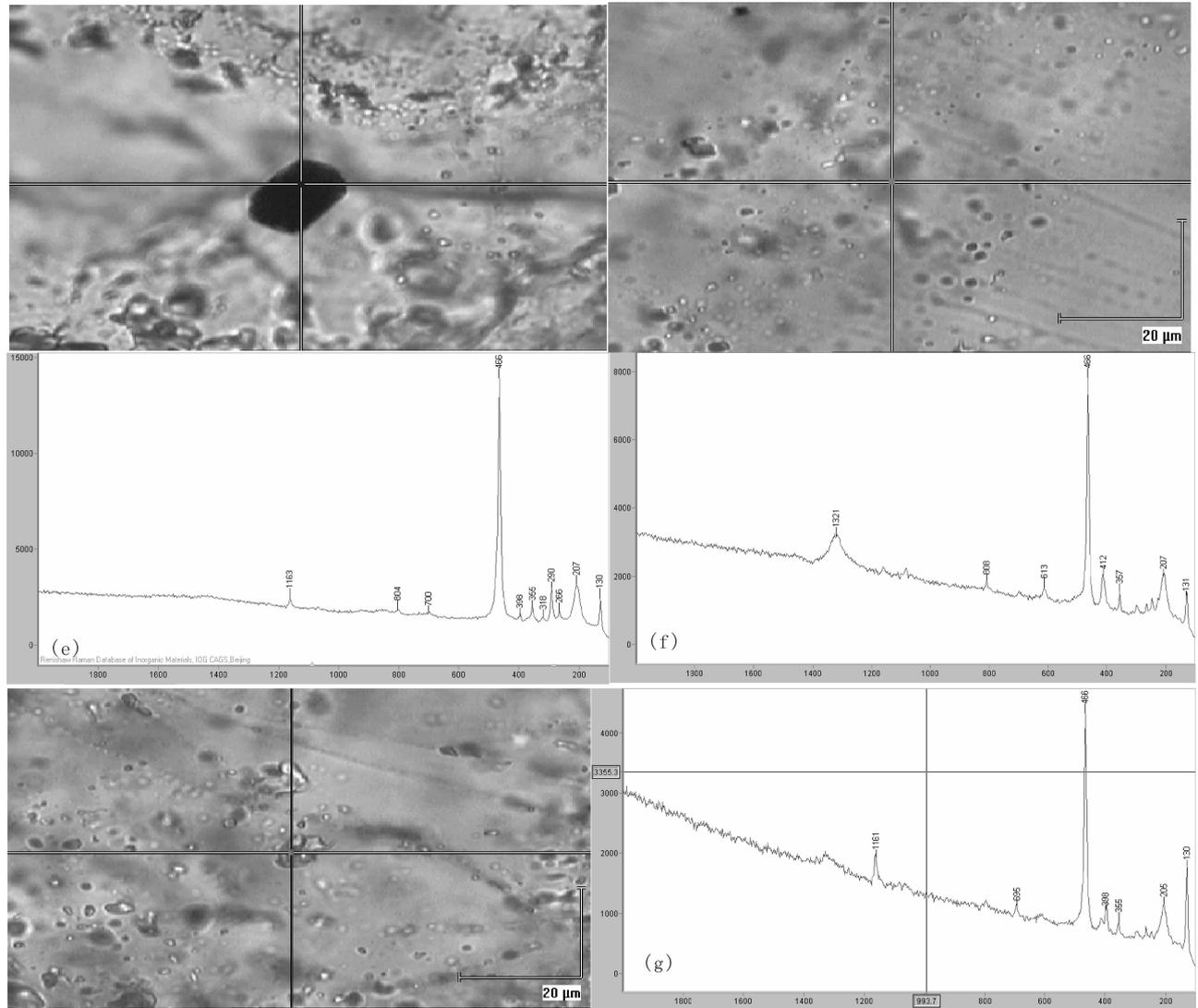


图 11 激光拉曼光谱分析

Fig. 11 Laser Raman spectroscopic analyses

1985)。这与矿床形成深度 2~4 km 的推断大致吻合。④矿床含石盐多相包裹体气液均一温度与石盐溶解温度相图。据图 9,绝大多数Ⅲ型含石盐子矿物多相包裹体中石盐的熔化温度高于气液均一温度,即含石盐多相包裹体绝大多数是通过石盐熔化最终均一,并且气液包裹体的均一温度大多小于 450℃,由此推断超高盐度流体可能代表了斑岩在结晶过程中出溶最早的与残余熔体相平衡的高温高盐度流体(Cline et al., 1995;张德会等,2003)。

3 讨论与结论

此次研究在花岗闪长斑岩石英斑晶中发现了熔体和熔体-流体包裹体。熔体包裹体为晶质硅酸盐物质,以硅酸盐矿物为主,颜色较浅,称为浅色硅酸

盐熔体包裹体,少部分为含黑色金属物质的硅酸盐矿物或金属矿物熔体包裹体(图 10)。熔体包裹体固相主要由硅酸盐玻璃和结晶物质构成,未见气泡。通过激光拉曼光谱初步鉴定(图 11-a-g),浅色结晶物质主要为蛇纹石、方柱石、绿泥石、云母、金红石等矿物,暗色或浅红色矿物可能为赤铁矿、纤铁矿、钛磁铁矿、尖晶石以及黄铜矿或墨铜矿等含铁铜的金属矿物。熔体-流体包裹体主要由固相+液相(L_{H_2O} 20%~50%) + 气相(V_{H_2O})构成。一般呈不规则状,粒径 5~20 μm 。固相为硅酸盐玻璃,还有金属矿物(图版 I-7、8),可能为黄铜矿。熔体-流体包裹体为德兴斑岩铜矿岩浆热液过渡体系不混熔流体的存在提供了直接地质证据。

在矿脉石英的多个含石盐子矿物多相包裹体中

发现三角形的不透明矿物,与 Bodnar(1995)所展示的斑岩铜矿流体包裹体中黄铜矿子晶的形态完全相同。经激光拉曼光谱分析定为黄铜矿(图版 I-5, 6)。岩相学观察表明,在许多同时形成的包裹体中黄铜矿普遍存在,并且具有一致的相比比例(图版 I-5, 6),证实黄铜矿确实是子矿物而不是被圈闭的固体。这一方面表明成矿金属主要源自硅酸盐岩浆熔体,另一方面也表明成矿溶液中不仅含有金属元素,并且金属元素浓度较高已经达到了过饱和程度。

斑岩铜矿流体包裹体研究表明,矿床核部含有特征的流体包裹体集合体,即含子矿物包裹体、富气包裹体和黄铜矿子矿物包裹体。美国尤它州 Bingham Canyon 含石盐包裹体赋存的范围与矿床中铜矿化范围十分吻合(Bodnar, 1995)。这些含石盐包裹体、富气包裹体和含黄铜矿包裹体可以用来指导找矿勘探。美国西南部许多拉拉米期侵入体中也常发现石盐包裹体和富气包裹体共生,但是这些侵入体仅有微弱矿化甚至根本没有矿化。而含矿侵入体中不仅有石盐包裹体和富气包裹体,而且还有含黄铜矿子矿物的包裹体,表明流体肯定携带了铜等成矿元素,这样的侵入岩体极有可能具有经济型矿化(Roedder et al., 1997)。铜厂斑岩铜矿流体包裹体中发现的黄铜矿子矿物对于岩体的含矿性评价和指导找矿都具有重要的理论和实际意义。

关于德兴斑岩铜矿矿床成因模式方面还存在不同的认识,主要是成矿物质和成矿流体是源自围岩(季克俭等, 1989; 梁祥济, 1995; 张理刚等, 1996)还是来自岩浆(金章东等, 1998, 2000a, 2000b, 2002; 朱金初等, 2002; 钱鹏等, 2003; 王强等, 2004; 姚春亮等, 2005)的争论。

铜厂斑岩铜矿流体包裹体研究表明:①绝大多数Ⅲ型含子盐子矿物多相包裹体是通过石盐熔化而最终均一,推断这种超高盐度流体可能代表了斑岩在结晶过程中出溶最早与残余熔体相平衡的高温高盐度流体(Cline et al., 1995);②铜厂斑岩铜矿超高盐度与高盐度包裹体之间的均一温度具有一定连续性。盐度 $>35\%$ 、均一温度 $500\sim 660^{\circ}\text{C}$ 的高温高盐度流体和盐度 $>35\%$ 、均一温度 $250\sim 460^{\circ}\text{C}$ 的中高温高盐度流体都是由岩浆热液演化而来;③岩浆热液在演化过程中可能曾经发生过沸腾或不混熔作用。

对许多斑岩铜矿岩浆或早期包裹体的研究表明,早期流体搬运了相对数量的金属元素,即使许多矿床中早期流体并没有与矿化伴生。相反,对晚期黄铜矿脉中包裹体的分析表明,其金属含量低于同步辐射 X

射线荧光光谱(SXRF)的检测限,虽然不能计算金属的浓度,但将早期含石盐包裹体光谱与晚期的低盐度包裹体光谱对比清楚地表明,较晚的包裹体几乎不含金属。这一结论并不奇怪,这是由于这些包裹体在岩浆-大气降水混合过渡阶段沉淀了所搬运的大多数金属,因此这些包裹体代表了冷却和被大气降水大量稀释的岩浆热液的特征(Bodnar, 1995)。

铜厂斑岩铜矿含黄铜矿子矿物主要出现在石英斑晶熔融包裹体、含石盐多相包裹体以及少量富气包裹体中,表明主要成矿元素源于岩浆热液。空间上这些包裹体主要分布于岩体内的中等蚀变绿泥石-伊利石化斑岩带和接触带外侧的中等蚀变硅化-伊利石-绢云母化浅变质岩带内,部分分布在强蚀变硅化-绢云母化斑岩浅变质岩带内(图 1)。含金属矿物的包裹体部分处在矿体内,部分不在矿体内。表明含金属的高盐度多相包裹体确实与矿石的沉淀在空间上不够完全吻合。在成因上,含石盐子矿物多相包裹体和富气包裹体与富液包裹体明显分为两群,含石盐子矿物多相包裹体和富气包裹体形成温度 $380\sim 580^{\circ}\text{C}$,斑岩和千枚岩中的矿化石英脉的形成温度为 $140\sim 300^{\circ}\text{C}$,并且盐度较低。主成矿阶段在形成温度上低于超高盐度高温和高盐度高温流体的温度。在富液两相包裹体中未发现黄铜矿等金属矿物,表明成矿流体金属含量较低,这是因为这些包裹体所代表的成矿流体在岩浆-大气降水过渡阶段沉淀了它们所携带的大部分金属元素。而晚期石英晶簇沉淀代表的流体可能主要为以大气降水为主的流体。

Hanson(1995, 1996)通过数值模拟揭示了接触变质作用的流体动力学。预测随时间推移,伴随渗透率增大和深度减小,流体流动体系从静岩流体压力和内部产生的流体向外排出的机制,转到以静水流体压力和外来流体的循环为主的机制。侵入体约在侵位后 200 ka 时间完成结晶,冷却至背景温度需要约 1000 ka。在岩浆结晶初期,岩浆流体的释放与较低渗透率($\leq 10^{-18}\text{m}^2$)耦合,显著增大了侵入体附近和近地表流体的压力。流体压力增大和深部流体的注入足以克服和抑制由热浮力驱动的流体循环趋势。从侵入体旁侧流出的高比例岩浆流体也通过阻止集中的热液蒸气羽的形成而抑制了浅部热液循环体系的形成。到侵位后 100 ka 时,当渗透率为 10^{-17}m^2 时,随着冷却和其后岩石的破裂,流体压力迅速降低至静水压力值,浅部发生岩浆水、变质水和大气降水的复杂混合作用。研究结果解释了与侵入体有关的热液矿床为什么早期主要为岩浆热液,而

晚期则有大气降水加入并形成对流循环的问题。

结合前述可以得出结论,虽然铜厂斑岩铜矿成矿早期石英斑晶和含石盐多相包裹体与矿体关系不甚密切,但是其中所含有的金属矿物特别是黄铜矿,却暗示早期来自岩浆的热液流体金属含量较高,并且形成于大气降水与岩浆热液混合之前。来自围岩的大气降水流体在冷却和稀释岩浆流体方面对于矿床的形成作出了一定贡献,但是来自围岩的大气降水可能并没有向成矿体系提供大量金属。

致谢:野外工作得到德兴铜矿地测部孙信芽高工和戴犹方工程师的帮助,在此致以衷心的感谢!

参 考 文 献

- 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.
- 郭新生,季克俭,黄耀生,等. 1999. 德兴斑岩铜矿成矿溶液来源及其演化——花岗闪长斑岩的氧同位素约束. 高校地质学报,5(3):260~268.
- 华仁民,李晓峰,陆建军,等. 2000. 德兴大型铜金矿集区构造环境和成矿流体研究进展. 地球科学进展,15:525~533.
- 季克俭,吴学汉,张国柄. 1989. 热液矿床的矿源、水源和热源及矿床分布规律. 北京:北京科学技术出版社,1~131.
- 金章东,朱金初. 1998. 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,44:464~469.
- 金章东,朱金初,倪培,等. 2000a. 再论德兴斑岩铜矿成矿物质来源. 地质论评,46(3):255~262.
- 金章东,朱金初,李福春,等. 2000b. 德兴斑岩铜矿成矿流体来源及其演化的氧同位素证据. 西安工程学院学报,22(4):27~32.
- 金章东,朱金初,李福春. 2002. 德兴斑岩铜矿成矿过程的氧、锶、钨同位素证据. 矿床地质,21(4):342~349.
- 梁祥济. 1995. 江西德兴铜厂斑岩铜矿成矿物质来源的实验研究. 地质论评,41(5):463~472.
- 卢焕章,范宏瑞,倪培,等. 2004. 流体包裹体. 北京:科学出版社,1~487.
- 钱鹏,陆建军,姚春亮. 2003. 德兴斑岩铜矿成矿流体演化与来源的流体包裹体研究. 南京大学学报(自然科学),39(3):319~326.
- 王强,赵振华,简平,许继峰,包志伟,马金龙. 2004. 德兴花岗闪长斑岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学和 Nd-Sr 同位素地球化学. 岩石学报,20(2):315~324.
- 姚春亮,陆建军,孙信牙,戴犹芳,钱鹏. 2005. 江西德兴斑岩铜矿两期石英脉的地球化学对比. 地球化学,34(4):357~365.
- 於崇文. 1995. 江西德兴斑岩铜矿田成矿作用的流体动力学分形弥散机制. 地质论评,41(3):211~220.
- 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.
- 张德会,张文淮,许国建. 2001. 岩浆热液出溶和演化对斑岩成矿系统金属成矿的制约. 地学前缘,8(3):193~202.
- 张德会,张文淮,刘伟. 2003. 江西银山多金属矿床高盐度包裹体及其成因意义. 岩石学报,19(1):173~180.
- 张理刚,刘敬秀,陈振胜,等. 1996. 江西德兴超大型铜厂铜矿水—岩体系氢氧同位素演化. 地质科学,31(3):250~263.
- 朱金初,金章东,饶冰,等. 2002. 德兴铜厂斑岩铜矿流体过程. 南京大学学报(自然科学),38(3):418~434.
- 朱训,黄崇轲,芮宗瑶,等. 1983. 德兴斑岩铜矿. 北京:地质出版社.
- Beane R E, Tittley S R. 1981. Porphyry copper deposits; Part II: Hydrothermal alteration and mineralization. Econ. Geol., 75th Anniv:235~269.
- Bodnar R J. 1995. Fluid-inclusion evidence for a magmatic source for metals in porphyry copper deposits. In: Thompson J F H, ed. Magmas, Fluids, and Ore Deposits. Mineralogical Association of Canada Short Course Series, Mineralogical Association of Canada, 23:139~152.
- Brown P E. 1998. Fluid inclusion modeling for hydrothermal systems. In: Richards J P, Larson P B, eds. Techniques in Hydrothermal Ore Deposits Geology. Reviews in Economic Geology, 10: 151~172.
- Burnham C W. 1979. Magma and hydrothermal fluids: In: Barnes H L, ed. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. New York: John Wiley, 71~136.
- Burnham C W, Ohmoto H. 1981. Late magmatic and hydrothermal processes in ore formation. Studies in Geophysics, Mineral Resources: Genetic Understanding for Practical Applications. Washington. D. C: National Academy Press, 62~72.
- Cathles L M. 1977. An analysis of the cooling of intrusives by ground-water convection which includes boiling. Econ. Geol., 72:804~826.
- Cline J S, Vanko D A. 1995. Magmatically generated saline brines related to molybdenum at Questa, New Mexico, USA. In: Thompson J F H, ed. Magmas, Fluids, and Ore Deposits. Mineralogical Association of Canada Short Course Series, 23: 153~174.
- Eastoe C J. 1978. A fluid inclusion study of the Panguna porphyry copper deposit, Bougainville, Papua New Guinea. Econ. Geol., 73: 721~748.
- Hanson R B. 1995. Hydrodynamics of contact metamorphism. Geol. Soc. Am. Bull., 107:595~611.
- Hanson R B. 1996. Hydrodynamics of magmatic and meteoric fluids in the vicinity of granitic intrusions. Trans. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sciences, 87: 251~259.
- Hollister V F. 1978. Geology of the porphyry copper deposits of the Western Hemisphere. New York: Soc. Mining Engineers.
- Heinrich C. 2005. The physical and chemical evolution of low-salinity magmatic fluids at the porphyry to epithermal transition: a thermodynamic study. Mineral Depos., 39:864~889.
- Lowell J D, Guilbert J M. 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. Econ. Geol., 65:373~408.
- Lowell J D. 1974. Regional characteristics of porphyry copper deposits of the southwest. Econ. Geol., 69: 601~617.
- Nielsen H. 1976. Recent developments in the study of porphyry copper geology: A review. In: Brown A S, ed. Porphyry Deposits of the Canadian Cordillera. Can. Inst. Mining Metall.

- Spec., 15:487.
- Misra K C. 2000. Understanding Mineral Deposits. Dordrecht; Kluwer Academic Publishers, 353~413.
- Norton D L. 1978. Source lines, source regions, and pathlines for fluids in hydrothermal systems related to cooling plutons. *Econ. Geol.*, 73:21~28.
- Norton D L. 1982. Fluid and heat transport phenomena typical of copper-bearing pluton environments. In: Tittle S R ed. *Advances in Geology of the Porphyry Copper Deposits*. Univ. Arizona Press, Tucson, Arizona, 59~72.
- Norton D L. 1984. Theory of hydrothermal systems. *Ann. Review Earth Planet. Sci.*, 12:155~178.
- Norton D L, Knapp R B. 1977. Transport phenomena in hydrothermal systems: Nature of porosity. *Am. J. Sci.*, 277: 913~936.
- Roedder E, Bodnar R J. 1997. Fluid inclusions of hydrothermal ore deposits. In: Barnes H L, ed. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. John Wiley and Sons, 699~736.
- Roebber P. 1984. Statistical analysis and updated climatology of explosive cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, 112:1577~1589.
- Rombach C S, Newberry R J. 2001. Shotgun deposit: granite porphyry-hosted gold-arsenic mineralization in southwestern Alaska, USA. *Mineral Depos.*, 36: 607~621.
- Ruano S M, Both R A, Golding S D. 2002. A fluid inclusion and stable isotope study of the Moonta copper-gold deposits, South Australia; evidence for fluid immiscibility in a magmatic hydrothermal system. *Chem. Geol.*, 192:211~226.
- Sheppard S M F, Nielsen R L, Taylor H P J R. 1969. Oxygen and hydrogen isotope ratios of clay minerals from porphyry copper deposits. *Econ. Geol.*, 64:755~777.
- Sheppard S M F, Nielsen R L, Taylor H P J R. 1971. Oxygen and hydrogen isotope ratios in minerals from porphyry copper deposits. *Econ. Geol.*, 66:515~542.
- Skewes M A, Holmgren C, Stern C R. 2003. The Donoso copper-rich, tourmaline-bearing breccia pipe in central Chile; petrologic, fluid inclusion and stable isotope evidence for an origin from magmatic fluids. *Mineral Depos.*, 38:2~21.
- Tittle S R, Beane R E. 1981. Porphyry copper deposits: Part 1: Geologic settings, petrology, and tectogenesis. *Econ. Geol.*, 75th Anniv: 214~235.
- Tarkian M, Hünken H, Tokmakchieva M, Bogdanov K. 2003. Precious-metal distribution and fluid-inclusion petrography of the Elatsite porphyry copper deposit, Bulgaria. *Mineral Depos.*, 38: 261~281.

Source of Ore-Forming Materials in the Dexing Porphyry Copper Deposit, Jiangxi Province: Evidence from Aqueous Fluid Inclusions and Silicate Melt Inclusions

ZUO Liyan¹⁾, ZHANG Dehui²⁾, LI Jiankang¹⁾, ZHANG Wenhui²⁾

1) *Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037*

2) *China University of Geosciences, Beijing, 100083*

Abstract

Based on fluid inclusion study, this paper made further discussions on the source of ore-forming materials and ore genesis of the Dexing porphyry copper deposit, Jiangxi Province. On the basis of optical observations, six different types of fluid and silicate melt inclusions in quartz phenocrysts and quartz veins were recognized: liquid + vapor, liquid-rich, low-salinity inclusions; liquid + vapor, vapor-rich, low-salinity inclusions; halite-bearing multiphase, hypersalinity inclusions; CO₂-bearing inclusions; melt-fluid inclusions that contain one or more crystalline phases and vapor; Melt inclusions consist of a cluster of small crystals, partially devitrified glass. The high-salinity, halite-bearing inclusions and vapor-rich inclusions are common in quartz phenocrysts and early veins and characterize the early high-salinity and high-temperature of magmatic fluid. The fluid and melt inclusions in the quartz phenocrysts and veins in granodiorite porphyry and in the quartz of ore-bearing quartz veins contain a triangular opaque phase, identified as the phase of chalcopyrite using Raman spectroscopy. As these inclusions were formed from magmatic fluids before the incursion of wallrock-sourced meteoric fluids into the pluton, the metals in the inclusions could not have been derived by leaching of wallrocks by meteoric fluids. Although meteoric fluids play an important role in the genesis of the porphyry copper deposit by cooling and diluting the magmatic fluid, the wallrock-derived fluids may not have contributed significant metals to the ore system.

Key words: fluid inclusions; chalcopyrite; source of ore-forming materials; Dexing Porphyry Copper Deposit

