

# 九瑞矿集区域门山斑岩型钼铜矿床 流体包裹体研究

文春华<sup>1,2)</sup>, 徐文艺<sup>3)</sup>, 钟宏<sup>1)</sup>, 吕庆田<sup>3)</sup>, 杨竹森<sup>3)</sup>, 杨丹<sup>3)</sup>, 田世洪<sup>3)</sup>, 刘英超<sup>3)</sup>

1) 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, 贵阳, 550002;

2) 中国科学院研究生院, 北京, 100049; 3) 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京, 100037

**内容提要:** 城门山钼铜矿床位于江西省九江市, 是一座铜、硫、钼、铁、锌、金、银等多矿种大型综合性矿床, 由矽卡岩型矿床、块状硫化物型矿床和斑岩型矿床组成。本文对其斑岩型钼铜矿床中的成矿岩体(石英斑岩)斑晶石英和三个阶段热液石英中的流体包裹体系统开展了包裹体岩相学、激光拉曼探针(LRM)、显微测温研究。根据产状和岩相学特征识别出的三个阶段热液石英从早到晚分别为: 与辉钼矿伴生的不规则细脉状石英(I阶段)、与黄铁矿和黄铜矿伴生的网状脉石英(II阶段)以及与黄铁矿和零星黄铜矿伴生的平直粗脉型石英(III阶段)。岩相学观测和激光拉曼探针分析显示, 矿区石英中流体包裹体可划分为富液相(I型)、含子晶(II型)、富气相(III型)、纯气相(IV型)和富二氧化碳(V型)五种类型, 其中II型包裹体中子矿物复杂, 主要有石盐、钾盐、方解石、硬石膏、黄铁矿、黄铜矿、斑铜矿等子矿物, 反映出成矿流体组成复杂, 岩浆分异出的热液流体中可能含大量成矿元素, 原始斑岩岩浆可能是重要成矿物质来源, 与前人同位素资料相吻合。三阶段脉石英中流体包裹体显微测温结果为: I阶段均一温度范围310~486℃, 盐度范围 $[w(\text{NaCl}_{\text{eq}})]$ 6.2%~41.7%; II阶段均一温度范围251~489℃, 盐度范围 $[w(\text{NaCl}_{\text{eq}})]$ 1.2%~46.9%; III阶段均一温度范围209~386℃, 盐度范围 $[w(\text{NaCl}_{\text{eq}})]$ 10.4%~45.7%。斑晶石英中流体包裹体密集, 关系复杂, 总体均一温度范围为230~590℃, 盐度范围为 $[w(\text{NaCl}_{\text{eq}})]$ 1.9%~47.4%, 可能反映了多阶段流体叠加特征。流体包裹体岩相学特征和测温结果揭示, 斑岩钼铜矿成矿流体演化过程中发生过多次沸腾, 沸腾可能是导致矿质沉淀的主要因素。根据I阶段沸腾包裹体群估算的成矿深度约1.3km, 显示该区140Ma成矿以来剥蚀作用不强, 指示该区存在较好的矿床保存条件。

**关键词:** 九瑞; 城门山; 斑岩矿床; 铜钼; 流体包裹体

江西城门山铜钼矿床位于江西省九江市南西约16km处, 属九江县城门山乡管辖。其大地构造位置处于扬子地台东北缘瑞昌-九江断褶带、长山-城门湖背斜的北翼东段近倾伏端处, 是长江中下游铜硫铁成矿带的重要组成部分。该矿床经1961~1969年详勘和1975~1980年再次勘探, 显示为一座以铜、硫为主的, 共生钼、铁、锌, 伴生金、银等多种有价值元素的大型综合性矿床, 由矽卡岩型矿床、块状硫化物型矿床和斑岩型矿床组成。该矿床自1958年发现以来, 前人在矿床地质特征、地质年代学、同位素、矿床成因等方面做了较详细的工作(黄恩邦等, 1990; 常印佛等, 1991; 王忠玲, 1991; 孟良义, 1996; 吴良士等, 1997; 贾伟, 1999; 罗建安, 2003, 2006; 罗建安等, 2007; 潘灿军等, 2007; 谭辉

跃等, 2009), 但在成矿流体方面的研究相对薄弱。黄恩邦等(1990)、王忠玲(1991)曾对含矿石英做了少量的测温研究; 赵劲松等(2003)对城门山矿床矽卡岩中石榴子石熔融包裹体成分进行了研究。斑岩型铜(钼)矿床长期以来一直是矿床学家的研究重点, 城门山矿床中的斑岩型钼铜矿床作为长江中下游成矿带不多的斑岩型矿床代表, 对其深入开展研究, 对于认识长江中下游成矿带成矿作用和成矿带的进一步深入找矿都有重要意义。流体包裹体研究是确定斑岩铜矿成矿流体物理化学性质、探讨其成矿作用的主要手段之一(Roedder, 1984; Candela et al., 1986; Heinrich et al., 1999; Ulrich et al., 2001; 陈衍景等, 2007), 本文以城门山斑岩型钼铜矿床不同阶段石英中的流体包裹体为研究对象, 对

注: 本文为国家科技支撑计划课题(编号2011BAB04B03、2009BAB43B03、2006BAB01B06), 国土资源部公益性行业科研专项(编号201011047、201011051), 国家自然科学基金(编号40303008)和重点基金(编号40730419)共同资助的成果。

收稿日期: 2011-04-09; 改回日期: 2011-09-07; 责任编辑: 刘恋。

作者简介: 文春华, 男, 1982年生。矿床地球化学专业, 博士研究生。通讯作者: 徐文艺。Email: xu-wenyi@163.com。

其进行系统的包裹体岩相学、显微测温学研究,并对其中一些具有代表性的包裹体进行单个包裹体激光拉曼光谱分析,研究和探讨成矿流体的物理化学性质及流体演化与成矿过程。

### 1 地质概况

九瑞矿集区北与淮阳地体隔江相望,南邻江南地体,处于长江中下游拗陷转折端。区内地层出露齐全,自震旦系至第四系均有出露;区内岩浆活动有晋宁期、加里东期、燕山期和喜山期等 4 期,而与内生金属矿床有关的仅为燕山期。燕山期岩浆岩可划分为两个系列,其中九瑞矿集区与 Cu、Mo、Pb、Zn、

Au、Ag 等矿床有关的岩浆岩属部分熔融型(科迪勒拉 I 型花岗岩组合)中酸性花岗岩系列(常印佛等, 1991)。

城门山铜钼矿床位于九瑞矿集区东部,矿区出露地层有志留系、石炭系、二叠—三叠系及第四系(图 1);矿区构造主要为长山—城门山倾伏背斜,与区域主构造线方向基本一致,倾向北北西,倾角 45°~65°;断裂构造主要有走向北东东、北东—北北东、北西—北北西三组,构成矿区构造格架,控制着岩体及矿体的产出。断裂的形迹较复杂,显示长期多次活动特点(图 1)(王忠玲,1991;罗建安等,2007)。

城门山矿区燕山期岩浆侵入活动最主要有二期

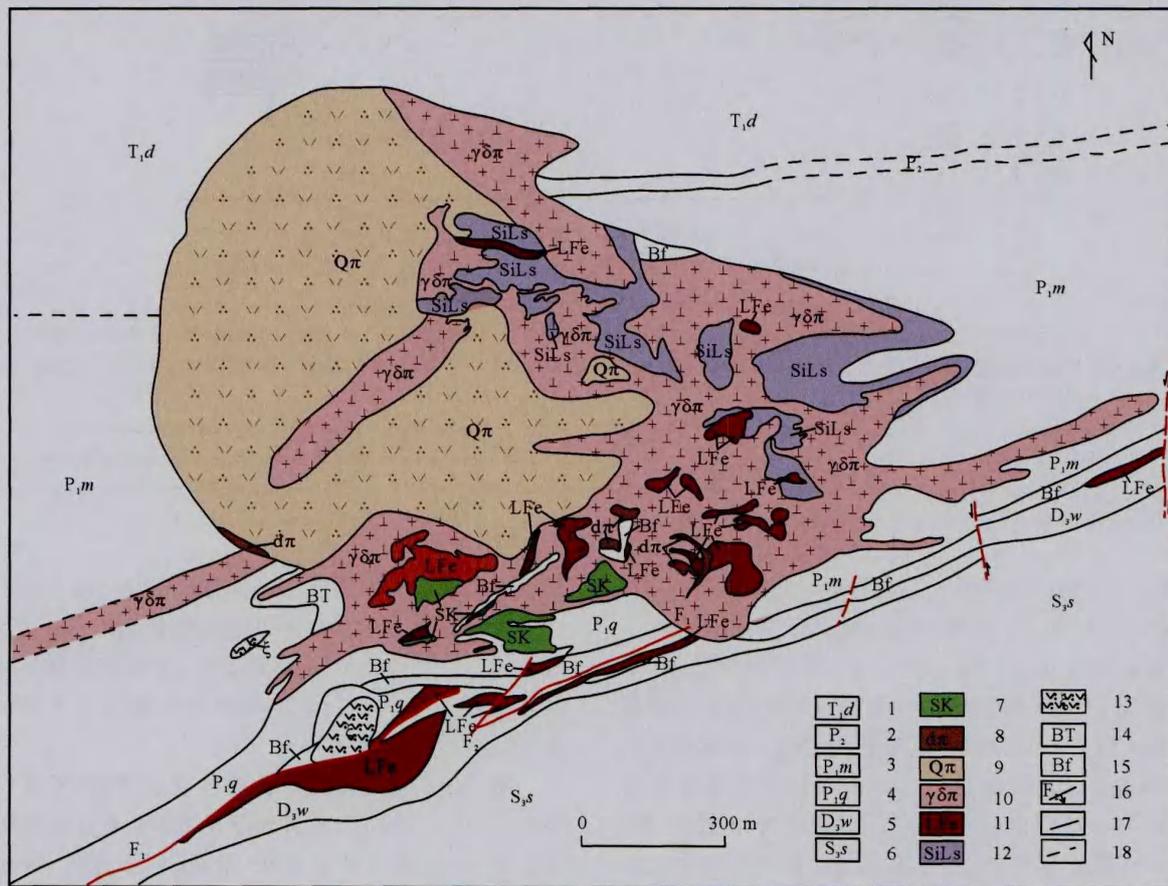


图 1 九瑞矿集区城门山铜钼矿床地质构造略图(据赣西北地质大队,1981)

Fig. 1 Geological sketch map of the Chengmenshan Cu-Mo deposit in Jiujiang-Ruichang District

(after Geological Team of Gan-xibei, 1981)

- 1—下三叠统大冶组;2—上二叠统龙潭组;3—下二叠统茅口组;4—下二叠统栖霞组;5—上泥盆统五通组;6—上志留统纱帽组;7—矽卡岩;
- 8—安山玢岩;9—石英斑岩;10—花岗闪长斑岩;11—褐铁矿;12—硅化灰岩;13—凝灰岩;14—接触角砾岩;15—构造角砾岩;16—断层;
- 17—实测地层界线;18—推测地层界线

- 1—Lower Triassic Daye Formation;2—Upper Permian Longtan Formation;3—Lower Permian Maokou Formation;4—Lower Permian Qixia Formation;
- 5—Upper Devonian Wutong Formation;6—Upper Silurian Shamao Formation;7—skarn;8—andesitic porphyry;9—quartz porphyry;
- 10—granodiorite porphyry;11—gossan;12—silicified limestone;13—volcanic tuff;14—contact breccia;15—fracture zone;16—fault;
- 17—stratigraphic boundary;18—speculate stratigraphic boundary

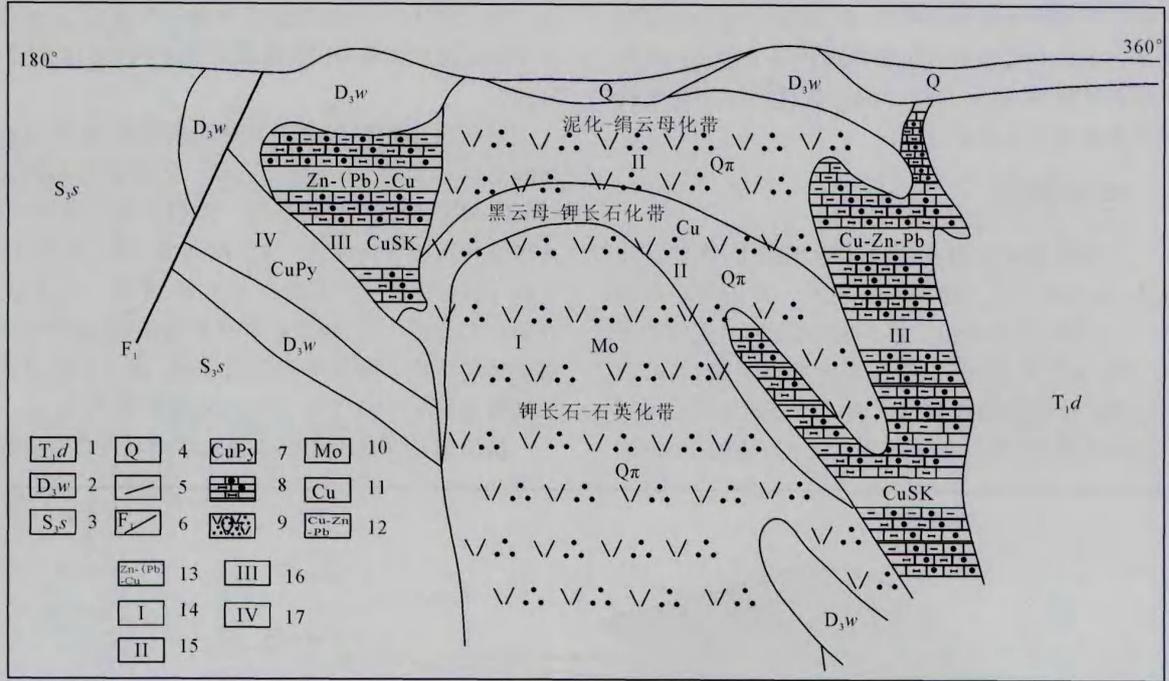


图 2 九瑞矿集区城门山铜钼矿床矿带剖面示意图(据徐积辉, 2006)

Fig. 2 Metallogenic belts profile schematic diagram of the Chengmenshan Cu-Mo deposit in Jiujiang-Ruichang District(after Xu Jihui, 2006)

1—下三叠统大冶组; 2—上泥盆统五通组; 3—上志留统纱帽组; 4—第四系; 5—实测地层界线; 6—断层; 7—黄铜、黄铁矿体; 8—含铜石榴石砂卡岩; 9—石英斑岩; 10—钼矿; 11—铜矿; 12—铜铅锌矿; 13—含铅铜矿; 14—斑岩钼矿带; 15—斑岩铜矿带; 16—矽卡岩铜矿带; 17—块状硫化物带

1—Lower Triassic Daye Formation; 2—Upper Devonian Wutong Formation; 3—Upper Silurian Shamao Formation; 4—Quaternary; 5—stratigraphic boundary; 6—fault; 7—chalcopyrite ore body and pyrite ore body; 8—copper included garnet skarn; 9—quartz porphyry; 10—molybdenum ore body; 11—chalcopyrite ore body; 12—copper-lead-zinc ore body; 13—zinc included chalcopyrite ore body; 14—porphyry molybdenum ore body; 15—porphyry copper ore body; 16—skarn copper ore body; 17—massive sulfide ore body

(图 1): 早期以花岗闪长斑岩为主, 出露面积约 0.5 km<sup>2</sup>, 在平面上呈不规则的似椭圆形、长条形, 向下逐渐收敛呈近等轴状, 花岗闪长岩中黑云母 K-Ar 年龄为 148Ma 和 155Ma (中国科学院地球化学研究所, 1972); 晚期以石英斑岩为主体, 出露面积约 0.35 km<sup>2</sup>, 其中辉钼矿 Re-Os 同位素测年结果为 136.4 ~ 144.2Ma (吴良士等, 1997; 毛景文等, 2004), 该岩体主要位于矿区西部, 沿花岗闪长斑岩侵入的通道呈岩筒状贯入, 将部分早期侵入的花岗闪长斑岩吞蚀掉, 未熔蚀掉的则形成大量大小不一的花岗闪长斑岩的残留体, 顶部残留的花岗闪长斑岩则成为石英斑岩体中的一个大“捕虏体”, 是矿区深部(-500 ~ -1000m)的主要斑岩体(吴俊华等, 2010)。

矿区内各类型矿体的空间分布为: 自岩体中心向外(围岩)依次为钼、铜(钼)、铜、铜硫矿体; 在垂向上自下而上依次为钼、铜(钼)、铜矿体。相应矿种类

型依次出现斑岩型钼矿、斑岩型铜(钼)矿、斑岩型+矽卡岩型铜矿、块状硫化物型铜钼矿(图 2)(徐积辉, 2006)。城门山矿区共有表内、表外铜矿体 108 条, 主要铜矿体有 20 余条, 钼矿体主要位于 4 号矿体(罗建安, 2003; 罗建安等, 2007)。

城门山矿区与矿化有关的蚀变有两期(罗建安等, 2007): ① 花岗闪长斑岩活动期(矽卡岩型铜矿成矿期), 主要有矽卡岩化、硅化、绢云母化、绿泥石化和泥化等蚀变; ② 石英斑岩活动期(斑岩型钼铜矿成矿期), 主要有钾长石化、黑云母化、硅化和绢云母化等蚀变。蚀变带以岩体为中心, 由内而外、由下而上划分为: 中心带为钾长石-石英化带, 主要是岩体中的蚀变; 过渡带为黑云母-钾长石化带; 边缘带为泥化-绢云母化带(罗建安等, 2007)。在岩体中心带形成以钼矿化为主, 与钾化带一致, 赋存标高为 -70 ~ -800m, 已控制范围东西长 300 ~ 320m、南北宽 200 ~ 360m、最大深度 300m; 在岩体过渡带

及边缘带以铜矿化为主,位于斑岩钼矿带的外侧,沿岩体边缘呈环带状,水平席状矿体赋存标高为 0~50m,边缘常与矽卡岩铜矿带接触,构成同一的整体(图 2)。

通过对野外采场矿体矿化特征详细的观察和记录,并结合样品矿物组合、结构、构造和先后穿插关系(图 3),可将斑岩型钼(铜)矿成矿期细分为如下 3 个成矿阶段。

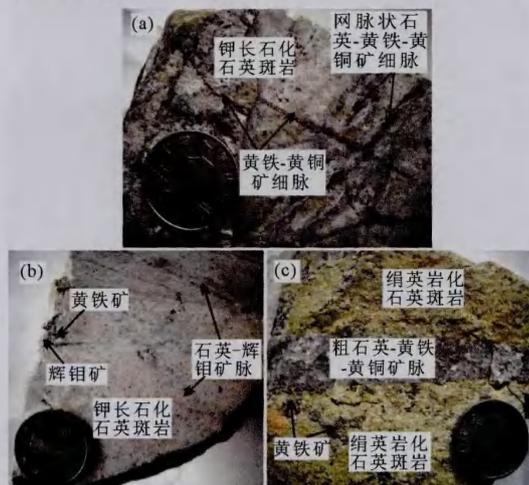


图 3 九瑞矿集区城门山斑岩钼铜矿床蚀变矿化照片  
Fig. 3 Photographs showing alteration and mineralization in the Chengmenshan porphyry deposit, in Jiujiang-Ruichang District

(a)—CM08-2, 钾长石化石英斑岩,网脉状石英—黄铁矿脉(II阶段)穿插其中,后期黄铁—黄铜矿脉切穿了II阶段脉;(b)—CM08-3-1, 钾长石化石英斑岩中分布少量浸染状辉钼矿、黄铁矿,石英—辉钼矿脉(I阶段)穿插其中;(c)—CM08-3-2, 强绢英岩化石英斑岩,含少量黄铁矿,粗石英—黄铁矿脉(III阶段)穿插其中

(a)—CM08-2, stockwork quartz-pyrite veins (stage II) traverse in K-feldspar alteration quartz porphyry; (b)—CM08-3-1, disseminated molybdenite, and pyrite and quartz-molybdenite veins (stage I); (c)—CM08-3-2, strongly phyllic quartz porphyry including some pyrite, which was traversed by wide quartz-pyrite veins (stage III)

I 阶段:为 Mo 主矿化阶段,辉钼矿以两种形态产出:细小鳞片状辉钼矿(直径小于 1mm)和石英—辉钼矿细脉。细小鳞片状辉钼矿呈浸染状镶嵌在强钾长石化石英斑岩的石英、钾长石等晶隙之中,与黄铁矿共生;石英—辉钼矿细脉(宽度在 1~3mm)呈不规则短细脉分布于石英斑岩的裂隙之中(图 3b),主体产于钾长石化蚀变带。

II 阶段:为 Cu 矿化阶段,但总体上 Cu 矿化较弱,表现为少量黄铁矿和黄铜矿与网状石英脉伴生

或呈浸染状产于绢英岩化石英斑岩中;网状石英脉宽 1~3mm,穿插于钾长石化带和绢英岩化带中(图 3a)。

III 阶段:黄铁矿阶段,表现为平直的石英—黄铁矿脉或黄铁矿脉,伴生零星黄铜矿,主要分布在绢英岩化带中,石英脉较粗,脉宽可达 2cm(图 3c)。

## 2 流体包裹体研究

本文对城门山斑岩型钼(铜)矿化 I~III 阶段脉石英以及石英斑岩斑晶石英中流体包裹体开展了较详细的岩相学工作,在此基础上,选择了具代表性的 4 件样品,对其中 I~III 阶段脉石英中的原生包裹体以及斑晶石英中多世代流体包裹体进行了拉曼分析和显微测温实验,测试样品采自城门山矿床露天采坑。

### 2.1 流体包裹体岩相学

通过详细的镜下观察,发现不同类型的石英生长状态不同,表明各阶段石英是在不同的物理化学条件下结晶而成的,所包含的包裹体类型也存在差异。详细描述如下(图 4)。

斑晶石英:晶体较大(可达 3mm)(图 4a),多被熔蚀成椭圆形或港湾状,部分碎裂,部分见增生环带,透明度较差,常被后期裂隙切断。其中流体包裹体极其发育,多世代包裹体复杂交织。

含辉钼矿脉状石英:主要发育于 I 阶段。石英透明度较好,颗粒较大,多呈自形或半自形(图 4b)。其中包裹体发育,原生包裹体成群散乱分布,无明显的先后穿插关系,个体较大,一般在  $8\mu\text{m}$  以上,少量次生包裹体呈线状分布,个体较小,一般在  $4\mu\text{m}$  以下。

网脉状石英:主要发育于 II 阶段。透明度相对较差,晶体颗粒较小,多为它形或半自形(图 4c)。其中包裹体大量发育,以线状分布的次生小包裹体( $<3\mu\text{m}$ )为主,少量原生包裹体星散分布。

粗脉状石英:主要发育于 III 阶段。透明度较差,靠近绢英岩化的石英脉边缘(图 3c)的石英以自形的粗粒晶体为主,而脉中间石英颗粒则较小(图 4d),以它形或半自形小颗粒石英为主,表明该阶段石英经历了几次不同时间段的生长。其中包裹体大量发育,以线状分布的次生小包裹体( $<3\mu\text{m}$ )为主,少量原生包裹体。

综观斑晶石英和各阶段脉石英中流体包裹体,根据室温下的相组成和加热时的相变特征,可划分为五个大的类型:即气-液包裹体(I型)、多相包裹体(II

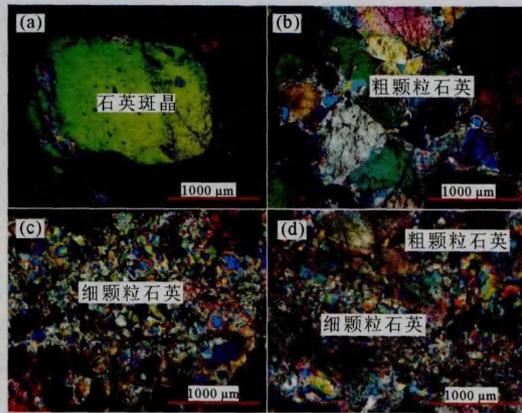


图4 九瑞矿集区城门山斑岩铜矿床不同阶段石英显微特征

Fig. 4 The microscopic characteristics of different stage quartzes from Chengmenshan porphyry deposit in Jiujiang-Ruichang District

(a)—CM08-2, 正交偏光, 石英斑岩中斑晶石英, 见次生加大边; (b)—CM08-3-1, 正交偏光, I 阶段石英脉中粗颗粒石英; (c)—CM08-3-3, 正交偏光, II 阶段网脉状石英脉中小颗粒石英晶体; (d)—CM08-3-2, III 阶段粗石英脉中粗颗粒石英和小颗粒石英晶体(注:包裹体片由于厚度增加导致光程差增大、干涉色级序升高)

(a)—CM08-2, orthogonal light, porphyritic quartz of quartz porphyry (a stage with marginal overgrowth of quartz); (b)—CM08-3-1, orthogonal light, coarse quartz of stage I quartz veins; (c)—CM08-3-3, orthogonal light, fine-grained quartz crystal of stage II stockwork quartz veins; (d)—CM08-3-2, coarse quartz and fine-grained quartz crystal of stage III wide quartz veins

型)、富气相包裹体(III型)、纯气相包裹体(IV型)以及室温下出现液相  $\text{CO}_2$  的富二氧化碳包裹体(V型)。

**I 型:** 富液相水溶液包裹体(L+V)。包裹体气相百分比范围以在 25%~45% 之间为主, 少数在 10%~25% 之间。在斑晶石英和 I~III 阶段石英中均发育, 个体变化较大, 一般在 6~15  $\mu\text{m}$  之间, 形态多样, 以负晶形和椭圆形为主, 多成群分布。在 I 阶段和 II 阶段中与 II 型、III 型包裹体紧密共生; 在 III 阶段中与 II 型包裹体共生(图 5f), 指示流体演化过程中可能发生沸腾或相分离。

**II 型:** 含子矿物包裹体(L+V+S)。子矿物种类复杂, 除根据结晶形态、光性以及加热溶解特性可在镜下识别的常见的石盐和钾盐外, 还可见到多种其他透明和不透明矿物。石盐最为常见, 一般颗粒较大, 呈立方体状; 钾盐子晶颗粒较小, 呈椭圆状; 不透明矿物一般颗粒小, 近圆形, 多沿包裹体壁分布, 推测可能为硫化物; 对于难识别的透明和不透明子

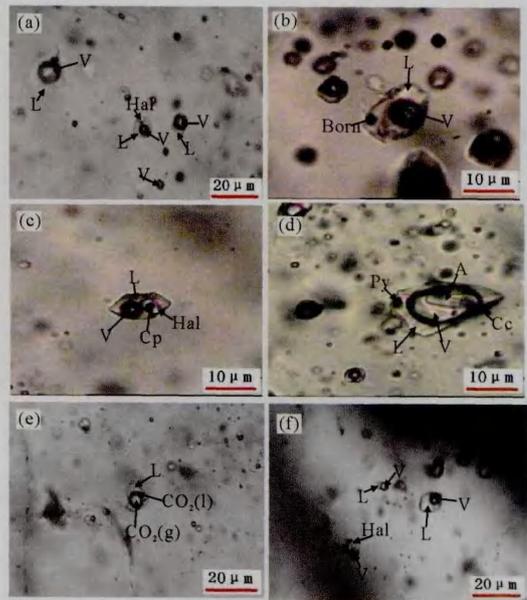


图5 九瑞矿集区城门山斑岩铜矿床不同类型包裹体显微照片

Fig. 5 Photomicrographs showing occurrences of fluid inclusions in the Chengmenshan porphyry Mo-Cu deposit in Jiujiang-Ruichang District

(a)—CM08-2, 斑晶石英中 II<sub>1</sub>、III、IV 型包裹体共生; (b)—CM08-2, 斑晶石英中 II<sub>1</sub> 型包裹体含斑铜矿子矿物; (c)—CM08-3-2, 斑晶石英中 II<sub>2</sub> 型包裹体含石盐和黄铜矿子矿物; (d)—CM08-3-3, 斑晶石英中 II<sub>3</sub> 型包裹体, 子矿物有硬石膏、方解石、黄铁矿; (e)—CM08-2, 斑晶石英中 V 型富  $\text{CO}_2$  包裹体; (f)—CM08-3-3, II 阶段网脉状石英中 I、II<sub>1</sub>、III 型包裹体共生; V—气相; L—液相; Hal—石盐; S—钾盐; Py—黄铁矿; Born—斑铜矿; Cp—黄铜矿; A—硬石膏; Cc—方解石

(a)—CM08-2, coexistence of fluid inclusions of types II<sub>1</sub>, III, IV in porphyritic quartz; (b)—CM08-2, fluid inclusions containing bornite daughter mineral in porphyritic quartz; (c)—CM08-3-2, fluid inclusions in porphyritic quartz containing chalcopyrite daughter mineral; (d)—CM08-3-3, fluid inclusions of type II<sub>3</sub> of porphyritic quartz, daughter mineral including anhydrite, calcite, pyrite; (e)—CM08-2, carbon dioxide rich (type V) fluid inclusions of porphyritic quartz; (f)—CM08-3-3, coexistence of fluid inclusions of types I, II<sub>1</sub>, and III in stockwork quartz veins of stage II; V—gas; L—liquid; Hal—halite; S—sylvite; Py—pyrite; Born—bornite; Cp—chalcopyrite; A—anhydrite; Cc—calcite

矿物将进一步开展拉曼探针分析。对于 II 类包裹体, 根据所含子矿物数目可进一步划分为 II<sub>1</sub>、II<sub>2</sub> 和 II<sub>3</sub> 型; II<sub>1</sub> 型含 1 种子矿物(图 5 中 a、b、f), 通常为石盐, 有时为不透明矿物; II<sub>2</sub> 型含 2 种子矿物, 一般为石盐+钾盐或石盐+硫化物(图 5c); II<sub>3</sub> 型含 3 个或 3 个以上子矿物, 主要出现在斑晶石英和 I 阶段石英中(图 5d)。

Ⅲ型:富气相水溶液包裹体(V+L)(图5中a、f)。包裹体气相百分比范围以在55%~75%之间为主,少数在75%~90%之间。在斑晶石英、I和II阶段石英中十分发育,Ⅲ阶段中未见。个体变化较大,一般在5~25 $\mu\text{m}$ 之间,以负晶和椭圆形为主,多成群分布。在斑晶石英、I和II阶段石英中Ⅲ型包裹体与I型、II型包裹体紧密共生。

Ⅳ型:纯气相包裹体(V),在斑晶石英中成群分布,I阶段中见少量分布,个体较大,一般在10~20 $\mu\text{m}$ 之间,以负晶和椭圆形为主(图5a)。

V型:富二氧化碳包裹体( $\text{CO}_{2(\text{G})} + \text{CO}_{2(\text{L})} + \text{L}$ ),仅在斑晶石英中发现1个此类型包裹体,该包裹体中含石盐子晶(图5e)。

总体上,从斑晶石英到各阶段脉石英,越早形成的石英,其包裹体丰度越高、类型越复杂。

## 2.2 激光拉曼探针分析

为了解流体包裹体的成分特征,在中国地质科学院矿产资源研究所成矿流体实验室进行了激光拉曼探针(LRM)分析,测试仪器为英国Renishaw-2000型显微共焦激光拉曼光谱仪,激光功率20mW,激发波长514nm,激光最小束斑1 $\mu\text{m}$ ,光谱分辨率为1~2 $\text{cm}^{-1}$ 。对城门山斑岩钼铜矿床石英斑岩中斑晶石英和I~Ⅲ阶段石英脉中I型、II型、Ⅲ型、Ⅳ型共90个包裹体均进行了详细的拉曼探针研究,拉曼探针分析结果如下(图6)。

拉曼探针分析发现城门山矿床石英中包裹体成分复杂,斑晶石英中包裹体气相成分有:硫化氢、二氧化碳、少量水;液相成分主要为水,含碳酸根、碳酸氢根、子矿物除常见的镜下易识别的石盐和钾盐外,拉曼探针识别出硬石膏、方解石、黄铁矿、黄铜矿和斑铜矿,还有部分黑色不透明子矿物拉曼探针未鉴定出,推测可能也为硫化物。I阶段包裹体气相成分主要为水,含少量二氧化碳;液相成分主要为水,含碳酸根、碳酸氢根,少量硫酸根;子矿物有石盐、钾盐、黄铁矿、黄铜矿。II阶段包裹体气相主要为水,含少量二氧化碳;液相成分主要为水,含少量碳酸根;子矿物为石盐。Ⅲ阶段包裹体气相和液相成分为盐水溶液,子矿物为石盐。

## 2.3 流体包裹体显微测温

城门山铜钼矿床流体包裹体显微测温在中国地质科学院矿产资源研究所实验室完成,测试仪器为Linkam THMSG 600型显微冷热台,温度范围-196~+600 $^{\circ}\text{C}$ , $\leq 30^{\circ}\text{C}$ 时测试精度为 $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$ , $> 30^{\circ}\text{C}$ 时测试精度为 $\pm 1^{\circ}\text{C}$ 。本文主要针对那些产出

较为孤立或随机分布的包裹体进行测温;对于I、II、Ⅲ阶段石英,该类包裹体属于最有可能反映相应成矿阶段流体特征的“原生”包裹体,不排除可能卷入次生包裹体,毕竟当前尚没有绝对的或更为有效的原生包裹体判别标准;对于斑晶石英,由于受到多阶段流体改造,其中的包裹体丰度高、类型复杂,理清其中的包裹体世代较为困难,所测试包裹体可能涉及多个世代。测试结果列于表1,其中I型、II型包裹体加热后都均一到液相,Ⅲ型包裹体加热后均一到气相。对于I型、Ⅲ型包裹体和II型中含石盐子矿物包裹体的盐度、密度和均一压力估算均采用NaCl-H<sub>2</sub>O体系、由FLINCOR软件(Brown,1989;Brown et al.,1989)计算得到;对于同时含有石盐和钾盐子矿物的II型包裹体,其中NaCl和KCl含量通过这两种子晶的溶解温度在NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O三元体系相图(图7)上的投点来近似估算。

I阶段:综合该阶段石英中包裹体测温结果(表1,图8b),流体包裹体均一温度范围为310~490 $^{\circ}\text{C}$ ,集中在390~450 $^{\circ}\text{C}$ 之间;盐度范围为 $[\omega(\text{NaC}_{\text{leq}})]6\% \sim 42\%$ ;密度范围为0.44~1.16 $\text{g}/\text{cm}^3$ ;均一压力范围为9.4~57.7MPa。其中I型包裹体均一温度范围为314~486 $^{\circ}\text{C}$ ;盐度范围为 $[\omega(\text{NaC}_{\text{leq}})]7.1\% \sim 13.5\%$ ;II型包裹体均一温度范围为310~462 $^{\circ}\text{C}$ ;盐度范围为 $[\omega(\text{NaC}_{\text{leq}})]26.8\% \sim 41.7\%$ ,该类包裹体中有少量同时含石盐和钾盐子晶,测得钾盐子晶包裹体溶解温度范围为58.8~104 $^{\circ}\text{C}$ ,估算含 $\omega(\text{KCl})17.1\% \sim 20.1\%$ ;Ⅲ型包裹体均一温度范围为391~462 $^{\circ}\text{C}$ ;盐度范围为 $[\omega(\text{NaC}_{\text{leq}})]6.2\% \sim 14.2\%$ 。

II阶段:综合该阶段石英中包裹体测温结果(表1,图8c),流体包裹体均一温度范围为250~490 $^{\circ}\text{C}$ ,集中在370~450 $^{\circ}\text{C}$ 之间;盐度范围为 $[\omega(\text{NaC}_{\text{leq}})]0\% \sim 48\%$ ;密度范围为0.38~1.21 $\text{g}/\text{cm}^3$ ;均一压力范围为3.6~53.7MPa。其中I型包裹体均一温度范围为251~454 $^{\circ}\text{C}$ ;盐度范围为 $[\omega(\text{NaC}_{\text{leq}})]1.2\% \sim 11.1\%$ ;II型包裹体均一温度范围为253~489 $^{\circ}\text{C}$ ;盐度范围为 $[\omega(\text{NaC}_{\text{leq}})]28.5\% \sim 46.9\%$ ;Ⅲ型包裹体均一温度范围为394~477 $^{\circ}\text{C}$ ;盐度范围为 $[\omega(\text{NaC}_{\text{leq}})]4.7\% \sim 11.8\%$ 。

Ⅲ阶段:综合该阶段石英中包裹体测温结果(表1,图8d),流体包裹体均一温度范围为210~390 $^{\circ}\text{C}$ ,集中在350~390 $^{\circ}\text{C}$ ;盐度范围为 $[\omega(\text{NaC}_{\text{leq}})]10\% \sim 46\%$ ;密度范围0.68~1.22 $\text{g}/\text{cm}^3$ ;均一压力范围1.5~23.5MPa。其中I型包裹体均一温度范

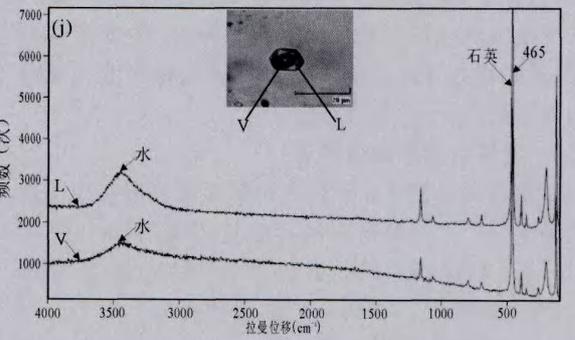
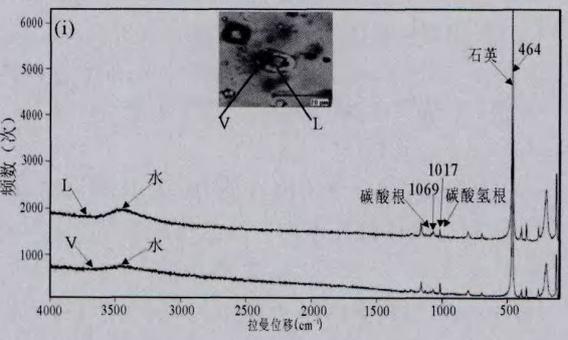
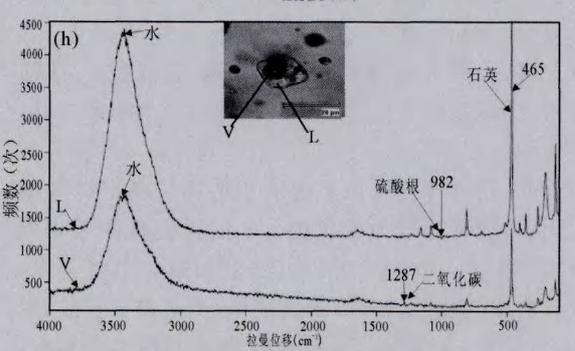
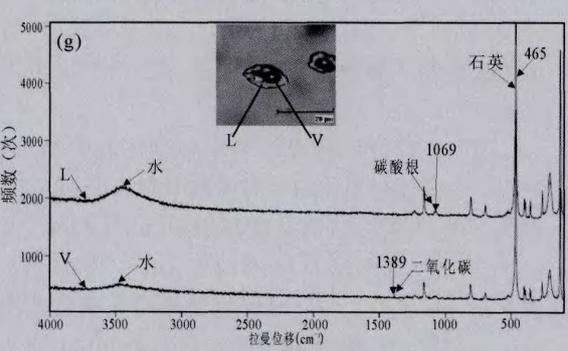
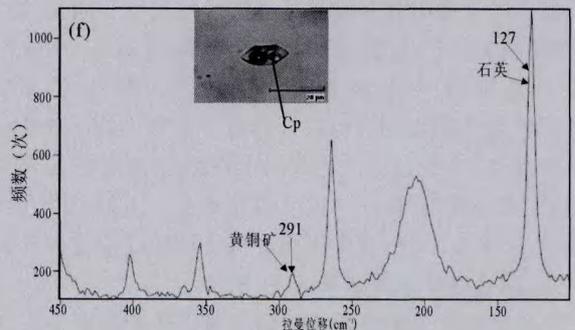
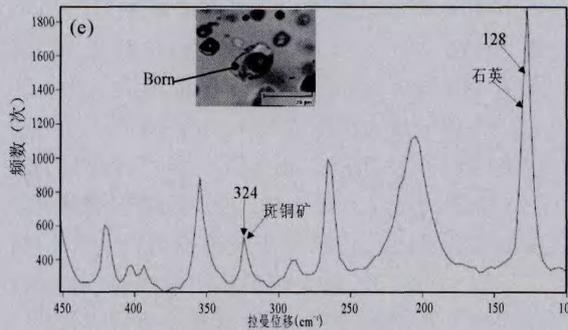
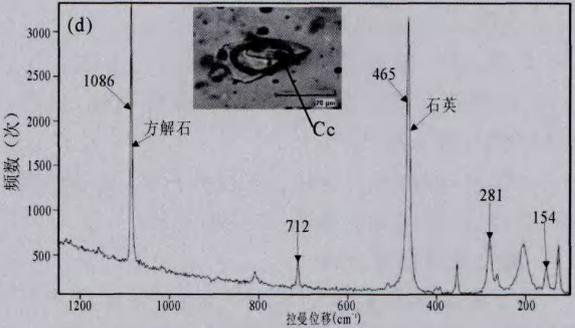
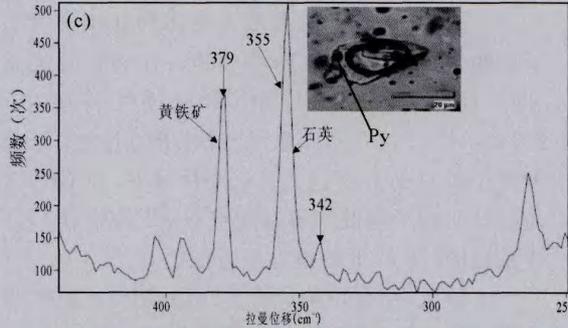
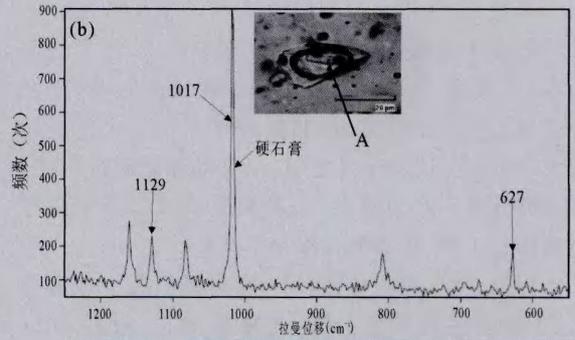
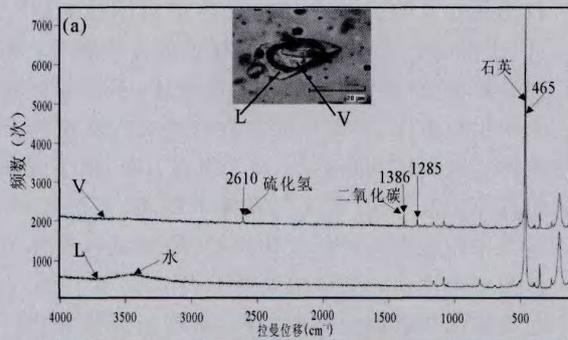


图 6 九瑞矿集区城门山斑岩型矿床流体包裹体激光拉曼分析

Fig. 6 Raman probe analyses of fluid inclusions from the Chengmenshan porphyry deposit in Jiujiang-Ruichang District (a)~(d)—CM08-3-3, 斑晶石英中包裹体, (a)—气相含二氧化碳和硫化氢, 液相为盐水溶液; (b)—硬石膏子矿物; (c)—黄铁矿子矿物; (d)—方解石子矿物; (e)—CM08-2, 斑晶石英中包裹体, 含斑铜矿子矿物; (f)—CM08-3-2, 斑晶石英中包裹体, 含黄铜矿子矿物; (g)—CM08-3-3, 斑晶石英中包裹体, 气相含水 and 少量二氧化碳, 液相为盐水溶液, 含碳酸根; (h)—CM08-3-1, I 阶段石英脉中包裹体, 气相含水 and 少量二氧化碳, 液相为盐水溶液, 含硫酸根; (i)—CM08-3-3, 斑晶石英中包裹体, 气相含水, 液相为盐水溶液, 含碳酸根和碳酸氢根; (j)—CM08-3-1, I 阶段石英脉中包裹体, 气相含水, 液相为盐水溶液; V—气相; L—液相; H<sub>2</sub>O—水; A—硬石膏; Py—黄铁矿; Cc—方解石; Bron—斑铜矿; Cp—黄铜矿 (a)~(d)—CM08-3-3, fluid inclusions of porphyritic quartz, (a)—gas: carbon dioxide and hydrogen sulfide, liquidoid: brine solution; (b)—anhydrite daughter mineral; (c)—pyrite daughter mineral; (d)—calcite daughter mineral; (e)—CM08-2, fluid inclusions of porphyritic quartz including bronite daughter mineral; (f)—CM08-3-2, fluid inclusions of porphyritic quartz including chalcopyrite daughter mineral; (g)—CM08-3-3, fluid inclusions of porphyritic quartz, gas: a few carbon dioxide and brine solution, liquidoid: brine solution, include carbonate; (h)—CM08-3-1, fluid inclusions of stage I, gas: brine solution and a few carbon dioxide, liquidoid: brine solution including sulfate; (i)—CM08-3-3, fluid inclusions of porphyritic quartz, gas: a few brine solution, liquidoid: brine solution including carbonate and bicarbonate; (j)—CM08-3-1, fluid inclusions of quartz veins of stage I; gas—brine solution, liquidoid: brine solution; V—gas; L—liquid; H<sub>2</sub>O—water; A—anhydrite; Py—pyrite; Cc—calcite; Bron—bronite; Cp—chalcopyrite

表 1 九瑞矿集区城门山斑岩钼铜矿床流体包裹体显微测温结果

Table 1 Microthermometric data of fluid inclusions from the Chengmenshan porphyry deposit in Jiujiang-Ruichang District

期/阶段	主矿物	包裹体类型	个数	冰点 (°C)	气泡消失温度 (°C)	NaCl 溶解温度 (°C)	KCl 溶解温度 (°C)	盐度范围 ([w(NaCleg.)] %)	密度 (g/cm <sup>3</sup> )	均一压力 (MPa)
	斑晶石英	I	43	-1.2~9.9	233~511			1.9~13.8	0.34~0.90	2.6~69.6
		II <sub>1</sub>	56		291~543	165~400		30.6~47.4	1.08~1.16	7.1~83.1
		II <sub>2</sub>	34		361~519	299~377	88~174	NaCl 30.8~38.5, KCl		
		III	69	-2~15.1	387~572			17.3~21.9 3.2~18.7	0.05~0.67	23.8~85.3
I 阶段	脉石英	I	19	-4.5~9.6	314~486			7.1~13.5	0.47~0.81	13.5~55.7
		II <sub>1</sub>	16		310~462	118~342		30.6~41.7	1.09~1.16	9.4~47.6
		II <sub>2</sub>	8		312~425	116~298	58.8~104	NaCl 26.8~30.8, KCl 17.1~20.1		
		III	26	-3.9~10.2	391~462			6.2~14.2	0.44~0.69	24.8~46.6
II 阶段	脉石英	I	18	-1~7.5	251~454			1.2~11.1	0.39~0.91	3.6~44.5
		II <sub>1</sub>	16		253~489	118~395		28.5~46.9	1.09~1.21	3.8~46.0
		III	25	-2.9~8.1	394~477			4.7~11.8	0.38~0.64	25.6~53.7
III 阶段	脉石英	I	7	-6.1~11.8	209~386			10.4~15.8	0.68~0.95	1.5~23.5
		II <sub>1</sub>	15		235~374	250~381		34.7~45.7	1.09~1.22	2.7~20.7

围为 209 ~ 386°C; 盐度范围为 [w (NaCleg.)] 10.4%~15.8%; II 型包裹体均一温度范围为 235 ~ 374°C; 盐度范围为 [w (NaCleg.)] 34.7% ~ 45.7%, 该类型包裹体中部分石盐子晶溶解温度高于气液均一温度, 所捕获的流体可能属于过饱和溶液 (Calagari, 2004; Hezarkhani, 2006)。

斑晶石英: 斑晶石英中流体包裹体均一温度范围很宽 (230 ~ >590°C) (表 1, 图 8a), 显示了斑晶石

英中流体包裹体多世代特征, 我们尝试根据包裹体测温结果并结合包裹体岩相学特征, 对其中的包裹体世代进行解析。如图 9 所示, 我们大致可识别出从早到晚四个世代 (A、B、C、D) 包裹体, 其中 A 世代包裹体以富气相为特征, 包裹体气相百分比范围在 70%~85% 之间, 均一温度在 554 ~ >560°C; B 世代比 A 世代形成稍晚, 也以富气相为特征, 包裹体气相百分比范围在 60%~75% 之间, 均一温度在

505~508℃;C世代包裹体以含石盐(或石盐+钾盐)子晶为主,均一温度在355~393℃;D世代以富液相为特征,包裹体气相百分比范围在15%~30%之间,均一温度在272~283℃。对比I~III阶段脉石英中包裹体测温结果(均一温度范围<490℃),推测斑晶石英中均一温度>500℃的包裹体可能是从大量金属淀积前的早期流体中捕获的,而230~490℃的包裹体可能是在金属淀积期间捕获的。

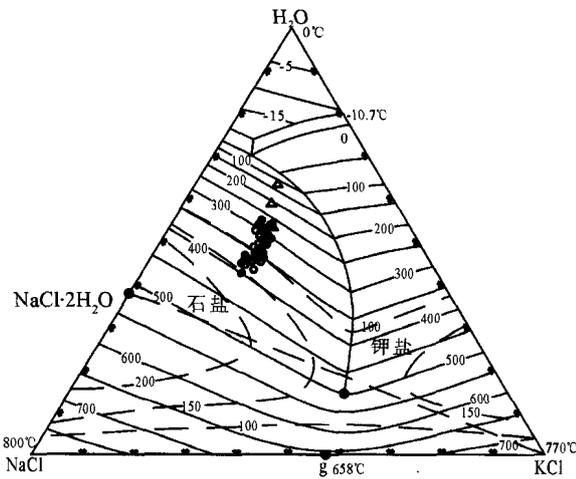


图7 九瑞矿集区城门山斑岩钼铜矿床斑晶石英和I阶段脉石英中II<sub>2</sub>型包裹体的NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O组成图解(底图据刘斌等,1999)

Fig. 7 NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O compositions of type-II<sub>2</sub> fluid inclusions in stage-I quartz and porphyritic quartz of the Chengmenshan porphyry deposit in Jiujiang-Ruichang District (after Liu Bin et al., 1999)

- 斑晶石英中包裹体;△—I阶段中包裹体
- Fluid inclusions in quartz phenocrysts;
- △—fluid inclusions in stage-I quartz

## 2.4 成矿压力和深度估算

表1中列出了城门山斑岩钼铜矿床不同产状石英中不同类型包裹体由均一温度和盐度估算出的均一压力。通常均一压力只能反映包裹体捕获压力的可能下限值,但在流体不混溶或沸腾过程中捕获的流体包裹体的均一压力可代表捕获压力(Roedder, 1984; Shepherd et al., 1985; 张文淮等, 1993)。城门山斑岩钼铜矿流体包裹体测温结果(图10)显示流体演化过程中存在沸腾或不混溶,由图10可看出斑晶石英和I、II阶段石英中许多均一温度相近的流体包裹体的盐度沿着等温线分布在临界曲线的两侧。沸腾或不混溶作用在流体包裹体岩相学特征上也可得到佐证,如图5中(a)和(b)(斑晶石英)、图5中(f)(II阶段石英)和图11(I阶段石英),不同充填

度的包裹体、均一到气相和均一到液相包裹体密切伴生。由图10可看出,斑晶石英中沿500℃等温线分布的“沸腾”流体包裹体,其捕获压在45MPa~60MPa之间,如果按静岩压(26MPa/km)估算,深度约1.7~2.3km。图11为I阶段(辉钼矿主矿化阶段)沸腾包裹体群及其显微测温数据,这些均一到液相和均一到气相的包裹体均一温度都非常接近(418~421℃、均值和众值均为420℃),获得均一温度(捕获温度)在420℃左右时流体体系压力为32.9MPa(图11中8个数据平均),考虑到该阶段脉体的产状主要是不规则细脉(宽1~3mm),流体体系承受的压力应接近静岩压,按静岩压估算深度约为1.3km。

城门山矿化石英斑岩主要侵位于城门山背斜北翼二叠系和下三叠统地层中(图1),上覆地层主要为下三叠统大冶组,在九瑞地区大冶组最大厚度为1196m(赣西北地质大队,1981<sup>①</sup>),如果考虑到褶皱后岩层倾斜,上覆岩层垂向最大视厚度约为2.4km,与由斑晶石英中500℃左右均一的“沸腾”流体包裹体估算的捕获深度(1.7~2.3km)较为接近。考虑到城门山矿区隐爆角砾岩和斑晶石英碎裂现象发育(赣西北地质大队,1981<sup>①</sup>),在岩浆侵位及稍后的一段时期内上覆岩层可能出现滑塌减薄,当演化到Mo大量淀积时,由I阶段“沸腾”包裹体估算出的深度为1.3km或略深,此深度应是合理深度。通过上述分析,加之由图10估算得到的深度相对较为可靠,1.3km或略深应与该阶段实际Mo成矿深度较为接近。城门山矿区探、采工程揭示钼矿体赋存标高为-70m以下,本文估算出的钼矿化深度为1.3km或略深,由此推算自钼矿化(140Ma左右)以来该区剥蚀了1km左右,城门山地区在斑岩Mo(Cu)矿形成后剥蚀作用不强。

## 3 讨论

### 3.1 成矿物质来源

城门山斑岩Mo(Cu)矿床流体包裹体研究揭示,斑晶石英和I阶段石英中发育大量高温、高盐度包裹体,其中不少包裹体含黄铜矿、斑铜矿和黄铁矿等子矿物(图6中c、e和f)。对于斑岩铜矿,高温(>400℃)、高盐度([w(NaCleq.)]>30%)流体一般认为来源于岩浆热液(Diamond et al., 1990; Heinrich et al., 1992),高盐度流体包裹体中的黄铜矿子矿物说明这种流体可能与铜的搬运有关(Roedder, 1984)。城门山斑岩Mo(Cu)矿高温、高

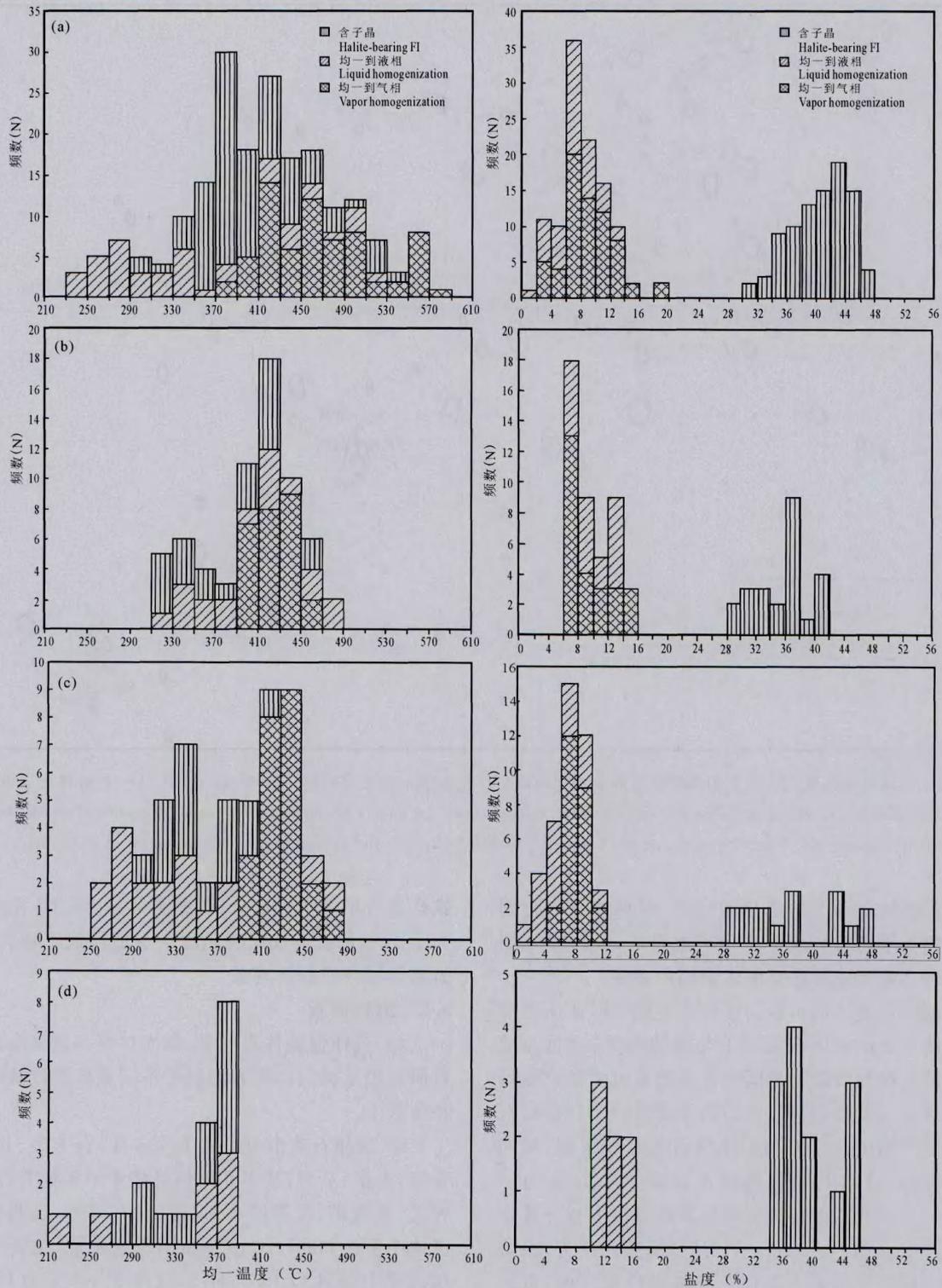


图 8 九瑞矿集区城门山斑岩型铜矿床流体包裹体均一温度、盐度直方图

(未统计盐类子晶消失温度大于气液均一温度包裹体)

Fig.8 Histogram of homogenization temperatures and salinities of fluid inclusions from the Chengmenshan porphyry deposit in Jiujiang-Ruichang District (it is not including fluid inclusions which NaCl daughter fluid inclusions dissolve temperature higher than liquid-vapor homogenization temperature fluid inclusions)

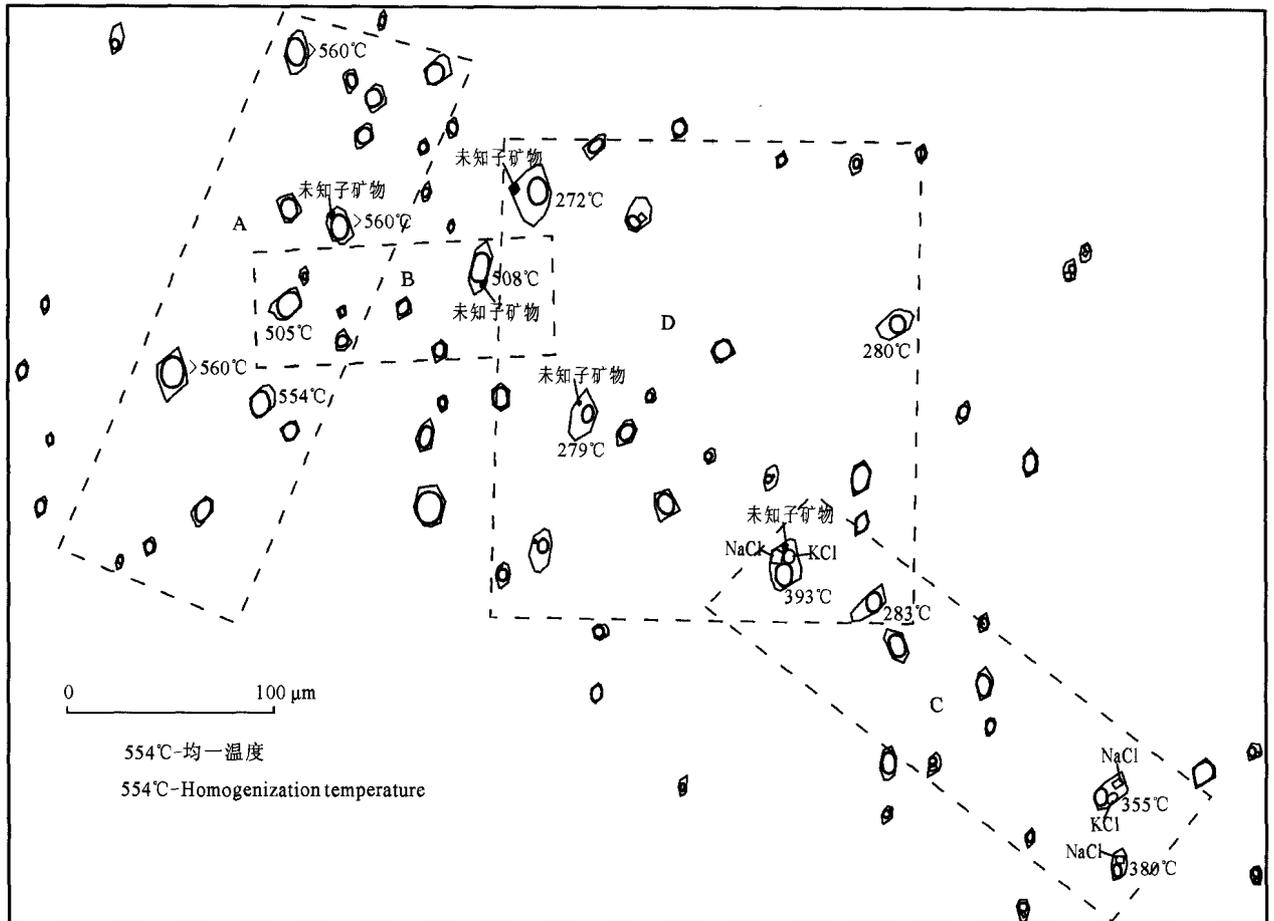


图9 九瑞矿集区城门山斑岩铜矿床斑晶石英中不同世代包裹体示意图,样号为CM08-2;A、B、C、D—包裹体形成世代  
Fig.9 Sketch map showing different stages of fluid inclusions in the quartz phenocrysts from the Chengmenshan Mo (Cu) deposit in Jiujiang-Ruichang District, sample number is CM08-2; A, B, C and D indicating stage sequence of fluid inclusions

盐度包裹体显示了岩浆热液特征,包裹体中的含铜子矿物指示岩浆热液中携带了大量成矿物质,城门山斑岩岩浆可能是重要的成矿物质来源。

流体包裹体揭示城门山斑岩型钼(铜)矿床的成矿流体与成矿金属在来源上与斑岩有关,这也与前人对该矿床开展的大量同位素和微量元素研究结果是一致的。黄恩邦等(1990)和王忠玲(1991)曾对石英斑岩中的斑晶石英和矿化脉石英开展了氢、氧同位素分析,获得其中包裹体水  $\delta^{18}\text{D}_{\text{H}_2\text{O,SMOW}}$  值为  $-65\% \sim -102\%$ ,由石英氧同位素和分馏方程计算出  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O,SMOW}}$  值为  $6.96\% \sim 12.71\%$ ,他们认为氢、氧同位素特征与岩浆水类似。在硫同位素方面,黄恩邦等(1990)、王忠玲(1991)、罗建安等(2007)对城门山斑岩型矿床中的黄铁矿进行分析,得到黄铁矿  $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$  值为  $+0.9\% \sim +5.3\%$ ,他们认为硫来自地壳深部或上地幔,与岩浆岩同源。另外,黄恩邦等(1990)和王忠玲(1991)还对城门山斑岩型矿床中黄

铁矿进行了微量元素分析,结果显示  $\text{Co}/\text{Ni}$  比值均大于1,他们认为成矿物质源于上地幔或下地壳,与岩浆热液成矿作用有关。

### 3.2 流体性质

(1) 流体包裹体岩相学、激光拉曼和显微测温分析研究揭示城门山斑岩铜矿不同成矿阶段的流体特征如下。

① 斑晶石英中包裹体类型多样,有I型、II型、III型、IV型、V型,其中II型包裹体中子矿物有石盐、钾盐、黄铁矿、斑铜矿、黄铜矿、硬石膏等,表明成矿流体中富含Na、K、Ca、Fe、Cu、S等元素,包裹体气相成分中有  $\text{H}_2\text{O}$ 、 $\text{CO}_2$ 、 $\text{H}_2\text{S}$ ,液相成分主要为  $\text{H}_2\text{O}$ ,含  $\text{CO}_3^{2-}$ 。说明流体成分体系复杂,流体体系可能属复杂的  $\text{NaCl-KCl} \pm \text{FeCl}_2 \pm \text{CaCl}_2 + \text{H}_2\text{O}$  多元体系。测温结果显示存在  $490 \sim >590^\circ\text{C}$  (图8a、图10) 高温流体,其盐度范围分布在  $[\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})] 3\% \sim 39\%$  之间,揭示早期流体以高温、盐度范围宽为特

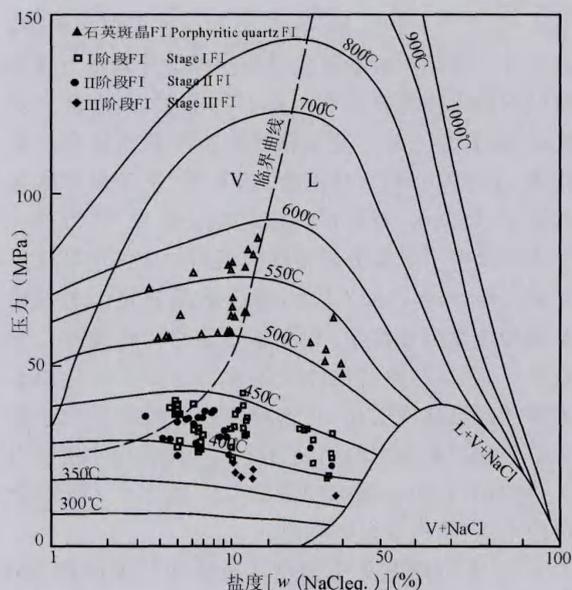


图 10 九瑞矿集区城门山斑岩铜钼矿床流体包裹体压力估计图(图中斑晶石英投点为均一温度 >490°C 流体包裹体数据,底图据 Bouzari et al., 2006)

Fig. 10 Pressure estimates for fluid inclusions from the Chengmenshan Mo-Cu deposit in Jiujiang-Ruichang District (data of this figure come from homogenization temperature higher than 490°C fluid inclusions, after Bouzari et al., 2006)

征。② I 阶段脉石英中包裹体类型有 I 型、II 型、III 型、少量 IV 型, II 型包裹体子矿物以石盐、钾盐为主, 少量包裹体中见黄铜矿、黄铁矿子矿物, 气相成分中部分包裹体含有 CO<sub>2</sub>, 液相成分主要为 H<sub>2</sub>O, 少量包裹体中含 CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>、HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, 流体体系可能以 NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O 体系为主。该阶段测温结果显示均一温度范围为 310~490°C (图 8b), I 型、III 型包裹体盐度为 [w(NaClep.)] 6%~16%, II 型包裹体盐度为 [w(NaClep.)] 28%~42%, 该阶段流体以中一高温、盐度范围宽为特征。③ II 阶段脉石英中包裹体类型有 I 型、II 型、III 型。气相成分主要为 H<sub>2</sub>O, 液相成分为盐水溶液, 子晶为石盐, 流体体系可能以 NaCl-H<sub>2</sub>O 体系为主。该阶段测温结果显示均一温度范围为 250~490°C (图 8c), I 型、III 型包裹体盐度为 [w(NaClep.)] 2%~12%, II 型包裹体盐度为 [w(NaClep.)] 28%~48%, 该阶段流体以中-高温、盐度范围宽、流体组成相对简单为特征。④ III 阶段脉石英中包裹体类型有 I 型、II 型。气相成分主要为 H<sub>2</sub>O, 液相成分为盐水溶液, 子晶为石盐, 流体体系主体上属于 NaCl-H<sub>2</sub>O 体系。该阶段测温结果显示均一温度范围为 210~390°C (图 8d), I 型包裹体盐度为 [w(NaClep.)] 10%~16%, II 型包裹体盐度为 [w(NaClep.)] 34%~46%, 以中温, 中一高盐度的热液流体为特征。

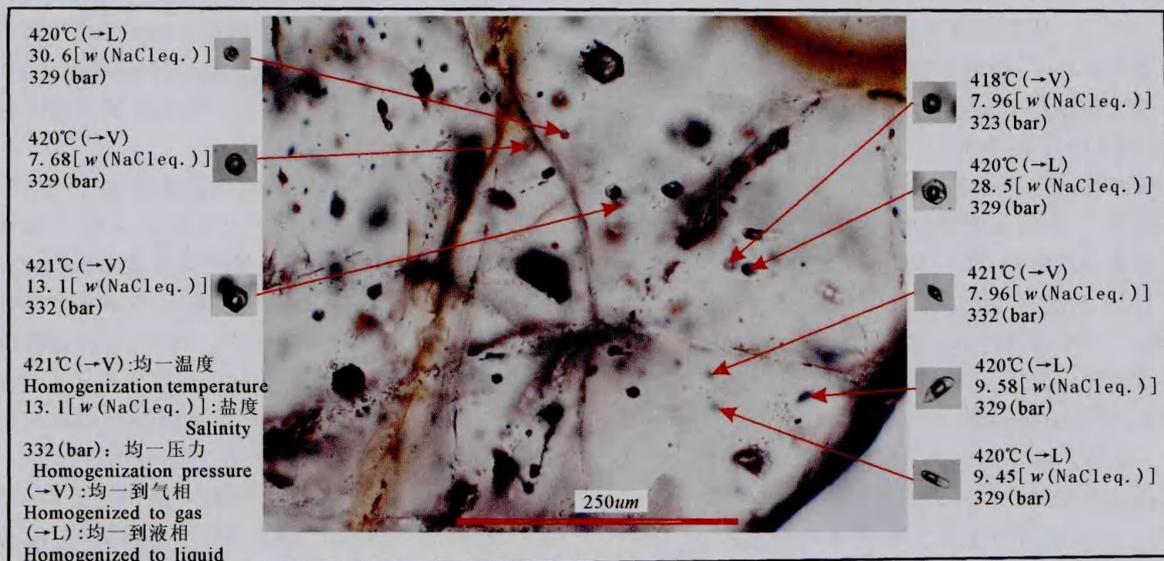


图 11 九瑞矿集区城门山斑岩铜钼矿床 I 阶段脉石英从沸腾流体中捕获的一群流体包裹体及其测温结果, 样号 CM08-3-1

Fig. 11 Thermometric results of boiling fluid inclusions in stage-I vein quartz from the Chengmenshan Mo (Cu) deposit in Jiujiang-Ruichang District, sample number CM08-3-1

通过上述分析可以看出,从斑晶石英到Ⅲ阶段石英脉,包裹体类型逐渐减少,成分逐渐变简单,温度逐渐降低,盐度总体变化不明显,反映出岩浆热液呈连续的演化趋势。

(2)激光拉曼分析显示大部分Ⅰ型、Ⅱ型、Ⅲ型包裹体中均含 $\text{CO}_2$ 成分,表明 $\text{CO}_2$ 是城门山斑岩钼铜矿床的成矿流体重要组分,但镜下观察和激光拉曼探针分析也揭示流体中 $\text{CO}_2$ 含量从早到晚有明显变化,富二氧化碳类型包裹体(V型)仅出现在斑晶石英中。拉曼探针分析显示包裹体中气相成分从早到晚变化为:以 $\text{CO}_2$ 和 $\text{H}_2\text{S}$ 为主(图6a)→少量 $\text{CO}_2$ 和少量 $\text{H}_2\text{O}$ (图6g)→少量 $\text{H}_2\text{O}$ (图6i)→较多 $\text{H}_2\text{O}$ (图6j);液相成分变化:少量 $\text{H}_2\text{O}$ (图6a)→较多 $\text{H}_2\text{O}$ 和 $\text{CO}_3^{2-}$ (图6g)→较多 $\text{H}_2\text{O}$ 、 $\text{CO}_3^{2-}$ 和 $\text{HCO}_3^-$ (图6i)→较多 $\text{H}_2\text{O}$ (图6j)。从包裹体中气相和液相成分变化分析得出:包裹体中 $\text{CO}_2$ 成分含量逐渐减少, $\text{H}_2\text{O}$ 含量逐渐增多,表明 $\text{CO}_2$ 含量的变化和 $\text{H}_2\text{O}$ 含量的变化均与成矿有着密切联系。其中 $\text{H}_2\text{O}$ 成分可能在岩浆结晶过程中分异出来,Roedder(1992)指出岩浆结晶过程中,达到水过饱和状态并发生流体相出溶作用的早晚,对斑岩铜矿的形成有很大的影响。在封闭体系内, $\text{CO}_2$ 、 $\text{HCO}_3^-$ 和 $\text{CO}_3^{2-}$ 的相对含量随pH值的变化而变化,低pH值条件下, $\text{CO}_2$ 占主要部分,在中等pH值范围内,主要为 $\text{HCO}_3^-$ ,高pH值范围内,主要为 $\text{CO}_3^{2-}$ (郭锦宝,1997)。从上述分析得出,流体演化过程中pH值逐渐升高,由酸性流体向碱性流体过渡。流体的不混溶导致 $\text{CO}_2$ 相分离作用也是导致成矿的一个关键因素(Phillips et al., 2004),因为流体中 $\text{CO}_2$ 等挥发分的逃逸或部分在水中溶解,流体中 $\text{CO}_2$ 含量逐渐降低,一方面使流体浓缩甚至过饱和,促使钼、铜等成矿物质沉淀,另一方面造成流体pH值升高、氧化性降低或还原性增强(Chen Yanjing et al., 2006),并使流体内部的温度和压力急骤降低,最终导致流体内金属络合物分解,从而使矿质沉淀成矿。

### 3.3 流体演化过程

流体包裹体研究揭示了城门山斑岩钼(铜)矿床的流体演化过程(图9)如下。

(1)斑晶石英中部分包裹体均一温度在 $500\sim 590^\circ\text{C}$ 之间,少量Ⅲ型包裹体均一温度大于 $600^\circ\text{C}$ (测温仪上限 $600^\circ\text{C}$ ),这些高温流体包裹体反映了城门山斑岩Mo(Cu)矿成矿系统的较早期流体特征,该阶段可能属于岩浆-热液过渡阶段(流体温度可达 $600^\circ\text{C}$ 以上)。这些高温流体包裹体类型复杂,

有Ⅰ型、Ⅱ型、Ⅲ型、Ⅳ型、Ⅴ型等5种类型包裹体,可能与石英斑岩岩浆侵位过程中爆发导致压力释放所引起的流体沸腾或相分离作用有关;其中富二氧化碳、含石盐子晶V型包裹体指示早期流体含二氧化碳、富挥发分和高盐度特征,Ⅱ型、Ⅲ型包裹体含黄铜矿、斑铜矿、黄铁矿等硫化物子矿物,从另外一个方面反映了岩浆分异出热液流体中含大量的成矿元素。Barton(1996)认为,由于结晶分异作用导致金属和挥发组分富集,对金属元素的矿化具有重要贡献。此阶段,热液流体开始发生以钾长石化蚀变为特征的热液蚀变作用,这种蚀变有助于分散于造岩矿物和副矿物中的钼元素在钾交代过程中析离出来,并与来自地壳深部的热液液体携带含Mo络合物向上运移,形成含矿热液。

(2)Ⅰ阶段石英中包裹体主体均一温度在 $390\sim 460^\circ\text{C}$ 之间,流体发生沸腾(图11),钾长石化蚀变普遍发育,该阶段石英捕获了大量含钾盐子晶包裹体。前人研究认为岩浆水在早期钾化阶段占主导地位(Ulrich et al., 2001; Harris et al., 2002; Calagari, 2003),是造成斑岩矿床核部特征的钾蚀变的原因(Roedder, 1984)。黄恩邦等(1990)对城门山斑岩体 $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 比值与中国同酸度的 $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 比值对比研究,得出岩石中钠、钾的增长率为负值,认为岩体贫钠富钾,属亲硫性岩浆,主要与Cu、Mo等亲硫元素矿化有关。Ⅰ阶段广泛发育钾长石化作用,并出现流体沸腾,沸腾作用促进成矿流体冷却和大量二氧化碳等气体逃逸,破坏原有的平衡状态,引起含钼络合物的不稳定,有利于辉钼矿的大量沉淀成矿。

(3)Ⅱ阶段包裹体主体均一温度在 $370\sim 440^\circ\text{C}$ 之间。此阶段以网脉状铜矿化为特征,可能与水压致裂导致的角砾岩化有关。在经常发生角砾岩化作用的浅成侵入环境中,压力波动较大,这种压力变化部分是由于石英在裂隙中沉淀,使角砾岩渗透性降低,从而导致内压增加,结果又造成新的角砾岩化作用(Roedder, 1984)。这一作用过程往往造成斑岩顶部的盖层破裂,热液流体再次发生沸腾(Cline, 2003; Heinrich, 2007),前人研究表明铜主要以HS络合物的形式和 $\text{Cl}^-$ 离子络合物的形式迁移(Heinrich et al., 2004; Heinrich, 2007),影响铜沉淀的因素主要包括成矿流体中氯的浓度、温度以及流体的酸碱度等三个方面(Reed et al., 2006)。根据上述分析,流体中 $\text{CO}_2$ 等挥发分的逃逸,导致成矿流体pH值的升高,并使流体内部的温度和压力急

骤降低,最终导致流体内金属络合物的分解,从而使黄铜矿沉淀成矿。

(4) III 阶段包裹体主体均一温度在 360~390℃ 之间。随着含矿热液继续演化,通过对流循环与围岩发生渗滤交换作用,形成了黄铁绢英岩化等蚀变。石英脉呈平直生长,反映了该阶段石英脉发育在张裂隙伸展环境下。该阶段流体包裹体主要为 I 型、II 型,无 III 型包裹体,部分 II 型包裹体石盐的溶解温度大于气-液均一温度,表明捕获的流体盐度是过饱和的(Calagari, 2004; Hezarkhani, 2006)。II 类包裹体既有从不饱和溶液中捕获的,也有从过饱和溶液中捕获的,可能是由于在伸展环境下,温压急骤降低,导致了流体过饱和,从而进一步造成铁铜硫化物沉淀。

### 3.4 流体沸腾作用对成矿的贡献

城门山斑岩型钼(铜)矿流体包裹体岩相学特征(图 5 中 a、b 和 f、图 11)及其测温结果(图 10、图 11)显示在流体演化早期(>500℃)和成矿 I、II 阶段流体经历过沸腾或不混溶过程。在流体演化早期(>500℃),沸腾有效地促成了高温、高盐度流体的形成,而高温、高盐度流体具有很强的金属元素携带能力(Diamond et al., 1990; Heinrich et al., 1992),从而使成矿元素有效地从岩浆中分离出来。流体沸腾也是导致成矿物质从热液中沉淀的最重要机制之一(卢焕章等, 2004; 陈衍景等, 2007),城门山携带了大量成矿元素的流体在 I 阶段钾长石化蚀变作用和 II 阶段角砾岩化作用期间发生强烈沸腾,流体的相分离导致挥发分的大量逸失,一方面促使体系压力、温度快速降低,另一方面也使流体进一步浓缩甚至过饱和,另外大量酸性组分被带走(到气相中)使得液相 pH 值增大、氧化性降低或还原性增强(Chen Yanjing et al., 2006),这些因素最终导致流体内金属络合物分解和硫化物溶解度的降低,从而使 Mo、Cu、Fe 的硫化物沉淀成矿。多阶段沸腾是城门山斑岩钼(铜)矿成矿流体演化过程中的一个显著特征,矿区富 CO<sub>2</sub> 包裹体(V 型)的不发育(仅在斑晶石英中偶尔见到)印证了沸腾作用强烈,沸腾作用在城门山斑岩钼(铜)矿成矿过程中发挥了重要作用。

## 4 结论

(1) 岩相学研究显示城门山斑岩钼(铜)矿床各阶段石英中流体包裹体可划分为富液相(I 型)、含子晶(II 型)、富气相(III 型)、纯气相(IV 型)和富二氧化碳(V 型)五类,包裹体类型从早到晚逐渐减少,流

体成分由 NaCl-KCl±FeCl<sub>2</sub>±CaCl<sub>2</sub>+H<sub>2</sub>O 复杂多元体系向以 NaCl-H<sub>2</sub>O 为主的盐水体系过渡。

(2) 激光拉曼探针分析发现包裹体含黄铁矿、黄铜矿、斑铜矿等子矿物,反映了成矿流体组成复杂,结合前人同位素研究结果(成矿流体主要为岩浆水),推测岩浆分异出热液流体中可能含大量成矿元素,原始斑岩岩浆可能是重要的成矿物质来源。

(3) 发育在钾长石化蚀变带内的与辉钼矿共生的脉石英(I 阶段)中流体包裹体均一温度范围为 310~486℃,盐度为[w(NaCleq.)]6.2%~41.7%;与液压致裂角砾岩化有关的网状脉石英(II 阶段)中流体包裹体均一温度范围为 251~489℃,盐度为[w(NaCleq.)]1.2%~46.9%;分布在绢英岩化带、形成于张裂隙中的平直脉石英(III 阶段)中的流体包裹体均一温度范围为 209~386℃,盐度为[w(NaCleq.)]10.4%~45.7%;流体包裹体岩相学特征和显微测温结果揭示成矿流体演化过程中曾多次出现沸腾,多阶段沸腾作用是导致矿质沉淀的主要因素。

(4) 根据沸腾包裹体压力和圈闭深度估算结果推断,自城门山斑岩钼铜矿形成(140Ma)以来该地区剥蚀作用不强,显示九瑞矿集区具有有利的矿床保存条件,指示在九瑞矿集区进一步的深边部找矿不应忽略浅成矿床。

## 注 释

① 江西省赣西北地质大队. 1981. 城门山矿区铜矿详细勘探地质报告.

## 参 考 文 献

- 常印佛,刘湘培,吴言昌. 1991. 长江中下游铜铁成矿带. 北京:地质出版社,1~379.
- 陈衍景,倪培,范宏瑞, Pirajno F, 赖勇, 苏文超, 张辉. 2007. 不同类型热液金矿系统的流体包裹体特征. 岩石学报, 23(9): 2085~2108.
- 黄恩邦, 张迺堂, 罗钊生. 1990. 城门山、武山铜矿床成因. 矿床地质, 4(9): 291~300.
- 郭锦宝. 1997. 化学海洋学. 厦门:厦门大学出版社,1~398.
- 贾伟. 1999. 江西城门山、武山矿区块状硫化物型铜矿成因新探讨. 江西地质, 13(1): 33~37.
- 刘斌, 沈昆. 1999. 流体包裹体热力学. 北京:地质出版社,1~290.
- 卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 欧光习, 沈昆, 张文淮. 2004. 流体包裹体. 北京:科学出版社,1~487.
- 罗建安. 2003. 城门山铜矿床表生变化及次生富集作用的研究. 江西有色金属, 17(4): 11~13.
- 罗建安. 2006. 浅谈城门山铜矿伴生金银的赋存状态及其分布规律. 有色金属(矿山部分), 58(5): 10~11.

- 罗建安, 杨国才. 2007. 城门山铜矿地质特征及成因分析. *矿产与地质*, 21(3): 284~286.
- 毛景文, 谢桂青, 李晓峰, 张长青, 梅燕雄. 2004. 华南地区中生代大规模成矿作用与岩石圈多阶段伸展. *地学前缘*, 11(1): 45~55.
- 孟良义. 1996. 江西城门山铜矿床的硫同位素组成. *科学通报*, 41(3): 233~234.
- 潘灿军, 息朝庄, 刘伟. 2007. 江西城门山铜矿床矿化富集规律及找矿方向研究. *矿业工程*, 27(6): 15~18.
- 谭辉跃, 息朝庄. 2009. 江西城门山铜矿床特征与成因研究. *西部探矿工程*, 6: 101~105.
- 吴俊华, 龚敏, 袁承先, 龚鹏, 熊燃, 赵波, 曾键年, 马振东. 2010. 江西城门山铜矿含矿斑岩体风化作用地球化学特征. *矿床地质*, 29(3): 501~509.
- 吴良士, 邹晓秋. 1997. 江西城门山铜矿铷-锶同位素年龄研究. *矿床地质*, 4(16): 376~381.
- 王忠玲. 1991. 江西城门山块状硫化物矿床地质特征及成因研究. *地质找矿论丛*, 3: 47~57.
- 徐积辉. 2006. 江西城门山铜矿 4<sup>#</sup> 铜矿体的地质特征. *江西有色金属*, 20(3): 10~12.
- 赵劲松, 赵斌, 张重泽, 王冉. 2003. 大冶-城门山夕卡岩矿床石榴子石和辉石中熔融包裹体成分研究. *地球化学*, 32(6): 540~550.
- 中国科学院地球化学研究所同位素年龄实验室. 1972. 南岭及其邻区花岗岩同位素年龄的研究. *地球化学*, (2): 119~134.
- 张文淮, 陈紫英. 1993. *流体包裹体地质学*. 武汉: 中国地质大学出版社, 1~246.
- Barton M D. 1996. Granitic magmatism and metallogeny of southwestern North America. *Trans Royal Soc Edinburgh Earth Sci*, 87: 261~280.
- Bouzari F, Clark A H. 2006. Prograde evolution and geothermal affinities of a major porphyry copper deposit; The cerro colorado hypogene protore, I Region, Northern Chile. *Economic Geology*, 101: 95~134.
- Brown P E, Lamb W M. 1989. P-V-T properties of fluids in the system H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-NaCl: New graphical presentations and implications for fluid inclusion studies. *Geochim Cosmochim Acta*, 53: 1209~1221.
- Brown P E. 1989. Flincor: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data. *Am. Mineralogist*, 74: 1390~1393.
- Calagari A A. 2003. Stable isotope (S, O, H and C) studies of the phyllic and potassic-phyllic alternation zones of the porphyry copper deposit at Sungun, East Azarbaijan, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(7): 767~780.
- Calagari A A. 2004. Fluid inclusion studies in quartz veinlets in the porphyry copper deposit at Sungun, East-Azarbaijan, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23: 179~189.
- 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 deposit. *Economic Geology*, 81(1): 1~19.
- Chang Yinuo, Liu Xiangpei, Wu Yanchang. 1991. The copper-iron belt of the Medium and lower reaches of Yangtze River. Beijing: Geol. Pub. House, 1~379 (in Chinese).
- Chen Yanjing, Pirajno F, Qi Jinping, Li Jing, Wang Haihua. 2006. Ore geology, fluid geochemistry and genesis of the Shanggong gold deposit, eastern Qinling orogen, China. *Resource Geology*, 56(2): 99~116.
- Chen Yanjing, Ni Pei, Fan Hongrui, Pirajno F, Lai Yong, Su Wenchao, Zhang Hui. 2007. Diagnostic fluid inclusions of different types hydrotherm at gold deposit. *Acta Petrologica Sinica*, 23(9): 2085~2108 (in Chinese with English abstract).
- Cline J S. 2003. How to concentrate copper. *Science*, 302(5653): 2075~2076.
- Diamond L W, Marshall D D, Jackman J A, Skippen G B. 1990. Elemental analysis of individual fluid inclusions in minerals by secondary ion mass spectrometry (SIMS): Application to cation ratios of fluid inclusions in an Archaean mesothermal gold-quartz vein. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 545~552.
- Guo Jinbao. 1997. *Chemical Oceanography*. Xiamen: Xiamen University Publishing House, 1~398.
- Harris A C, Golding S D. 2002. New evidence of magmatic-fluid-related phyllic alteration: Implications for the genesis of porphyry Cu deposit. *Geology*, 30(4): 335~338.
- Huang Enbang, Zhang Naitang, Luo Zhaosheng. 1990. The genesis of the Cheng-menshan and Wushan copper deposit. *Mineral Deposit*, 9(4): 291~300 (in Chinese with English abstract).
- Heinrich C A, Ryan C G, Mernagh T P, Eadington P J. 1992. Segregation of ore metals between magmatic brine and vapor: A fluid inclusion study using PIXE microanalysis. *Economic Geology*, 87, 1566~1583.
- Heinrich C A, Guenther D, Audetat A, Ulrich T, Frishehnecht R. 1999. Metal fractionation between magmatic brine and vapor, determined by microanalysis of fluid inclusions. *Geology*, 27(8): 755~758.
- Heinrich C A, Driesner T, Stefansson A, Seward T M. 2004. Magmatic vapor contraction and the transport of gold from the porphyry environment to epithermal ore deposit. *Geology*, 32(9): 761~764.
- Heinrich C A. 2007. Fluid-fluid interactions in magmatic-hydrothermal ore formation. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 65(1): 363~387.
- Hezarkhani A. 2006. Hydrothermal evolution of the Sar-Cheshmeh porphyry Cu-Mo deposit, Iran: Evidence from fluid inclusions. *Journal of Asian Earth Sciences*, 28: 409~422.
- Jia Wei. 1999. A discussion on the genesis of the Cheng-menshan and Wushan massive sulfide copper deposit in Jiangxi Province. *Jiangxi Geology*, 13(1): 33~37 (in Chinese with English abstract).
- Liu Bin, Shen Kun. 1999. *Fluid inclusion thermodynamics*. Beijing: Geol. Pub. House, 1~290 (in Chinese).
- Lu Huanzhang, Fan Hongrui, Ni Pei, Ou Guangxi, Shen Kun, Zhang Wenhui. 2004. *Fluid inclusion*. Beijing: Science Publishing House, 1~487 (in Chinese).

- Luo Jian'an. 2003. Research on hypogene change and secondary enrichment in Chengmenshan copper deposit. *Jiangxi Nonferrous Metals*, 17(4): 11~13 (in Chinese with English abstract).
- Luo Jian'an. 2006. Occurrence and distribution on the gold and silver associated Chengmenshan copper deposit. *Nonferrous Metals (Mining Section)*, 58(5): 10~11 (in Chinese with English abstract).
- Luo Jian'an, Yang Guocai. 2007. Geological features and genesis of the Chengmenshan copper deposit. *Mining Technology*, 21(3): 284~286 (in Chinese with English abstract).
- Mao Jingwen, Xie Guiqing, Li Xiaofeng, Zhang Changqing, Mei Yanxiang. 2004. Mesozoic large scale mineralization and multiple lithospheric extension in south China. *Earth Science Frontiers*, 11(1): 45~55 (in Chinese with English abstract).
- Meng Liangyi. 1996. Sulfur isotopic composition of Chengmenshan Copper deposit, Jiangxi Province. *Chinese Science Bulletin*, 41(3): 233~234 (in Chinese with English abstract).
- Phillips G N, Evans K A. 2004. Role of CO<sub>2</sub> in the formation of gold deposit. *Nature*, 429: 860~863.
- Pan Canjun, Xi Chaozhuang, Liu Wei. 2007. The study of enrichment and mineralization laws and prospecting direction at Chengmenshan copper-molybdenum deposit in Jiangxi Province. *Mining and Metallurgical Engineering*, 27(6): 15~18 (in Chinese with English abstract).
- Reed M H, Palandri J. 2006. Sulfide mineral precipitation from hydrothermal fluids. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 62: 609~631.
- Roedder E. 1984. Fluid inclusions. *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy*, 1~645.
- Roedder E. 1992. Fluid inclusion evidence for immiscibility in magmatic differentiation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56: 5~20.
- Shepherd T J, Rakin A, Alderton D H M. 1985. A practical guide to fluid inclusion studies. New York: Blackie Pub. House, 1~239.
- Tan Huiyue, Xi Chaozhuang. 2009. Geological features and genesis of the Chengmenshan copper-molybdenum deposit in Jiangxi Province. *West-China Exploration Engineering*, 6: 101~105 (in Chinese with English abstract).
- Ulrich T, Gunther D, Heinrich C A. 2001. The evolution of a porphyry Cu-Au deposit, based on LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions; Bajodela Alumbra, Argentina. *Economic Geology*, 96(8): 1743~1774.
- Wu Junhua, Gong Min, Yuan Chengxian, Gong Peng, Xiong Ran, Zhao Bo, Zeng Jiannian, Ma Zhendong. 2010. Weathering geochemical characteristics of ore-bearing porphyry in Chengmenshan copper deposit, Jiangxi Province. *Mineral Deposit*, 29(3): 501~509 (in Chinese with English abstract).
- Wu Liangshi, Zou Xiaoqiu. 1997. Re-Os isotopic age study of the Chengmenshan copper deposit, Jiangxi Province. *Mineral Deposit*, 16(4): 376~381 (in Chinese with English abstract).
- Wang Zhongling. 1991. Genesis and geological features of Chengmenshan massive sulfide Cu, S ore deposit, Jiangxi Province. *Contributions to Geology and Mineral Resources Research*, 47~57 (in Chinese with English abstract).
- Xu Jihui. 2006. Geological Research on the Fourth Molybdenum Deposit of Jiangxi Chengmenshan Copper Mine. *Jiangxi Nonferrous Metals*, 20(3): 10~12 (in Chinese with English abstract).
- Zhao Jinsong, Zhao Bin, Zhang Chongze, Wang Ran. 2003. Compositions of melt inclusions in garnet and pyroxene from sharn deposit distributed in the area from daye to Chengmenshan. *Geochimica*, 32(6): 540~550 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Wenhui, Chen Ziyang. 1993. *Geology of fluid inclusions*. Wuhan: China University of Geosciences Press, 1~246 (in Chinese).

## Fluid inclusion Study of the Chengmenshan Porphyry Mo-Cu Deposit in the Jiujiang-Ruichang District

WEN Chunhua<sup>1,2)</sup>, XU Wenyi<sup>3)</sup>, ZHONG Hong<sup>1)</sup>, LÜ Qingtian<sup>3)</sup>, YANG Zhusen<sup>3)</sup>,  
YANG Dan<sup>3)</sup>, TIAN Shihong<sup>3)</sup>, LIU Yingchao<sup>3)</sup>

1) State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang, 550002; 2) Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100049; 3) Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037

### Abstract

The Chengmenshan Cu-Mo deposit, located near the Jiujiang city, Jiangxi Province, is a large comprehensive deposit, which is enriched in ore-forming elements of Cu, S, Mo, Fe, Zn, Au and Ag. The deposit is composed of skarn-, massive sulfide- and porphyry-type ore bodies. Petrographic, microthermometric and Laser Raman Probe studies have been carried out on fluid inclusions (FI) in various kinds of quartz from the Chengmenshan deposit. Five types of fluid inclusions including liquid-rich fluid inclusions (FI) (I), daughter mineral-bearing FI (II), gas-rich FI (III), pure gas FI (IV) and carbon dioxide-rich (V), respectively, have been observed. The daughter minerals mainly include halite, sylvite, calcite, anhydrite, pyrite, chalcopryrite and bornite, suggesting that the original magma was important material source of the deposit. This is consistent with the stable isotopic results of previous researchers. Three mineralization stages were recognized in the Chengmenshan porphyry deposit. Quartz-molybdenite mineralization stage (stage I) is associated with K-feldspar alteration. The fluid inclusions of stage I are characterized by high temperatures (310~486°C) and low to high salinity ( $[w(\text{NaCl}_{\text{eq}})]$  6.2%~41.7%). Stockwork quartz-pyrite mineralization (stage II) may be related to hydraulic brecciation. The fluid inclusions of stage II exhibit medium to high temperatures (251~489°C) and low to high salinity ( $[w(\text{NaCl}_{\text{eq}})]$  1.2%~46.9%). The straight filling vein-style quartz-pyrite mineralization (stage III) developed in phyllic zone may occur in an extensional environment. The fluid inclusions of stage III have medium temperatures (209~386°C) and medium to high salinity ( $[w(\text{NaCl}_{\text{eq}})]$  10.4%~45.7%). From early to late stages, the temperature of mineralization gradually decreased, showing that it is a continuous evolutionary sequence. Boiling had already occurred several times during ore-forming evolution and may be the dominated factor for metal precipitation.

**Key words:** Jiujiang-Ruichang; Chengmenshan; porphyry deposit; Cu-Mo; fluid inclusions