

文章编号: 0258-7106(2012)04-0861-20

德兴朱砂红斑岩型铜(金)矿床流体包裹体研究*

张天福^{1,2}, 潘小菲^{1*}, 杨丹³, 李岩^{1,2}, 胡宝根⁴, 朱小云⁴, 赵苗^{1,2}

(1 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037; 2 中国地质大学, 北京 100083; 3 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037; 4 江西铜业股份有限公司德兴铜矿, 江西 德兴 334224)

摘要 朱砂红矿床是德兴铜矿田的3大矿床之一,与铜厂、富家坞矿床呈NW向展布。为了查明该矿床的热液蚀变系统、矿化特征及成矿流体性质,文章选取朱砂红矿区5条勘探线上的21个钻孔,通过详细的岩芯编录和岩相学观察,依据矿物组合、脉体穿切关系及蚀变特征,将该矿区内的脉体分为A脉、B脉、D脉及后期碳酸盐和硫酸盐脉,A、B及D脉为主要的矿化脉,共有14种类型。对各期脉体内石英中的流体包裹体进行了系统的显微测温、气液相成分激光拉曼显微分析(LRM),从而详细示踪了成矿流体演化及蚀变-矿化过程。经研究得知,该矿区流体演化过程包括:成矿早期A脉形成阶段,发育4种脉体类型,其脉体多呈不规则状、顺板理团块状,发育的流体包裹体以富气相和含单晶或多子晶相(还见有金属硫化物)组合为特点,均一温度为350~550℃, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 主要集中在52.9%~69.9%(含子晶多相包裹体)和2.9%~16.8%(气液两相包裹体)2个区间内,该阶段的流体与早期的钾长石化蚀变关系密切;成矿中期B脉形成阶段,发育5种脉体,以平直为显著特征,发育富气相包裹体和单晶包裹体,还含有部分富液相包裹体,其均一温度为248~405℃, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 主要集中在38.6%~58.0%和0.9%~10.6%范围内,由于该阶段裂隙发育,成矿流体发生了减压沸腾作用,大量金属发生沉淀,是Cu(Au)、Mo的主要成矿阶段;成矿晚期D脉形成阶段,共有5种脉体类型,以富液相包裹体为主,还有少量富气相包裹体,其均一温度为127~326℃, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为0.4%~5.1%,该阶段形成了规模较大的黄铁绢英岩化和绿泥石-水云母化,伴有Mo矿化及少量Cu矿化。朱砂红矿区热液流体的演化总体上是,从早期的高温、中-高盐度的岩浆热液,向成矿晚期中-低温、低盐度的岩浆热液+大气降水混合流体转变。气液相成分激光拉曼显微分析(LRM)结果显示,在朱砂红矿区流体的演化过程中,有少量CO₂的参与。此外,该矿床流体包裹体内所发现的多种暗色子矿物还有待进行系统鉴定。

关键词 地球化学 热液脉体 流体包裹体 激光拉曼分析 朱砂红斑岩矿床 德兴 江西

中图分类号: P618.41; P618.51

文献标志码: A

A study of fluid inclusions in Zhushahong copper-gold porphyry deposit, Dexing, Jiangxi

ZHANG TianFu^{1,2}, PAN XiaoFei¹, YANG Dan³, LI Yan^{1,2}, HU BaoGen⁴,
ZHU XiaoYun⁴ and ZHAO Miao^{1,2}

(1 Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 2 College of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 3 Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 4 Dexing Copper Mine, Jiangxi Copper Co. Ltd., Dexing 334224, Jiangxi, China)

Abstract

Zhushahong is one of the copper porphyry deposits in the Dexing orefield which is composed of Tongchang,

* 本文由国家科技支撑计划项目“安吉-德兴铜钨多金属矿带成矿规律及勘查模型”(编号:2011BAB04E02)、国土资源部公益性行业科研专项课题“大陆环境斑岩铜金矿床成因模型研究”(编号:201011011-2)及国家自然科学基金重点项目(编号:40730419)资助完成

第一作者简介 张天福,男,1985年生,硕士研究生,矿物学、岩石学、矿床学专业。Email: tianfuzhang85@163.com

** 通讯作者 潘小菲,女,副研究员。Email: pan-smile0551@sina.com.cn

收稿日期 2012-04-26; 改回日期 2012-06-25。许德煊编辑。

Fujiawu and Zhushahong deposits. These deposits are typical continental porphyry deposits in eastern China. Based on observation of 21 drill holes along five exploration lines in the mining area, the authors determined the order of the formation of mineral veins and the different mineral assemblages. According to systematic microthermometric and LRM analyses of 14 different types of veins, the characteristics of ore-forming fluids of the alteration-mineralization system in the Zhushahong porphyry copper-gold deposit were completely recognized. The characteristics and evolutionary process of ore-forming fluids are as follows: ① At the early stage, the four A-type veins were formed when the porphyry rock had not been completely solidified, so that the veins were irregular and unclearly bordered with wall rock or porphyry rock and obvious K-feldspar alteration; Fluid inclusions are mainly LVH (one or more daughter metal minerals or transparent minerals are contained in the fluid inclusions) and VL types, with homogenization temperature being 350~550°C and $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ being 52.9%~69.9% and 2.9%~16.8%; ② At the middle stage, the five B-type veins were formed in large quantities. Most of B-type veins are straight along with the chalcopyrite, molybdenite, bornite mineralization. Fluid inclusions in this stage are mainly composed of VL and LV and a few LVH types, with captured temperature being 248~405°C and $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ being 38.6%~58.0% and 0.9%~10.6%; ③ At the post-mineralization stage, five D-type veins with or without altered hydromica halo were formed when the mineralization system was opened and meteoric water and underground water were infused into the open fissure with large Py-Qz-Ser alteration. Fluid inclusions of this stage are mainly LV with homogenization temperature being 127~326°C and $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ being 0.4%~5.1%. In conclusion, the characteristics of ore-forming fluid of Zhushahong changed from high temperatures and high salinities at the early stage to low temperatures and low salinities at the later stage. According to the result of laser Raman analysis (LRM), there are still CO₂-bearing fluid inclusions in most of A, B and D veins. Some daughter metal minerals and transparent minerals contained in the fluid inclusions are still unidentified.

Key words: geochemistry, hydrothermal veins, fluid inclusions, LRM; Zhushahong porphyry deposit, Dexing, Jiangxi Province

德兴斑岩铜矿是中国东部最大的陆内环境斑岩型铜矿田,由朱砂红、铜厂和富家坞3个矿床组成。众多矿床学家对德兴斑岩型铜矿的研究兴趣经久不衰,在与该矿床有关的含矿斑岩的岩石化学、成岩成矿年代学、矿化-蚀变分带,以及成矿流体、成矿物质来源和矿床的地质特征等方面,进行过详细的研究并取得了丰富的资料(朱训等,1983;芮宗瑶等,1984;叶德隆等,1997;汪强等,2004;Li et al.,2007;左力艳等,2007;潘小菲等,2009;刘玄等,2011)。上述工作主要集中在铜厂矿床,而朱砂红矿床的研究程度则相对较低。近几年来,对朱砂红矿床开展了详查工作,其勘查程度得到了很大的提高。本文根据该矿床钻探所取得的完整钻孔(大多孔深>500 m,部分可达1 000 m)样品,开展了详细的岩芯编录和全面的岩相学研究,基本上厘清了该矿床不同成矿阶段所发育的脉体类型及蚀变与脉体的耦合关系,并对不同阶段脉体中的流体包裹体进行了显微测温 and 激光拉曼显微分析(LRM),试图查明朱砂红

矿床不同成矿阶段流体的温度、压力及成分特征,并尝试对整个成矿过程中流体的时空演化规律进行初步探讨,进而补充和丰富对整个德兴斑岩铜矿成矿作用的认识。

1 朱砂红矿床地质背景

朱砂红铜(金)矿床是德兴铜矿田的组成部分。德兴铜矿田在大地构造上处于由扬子陆块与华夏陆块碰撞拼合而成的华南板块的内部(Gilder et al.,1996),在空间上靠近十万大山-杭州裂谷带的北段以及江(山)-绍(兴)断裂带的北西侧(华仁民等,2000;汪强等,2004)(图1a)。该矿田内出露的地层主要为中元古界双桥山群(Pt_2sh)浅变质岩系,岩性以千枚岩、板岩和变质沉凝灰岩及三者的过渡性岩石为主,外围尚出露有少量震旦系、侏罗系(朱训等,1983)。与成矿有关的斑岩体主要为燕山期的花岗闪长斑岩和英安斑岩,对含矿花岗闪长斑岩的形成

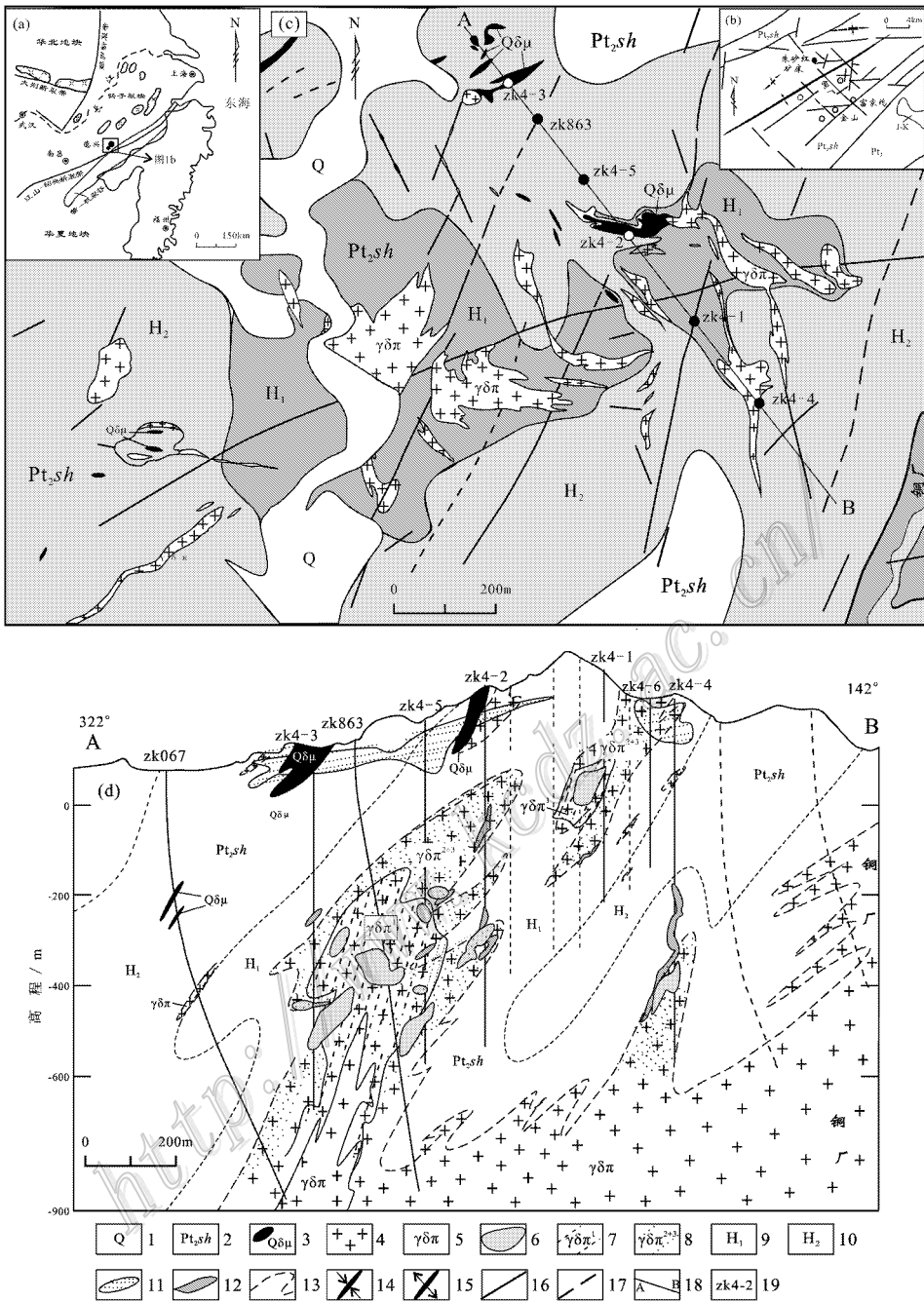


图 1 朱砂红铜矿床的大地构造位置图(a b)及矿床地质简图(c d)

(图 1a、b 据王强等, 2004; 侯增谦等, 2009; 图 1c 的底图据朱训等, 1983 修改)

- 1—第四系; 2—中元古界双桥山群千枚岩、板岩; 3—石英闪长玢岩脉; 4—中生代花岗岩闪长斑岩; 5—新鲜花岗岩闪长斑岩; 6—钾长石化花岗岩闪长斑岩; 7—石英-绢云母(水云母)化花岗岩闪长斑岩; 8—绿泥石(绿帘石)-水云母化斑岩; 9—强绿泥石(绿帘石)-水云母化千枚岩; 10—弱绿泥石(绿帘石)-水云母化千枚岩、板岩; 11—泥化带; 12—角岩化带; 13—岩体界线; 14—向斜; 15—背斜; 16—压扭性断层; 17—未知性质断层; 18—剖面线; 19—钻孔及编号

Fig. 1 Tectonic location (Fig. 1 a and b, after Wang et al., 2004a; Hou et al., 2009) and simplified geological map (Fig. 1 c modified after Zhu et al., 1983) of the Zhushahong porphyry copper-gold deposit

- 1—Quaternary; 2—Middle-Proterozoic Shuangqiaoshan Group phyllite, shale; 3—Quartz-diorite porphyrite vein; 4—Mesozoic granodiorite porphyry; 5—Fresh granodiorite porphyry; 6—Granodiorite porphyry of K-feldspar alteration; 7—Quartz-Sericite (hydromica) alteration; 8—11—Feldspar-destructive alteration; 12—Hornfels; 13—Boundary of rock body; 14—Syncline; 15—Anticline; 16 and 17—Fault; 18—Section line; 19—Drill hole and its serial number

时代从 193 Ma 至 112 Ma 都有过报道(朱训等, 1983; 芮宗瑶等, 1984; 叶松等, 1999; 华仁民等, 2000; 汪强等, 2004)。对铜厂和富家坞矿床花岗闪长斑岩进行过 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学研究, 所得的侵入时间多集中于 (171 ± 3) Ma, 属中侏罗世。关于德兴矿田的成岩、成矿动力学背景, 近年来越来越多的研究者认为其属于陆内后造山伸展环境(芮宗瑶等, 2004; 汪强等, 2004; 侯增谦等, 2007; 潘小菲等, 2009)。此外, 该区域也有广泛分布的超基性-酸性岩浆岩(朱训等, 1983)。该矿田从九岭期至燕山期, 经历了多旋回多期次的构造运动, 发育的断裂主要为 EW 向、NE 向和 NNE 向。其 Cu(Au)、Mo 矿化的主体产于花岗闪长斑岩体顶部和上部的内外接触带, 其形态呈倾向 NW 的空心筒状体(朱训等, 1983)。

朱砂红铜(金)矿床位于德兴铜矿田的北西端, 其南东方向依次为铜厂、富家坞铜矿床(图 1b)。朱砂红矿区出露的地层主要为中元古界双桥山群杜村组(Pt_2sh)是一套绢云母千枚岩、凝灰质千枚岩、变质沉凝灰岩组合。

朱砂红花岗闪长斑岩的主体隐伏在 -200 m 标高以下, 浅部出露地表的为一群密集的岩枝和岩脉; 各岩脉产状不一, 形态多样, 单个脉体长数米至数百米, 宽数十厘米至百米。该矿区西部出露有 2 个较大的岩枝, 其面积之和为 0.06 km^2 (朱训等, 1983)。在矿区北部, 还出露有与斑岩体(脉)伴生的石英闪长玢岩脉, 主要分布在斑岩体的边部, 两者无相互穿插关系(图 1c)。上述岩脉多半倾向北或北西, 与围岩呈侵入接触, 接触面界线与围岩片理呈斜切关系, 局部接触带中可见 1 至数米的侵入角砾岩或隐爆角砾岩。关于朱砂红含矿斑岩体的侵入时代, 目前尚未见报道, 但该区内多个深钻的资料显示, 在地下 1 000 m 左右, 朱砂红斑岩体(脉)已与铜厂岩体连成为一个整体(图 1d), 依此可推测其侵入时代应与铜厂岩体属同一时期(中侏罗世)。

该矿床以浸染状、细脉状和细脉浸染状的黄铜矿化为主, 发育的主要矿石矿物比较简单, 除黄铜矿、黄铁矿外, 还有少量斑铜矿、砷黝铜矿、辉钼矿、方铅矿。其铜矿体空间赋存的基本特征与铜厂和富家坞矿床类似, 亦以斑岩体接触带为中心分布。但由于朱砂红斑岩体的剥蚀程度低, 围岩顶盖大部分还留存, 因此, 岩体顶界接触带和前锋部位的蚀变-矿化被保存得较为完好, 矿化不仅在岩体上、下盘的

接触带富集成环状矿体, 而且, 岩体顶部的接触带及岩体的中、上部亦成为矿化的富集部位, 从而使矿体在平面上呈不规则的透镜状至筒状。

2 矿床的蚀变分带及热液流体演化过程的地质记录

斑岩型铜矿的经典蚀变分带模式是以自内而外呈环带状分布的钾硅酸盐化带→石英绢云母化带→青磐岩化带为特征(Lowell et al., 1970; Sillitoe, 1973)。泥化带常呈补丁状产出, 但多数受构造控制; 当绢英岩化与泥化在空间上难以区分开来时, 常合并称之为长石破坏蚀变(Ulrich et al., 2001; 杨志明等, 2009), 而且, 晚期形成的长石分解蚀变会强烈叠加在早期形成的钾硅酸盐化和青磐岩化蚀变之上, 并在空间上介于两者之间。笔者在岩芯编录和室内岩相学观察中发现, 朱砂红矿床的蚀变分带与上述经典蚀变分带有相似的特征, 但也存在不同之处: 钾硅酸盐化在朱砂红矿床表现较弱, 且以早期的钾长石化为主, 而稍晚的黑云母化只有零星分布, 钾长石化带蚀变组合为绿泥石(绿帘石)-伊利石-钾长石, 主要分布在花岗闪长斑岩体内, 紧靠斑岩体接触带附近的角岩内也常有少量出现(多呈暗红色)(图 1d); 青磐岩化在朱砂红矿床的围岩和内接触带分布较广, 其外接触带围岩的绿泥石(绿帘石)-伊利石化带与铜厂矿床该阶段的相应蚀变带已连成一个整体; 朱砂红矿床晚期的黄铁矿-石英-绢云母(水云母)化和绿泥石-黏土化(即长石分解蚀变)作用强烈, 叠加在新鲜斑岩及早期蚀变组合上, 致使钾化带被强烈改造而破坏, 形成不完整的钾化环带, 其表现就是钾长石化在岩体内部断续出现, 仅在叠加蚀变较弱的地段才显现出来(图 1d)。

斑岩铜矿的蚀变-矿化与热液的演化是密不可分的, 一个完整的岩浆-热液过程, 主要包括早期的岩浆-热液过渡过程及随后的热液演化过程(杨志明等, 2009)。朱砂红矿床内大量发育的各类型脉体是查明其热液演化过程最好的地质记录, 但是, 早期岩浆-热液过渡过程的一些脉体(如斑岩内部的单向固结结构和岩浆房破裂时所形成的脉状岩枝等)(杨志明等, 2008, 2009), 目前在朱砂红矿床内尚未发现, 因此, 本文主要详细介绍热液演化过程中所形成的脉体。依据朱砂红矿床岩芯样品中脉体的矿物组合、切穿关系及蚀变类型, 同时参考 Gustafson(1975)

和杨志明等(2008)关于斑岩铜矿脉体的划分原则, 将其分为 3 大类 16 种类型, 分别为: 成矿早期、斑岩尚未固结时形成的 A 脉(4 类); 各类斑岩已经固结、大规模热液及裂隙事件发育时形成的 B 脉(5 类); 成矿晚期、大气降水大量加入成矿流体时形成的 D 脉(5 类); 成矿期后发育的与成矿无关的方解石-石英脉和方解石-硬石膏脉(2 类)。

A 脉: 朱砂红矿床内发育的此类脉体的显著特点是与钾长石化关系密切, 脉体两侧常见钾长石蚀变晕, 或者脉体本身含有钾长石, 产出形态多为不规则状或板状。脉体中的石英颗粒多为细粒、他形。脉体基本无矿化, 或有极少量黄铜矿沿石英颗粒边界呈浸染状产出。该矿床所发育的 16 种脉体类型中有 4 类可划归为 A 脉, 其详细特征请参考表 1 和图 2。

B 脉: 朱砂红矿床内所发育的 B 脉, 相对于 A 脉更靠近岩体顶部, 多产于外接触带的围岩中, 其脉

体明显变宽, 一般为 10~30 mm, 脉壁相对平直。紧靠脉壁的石英颗粒多为细粒、他形, 向中心转变为长柱状垂直于脉壁对称生长。硫化物呈线状分布于脉体的中心或边缘。根据以上 B 脉的一般特征及相互穿插关系, 有 5 种类型的脉体可划归 B 脉, 其详细特征请参考表 1 和图 3。

D 脉: 该类脉体的两侧多具有长石分解蚀变晕, 切穿了早期的各种 A 脉和 B 脉。该类脉体在朱砂红矿床内发育有 5 种类型。其中的前 3 类 D 脉与长石分解蚀变作用关系密切, 该阶段形成了一定的铜及钼矿化; 后 2 类 D 脉具有相对较弱的绿泥石-水云母蚀变晕或无蚀变晕。其详细特征请参考表 1 和图 4。

成矿期后脉体: 有 2 种类型, 即方解石-石英脉(图 4g, h)和硬石膏±方解石脉(图 4i)。脉中的石英颗粒为他形、细粒, 脉宽大多为 2~25 mm, 切穿了所有的 A、B、D 脉。该阶段的蚀变和矿化都很弱。

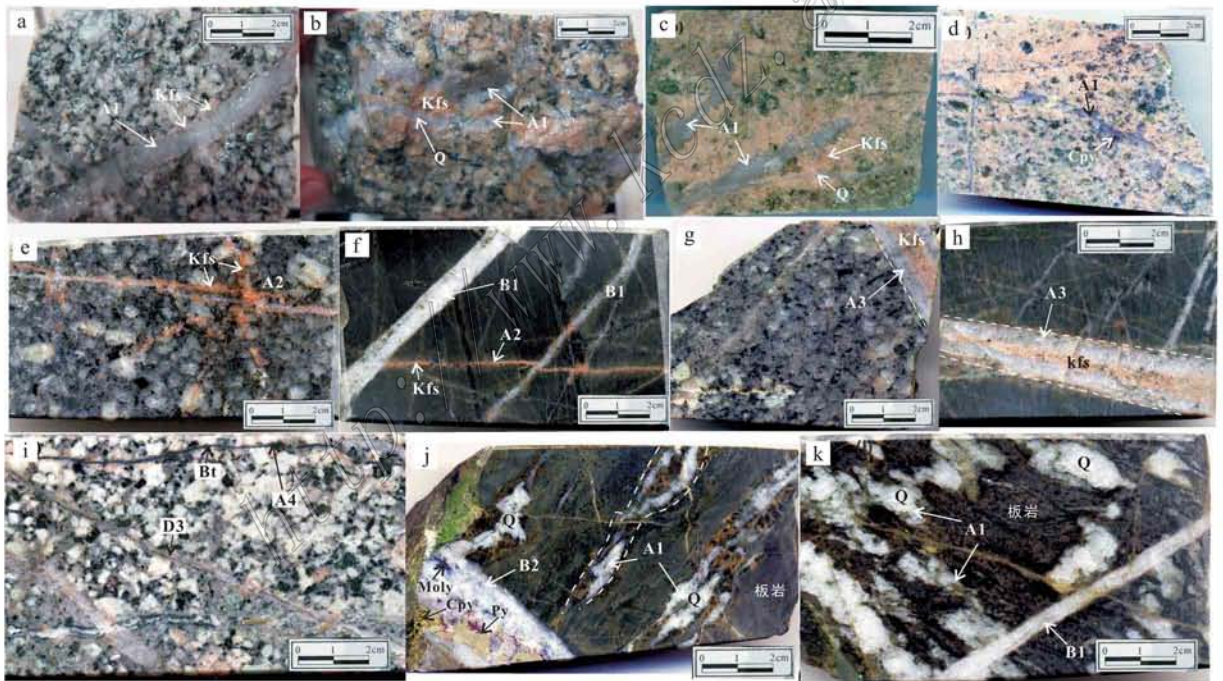


图 2 朱砂红铜(金)矿床内发育的 A 脉类型

a~d. 不规则无矿石英脉(A1 脉), 脉壁两侧常见钾长石蚀变晕; e, f. 钾长石±石英微细脉(A2 脉), 被平直无矿石英脉(B1 脉)切穿; g, h. 石英-钾长石脉(A3 脉), 脉体中心发育呈连续线状分布的钾长石; i. 黑云母微细脉(A4 脉), 被晚期 D3 脉切穿; j, k. 顺板理或顺劈理产出的团块状无矿石英脉(A1 脉), 被后期的 B1 和 B2 脉切穿

Fig. 2 A-type veins and their relationship with the veins of other stages in the Zhushahong Cu-Au deposit

a~d. Irregular barren quartz A1 vein, commonly with K-feldspar alteration halos on both sides; e, f. K-feldspar ± quartz microveinlets (A2 vein), cut by straight barren quartz B1 vein; g, h. Quartz-K-feldspar A3 vein, with continual linear K-feldspar at the center; i. Biotite microveinlets (A4 vein), cut by late stage D3 vein; j, k. Lumpy barren quartz A1 vein along slaty cleavage or cleavage, cut by late stage B1 and B2 vein

表1 朱砂红铜(金)矿床内主要脉体类型及特征

Table 1 Vein types and characteristics of the Zhushahong Cu-Au deposit

脉体类型	蚀变矿物	形状及大小	主要特征	对应图件
A脉				
A1: 砂糖状 Qz脉	钾长石	产于花岗闪长斑岩中的多为不规则状或蠕虫状细脉(0.5~5 mm),产于板岩中的多为团块状	在空间上主要集中产出在岩体(脉)中-上部(标高-400~-700 m)斑岩接触带附近的板岩中也有顺板理或顺劈理产出者。在显微镜下,该类脉体中的石英颗粒多呈砂糖状,无矿化或有极少量黄铜矿沿石英颗粒边界呈浸染状产出	图2a~d, j, k
A2: Kfs±Qz脉	钾长石	多为不连续微细脉,脉宽<1 mm	分布有肉红色线状钾长石,局部可见被B1脉切穿	图2e, f
A3: Qz-Kfs脉	钾长石	多呈板状产出,脉壁相对较平直,脉宽5~10 mm	常见脉体中心发育呈连续线状分布的钾长石	图2g, h
A4: Bt脉,或Cpy±B(Chl)脉	黑云母/绿泥石	脉宽一般小于0.1 mm	脉中的黑云母多发生蚀变分解,被绿泥石、黄铜矿及碳酸盐所交代	图2i
B脉				
B1: 平直的非矿纯石英脉	一般无蚀变晕	板状,脉壁平直,脉宽一般为10~30 mm	脉中的石英颗粒多呈长柱状垂直于脉壁对称生长,矿化极弱,只在石英颗粒间见有极少量黄铁矿充填	图3a
B2: Qz-Moly-Py±Anhy±Cpy脉	一般无蚀变晕,两侧有时可见白色绢云母晕	板状,脉壁平直,脉体一般较宽,为15~40 mm	辉钼矿呈一条或多条线状分布在石英脉中间或边缘,黄铁矿颗粒较自形,多呈不连续状分布于脉中,是朱砂红矿床钼矿化的主要产出类型	图3b, c, d
B3: Qz-Py-Cpy脉	绿泥石-绿帘石	板状,脉壁平直,脉宽一般为10~20 mm,少数达20~40 mm,具有黄铁矿及少量黄铜矿细小(0.5~3 mm)中心线	花岗闪长斑岩和板岩中均有产出,紧靠脉壁两侧的石英颗粒呈细粒他形,向内转变为半自形长柱状或梳状垂直脉壁对称生长,该脉在朱砂红矿床较为发育,也是该阶段脉体特征的典型代表	图3e, f
B4: Qz-Cpy-Chl±Py脉	绿泥石-石英-绢云母	板状,脉壁平直,脉宽多为10~25 mm	绿泥石呈不连续线状分布,脉中还有呈浸染状分布的黄铜矿、黄铁矿,脉体两侧开始出现较弱的绢英岩化蚀变晕	图3g
B5: Epi±Qz脉	绿帘石	不规则状-细板状,脉宽多为2~5 mm	局部可见该脉切穿了早期的非矿石英脉(A1脉)	图3h
D脉				
D1: Moly-Qz-Ser±Py±Cpy脉	强石英-绢云母蚀变晕	脉体较细,不规则至线状,脉宽一般为0.2~1 mm	脉体两侧具有强石英-绢云母蚀变晕的辉钼矿±黄铁矿±黄铜矿线脉	图4a
D2: Py-Cpy-Chl-Ser±Qz脉	绿泥石-石英-绢云母	脉体两侧具有绿泥石-水云母蚀变晕的黄铁矿-黄铜矿脉,脉宽多为1~5 mm	脉中的石英颗粒很少,两侧细粒次生石英较多,而且,两侧蚀变晕的宽度也较大	图4b
D3: Cpy-Py-Moly-Ser±Qz脉	石英-绢云母	脉体两侧具有强石英-水云母蚀变晕,脉宽一般为1~2 mm,蚀变晕一般为2~10 mm	主要产于花岗闪长斑岩,该类脉体是朱砂红矿床长石分解蚀变带中最重要的铜矿化类型,同时也是该阶段脉体特征的典型代表	图4c
D4: Py±Qz脉	绢云母-绿泥石	黄铁矿±石英较宽脉,黄铁矿为主,石英少量,脉宽一般为15~40 mm	花岗闪长斑岩和围岩中均产有该类型脉体,脉中黄铁矿颗粒较粗,多呈半自形-他形,石英颗粒较少但较自形	图4d
D5: Py-Anhy±Cc±Cpy±Qz脉	绿泥石	脉宽度一般为20~50 mm	脉中的黄铁矿多为他形、粒状,黄铜矿含量较少,多分布在黄铁矿裂隙中或边部,两者无明显交代现象	图4e, f

注: Anhy—硬石膏; Bt—黑云母; Cc—方解石; Chl—绿泥石; Cpy—黄铜矿; Epi—绿帘石; Kfs—钾长石; Moly—辉钼矿; Py—黄铁矿; Qz—石英; Ser—绢云母。



图3 朱砂红铜(金)矿床内发育的B脉特征照片

a. 平直的无矿纯石英(B1脉),脉壁两侧常有弱钾长石化; b, c, d. 具有黄铁矿和微细线状辉钼矿的较平直B2脉,部分脉壁两侧偶见弱钾长石化; e, f. 典型B脉,具有黄铁矿及少量黄铜矿细小中心线的平直宽石英(B3脉); g. 石英-黄铜矿-绿泥石±黄铁矿脉(B4脉),脉的两侧开始出现弱黄铁绢英岩化蚀变晕; h. 绿帘石脉(B5脉),该脉切穿了早期的无矿石英脉(A1脉)

Fig. 3 B-type veins and their characteristics in the Zhushahong Cu-Au deposit

a. Straight barren pure quartz B1 vein, commonly with weak K-feldspathization on both sides; b, c, d. Relatively straight B2 vein containing pyrite and micro-fine linear molybdenite, rare weak K-feldspathization on some of the vein walls; e, f. Typical B vein: straight broad quartz B3 vein with fine central line of pyrite and small amounts of chalcopyrite; g. Quartz-chalcopyrite-chlorite ± pyrite vein (B4 vein), with weak phyllic alteration halo seen on both sides; h. Epidote vein (B5 vein), cutting through earlier barren quartz A1 vein

3 流体包裹体研究

3.1 流体包裹体岩相学特征

根据流体包裹体在室温下的相态及加热过程中的相变化特征,可将朱砂红矿床各期脉体中的流体包裹体划分为4类:

富气相包裹体(VL) 常温下大多由气液两相组成,有时可为纯气相,加热后除少量为临界或液相均一外,绝大部分均一成气相,其气相分数多大于50%,激光拉曼分析结果显示,部分该类包裹体的气相成分富含 CO_2 。该类包裹体常见于早期的各类A脉及B脉,有少量存在于晚期的D脉中。

含子矿物多相包裹体(LVH) 由气相、液相和子矿物相组成,气相分数一般为5%~20%,粒径一般较小(5~20 μm)。部分该类包裹体中可见含多个子矿物(有些亦含金属子矿物),透明子矿物主要为

立方体的石盐和长柱状的硬石膏等,金属子矿物主要为黄铜矿、赤铁矿等。该类包裹体主要存在于A脉和B脉中。

富液相包裹体(LV) 由液相和气相组成,气相分数多小于30%,加热后均一为液相。该类包裹体在各类脉体中均可见到,但以D脉内最为发育。

富 CO_2 水溶液包裹体(LV $_{\text{CO}_2}$)及单相 CO_2 包裹体 少量。室温下由水溶液相和 CO_2 相组成,低温时气相 CO_2 的边缘会出现液相 CO_2 液圈,形成含 CO_2 的三相流体包裹体。单相 CO_2 包裹体在室温下为纯气相(V $_{\text{CO}_2}$), CO_2 含量近于100%,粒径多为5~15 μm ,低温时部分会形成纯 CO_2 两相包裹体。该类包裹体主要见于A脉和B脉中。

下文将对各类脉体中流体包裹体的特征进行详述。

A脉: 本文选取早期的砂糖状无矿石英脉(A1)及石英-钾长石脉(A3)2类A脉进行流体包裹体研究。

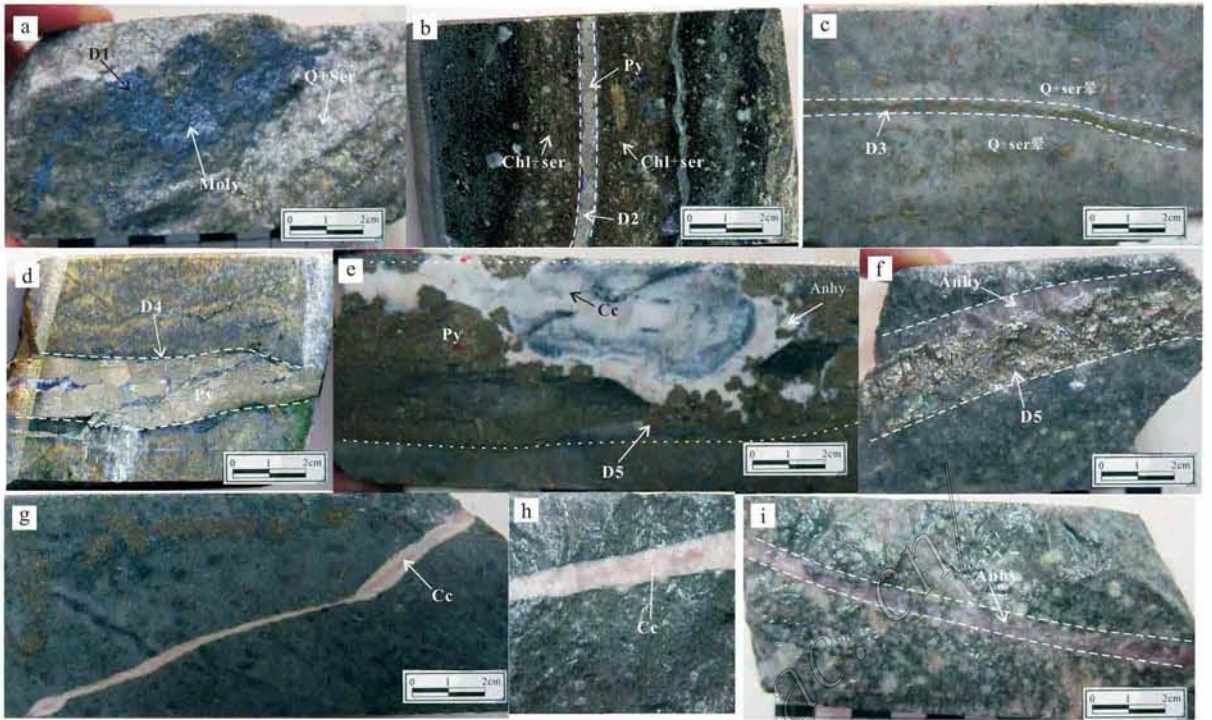


图4 朱砂红铜(金)矿床内发育的D脉及晚期无矿热液脉特征照片

a. 具有强石英-绢云母蚀变晕的辉钼矿±黄铁矿±黄铜矿细脉(D1脉); b. 具有绿泥石-水云母蚀变晕的黄铁矿-黄铜矿脉(D2脉); c. 具有石英-水云母蚀变晕的黄铜矿-黄铁矿-辉钼矿±石英细脉(D3脉); d. 无蚀变晕的黄铁矿±石英较宽脉(D4脉); e, f. 无蚀变晕的黄铁矿-硬石膏±方解石±黄铜矿±石英宽脉(D5脉); g~i. 与成矿无关的热液脉: g, h. 方解石-石英脉; i. 硬石膏±方解石脉

Fig. 4 D-type veins and their characteristics in the Zhushahong Cu-Au deposit

a. Molybdenite±pyrite±chalcocopyrite D1 veinlet with strong quartz-sericite alteration halo; b. Pyrite-chalcocopyrite D2 vein with chlorite-hydrothermal alteration halo; c. Chalcocopyrite-pyrite-molybdenite±quartz D3 veinlet with quartz-hydrothermal alteration halo; d. Pyrite±quartz broader D4 vein without alteration halo; e, f. Pyrite-anhydrite-calcite±chalcocopyrite±quartz broad D5 vein without alteration halo; g~i. Hydrothermal vein unrelated to mineralization: g, h. Calcite-quartz vein; i. Anhydrite±calcite vein

朱砂红矿床内所发育的A1脉有2种产出形态,一种呈不规则状产于花岗闪长斑岩(图2a),另一种呈团块状顺板理产于围岩(图2j)。这2种A1脉内的石英颗粒都呈砂糖状、细小他形,且两者间无明显的相互穿插关系。A1和A3脉体内的包裹体包含上述4种类型,但以VL包裹体为主,其大小多为10~15 μm,少数可达20 μm,形态较好,多呈椭圆状、负晶形孤立生长(图5a),局部可出现VL包裹体群(图5b);激光拉曼分析结果显示,该类型包裹体多为富CO₂两相包裹体,其气相分数一般为30%~70%。原生LV包裹体较少,且以次生居多。LV_{CO₂}包裹体在顺板理产出的A1脉中很常见,在A3脉中则相对少见。在A1和A3脉中亦可见到一定量的LVH多相包裹体(包括透明和不透明子矿物),有时可见多个子矿物,透明子矿物以矩形的石盐和长柱状的硬石膏为主,不透明的金属子矿物主要为赤铁矿和黄铜

矿(图5e, f)。

B脉: 本文对5类B脉中的3类开展了流体包裹体研究。含较多辉钼矿的石英-辉钼矿-黄铁矿±硬石膏±黄铜矿脉(B2脉)中的石英颗粒大小不均匀,多呈长柱状,与辉钼矿共生的石英所捕获的VL包裹体(图6a)和LV包裹体所占比例相当,形态较规则,大小一般为10~20 μm,气相分数集中在5%~20%和35%~50%2个区间;LVH多相包裹体较常见,气相分数一般小于10%,有时可见其与VL包裹体以及具有不同气相分数的LV包裹体在同一视域内出现,表现出沸腾包裹体组合的特征(图6b)。B2脉内也发育少量LV_{CO₂}包裹体,有时可见LV包裹体与LV_{CO₂}包裹体共存的现象(图6c)。在具有黄铁矿-黄铜矿细小中心线的石英脉(B3脉)中,原生包裹体不发育,但可见大量呈串珠状、枝状分布的次生包裹体群,几乎全为富液相,其形态多为椭圆

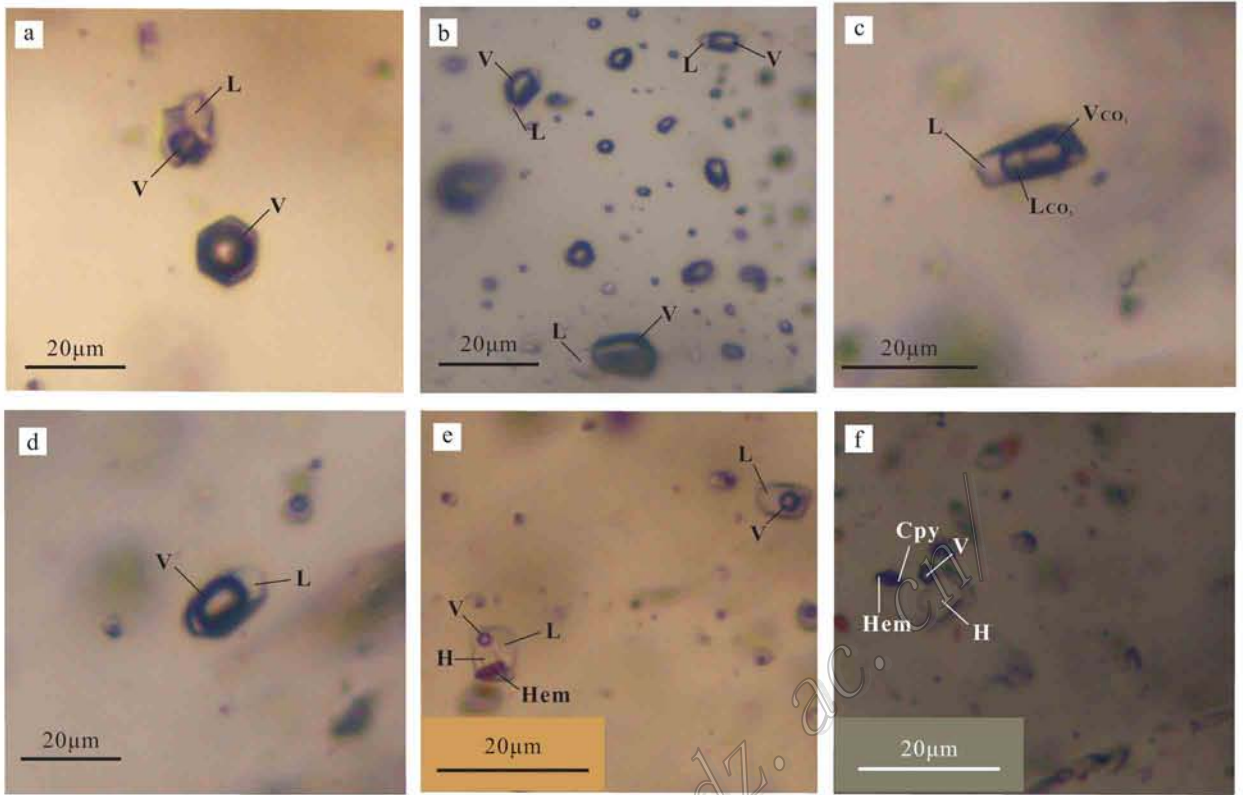


图 5 朱砂红铜(金)矿床内早期 A 脉中流体包裹体显微照片

a. 不规则砂糖状无矿石英脉($\Delta 1$)中原生的纯气相包裹体和富液相(LV)包裹体(样品号 zk8-4-832.2); b,c. 顺板理团块状石英脉($\Delta 1$)中的包裹体,以 VL 包裹体为主; b. 激光拉曼分析显示为富 CO_2 包裹体群; c. 含液体 CO_2 的三相包裹体(LV_{CO_2}); d,e,f. 石英 \pm 钾长石脉($\Delta 3$)中的原生流体包裹体; d. 富气相包裹体; e,f. 含子矿物多相包裹体(LVH)(样品号 zk8-4-859)

L—液相; V—气相; H—石盐; Cp—黄铜矿; Hem—赤铁矿

Fig. 5 Microphotographs of fluid inclusions in A-type veins from the Zhushahong Cu-Au deposit

Vapor-rich phase is the dominated type of fluid inclusions in A-type veins, such as sugar-like barren vein (a), crumby quartz vein filled in foliation (b) and (c), quartz-K-feldspar vein (d), (e) and (f), but in crumby quartz vein, a few LV_{CO_2} -type inclusions (e) are found; minor LVH-type inclusions (e and f) are also found in A-type veins

L—Liquid; V—Vapor; H—Halite; Cp—Chalcopyrite; Hem—Hematite

状,大小一般为 $5\sim 15\ \mu\text{m}$,少数可达 $20\ \mu\text{m}$ 左右,气相分数多小于 20%(图 6d)。在石英-黄铜矿-绿泥石 \pm 黄铁矿脉(B4 脉)中,LV 包裹体占绝对优势,大小多为 $10\sim 15\ \mu\text{m}$,气相分数多为 5%~30%;可见极少量 LVH 包裹体(图 6e,f)。相对于 A 脉而言,B 脉中的 LV 包裹体所占比例明显增大,LVH 包裹体含子矿物多为一个,不透明子矿物亦常见,而且,在个别 B 脉中 LVH 包裹体已不发育。

D 脉: 本文选取 D1、D2 和 D4 脉作为该类脉体的代表进行了流体包裹体研究。在具有长石分解蚀变的辉钼矿 \pm 黄铁矿 \pm 黄铜矿线脉(D1 脉)及黄铁矿-黄铜矿脉(D2 脉)中,与金属硫化物共生的石英

内流体包裹体较丰富,主要为 LV 包裹体(图 7a,b),有时也可见少量形态规则的 VL 包裹体(图 7e);LV 包裹体的大小多为 $5\sim 15\ \mu\text{m}$,少数可达 $20\sim 25\ \mu\text{m}$ 。无蚀变晕的黄铁矿 \pm 石英脉(D4 脉)内的包裹体发育较少。在部分 D 脉中亦可见少量 LV_{CO_2} 包裹体。此外,在 D 脉中还发现一个很常见的现象:黄铁矿或黄铜矿周围的少数石英颗粒内包裹体相对较发育(图 7d,e),其形态相对较规则,多呈负晶形、椭圆形,气泡颜色较深,且气相分数明显比外围的大,有时可达 50%以上(图 7e),其大小为 $10\sim 15\ \mu\text{m}$,有时甚至可见 LV 包裹体与 VL 包裹体共存,该现象在 B 脉中也可见到,至于其成因还有待研究。

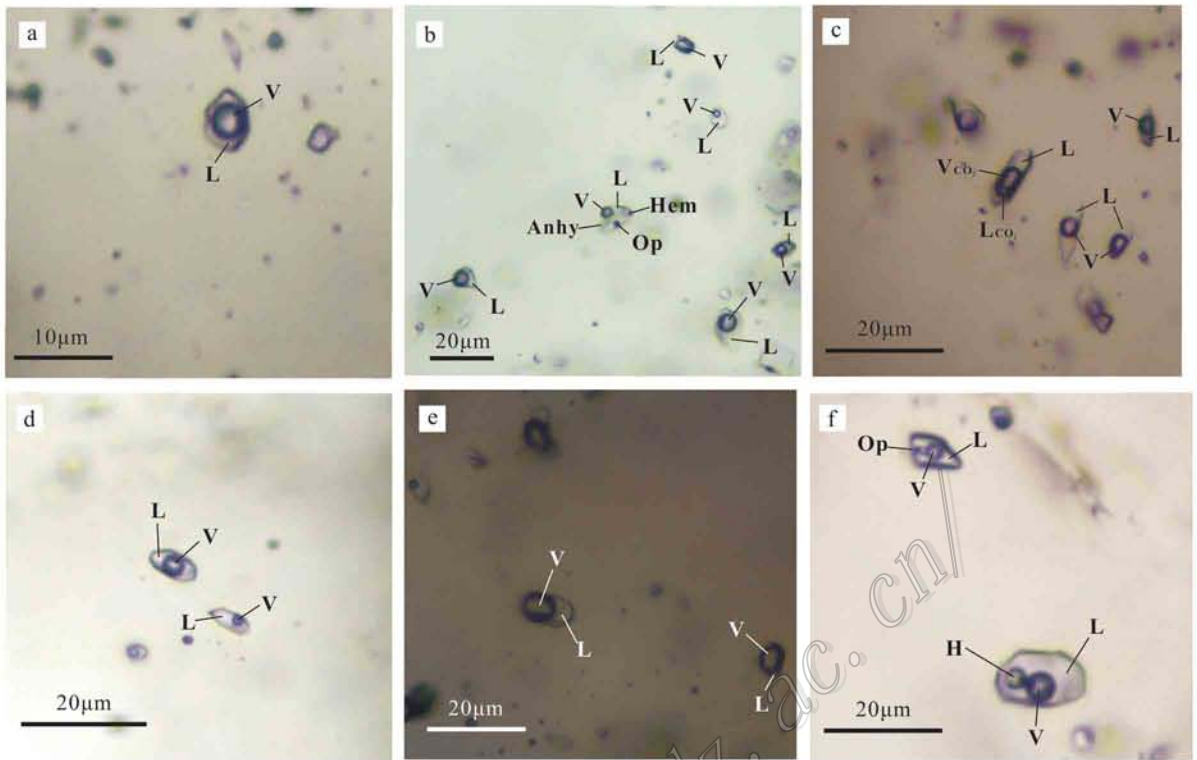


图6 朱砂红铜(金)矿床内B脉中流体包裹体显微照片

a, b, c. 石英-辉钼矿-黄铁矿±硬石膏±黄铜矿脉(B2)中的原生包裹体组合, VL和LV包裹体所占比例相当,发育沸腾包裹体组合(样品号zk6-3-967): a. B2脉中的VL包裹体; b. B2脉中发育的沸腾包裹体组合,以VL与LVH包裹体及具有不同气相分数的LV包裹体共生为特点; c. B2脉中的LV包裹体和LV_{CO2}三相包裹体; d. 石英-黄铁矿-黄铜矿脉(B3)中的原生包裹体,以LV为主(样品号zk8-4-581); e, f. 石英-黄铜矿-绿泥石±黄铁矿脉(B4)中的原生包裹体, LV包裹体稍多于VL包裹体,并发育极少量的LVH多相包裹体(样品号zk4-2-696.4); L—液相; V—气相; H—石盐; Hem—赤铁矿; Anhy—硬石膏; Op—不透明金属矿物(待鉴定)

Fig. 6 Microphotographs of fluid inclusions in B-type veins from the Zhushahong Cu-Au deposit

a, b, c. Showing assemblage of primary fluid inclusions in quartz-molybdenite-pyrite ± anhydrite ± chalcopyrite veins (B2 vein), the amount of VL-type inclusions and LV-type inclusions are almost same (specimen: zk6-3-967): a. VL-type inclusions in B2 vein; b. Showing assemblage of boiling fluid inclusions in B2 veins; c. Showing LV-type and LV_{CO2} type fluid inclusions in B2 veins; d. LV-type inclusions are the dominated type of fluid inclusions in quartz-pyrite-chalcopyrite veins (B3 vein) (specimen: zk8-4-581); e, f. LV-type inclusions are more than VL-type inclusions in quartz-chalcopyrite-chlorite ± pyrite veins (B4 vein), a small quantity of daughter mineral bearing fluid inclusions (LVH) are also be found in B4 veins (f) (specimen: zk4-2-696.4); L—Liquid; V—Vapor; H—Halite; Hem—Hematite; Anhy—Anhydrite; Op—Opaque minerals

对于成矿期后的硬石膏±方解石脉中多发育的包裹体,本文只做了岩相学观察工作,发现硬石膏表面一般比较干净、明亮,所发育的包裹体以LV包裹体为主,多呈矩形(图7f),大小为5~10 μm,极少数可达15 μm,气相分数多为2%~10%。

3.2 包裹体显微测温结果

流体包裹体显微测温在中国地质科学院完成。测试仪器为Linkam THMS 600型冷热台,测定温度范围为-196~+600℃,冷冻及均一温度测试精度分别为±0.1℃和±1.0℃。本次用于显微测温的包裹体较大(一般>6 μm),通过加热测得了气液相均

一温度($t_{h,L-V}$)、冰点温度($t_{m,ice}$)及石盐和/或硬石膏矿物的熔化温度($t_{m,NaCl}$ 或 $t_{m,Anhy}$)。VL、LV及LVH包裹体的盐度 $\omega(NaCl_{eq})$ 利用Hall等(1988)的公式求得。

A脉:

该类脉体中流体包裹体的测温结果列于表2。A1脉中的VL相包裹体绝大多数为气相均一,其均一温度为330~518℃, $\omega(NaCl_{eq})$ 为3.4%~16.0%,平均为8.4%(表2);呈液相均一的LV包裹体的均一温度为327~453℃, $\omega(NaCl_{eq})$ 为3.9%~15.6%,平均为10.2%;LVH包裹体均以石盐子矿

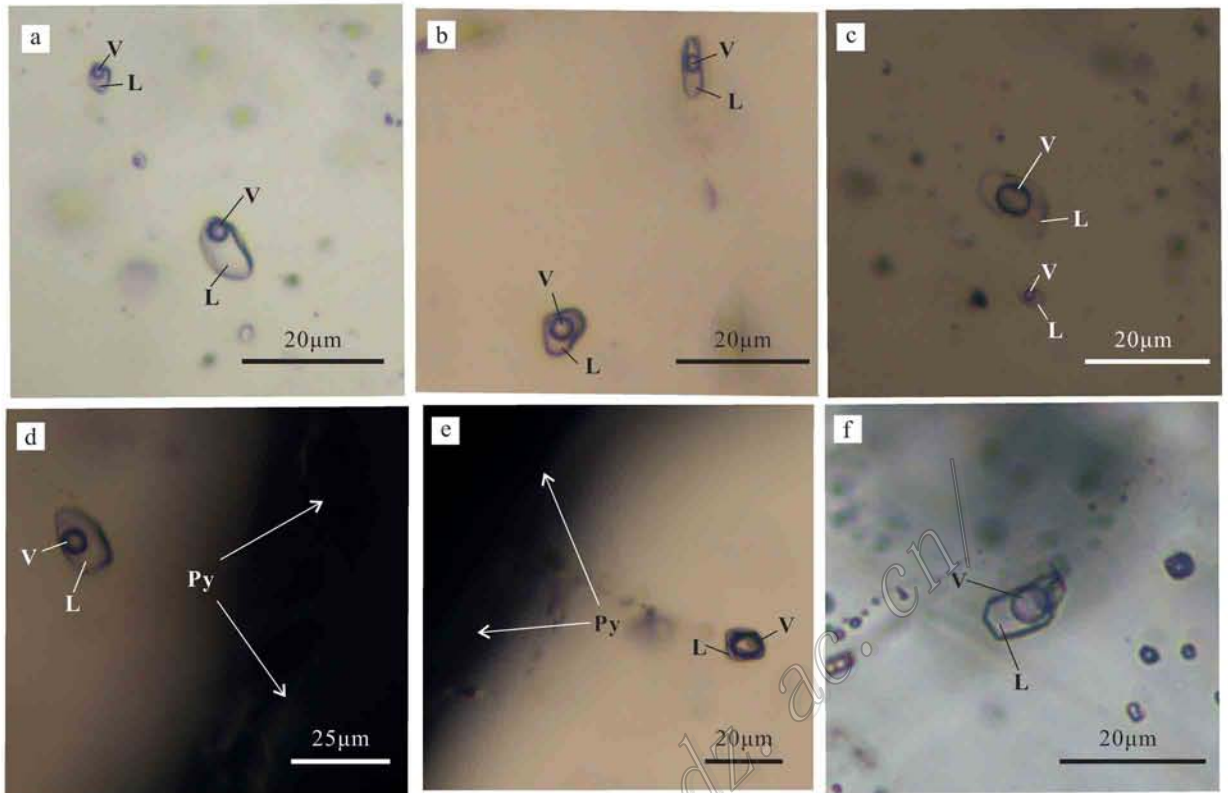


图7 朱砂红铜(金)矿床内D脉及成矿期后石膏±方解石脉中流体包裹体显微照片

a, b, c. 辉钼矿-石英-绢云母±黄铁矿±黄铜矿线脉(D1)中的原生包裹体,以LV为主,含极少量VL包裹体(样品号zk5-5-157); d, e. 黄铁矿-黄铜矿-绿泥石-水云母±石英脉(D2)中黄铁矿周围的包裹体,形态相对较规则,气泡颜色较深,且气相分数明显比外围大,有时可达50%以上(e)(样品号zk0-2-299); f. 硬石膏±方解石脉中硬石膏所捕获的包裹体,以LV为主(样品号zk4-2-236.1)

L—液相; V—气相; Py—黄铁矿

Fig. 7 Microphotographs of fluid inclusions in D-type veins and Anhy ± Cc veins from the Zhushahong Cu-Au deposit

a, b, c. Liquid-rich phase are the dominated type of fluid inclusions in D-type veins, such as molybdenite-quartz-sericite ± pyrite ± chalcopyrite veins (specimen: zk5-5-157); d, e. Fluid inclusions next to pyrite are vapor-rich phase and darker than others that far away from pyrite; pyrite-chalcopyrite-chlorite-hydromica ± quartz veins (specimen: zk0-2-299); f. Fluid inclusions in anhydrite ± Calcite veins are dominated by liquid-rich LV phase (specimen: zk4-2-236.1); L—Liquid; V—Vapor; Py—Pyrite

物的消失而均一,其均一温度为 $447\sim 572^{\circ}\text{C}$ (平均 502°C),气泡消失温度为 $305\sim 412^{\circ}\text{C}$ (平均 345°C), $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 集中于 $52.9\%\sim 69.9\%$,平均为 60.3% 。此外,还测定了3个 LV_{CO_2} 包裹体,其 CO_2 相部分均一温度为 $15.0\sim 20.5^{\circ}\text{C}$,完全均一温度为 $317\sim 473^{\circ}\text{C}$,通过 CO_2 笼形物分解温度估算其对应的 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $7.1\%\sim 9.4\%$ 。

有钾长石蚀变晕的石英-钾长石脉(A3脉)中的气液两相包裹体多数均一成气相,部分均一成液相,另有少量呈临界均一(表2)。呈气相均一的包裹体的均一温度为 $371\sim 475^{\circ}\text{C}$ (平均 408°C), $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $4.7\%\sim 15.2\%$,平均为 9.5% ,其中有一个VL包

裹体的 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 较小,仅为 2.9% 。呈液相均一的LV包裹体的均一温度相对前者较低,为 $283\sim 373^{\circ}\text{C}$,平均为 327°C , $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $5.7\%\sim 16.8\%$,平均为 12.2% 。LVH包裹体以石盐或石膏的消失为最终均一,其均一温度为 $504\sim 556^{\circ}\text{C}$ (平均为 531°C),其气泡消失温度为 $343\sim 480^{\circ}\text{C}$ (平均 423°C), $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $60.3\%\sim 67.6\%$,平均为 64.1% 。呈临界均一的气液两相包裹体的均一温度介于LV和VL包裹体均一温度之间。所测的2个含 CO_2 包裹体的部分均一温度分别是 19.5°C 和 25.3°C ,完全均一温度为 330°C 和 349°C ,其中一个对应的 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 9.3% (表2)。

表2 朱砂红铜(金)矿床内A脉石英中原生流体包裹体显微测温结果

Table 2 Microthermometer of primary fluid inclusions in quartz from A-type veins in the Zhushahong Cu-Au deposit

类型	大小/ μm	气相分数/%	$t_{\text{m,子晶}}/^\circ\text{C}$	$t_{\text{h,L,V}}/^\circ\text{C}$	$t_{\text{m,ice}}/^\circ\text{C}$	$\alpha(\text{NaCl}_{\text{eq}})\%$
A1: 无矿石英脉(样品号 zk8-4-859)						
VL	10×7	65		330	-4.8	7.6
VL	12×8	60		373	-2.0	3.4
VL	10×7	50		361	-7.6	11.2
VL	16×10	60		421	-7.9	11.6
VL	14×9	50		401	-4.6	7.3
VL	3×7	50		384	-3.2	5.3
VL	11×10	50		379	-3.2	5.3
VL	9×6	65		518	-12.0	16.0
LV	15×9	25		435	-6.0	9.2
LV	13×6	20		453	-11.6	15.6
LV	7×5	25		425	-6.8	10.2
LV	14×15	20		397	-8.6	12.4
LV	8×5	10		393	-5.8	9.0
LV	11×7	40		327	-7.7	11.3
LV	12.5×8	15		407	-2.3	3.9
LVH	12×7	5	521(石盐)	412		62.7
LVH	10×7	20	469(石盐)	317		55.7
LVH	11×8	15	572(硬石膏)	346		69.9
LVH	10×5		447(石盐)	305		52.9
			$t_{\text{triple-CO}_2}/^\circ\text{C}$	$t_{\text{hCO}_2}/^\circ\text{C}$	$t_{\text{hTotal}}/^\circ\text{C}$	$t_{\text{mclath}}/^\circ\text{C}$
VL _{CO₂}	11×6.5	55	-58.7	20.5	317	4.7
VL _{CO₂}	21×10	60	-58.8	15.0	473	5.3
LV _{CO₂}	11×7	30	-57.9	20.0	381	6.2
A3: 石英-钾长石(Qz-Kfs)脉(样品号 zk6-3-696)						
VL	8×5	50		391	-1.7	2.9
VL	13×7.5	50		397	-2.8	4.7
VL	13×8	40		410	-4.1	6.6
VL	12×8	60		417	-6.7	10.1
VL	13×8	40		411→临界均一	-9.7	13.6
VL	17×8	60		475	-8.2	11.9
VL	15×9	60		371	-11.2	15.2
VL	10×6	80		393	-7.4	11.0
LV	14×7	15		356	-6.3	9.6
LV	12×7	20		283	-3.5	5.7
LV	11×7	15		298	-8.7	12.5
LV	16×12	10		327	-12.9	16.8
LV	13×9	30		373→临界均一	-12.3	16.2
LVH	17×13	15	556(硬石膏)	480		67.6
LVH	14×10	10	543(石盐)	421		65.8
LVH	12×8	5	504(石盐)	343		60.3
LVH	14×10	2	521(硬石膏)	448		62.5
			$t_{\text{triple-CO}_2}/^\circ\text{C}$	$t_{\text{hCO}_2}/^\circ\text{C}$	$t_{\text{hTotal}}/^\circ\text{C}$	$t_{\text{mclath}}/^\circ\text{C}$
VL _{CO₂}	10×8	60	-56.5	19.5	330	4.8
VL _{CO₂}	12×8	70	-57.7	25.3	349→V	-

注: VL 为富气相包裹体; LV 为富液相包裹体; LVH 为含子晶的包裹体; 如无特殊标注, VL 包裹体均呈气相均一, LV 包裹体均呈液相均一。下同。

B 脉：

测温结果详见表 3。石英-辉钼矿-黄铁矿 ± 硬石膏 ± 黄铜矿 (Qz-Moly-Py ± Anhy ± Cp) 脉 (B2 脉) 中的气液两相包裹体绝大多数均一为气相, 少部分均一为液相, 均一温度为 307 ~ 474°C, 平均为 385°C, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 2.7% ~ 10.6%, 平均为 5.9%。测得了该类脉体中 2 个含石盐子晶和一个含

石膏子晶的包裹体, 最终都以子晶消失为均一, 其均一温度为 305 ~ 487°C, 气泡消失温度为 273 ~ 352°C, 对应的 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 38.6% ~ 58.0%, 平均为 46.0%。还测得了 2 个含 CO₂ 包裹体的部分均一温度, 分别为 19.8°C 和 22.3°C, 完全均一温度为 354°C 和 434°C。根据其中一个 CO₂ 笼形物分解温度估算的对应的 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 5.5% 与 LV 包裹体相当。

表 3 朱砂红铜（金）矿床内 B 脉石英原生流体包裹体显微测温结果

Table 3 Microthermometer of primary fluid inclusions in quartz from B-type veins in the Zhushahong Cu-Au deposit

类型	大小/ μm	气相分数/%	$t_{\text{m, 子晶}}/^\circ\text{C}$	$t_{\text{h, LV}}/^\circ\text{C}$	$t_{\text{m, ice}}/^\circ\text{C}$	$w(\text{NaCl}_{\text{eq}})/\%$
B2 石英-辉钼矿-黄铁矿 ± 硬石膏 ± 黄铜矿 (Qz-Moly-Py ± Anhy ± Cp) 脉(样品号 zk6-3-967)						
VL	13×9	45		396	-2.6	4.3
VL	8×6	50		405	-2.1	3.6
VL	11×6	40		397	-1.6	2.7
LV	13×12	10		307	-6.1	9.3
LV	15×11	35		332→V	-7.1	10.6
LV	10×6	10		474	-3.0	5.0
LVH	15×11	5	305(石盐)	273		38.6
LVH	13×7	2	341(石盐)	286		41.6
LVH	10×7	5	487(硬石膏)	352		58.0
			$t_{\text{triple-CO}_2}/^\circ\text{C}$	$t_{\text{hCO}_2}/^\circ\text{C}$	$t_{\text{hTotal}}/^\circ\text{C}$	$t_{\text{mclath}}/^\circ\text{C}$
LV _{CO₂}	11×6.5	30	-59.2	19.8	354	-
LV _{CO₂}	9×7	25	-59.4	22.3	434	7.1
B3 石英-黄铁矿-黄铜矿 (Qz-Py-Cp) 脉(样品号 zk8-4-581)						
VL	9×5.5	45		366	-5.1	8.0
LV	13×5.5	10		204	-2.2	3.7
LV	18×11	40		359	-3.3	5.4
LV	12×8	20		363	-4.1	6.6
LV	10×11	35		360	-4.7	8.8
LV	9×15	15		306	-0.5	0.9
LV	13×7.5	5		332	-2.3	3.9
LV	17×9	10		343	-7.1	10.6
LV	19×15	20		313	-3.8	6.2
LV	13×8	5		382	-3.5	5.7
B4 石英-黄铜矿-绿泥石 ± 黄铁矿 (Qz-Cp-Chl ± Py) 脉(样品号 zk4-2-696.4)						
VL	17.6×9	56		377	-4.6	7.3
VL	12×6	20		362	-1.2	2.1
LV	8×6	2		255	-3.9	6.3
LV	13×10	20		311	-2.8	4.7
LV	12×6	5		283	-6.5	9.9
LV	8×6	30		342	-2.3	3.9
LV	16×10	15		315	-11.6	15.6
LV	12×7	30		327	-2.1	3.6
LV	12×8	20		319	-3.7	6.0
LV	15×10	15		313	-14.6	18.3
LVH	14×9	10	341(石盐)	248		41.6
LVH	13×8	5	308(石盐)	337		38.8

具有黄铁矿-黄铜矿细小中心线的石英脉(B3脉)中的LV包裹体几乎全部均一为液相,均一温度为204~382℃,平均为332℃, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为3.7%~10.6%(其中一个极低,仅为0.9%),平均为5.4%。

石英-黄铜矿-绿泥石±黄铁矿(Q-Cp-Chl±Py)脉(B4脉)中LV包裹体的均一温度集中于255~342℃之间,平均为308℃;盐度变化于3.6%~18.3%,平均8.5%。对该类脉体中2个含石盐子晶的包裹体(LVH)进行了测定,其中一个以气泡最终消失为均一,而另一个以石盐消失而均一,这与其他类型脉体中包裹体的均一方式不同;其石盐消失温

度分别为341℃和308℃,气泡消失温度分别为248℃和337℃,对应的 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为41.6%和38.8%。在该类脉体中仅测定了2个富气相(VL)包裹体,最终都均一为气相,均一温度分别为362℃和377℃, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为7.3%和2.1%。

D脉:

测温结果详见表4。具有石英-绢云母蚀变晕的辉钼矿-绢云母-石英±黄铁矿±黄铜矿(Moly-Ser-Qz±Py±Cp)脉(D1脉)中的包裹体全部均一为液相,其均一温度为210~312℃,平均为262℃; $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为0.4%~5.1%,平均为2.5%。

表4 朱砂红钨(金)矿床内D脉石英原生流体包裹体显微测温结果

Table 4 Microthermometer of primary fluid inclusions in quartz from D-type veins in the Zhushahong Cu-Au deposit

类型	大小/ μm	气相分数/%	$t_{\text{m,子晶}}/^\circ\text{C}$	$t_{\text{h,LV}}/^\circ\text{C}$	$t_{\text{m,ice}}/^\circ\text{C}$	$w(\text{NaCl}_{\text{eq}})/\%$
D1 辉钼矿-绢云母-石英±黄铁矿±黄铜矿(Moly-Ser-Qz±Py±Cp)脉(样品号 zk5-5-157)						
LV	14×8	15		210	-0.4	0.7
LV	11×7	10		288	-1.2	2.1
LV	10×10	25		225	-3.1	5.1
LV	10×6	10		312	-2.3	3.9
LV	13×5	5		255	-1.7	2.9
LV	9×7	10		279	-0.2	0.4
LV	10×10	5		263	-1.6	2.7
D2 黄铁矿-黄铜矿-绿泥石-绢云母±石英(Py-Cp-Chl-Ser±Qz)脉(样品号 zk0-2-299)						
LV	14×8	5		307	-1.7	2.9
LV	12×6	10		239	-2.5	4.2
LV	8×5	10		210	-1.9	3.2
LV	13×9	5		185	-5.7	8.8
LV	11×7	20		314	-3.1	5.1
LV	15×12	10		228	-2.8	4.7
LV	9×6	5		203	-0.9	1.6
LV	10×7	2		169	-1.1	1.9
LV	13×6	10		272	-2.3	3.9
LV	15×7	20		326	-2.6	4.3
LV	14×9	15		127	-2.7	4.5
LV	12×10	5		278	-4.6	7.3
LV	13×7	10		165	-3.7	6.0
D4 黄铁矿±石英(Py±Qz)脉(样品号 zk8-4-606)						
LV	12×7	5		246	-1.2	2.1
LV	10×6	5		193	-1.2	2.1
LV	12×10	2		141	-2.1	3.6
LV	9×7	5		199	-1.3	2.2
			$t_{\text{triple-CO}_2}/^\circ\text{C}$	$t_{\text{hCO}_2}/^\circ\text{C}$	$t_{\text{hTotal}}/^\circ\text{C}$	$t_{\text{mclath}}/^\circ\text{C}$
LV _{CO₂}	16×12	40	-58.70	20.6	195→V	5.6

具绿泥石-水云母蚀变晕的黄铁矿-黄铜矿-绿泥石-绢云母 ± 石英(Py-Cp-Chl-Ser ± Q)脉(D2脉)中的气液两相包裹体亦全部均一为液相,均一温度为 127~326℃,平均为 233℃; $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 1.6%~8.8%,平均为 4.5%。

无蚀变晕的黄铁矿 ± 石英(Py ± Qz)宽脉(D4脉)中包裹体的均一温度为 141~246℃,平均为 195℃; $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 2.1%~3.6%,平均为 2.5%。测得了一个含 CO₂包裹体的部分均一温度,为 20.6℃,完全均一温度为 195℃, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 8.0%。

3.3 包裹体成分的 LRM 分析

激光拉曼探针(LRM)分析在中国地质科学院矿产资源研究所激光拉曼探针实验室完成。测试仪器为英国 Renishaw System-2000 显微共焦激光拉曼光谱仪,测试条件为:激发激光波长 514.53 nm,激光功率 20 mW,激光束斑最小直径 1 μm,光谱分辨率 1~2 cm⁻¹。本次测试光谱的计数时间为 8 s,100~4 200 cm⁻¹全波段一次取峰,激光束斑大小约为 1 μm,可对大于 1 μm 的包裹体进行测试,光谱分辨率为 0.14 cm⁻¹,温度为 25℃,湿度为 50%。

本次主要对早期 A 脉和 B 脉中的 VL、LVH 及 LV_{CO₂}包裹体以及 B 脉中的 LV 包裹体进行了气、液相成分的激光拉曼探针分析。部分谱图示于图 8。

测试结果表明:A1 脉中 LVH 多相包裹体(样品号 zk6-3-696)的气相和液相成分均以 H₂O 为主(图 8a、b);A3 脉中 VL 包裹体(样品号 zk8-4-859)的气相成分除主要为 H₂O 之外,还含有少量 CO₂(谱峰 1 387 cm⁻¹,图 8c);B2 脉内 LV 包裹体的气相成分中也见到了明显的 CO₂ 谱峰(1 387 cm⁻¹,图 8e),再者,岩相学观察也在 B2 脉体中见有 LV_{CO₂}包裹体与 VL 包裹体共生的现象(图 6b),这些似乎都暗示在 B 脉形成阶段,流体在发生减压沸腾的同时也存在 CO₂ 与水不混溶过程,导致晚期流体的气相中 CO₂ 含量明显增高。D 脉中也发育有少量 LV_{CO₂}包裹体,如黄铁矿-黄铜矿-绿泥石-绢云母 ± 石英脉(D2脉),该包裹体的气相成分主要为 CO₂(谱峰 1 388 cm⁻¹,图 8g),液相成分除 CO₂ 以外还含有少量 H₂O(图 8h)。

4 朱砂红矿床成矿流体演化特征讨论

通过上述流体包裹体研究,查明了朱砂红矿床热流体的特征及演化过程,阐述如下。

成矿早期阶段

A 脉是早期成矿流体的地质记录,其流体包裹体的均一温度主要集中于 350~550℃(图 9), $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 主要集中在 52.9%~69.9%(含子晶多相包裹体)和 2.9%~16.8%(气液两相包裹体)2 个区间内(图 10a)。A1 脉和 A3 脉中的原生包裹体均以 VL 和 LVH 为主,有少量 LV。其中的 LVH 多相包裹体皆以石盐或硬石膏子矿物的消失而均一,而且其子矿物的熔解温度(447~572℃,平均 502℃)远高于气泡消失温度(305~412℃,平均 345℃)。具有这种均一方式的包裹体在铜厂矿床(潘小菲等,2009)和驱龙矿床(杨志明等,2009)的成矿早期脉体中也有发现。此类包裹体的形成可能是由于捕获了气相饱和压力线之上的石盐饱和溶液,或者是在高压条件下均一捕获了石盐不饱和溶液(Roedder, 1984;Bodnar, 1994;1995)。假定本次所测的 A 脉中 5 个含石盐子晶的多相包裹体,是在高压条件下均一捕获了不饱和石盐溶液而形成,那么,按照 Cline 等(1994)给出的压力估算图,可得知 A 脉中 LVH 多相包裹体被捕获时的最低压力为 50~145 MPa(图 11)。本次测试,除石盐熔融温度之外,还有 3 个石膏熔融温度;当以硬石膏熔融温度 572℃ 计算时,最低压力可达 170 MPa,因此可以得知,A 脉中 LVH 多相包裹体被捕获时的压力范围大致为 50~170 MPa,按地压梯度 27 MPa/km 估算,A 脉形成的深度为 1.8~6.3 km。在比 A1 脉形成稍晚的 A3 脉中,发现 VL 包裹体与 LVH、LV 和 LV_{CO₂}包裹体共存,以及有少量气液两相包裹体呈临界均一等现象。另外,A3 脉中还含有个别 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 极低的 VL 包裹体(2.9%,表 2)。这些都基本说明该阶段发生过超临界流体的相分离,即岩浆出溶的高温、高压、中等 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ (约 10%,Hedenquist et al., 1994;Richards, 2005)的超临界流体,在出溶之后不久就

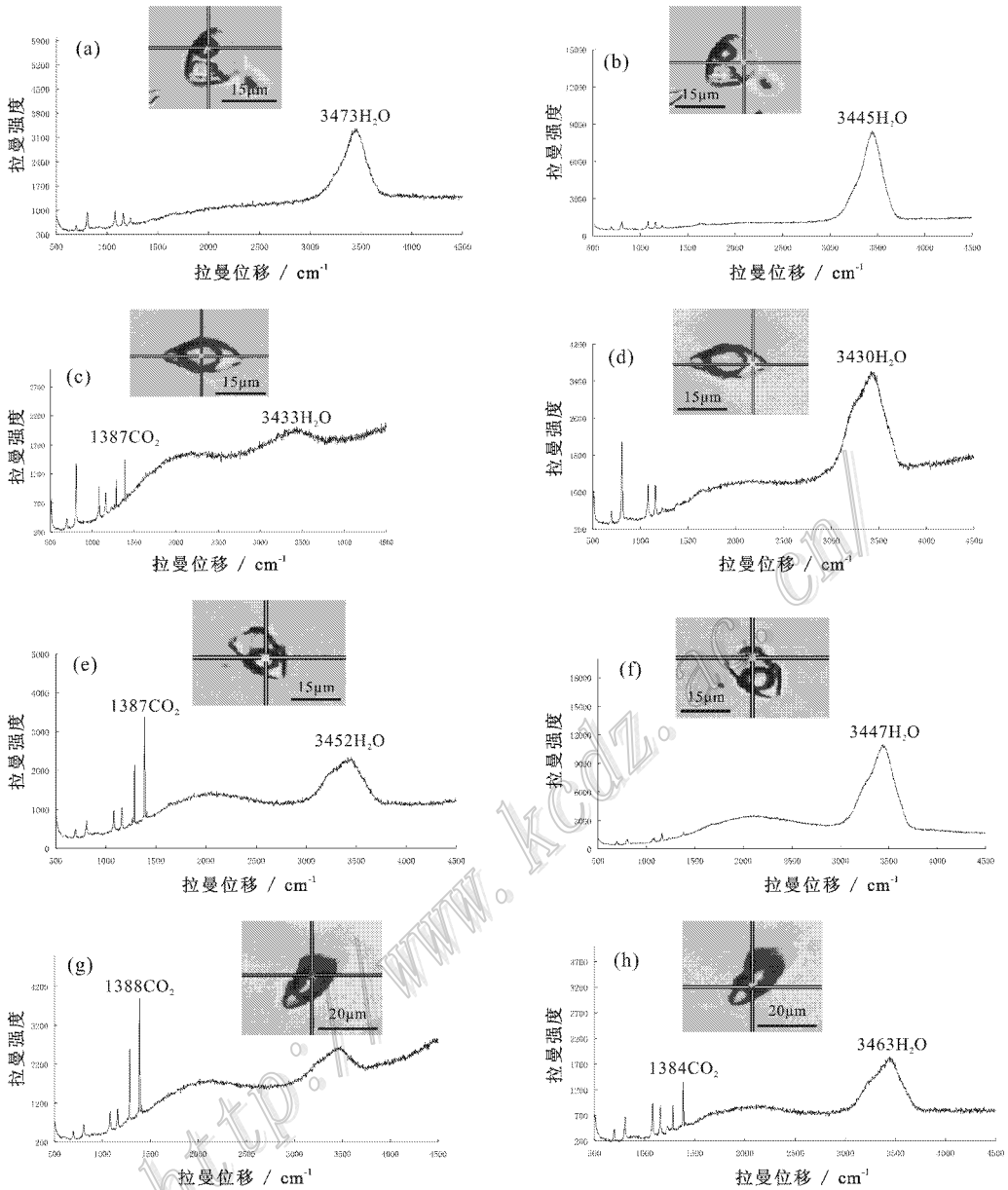


图8 朱砂红铜(金)矿床流体包裹体成分LRM分析谱图

a, b. 不规则无矿石英脉(A1)中的LVH多相包裹体(样品号zk6-3-696); c, d. 石英-钾长石脉(A3)中的VL相包裹体(样品号zk8-4-859); e, f. 石英-辉钼矿-黄铁矿±硬石膏±黄铜矿脉(B2)中的LV相包裹体(样品号zk6-3-967); g, h. 黄铁矿-黄铜矿-绿泥石-绢云母±石英脉(D2)中的LV相包裹体(样品号zk0-2-299)

Fig. 8 LRM spectrum of fluid inclusion from the Zhushahong Cu-Au deposit

a, b. LVH poly-phase inclusions in irregular barren quartz vein (A1) (sample : zk6-3-696); c, d. VL inclusions in quartz-K-feldspar vein (A3) (sample : zk8-4-859); e, f. LV inclusions in quartz-molybdenite-pyrite ± anhydrite ± chalcopyrite vein (B2) (sample : zk6-3-967); g, h. LV inclusions in pyrite-chalcopyrite-chlorite-sericite ± quartz vein (sample : zk0-2-299)

立即发生了相分离,导致低盐度富气相包裹体与高盐度富液相包裹体共存,而且,在此过程中,很可能也有CO₂的参与。此阶段所产生的高温、中-高盐度的流体引起了朱砂红矿床早期的钾长石化蚀变,其产物就是该阶段内形成的与钾长石蚀变有关的Kfs

±Qz脉、Qz ± Kfs脉,A1和A3脉内包裹体的显微测温数据表明,引起钾长石蚀变的流体温度应大致为504~556℃(表2)或者更高。钾长石蚀变阶段的矿化很弱,因此,在早期A脉中仅见有极少量浸染状Cu矿化,在A4脉中才开始有线状黄铜矿脉的产生。

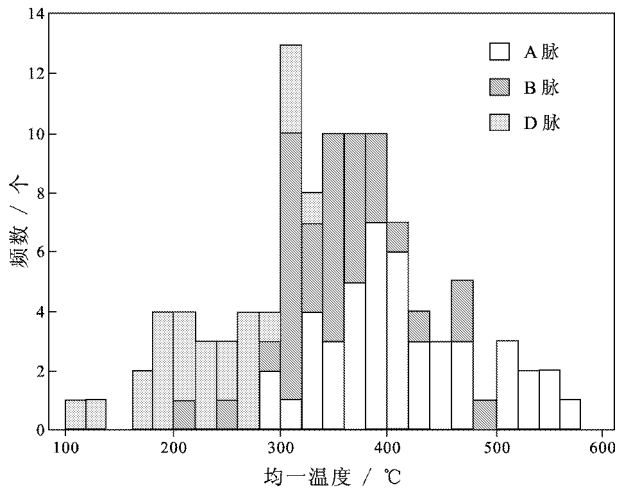


图 9 朱砂红铜（金）矿床各期脉体中流体包裹体测温结果统计直方图

Fig. 9 Histogram of homogenization temperatures of fluid inclusions in all types of veins from the Zhushahong Cu-Au deposit

转换阶段

早期 B1 脉和 B2 脉体两侧仍可看到少量钾长石弱蚀变晕(图 3a, b, d), 而 B4 脉体的两侧开始出现弱黄铁-绢英岩化蚀变晕(图 3g), 因此, B 脉的形成明显处于钾硅酸盐化蚀变向长石分解蚀变转变的阶段。该阶段的流体依然是以岩浆热液为主, 其特征明显与早期成矿流体有所不同: B 脉中, 原生 LV 包裹体明显增多, 气液两相的均一温度相对于 A 脉有下降的趋势, 主要集中在 248~405°C (图 9, 图 10b), 而且, 盐度变化范围变得更宽 [$w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 集中在 38.6%~58.0% 和 0.9%~10.6% 范围内]。LVH 多相包裹体在 B2 和 B4 脉体内尤为发育, 且其完全均一温度与 VL 包裹体相当, 表现出沸腾包裹体组合的特征(图 6)。B4 脉中的 LVH 包裹体既有以子矿物熔化而均一的, 也有以气泡消失而均一的, 但其均一温度差别较小, 显示其被捕获时压力发生过波动, 因此, 不能再按照 Cline 等(1994)的压力估算方式来计算。按照 Pitzer 等(1986)确定的 NaCl-H₂O 体系 $p-x$ 相图(图 12)上所指示的压力, B2 脉的形成压力大约为 25~50 MPa, B3 脉和 B4 脉的形成压力则降低到 15~30 MPa。此外, 朱砂红矿床内大规模发育的 B 脉, 其脉壁平直、界线清晰, 又多产生于斑岩体顶部, 脉中石英颗粒粗大, 加上其中流体包裹体盐度及温压条件所显示的特征, 都表明其 B 脉形成于张性裂隙大规模发育的阶段。由于该阶段岩体

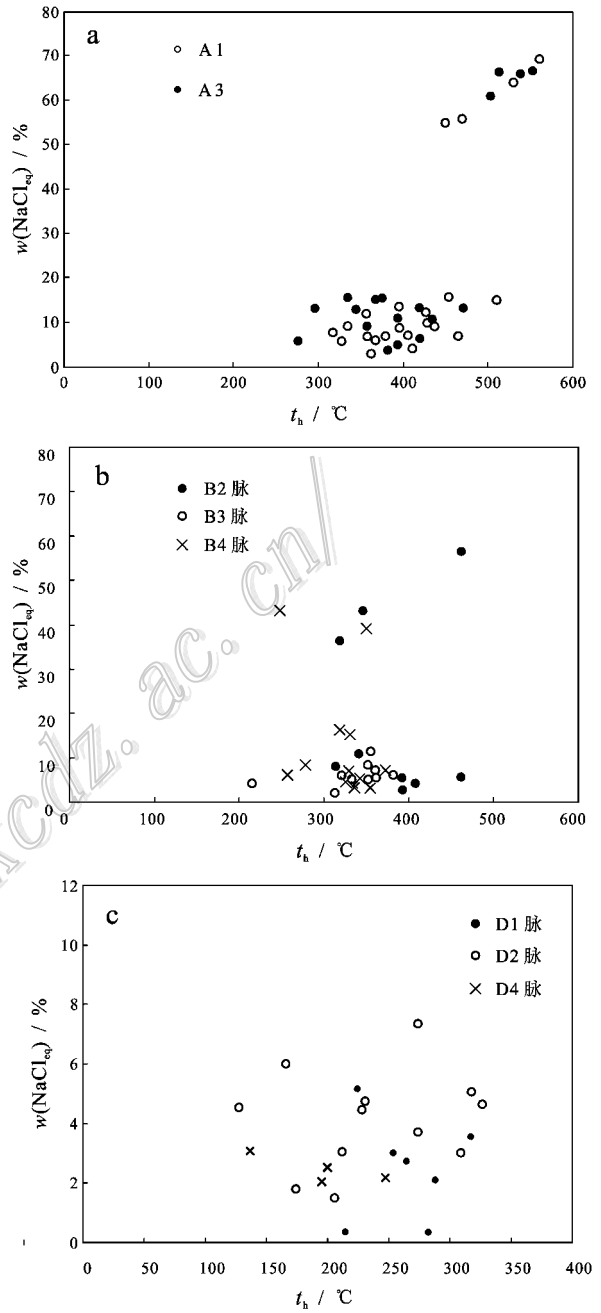


图 10 朱砂红铜（金）矿床各期脉体中流体包裹体盐度与均一温度关系图

Fig. 10 Diagrams of salinity and homogeneous temperature of fluid inclusions in all types of veins from the Zhushahong Cu-Au deposit

(脉)顶部及围岩内产生了大规模的贯通性裂隙, 导致流体压力骤降, 流体发生强烈的沸腾, 使 Cu、Mo 等金属发生大量沉淀, 因此, 该阶段的脉体发育了大量 Cu 矿化, 同时也是朱砂红矿床钼矿化的主要阶段。

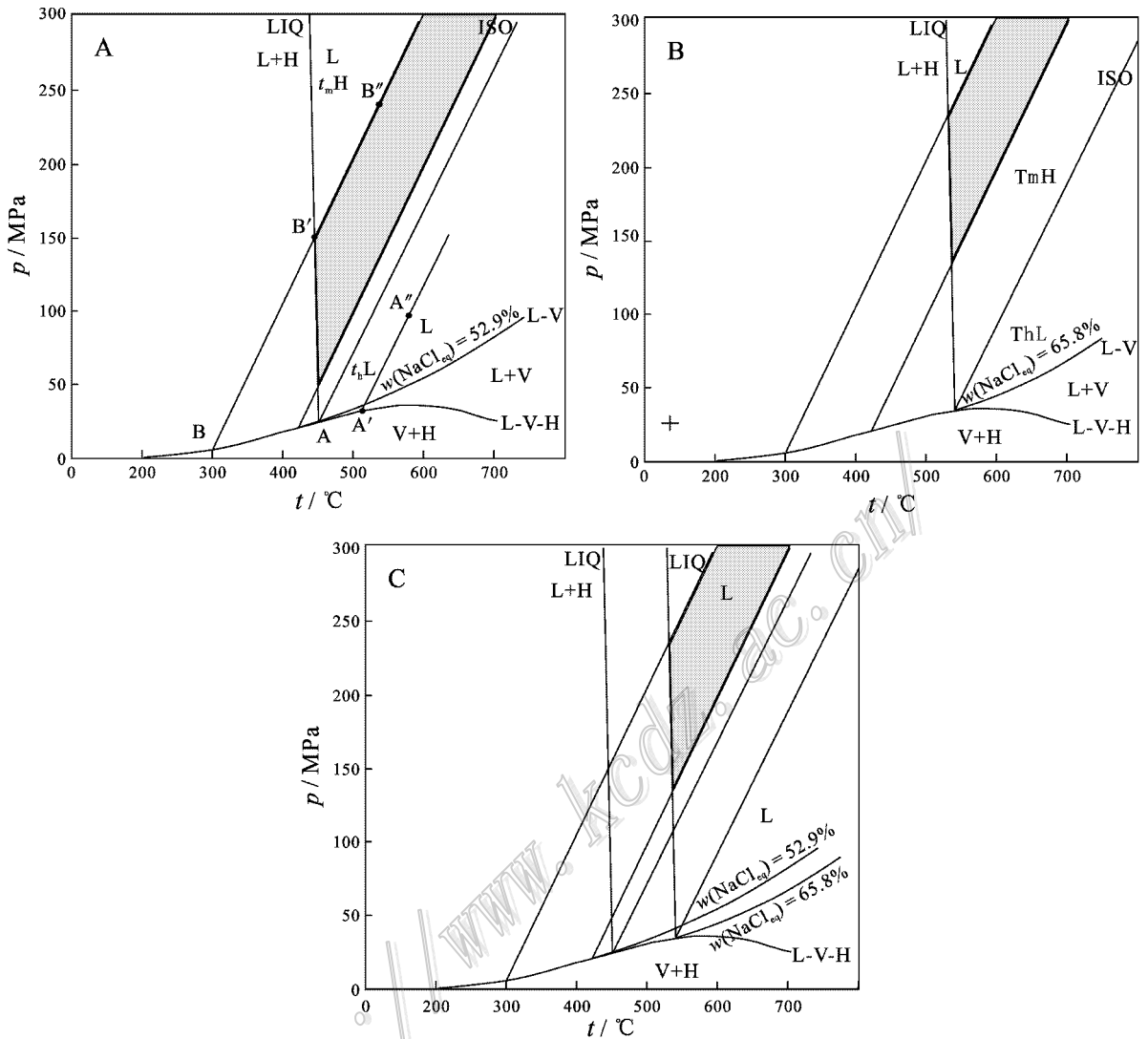


图 11 朱砂红铜(金)矿床 A 脉内 LVH 多相包裹体的 $p-t$ 相图(据 Cline 等, 1994 修改)

本次计算以石盐熔融温度 447~543℃ 为准, 对应的气液相均一温度为 305~421℃, 对应的 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 52.9%~65.8%。A. 溶液 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 52.9% 的包裹体的 $p-t$ 相图: L-V 为 L+V 相与 L 相稳定区域的分界线; L-V-H 为 L+V 相与 V+H 相稳定区域的分界线; LIQ 为 L+H 相与 L 相稳定区域的分界线; ISO 为等容线, 把液相稳定区域分成 2 部分。在等容线温度高的一侧 (ThL) 捕获的包裹体, 最后均一成液相, 其均一路径为 A-A'-A''; 在等容线温度低的一侧 (TmH) 捕获的包裹体以石盐的熔化而均一, 其均一路径为 B-B'-B''。阴影部分捕获的包裹体其气液相均一温度为 305~421℃, 并在 305℃ 时以石盐的熔化而均一。B. 与图 A 类似, 阴影部分捕获的包裹体其气液相均一温度为 305~421℃, 并在 421℃ 时以石盐的熔化而最后均一。C. 图 A 与图 B 阴影部分的交集, 这是产生朱砂红 A 脉捕获 LVH 包裹体的最小 $p-t$ 区域, 在以本次所测硬石膏的最高熔融温度 572℃ 计算时, 其最小 $p-t$ 区域更小, 压力可达 170 MPa 以上。

Fig. 11 Pressure-temperature diagram illustrating trapping conditions of hypersaline liquid inclusions in A-type vein from the Zhushahong Cu-Au deposit (modified after Cline et al., 1994)

成矿晚期阶段

该阶段流体的活动形成了不同类型的 D 脉, 同时导致大规模的长石分解蚀变。该阶段成矿流体的温度 (127~326℃) 和 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ (0.4%~5.1%) 都明显低于早期流体 (图 9, 图 10c), 流体的压力也

降低至 15 MPa 以下 (图 12)。多数研究者认为, 该阶段的流体除了有岩浆热液外, 还有大量大气降水的混入 (Reynolds et al., 1985; Taylor, 1986; 杨志明等 2009), 导致成矿流体的稀释。该阶段主要形成大量的黄铁矿, 且绝大多数都以板条状的宽脉产

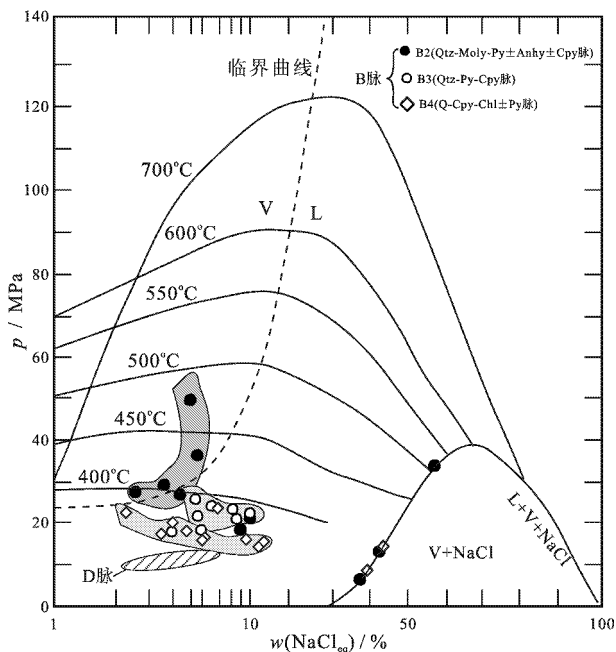


图 12 NaCl-H₂O 体系压力-盐度 (*p-x*) 相图

(据 Pitzer et al., 1986; Sourirajan et al., 1962; Bodnar et al., 1985; Ulrich et al., 2002 修改)

显示朱砂红矿床 B 脉及 D 脉中各类包裹体形成的温度及压力条件
L—液相稳定区; V—气相稳定区

Fig. 12 Pressure-salinity phase diagram for NaCl-H₂O system

(modified after Pitzer et al., 1986; Sourirajan et al., 1962; Bodnar et al., 1985; Ulrich et al., 2002)

showing the formation conditions of temperature and pressure of fluid inclusions hosted in quartz from B-type and D-type veins L—Stable liquid area; V—Stable vapor area

出,同时也有一定的矿化,尤其是在石英-绢云母(水云母)-绿泥石叠加的部位,矿化明显增强。其中,辉钼矿-石英-绢云母±黄铁矿±黄铜矿脉(D1脉)和黄铁矿-黄铜矿-绿泥石-绢云母±石英脉(D2脉)2种脉体分别是该阶段 Mo、Cu 矿化的重要形式。

5 结论

(1) 朱砂红铜(金)矿床内的 3 种类型热液脉体(A、B、D 型)记录了该矿床流体的演化过程,主要经历了 3 个阶段,各阶段流体的性质与蚀变的关系为:成矿早期阶段,成矿流体为高温(350~550℃)、中-高盐度[$w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 2.9%~16.8% 和 52.9%~69.9%]的岩浆流体,压力也较高(50~170 MPa),其活动引起了早期的钾硅酸盐化蚀变;成矿中期,是钾硅酸盐化蚀变向长石分解蚀变转变的阶段,成矿流体的温度和盐度相对于成矿早期均有所降低,其性

质为中-高温(248~405℃)、中-高盐度[$w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 2.1%~9.8% 和 38.6%~58.0%]的岩浆流体,压力也由高压(50~170 MPa)降低到 15~50 MPa,岩相学观察和显微测温数据显示,该阶段发生过减压沸腾作用,此作用一方面使成矿流体中的气体散失而导致流体中金属元素的浓度升高,Cu、Mo 因过饱和而沉淀,另一方面,逃逸的诸如 CO₂ 等酸性气体造成了流体 pH 值上升和还原硫浓度的增大,并且,温压、氧逸度发生了较大变化,导致 Cu、Mo 络合物不稳定而发生分解(杜杨松等,2000;蔡逸涛等,2011),从而在此阶段产生了大量的 Cu、Mo 沉淀;成矿晚期,有大量的地下水、雨水加入,成矿流体被稀释且转变为中-低温(127~326℃)、低盐度[$w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 0.3%~5.1%]的混合流体,该阶段发生了大规模的长石分解蚀变,同时沉淀出大量硫化物。在上述流体演化过程中,都有微量 CO₂ 参与。

(2) 在早期的 A 脉中,发育有丰富的含子矿物多相包裹体,并常见其与 VL 或 VL_{CO₂} 包裹体紧密共生,加之,有少量 LV 包裹体呈临界均一,这些都暗示了早期的超临界流体曾发生过相分离作用;含子矿物多相包裹体中常可见黄铜矿及高氧化态子矿物(如赤铁矿、硬石膏),这些都指示出早期流体具有高氧逸度并富含成矿物质的特征。

(3) 朱砂红铜(金)矿床的热液蚀变:早期发育较弱的钾硅酸盐化蚀变和强烈的青磐岩化蚀变,前者以早期的钾长石化为主,而稍晚的黑云母化只有零星分布;后者在该矿床的围岩和内接触带分布较广,其外接触带围岩的绿泥石(绿帘石)-伊利石化带与铜厂矿床该阶段的相应蚀变带已连成一个整体,晚期的长石分解蚀变(石英-绢云母-绿泥石-黏土化)作用较强,叠加在早期钾长石化和青磐岩化蚀变之上。

志谢 野外工作得到了江铜集团德兴铜矿涂小梅工程师的大力帮助,中国地质科学院矿产资源研究所徐文艺研究员在测试过程中给予了指导和帮助,在此深表感谢。

参考文献/References

- 蔡逸涛,倪培,沈昆. 2011. 江西东乡铜矿流体包裹体研究[J]. 岩石学报, 27(5): 1375-1386.
杜杨松,田世洪,李学军. 2000. 安徽铜陵天马山矿床与大团山矿床流体成矿作用对比研究[J]. 地球科学, 25(4): 433-437.
侯增谦,潘小菲,杨志明,曲晓明. 2007. 初论大陆环境斑岩铜矿

- [J]. 现代地质, 21(2): 332-351.
- 侯增谦, 杨志明. 2009. 中国大陆环境斑岩型矿床-基本地质特征、岩浆热液系统和成矿概念模型[J]. 地质学报, 83(12): 1779-1817.
- 华仁民, 李晓峰, 陆建军, 陈培荣, 邱德同, 王果. 2000. 德兴大型铜金矿集区构造环境和成矿流体研究进展[J]. 地球科学进展, 15(5): 525-533.
- 刘玄, 范宏瑞, 胡芳芳, 胡宝根, 朱小云. 2011. 江西德兴斑岩铜钼矿床流体包裹体矿物 SEM-EDS 研究及其对成矿流体性质的制约[J]. 岩石学报, 27(05): 1397-1409.
- 潘小菲, 宋玉财, 王淑贤, 李振清, 杨志明, 侯增谦. 2009. 德兴铜厂斑岩型铜金矿床热液演化过程[J]. 地质学报, 83(12): 1930-1950.
- 芮宗瑶, 黄崇珂, 齐国明, 徐钰, 张洪涛. 1984. 中国斑岩铜(钼)矿床[M]. 北京: 地质出版社. 242-252.
- 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 锆石年代学和 Nd-Sr 同位素地球化学[J]. 岩石学报, 20(2): 315-324.
- 杨志明, 侯增谦, 李振清, 宋玉财, 谢玉玲. 2008. 西藏驱龙斑岩铜钼矿床中 UST 石英的发现: 初始岩浆流体的直接记录[J]. 矿床地质, 27: 188-199.
- 杨志明, 侯增谦. 2009. 西藏驱龙超大型斑岩铜矿的成因: 流体包裹体及 H-O 同位素证据[J]. 地质学报, 83(12): 1838-1856.
- 叶德隆, 叶松, 王群. 1997. 德兴式斑岩型矿床的构造-岩浆-成矿体系[J]. 地球科学, 22(3): 252-256.
- 叶松, 叶德隆, 莫宣学. 1999. 深源岩浆作用与江西德兴大型矿集区成矿关系[J]. 高校地质学报, 5(4): 395-404.
- 朱训, 黄崇珂, 芮宗瑶, 周耀华, 朱贤甲, 胡淙声, 梅占魁. 1983. 德兴斑岩铜矿[M]. 北京: 地质出版社. 314页.
- 左力艳, 张德会, 李建康, 张文淮. 2007. 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[J]. 地质学报, 81(5): 684-695.
- Bodnar R J, Burnham C W and Sterner S M. 1985. Synthetic fluid inclusions in natural quartz. III. Determination of phase equilibrium properties in the system H₂O-NaCl to 1 000°C and 1 500 bars[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 49(9): 1861-1873.
- Bodnar R J. 1994. Synthetic fluid inclusions: XII: The system H₂O-NaCl. Experimental determination of the halite liquidus and isochors for a 40 wt% NaCl solution[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 58: 1053-1063.
- Bodnar R J. 1995. Fluid inclusion evidence for a magmatic source for metals in porphyry copper deposit[A]. Mineralogical Association of Canada Short Course Series, 23: 139-152.
- Cline J S and Bodnar R J. 1994. Direct evolution of brine from a crystallizing silicic melt at the Questa, New Mexico, molybdenum deposit[J]. Econ. Geol., 89(8): 1780-1802.
- Gilder S A, Gill J and Coe R S. 1996. Isotopic and paleomagnetic constraints on the Mesozoic tectonic evolution of south China[J]. Jour. Geophys. Res., 101: 16137-16154.
- Gustafson L B and Hunt J P. 1975. The porphyry copper deposit at El Salvador, Child[J]. Econ. Geol., 70: 857-891.
- Hall D L, Sterner S M and Bodnar R J. 1988. Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solutions[J]. Econ. Geol., 83: 197-202.
- Hedenquist J W and Lowenstern J B. 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal deposits[J]. Nature, 370: 519-527.
- Li X F and Munetake S. 2007. The hydrothermal alteration and mineralization of Middle Jurassic Dexing porphyry Cu-Mo deposit, Southeast China[J]. Resource Geology, 57(4): 409-426.
- Lowell J D and Guilbert J M. 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits[J]. Econ. Geol., 65: 373-408.
- Pitzer K S and Pabalan R T. 1986. Thermodynamics of NaCl in steam[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 50: 1445-1454.
- Reynolds T J and Beane R E. 1985. Evolution of hydrothermal characteristics at the Santa Rita, New Mexico: Porphyry copper deposit[J]. Econ. Geol., 80: 1328-1347.
- Richards J P. 2005. Cumulative factors in the generation of giant calc-alkaline porphyry Cu deposits[A]. In: Porter T M ed. Super-porphyry copper and gold deposits: A global perspective[C]. Adelaide, Australia: PGC Publishing. 7-25.
- Roedder E. 1984. Fluid inclusion[M]. Michigan: Reviews in Mineralogy, vol. 12. Book Crafters, Inc, 445p.
- Sillitoe R H. 1973. Geology of the Los Pelambres porphyry copper deposit, Child[J]. Econ. Geol., 68: 1-10.
- Sourirajan S and Kennedy G C. 1962. The system H₂O-NaCl at elevated temperatures and pressures[J]. American Journal of Science, 260(2): 115-141.
- Taylor B E. 1986. Magmatic volatiles: Isotopic variation of C, H and S[J]. Reviews in Mineralogy, 16: 185-225.
- Ulrich T and Heinrich C A. 2001. Geology and alteration geochemistry of the porphyry Cu-Au deposit at Bajo de la Alumbrera Argentina[J]. Econ. Geol., 96: 1719-1742.
- Ulrich T, Gunther D and Heinrich C A. 2002. The evolution of a porphyry Cu-Au deposit, based on LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions: Bajo de la Alumbrera, Argentina[J]. Econ. Geol., 97(8): 1889-1920.