

川滇黔接壤区拉一木玄武岩铜矿流体包裹体

王富东¹, 朱笑青², 王中刚², 何莉², 许稳¹

(1. 西南科技大学 环境与资源学院, 四川 绵阳 621010;

2. 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, 贵州 贵阳 550002)

摘要: 扬子地台西南缘形成的大面积自然铜矿化是峨眉地幔柱成矿系统的重要组成部分。以四川省昭觉县拉一木玄武岩铜矿流体包裹体为研究对象, 通过与自然铜矿共生的石英和方解石中各类型包裹体测定, 将该自然铜矿成矿过程划分为两个阶段, 其中早阶段成矿流体具有中-低温、高盐度的盆地热卤水与有机流体的混合作用特征, 流体组成为H₂O, 含少量甲烷、烃类及沥青, 液态烃以荧光性强的芳烃为主, 包裹体均一温度140~306℃, *w*(NaCl)值分布在3%~10%、11%~14%、21%~24%三个区间, 平均盐度为8.6%; 晚阶段流体表现为低温低盐度特征, 均一温度80~190℃, *w*(NaCl)值0.2%~8%, 平均值4.8%, 表明流体是由地表下渗的大气降水经水岩反应后转变而成。研究区自然铜矿流体包裹体与滇东北昭通地区玄武岩铜矿流体包裹体特征基本一致。无机物与有机物反应、地幔流体促成不同类型流体与其混合以及缺硫条件和有机质的还原作用是导致本区自然铜沉淀富集成矿的主要机制。

关键词: 峨眉山玄武岩; 地幔柱; 自然铜; 流体包裹体; 拉一木

中图分类号: P618

文献标志码: A

文章编号: 1000-8527(2016)03-0567-10

Fluid Inclusions of Layimu Basalt Native Copper Deposit in the Sichuan-Yunnan-Guizhou Border Area, China

WANG Fudong¹, ZHU Xiaoqing², WANG Zhonggang², HE Li², XU Wen¹

(1. School of Environment and Resource, Southwest University of Science and Technology, Mianyang, Sichuan 621010, China;

2. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang, Guizhou 550002, China)

Abstract: A large area of native copper mineralization, which formed in the southwestern margin of the Yangtze platform, is an important part of the Emei mantle plume metallogenic system. We studied the fluid inclusions of Layimu basalt native copper deposit in the Zhaojue County, Sichuan Province. According to the determination of inclusions composition in quartz and calcite, the ore forming fluid is divided into two stages as follows. Early stage ore-forming fluids have mixed characteristics of basinal saline fluid and organic fluid with medium-low temperature and high salinity. The fluid is composed of water, a small amount of methane, hydrocarbon and asphalt. Liquid hydrocarbon is an aromatic hydrocarbon, with strong fluorescence. The homogenization temperature range of early-stage fluid inclusions is 140–306 °C, with three salinity content values of 3%–10%, 11%–14%, 21%–24%, and average salinity content of 8.6%. The late-stage fluids are of low temperature and low salinity characteristics, and the homogenization temperature range of these fluid inclusions is 80–190 °C, with salinity content of 0.2%–8%, and average salinity content of 4.8%. These data suggest that the late-stage fluid is formed by the atmospheric precipitation infiltration and water-rock reaction. The features of fluid inclusion of Layimu basalt native copper deposit are consonant with those of the Zhaotong area, northeast of

收稿日期: 2015-05-22; 改回日期: 2015-12-22; 责任编辑: 戚开静。

基金项目: 国家重点基础研究发展计划(2007CB411401); 西南科技大学博士基金项目(11zx7125)。

作者简介: 王富东, 男, 讲师, 1982年出生, 地球化学专业, 主要从事矿床地球化学、元素地球化学研究和教学工作。

Email: wolfdongswust@163.com。

通信作者: 朱笑青, 女, 研究员, 博士生导师, 1955年出生, 地球化学专业, 主要从事实验地球化学与表生地球化学研究工作。Email: zhuxiaoqing@vip.skleg.cn。

Yunnan. The main mechanism of the enriched precipitation of native copper mineralization in this area is as the following: reaction of inorganic and organic substances, mixture of mantle fluids and other different types of fluid, lackness of sulfur conditions or organic reduction.

Key words: Emeishan basalt; mantle plume; native copper; fluid inclusion; Layimu

0 引言

扬子地块西缘的晚古生代峨眉山大陆地幔柱活动形成了全球晚古生代重要的大火成岩省(LIP)——峨眉山大火成岩省(EMLIP)(图1a),它从壳幔深部带来了大量成矿元素^[1-9],使峨眉山玄武岩具有高铜背景值(平均 170×10^{-6})的特征^[10-11],并在大火成岩省外带高钛玄武岩中形成了大面积的自然铜矿化,在区域上呈3种类型的铜矿:玄武岩之上宣威组(乐平组)中与沉积作用有关的铜矿(简称沉积型铜矿),玄武岩中与热液作用有关的铜矿(简称热液型铜矿),玄武岩(底部)与茅口灰岩接触面上的风化淋滤作用为主的铜矿(简称风化淋滤型铜矿)^[12]。

本研究区的拉一木铜矿(图1b)属于玄武岩中的热液型铜矿^[13]。尽管前人已经先后从成矿地质背景、矿床地质特征、成矿物质和成矿流体来源与演化、成矿时代、矿床成因等方面对该类型铜矿进行过研究^[13-27],但研究范围均集中在滇黔交界地区,而对四川境内的研究,特别是该类型铜矿的流体包裹体地球化学的研究则较少报道。

对于滇东北玄武岩铜矿中流体包裹体的研究,李厚民等^[20]已做了详细的工作,而分布在四川地区的自然铜矿中流体包裹体的研究,至今尚未有相关资料报道。四川地区和云南地区的该类型铜矿流体包裹体地球化学特征会有什么相似与不同之处呢?带着这样的疑问,作者对四川省昭觉县拉一木铜矿的流体包裹体地球化学进行了研究,以期获得与云南地区同类型铜矿流体包裹体的异同,为进一步研究该类矿床的成因提供依据。

1 拉一木铜矿矿床地质特征

研究区地属四川省昭觉县辖区,位于县境东北部,距县城约30 km,经纬度坐标E102°57'35",N28°07'45"。构造上属于大凉山褶皱带乌坡向斜北端,铜矿赋存于二叠系峨眉山玄武岩上部,岩性为灰色杏仁状峨眉山玄武岩及凝灰角砾岩。前人研究认为成矿发生于玄武岩喷发晚期^[27]。玄武岩

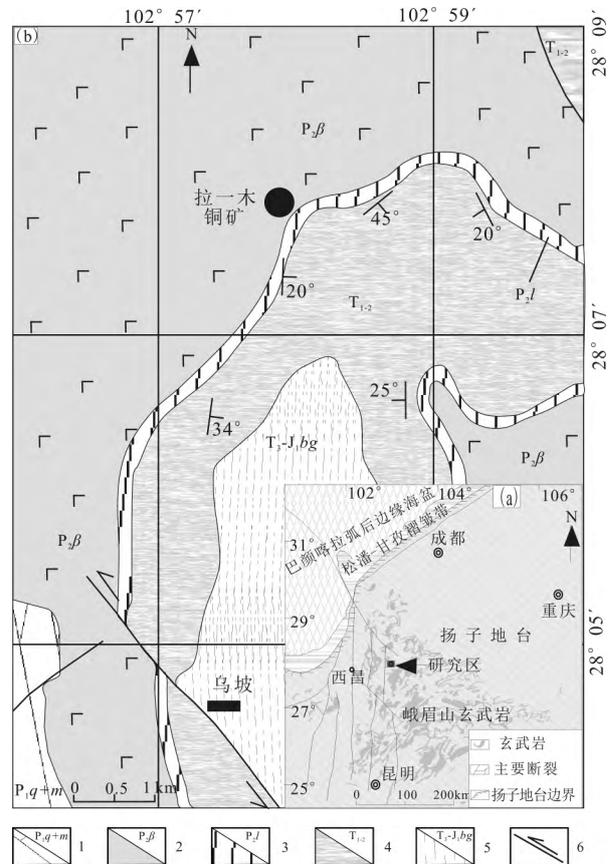


图1 拉一木自然铜矿地质图

Fig. 1 Geological map of Layimu native copper deposit

1. 二叠系下统栖霞组+茅口组灰岩、燧石结核灰岩、泥质灰岩;
2. 峨眉山玄武岩;
3. 二叠系中统乐平组粉砂岩、砂岩、炭质页岩;
4. 三叠系下一中统砂岩、粉砂岩、白质灰岩;
5. 白果湾群砂岩、粉砂岩、页岩、炭质页岩夹煤;
6. 断层

总厚大于1 750 m,剖面描述如下:

⑥灰色致密块状-杏仁状玄武岩夹紫红色斑状火山角砾岩。厚35~127 m。

⑤紫色火山质玄武凝灰岩。厚1.2~2.3 m。

④紫色玄武质凝灰岩夹灰色致密块状玄武岩。厚11~43.7 m。

③灰色火山角砾岩夹杏仁状玄武岩,为主要赋矿层。厚3.7~28.9 m。

②灰色、灰绿色杏仁状玄武岩、斑状玄武岩。厚160~745 m。

①灰绿色致密块状玄武岩。厚460~1045 m。

矿体呈似层状、透镜状、豆荚状、巢状、细脉状产出,产状一般与围岩一致。矿物成分为自然铜、辉铜矿、黄铜矿、孔雀石、兰铜矿等。脉石矿物有石英、沸石、方解石、绿泥石等。局部见氧化带,铜矿物为孔雀石、兰铜矿、赤铜矿等;铁氧化物以褐铁矿、赤铁矿为主。围岩蚀变以绿泥石化、沥青化及沸石化为主,次为绿帘石化、硅化及碳酸盐化。绿泥石化、沥青化及沸石化与矿化关系密切,是良好的找矿标志。

根据矿脉穿插关系和矿物共生组合将成矿过

程划分为2个阶段。(1)早阶段:本期次铜矿化多产于玄武岩的杏仁中,呈岛状、弯月状、环状及豆状,表现为自然铜及少量硅酸盐物质与石英、碳酸盐(方解石)、绿帘石、钠长石、绿泥石、沸石等共生,且自然铜外围往往氧化成黑铜矿、赤铜矿(图2a);玄武质角砾岩裂隙中见有辉铜矿、黄铜矿与石英细脉共生,整体绿泥石化。总体来看,沥青细脉与晶簇状方解石沿玄武岩裂隙分布(图2b、d),并穿插、错断早期铜矿化阶段的石英玛瑙杏仁体。(2)晚阶段:自然铜-沥青-方解

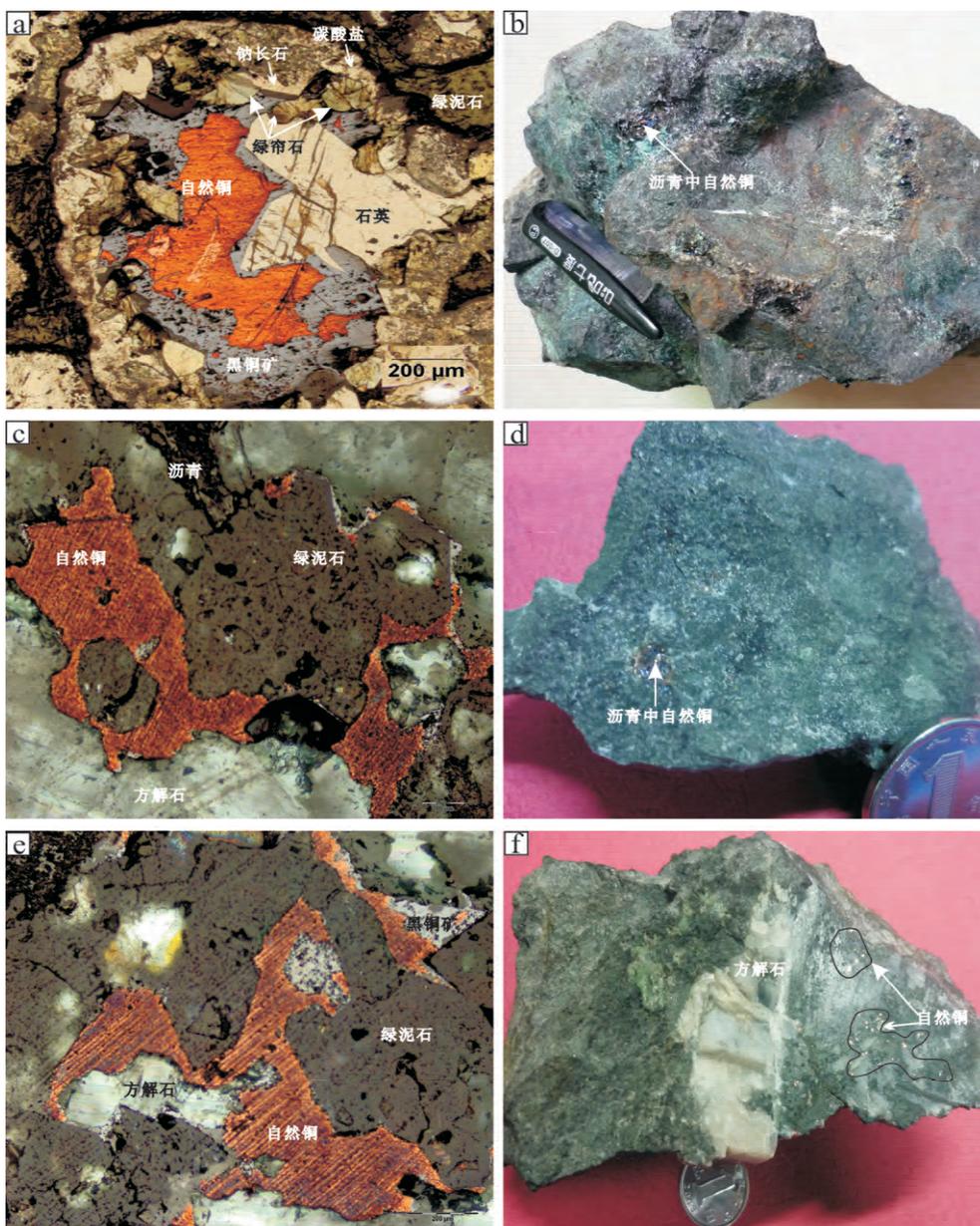


图2 不同成矿阶段矿石结构图

Fig. 2 Ore fabrics of different ore-forming stages

a. 光薄片,单偏光,杏仁中的自然铜; b, d. 铜矿化玄武质角砾岩,裂隙中发育沥青、沸石、石英、自然铜; c, e. 光薄片、单偏光,方解石化、绿泥石化自然铜; f. 自然铜矿石,晶簇状方解石发育

石-石英-沸石组合(图 2b、c、d、e、f),呈网脉状穿插于绿泥石化、硅化玄武岩裂隙中,或自然铜、方解石与沸石一起穿插于碳质沉积岩的碳质裂纹中,或自然铜与沥青、方解石、石英呈浸染状共生。方解石结晶粗大,晶形完好,常呈晶簇状,放射状分布于玄武岩及其气孔中,且自然铜与方解石紧密共生。

2 流体包裹体

2.1 样品特征及分析方法

本次工作采集了四川省昭觉县拉一木铜矿玄武岩中与自然铜紧密共生的石英与方解石样品 10 件,利用流体包裹体冷热台和激光拉曼光谱仪对其中新鲜的 5 件样品进行流体包裹研究。

包裹体均一温度和盐度的测试在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流体包裹体实验室的 Likanam THMSG 600 冷热台上进行(-196/600 °C)。升降温度速率一般为 10 °C/min,在相变点温度附近 <1 °C/min,均一温度和冰点测定误差分别为 ±2 °C 和 ±0.1 °C。对于低盐度 NaCl-H₂O 包裹体,可以利用前人的实验相图或经验公式来计算流体的盐度,即稀溶液的冰点下降与溶质的物质的量成正比的原理来测定流体的含盐度。本文采用通用的 NaCl-H₂O 体系盐度-冰点经验公式^[28]: $W(\text{盐度}) = 0.00 + 1.78T_m - 0.0442T_m^2 + 0.000557T_m^3$,式中 W 为 NaCl 的质量分数, T_m 为冰点下降温度,即所测冰点的绝对值。流体包裹体的密度则根据中国地质大学(北京)龚庆杰 2004 年开发的软件 GeoFluid 1.0 测得。

流体包裹体激光拉曼光谱分析在中国地质科学院矿产资源研究所流体包裹体实验室和中国科学院地球化学研究所地球深部物质与流体作用地球化学研究室完成,其中中国地质科学院激光拉曼探针(LRM)分析仪器为英国 Renishaw—2000 型显微共焦激光拉曼光谱仪,激光功率 20 mW,激发波长 514 nm,激光最小束斑 1 μm,光谱分辨率为 1~2 cm⁻¹。

2.2 流体包裹体类型及特征

观察发现,方解石、石英中的流体包裹体发育,原生、次生包裹体均有分布,类型较为单一,根据成分将其分为以下 3 种类型。I 型包裹体为纯液相包裹体,室温下由水溶液构成,包裹体大小为 3~7 μm 不等,平均 3.5 μm,无色,形态多

为圆状、次圆状、长条状、不规则状(图 3a、b)。

II 型包裹体由气相和液相组成,热台上加热均一为液相,大小为 5~15 μm,平均 7.5 μm,气液比低,一般为 5%~10%,负晶形、半自形粒状、短柱状及它形不规则状(图 3a、b、c、d)。在一些气液两相包裹体中,还发现了沥青,其附着在液相边部(图 3f)。III 型包裹体为富气相包裹体,轮廓呈褐色,中间为亮白点,显示包裹体为低密度的蒸气相,激光拉曼光谱也显示成分为甲烷,大小为 6~13 μm,平均 7 μm,形状较规则,短柱状、次圆形等(图 3e)。

2.3 流体包裹体分布

根据矿脉穿插关系和矿物共生组合(图 2)、流体包裹体岩相学研究,所测石英、方解石样品中发育较丰富的原生流体包裹体。

从室温条件下的相态特征来看,早阶段包裹体类型较为丰富,I、II、III 型包裹体均有分布(图 2c、d、e),其中 I、II 型包裹体大多成群分布(图 3b),液相、气-液两相均有;也有少量孤立分布者,短柱状,透明无色-淡褐色,是原生包裹体(图 3d);少数沿解理裂隙呈不规则分布,为次生假次生包裹体,激光拉曼光谱显示该两类包裹体液相和气相成分均为水;III 型包裹体为原生或假次生包裹体,较规则,个大,大者可达 20 μm,孤立分布者为原生包裹体,透明无色-淡褐色,轮廓呈褐色,中间为亮白点(图 3e),激光拉曼测定其成分为甲烷。

除此之外,在早阶段 II 型包裹体里见有含沥青沿液相包裹体边部分布,为有机气液包裹体,表现为气液四周为暗黑色的固体沥青,所占比例小于 30%(图 3f),激光拉曼光谱显示气相成分为气相水,这一特征与晚阶段包裹体间形成显著差别。

该阶段所观察到的有机包裹体应为古石油包裹体(图 3g、h),由于该类型包裹体具有较强的荧光,会干扰激光拉曼探针的成分测定。故采用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流体包裹体实验室的 LEITZ MPV-II 荧光显微镜对该类包裹体进行了荧光观察。结果显示该类包裹体的液相发强荧光,气相不发荧光(图 3h)。根据前人的资料^[21],石油中的多环芳香烃和非烃发荧光,而饱和烃和沥青质完全不发荧光。由此看来,本矿床可能经历了古石油流体混合作用,其石油包裹体中液相组成为液态烃,气泡为水或甲烷,边部还残留有固体沥青。

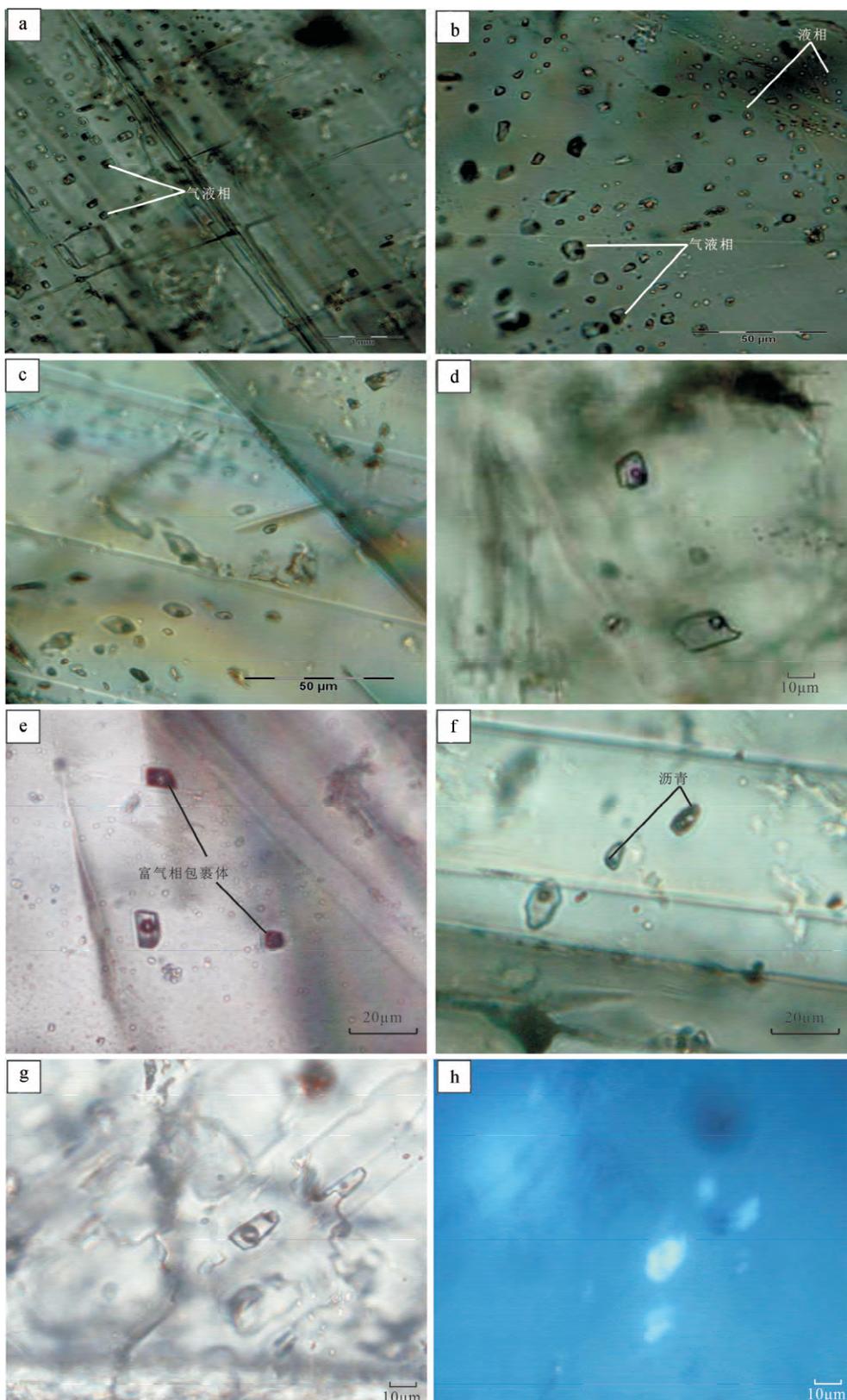


图 3 各类型包裹体及各阶段包裹体类型

Fig. 3 Different fluid inclusion types and their assemblage of different ore-forming stages

a. 晚阶段方解石中的 I、II 型包裹体; b. 晚阶段石英中的原生包裹体, I、II 型包裹体组成; c. 早阶段方解石中的 II 型包裹体; d. 早阶段石英中的包裹体, 孤立状, I、II 型包裹体组成组成; e, f. 早阶段气液两相与富气相包裹体, 液相边部残留有沥青; g. 早阶段石英中的有机包裹体; h. 有机包裹体的荧光效应

表1 拉一木自然铜矿中石英、方解石包裹体显微测温结果
Table 1 Microthermometric data of fluid inclusions of the Layimu native copper deposit

样品号	阶段	数量	冰点/°C	盐度/%	T_h /°C	密度/(g/cm ³)
E91	早	18	-9.1 ~ -2.0	3.3 ~ 13.6	145 ~ 264	0.80 ~ 1.00
E92	早	25	-19.8 ~ -1.8	3.0 ~ 22.2	140 ~ 306	0.79 ~ 0.99
E93-b	早	21	-21.1 ~ -2.4	4.0 ~ 23.1	147 ~ 237	0.87 ~ 1.00
E97-b	早	35	-21.0 ~ -2.2	3.7 ~ 23.8	146 ~ 284	0.85 ~ 0.99
ET-1-1	晚	32	-4.6 ~ -0.1	0.2 ~ 7.3	75 ~ 177	0.93 ~ 0.99
E97-b	晚	28	-3.7 ~ -0.2	0.4 ~ 6.0	89 ~ 180	0.92 ~ 0.99

晚阶段方解石中 I、II 型包裹体发育(图 3a)。I 型包裹体成群分布,以原生包裹体为主,多以成群分布; II 型包裹体多以成群分布,另有部分为次生包裹体,沿方解石裂隙呈线状分布(图 3b)。

2.4 流体包裹体均一温度

根据 Hall 等^[28]、刘斌等^[29]、卢焕章等^[30]包裹体研究方法,获得显微测温及计算的盐度、密度统计结果(表 1)。早阶段共生的方解石、石英中含有 I 类、II 类、III 类包裹体。I 类包裹体均一温度出现于 140 ~ 280 °C,高温峰有 180 ~ 190 °C 和 250 ~ 270 °C(图 5)。早阶段 II 类包裹体呈台阶式分布,其包裹体均一温度 140 ~ 300 °C,高温峰 260 ~ 290 °C,频数最大值出现于 260 ~ 270 °C。III 类包裹体其温度范围和峰值与早阶段 II 类包裹体基本类似,不同的是高温峰不超过 240 °C(图 4)。

早阶段石英、方解石脉受后期流体改造作用明显,次生包裹体广泛发育(图 3a、c),线性成群分布,数量较多,而原生包裹体也分布较多(图 3b、d),均一温度变化范围大,总体上为 140 ~ 240 °C、250 ~ 290 °C 区间内,平均为 168 °C,略具多峰分布特点,可能是多期次热液矿化叠加的结果。这在矿石矿物结构上也得以反映,如含自然铜的杏仁体、石英与自然铜共生产出于中心,边部发生钠长石化、绿泥石化、碳酸盐化(图 2a),石英方解石细脉呈网脉状发育,自然铜与沥青、沸石沿这些细脉零星分布(图 2b)等。

前人在滇东北地区研究自然铜矿时提及含沥青、液态烃包裹体^[22],在自然铜矿中也发现了该类型包裹体(图 3f、h),且均一温度变化范围也很大,为 76 ~ 306 °C,但区间两端的值单一,仅测得两个数值,即 76 °C 和 306 °C,故在本文中仅作参考;均一温度平均值为 157 °C,与 II 类、III 类包裹体基本一致。含沥青和液态烃的古石油包裹

体原始流体应为均一、低温的石油等液态有机流体,是由于受到捕获时高温热液流体或捕获后某种热力的影响,被捕获的均一石油变质为含固体沥青和液态烃的包裹体^[21]。

晚阶段共生矿物主要为方解石,包裹体类型主要有 I 类、II 类包裹体,测定其原生包裹体均一温度为 80 ~ 190 °C,平均值为 152 °C,峰值在 140 ~ 160 °C 与 170 ~ 180 °C 之间(图 4)。该阶段矿化蚀变以绿泥石化、沥青化及方解石化为主(图 2a、f),其中方解石除呈脉状发育外,还见有簇状。

整体上来看该区自然铜矿包裹体均一温度跨度较大,大多在 300 °C 以下,表明该矿床流体为

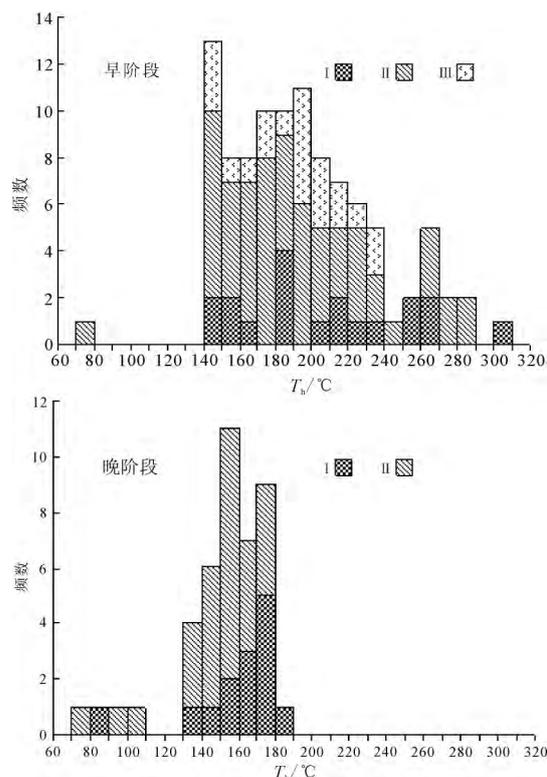


图4 拉一木铜矿包裹体均一温度直方图

Fig. 4 Histograms showing the homogenization temperature of fluid inclusions from Layimu Cu ore deposit

低温热液流体。

2.5 流体包裹体盐度与密度

激光拉曼分析表明 II 类、III 类包裹体气相成分主要为水, 部分为 CH₄, 未测得 CH₄ 笼合物的融化温度, 也未能利用 CO₂ 笼合物的消失温度计算盐度参数。II 类包裹体在早晚阶段均有分布, 可利用其相关参数计算各阶段流体盐度和密度。

根据冰点、均一温度、均一方式, 利用 NaCl-H₂O 体系盐度-冰点经验公式^[28] 计算 II 类包裹体盐度, 采用 GeoFluid 1.0 软件计算密度。早阶段 II 类包裹体 $w(\text{NaCl})$ 值为 3% ~ 10%、11% ~ 14%、21% ~ 24% 三个范围值, 平均值 8.6%; 密度范围为 0.79 ~ 1.00 g/cm³, 平均为 0.93 g/cm³。晚阶段 II 类包裹体 $w(\text{NaCl})$ 值 0.2% ~ 8%, 平均值为 4.8%; 密度范围为 0.92 ~ 0.99 g/cm³, 平均为 0.95 g/cm³ (图 5, 表 1)。

2.6 激光拉曼光谱分析

激光拉曼光谱测试的结果(图 6)显示: 纯液相的 I 类包裹体的成分为水, 具有较宽缓的拉曼位移峰, 其值在 3 500 cm⁻¹ 附近, 早晚阶段 I 类包裹体成分无明显差别。II 类包裹体的液相成分为水, 也是具有较宽缓的拉曼位移峰, 气相成分主要为气相水, 部分包裹体含有少量的 CH₄, 拉曼位移在 2 918 cm⁻¹ 附近。早晚阶段 II 类包裹体成分基本一致, 不同的是含 CH₄ 的包裹体未在晚

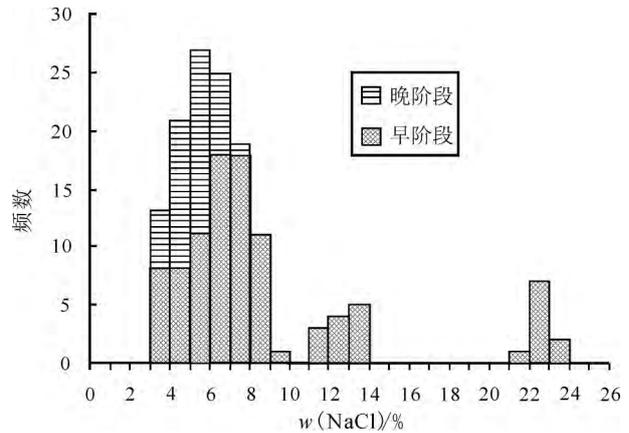


图 5 玄武岩铜石英及方解石流体包裹体盐度直方图
Fig. 5 Salinity histograms of fluid inclusions from quartz and calcite of basalt copper ore deposit

阶段出现。III 类包裹体测出其成分为水和 CH₄, 此类包裹体也发育于早阶段。因此, 本矿床(点)的流体为含甲烷的盐水溶液, 表现出高中低密度特点。从图 6 可见, 465.2 cm⁻¹ 峰值为石英的拉曼位移, 1 749.2 cm⁻¹、1 437.6 cm⁻¹、1 087.1 cm⁻¹、713.1 cm⁻¹、283.7 cm⁻¹、157.7 cm⁻¹ 附近的峰值为主矿物方解石的拉曼位移。

对于样品 E93-b 中观察到的古石油包裹体(图 3g)的鉴别, 由于该类型包裹体会干扰激光拉曼探针的成分测定, 故而根据其具有较强的荧光效应特征进行判断。采用中国科学院地球化学研

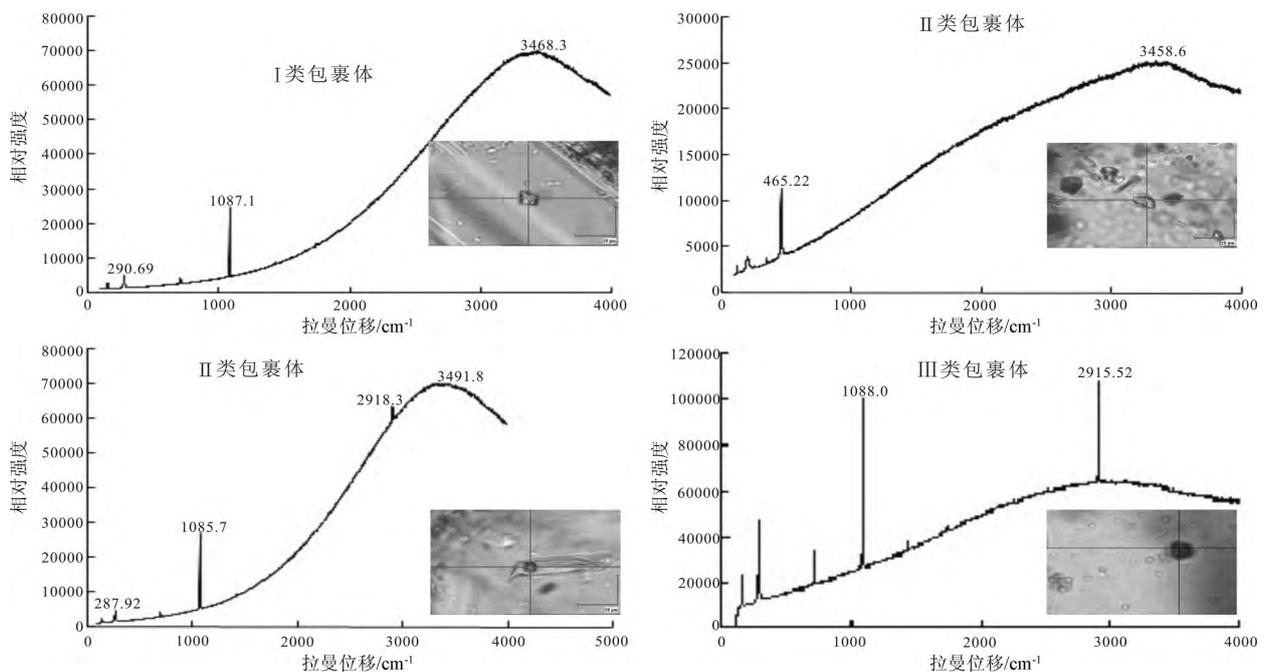


图 6 各类包裹体激光拉曼图

Fig. 6 Raman spectra of different types of fluid inclusion

究所矿床地球化学国家重点实验室流体包裹体实验室的 LEITZ MPV - II 荧光显微镜对该类包裹体进行了荧光观察。结果显示该类包裹体的液相发强荧光, 气相不发荧光(图 3h)。根据前人的资料, 石油中的多环芳香烃和非烃发荧光, 而饱和烃和沥青质则完全不发荧光。因此确定本矿床古石油包裹体中液相组成为液态烃, 气泡为甲烷, 边部残留固体沥青。

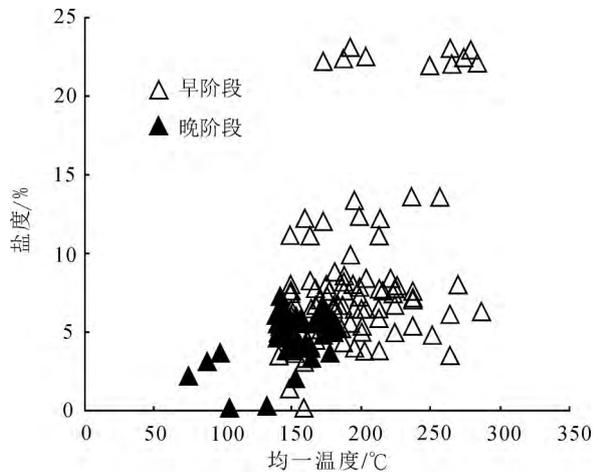


图 7 拉一木铜矿包裹体均一温度 - 盐度图

Fig. 7 Homogenization temperature vs. salinity of fluid inclusions from Layimu Cu ore deposit

3 讨论

3.1 成矿流体演化分析

根据野外矿化期次划分, 结合岩相学观察、显微测温结果和激光拉曼测试结果, 总结出早晚阶段成矿流体演化具如下特征。

早阶段具中一低温、高一中盐度流体混合特征, 流体组成为 H_2O , 含少量甲烷、烃类及沥青, 包裹体均一温度 $140 \sim 284 \text{ }^\circ\text{C}$, 单一最高温度值为 $306 \text{ }^\circ\text{C}$ (可作参考), 平均值为 $157 \text{ }^\circ\text{C}$, 平均盐度为 8.6% 。该阶段包裹体类型比晚阶段的丰富, 气液比差异大, 均一方式多样, 包裹体盐度相对较高, 可能是岩浆同生热液催生盆地高盐度流体, 使二者相混合的结果。在早期玄武岩铜矿中观察到石英、碳酸盐(方解石)、绿帘石、钠长石、绿泥石与自然铜紧密共生(图 2a、b), 石英和方解石中的包裹体包括 I、II、III 类型, 均一温度和盐度出现高温、高盐度特征(图 7), 表明玄武岩喷发后形成的同生热液参与到了流体成矿作用, 此时形成标志性的石英与钠长石等矿物, 而部分

铜元素则得以初步富集。高盐度流体是盆地来源的主要特征, 表明这种流体可能是与玄武岩发生了水岩交换的盆地卤水。

早阶段与晚阶段另一明显的区别是早阶段发现了液相发强荧光的包裹体(图 3h), 包裹体边部残留有沥青(图 3f), 而气相则不发荧光。根据前人的资料^[21], 石油中的多环芳香烃和非烃发荧光, 而饱和烃和沥青质完全不发荧光。由此看来, 本矿床古石油包裹体中液相组成为液态烃, 气泡为甲烷。含沥青和液态烃的古石油包裹体原始流体为均一、低温的石油等液态有机流体, 是由于受到捕获时高温热液流体或捕获后某种热力的影响, 被捕获的石油变质为含固体沥青和液态烃的包裹体^[21]。从沥青的碳同位素特征来看, 云南鲁甸和四川拉一木、峨眉龙池么店村的热液型玄武岩铜矿中沥青的 $\delta^{13}C_{PDB}$ 值为 $-36.4\% \sim -30.9\%$ ^[13, 22], 具腐泥型碳质的碳同位素特征, 与植物变质的腐殖型碳质碳同位素 ($\delta^{13}C_{PDB}$ 为 $-22.5\% \sim 25.0\%$) 相区别^[31], 表明有机流体参与到了该铜矿成矿作用中。

晚阶段流体表现为低温低盐度特征(图 5, 图 7), 均一温度为 $80 \sim 190 \text{ }^\circ\text{C}$, 平均值为 $152 \text{ }^\circ\text{C}$ (图 4), $w(\text{NaCl})$ 值 $0.2\% \sim 8\%$, 平均值为 4.8% 。与早阶段明显的区别是晚阶段不含有有机流体和沥青, 流体成分单一, 但仍然显示自然铜矿化。该阶段流体与大气降水特征一致, 表明流体由地表下渗的大气降水经水岩反应后转变为热液流体。这可能与后期的热事件有关。

李厚民等^[22]将滇东北鲁甸地区玄武岩铜矿中的石英和方解石流体包裹体划分出 3 期流体, 其特点是既有盆地卤水高盐度的特色, 也有古石油为代表的有机流体, 还存在大气降水来源的低盐度热液。其均一温度和盐度与本文研究中的拉一木自然铜矿流体包裹体具有相似性, 说明川滇黔接壤地区的铜矿在经历成矿作用过程中具有一致的特点, 是多种流体混合作用和峨眉地幔柱成矿作用的结果。

3.2 成矿作用分析

大火成岩省是由地幔柱活动引起的^[32], 地幔柱活动及其岩浆产物是巨大的热源, 自身从深部起源时就带有地幔流体的性质, 因此对上覆地壳形成热液循环系统^[33], 促成不同流体之间混合, 并在缺乏还原性硫的情况下, 强烈的有机物质与无机物质反应形成自然铜矿^[34]。例如美洲基韦诺

裂谷大陆溢流玄武岩中的自然铜产出于高孔隙度的火山角砾岩、熔结凝灰岩、砾岩与砂岩中,而峨眉山大陆溢流玄武岩所发育自然铜矿则产出于火山角砾岩的裂隙中或玄武岩的气孔-杏仁体中^[35-37]。可见,与玄武岩岩浆后期(晚期)热液活动相关的自然铜矿是大火成岩省中很少见的、成矿类型多样的地幔柱成矿系统组成部分。

在热液矿床成矿物质沉淀过程中,影响成矿物质沉淀的物理化学参数主要有 T 、 P 、 Eh 、 pH 及成矿元素的浓度^[38-39]。地幔流体一般富含 Cu 、 Fe 等成矿元素和还原性挥发分 H_2 、 CH_4 、 CO 、 Cl 、 S 、 F 等气体或元素,这些来自地球深部的地幔流体可能促成不同流体的再生或与浅部流体混合,如盆地盐度高的热卤水或先期存在的油气遭受破坏形成的有机流体以及大气降水,此时,地幔流体自身物理化学参数也将随之发生改变^[41],即改变地幔流体的超临界点,从而使所携带的成矿元素预富集或沉淀。

流体中缺乏还原性硫的原因可能是因为地幔脱气作用所致,但脱气后的流体中还残留有 CH_4 、 CO 、 F 等元素,所以该流体还具有一定的还原性,而残留的这些元素在铜矿化伴生的矿物中得以体现,比如流体激光拉曼成分测定中有甲烷,以及自然铜往往与方解石和沸石化关系密切。至于流体脱气后为什么存在这样的差异,仍需做进一步的研究。

同时,上升的地幔流体对基底或盖层中古油藏进行破坏,并活化这些地层中的腐泥型有机质,古油藏中破坏出的和有机质中活化出的有机流体进一步对 Cu 元素起着还原作用;玄武岩结晶过程中,杏仁体和角砾质玄武岩裂隙为流体中的 Si 、 C 、 H 、 Cu 提供了有利的就位空间。在此过程中 Si 可能是以 SiO_2 胶体形式沉淀,如早期的岩浆期后热液阶段中杏仁体中的玉髓、玛瑙等。

综上所述,地幔柱成矿作用过程中,玄武岩喷发过程中形成的热液以及来自地球深部的热液促使有机物质与无机物质反应、有机流体与无机流体混合,在玄武岩裂隙与气孔-杏仁体中形成自然铜矿。

4 结 论

(1) 拉一木铜矿成矿作用可划分为两个阶段。早阶段具中一低温、高一中盐度的盆地卤水与有机流体混合特征,气相成分主要为水和甲烷,除

热卤水的流体特征外,还有有机流体参与到成矿作用中,成分为烃类和甲烷以及残留的沥青;晚阶段为低温低盐度水溶液。

(2) 有机物质与无机物质的反应、不同性质成矿流体的混合、地幔流体促成有机流体与其的混合以及有机质的还原是导致本区自然铜沉淀富集成矿的主要机制。

(3) 滇东北鲁甸地区玄武岩铜矿与拉一木地区自然铜矿流体包裹体特征基本一致,均有着既有盆地卤水高盐度的特色,也有有机流体,还存在大气降水来源的低盐度热液,是峨眉山地幔柱成矿作用有的重要组成部分。

致谢: 实验得到中国科学院地球化学研究所韩涛博士、孙晓辉博士、凌坤跃博士的帮助,在此表示致谢!

参考文献:

- [1] 张云湘, 骆耀南, 杨崇喜. 攀西裂谷 [M]. 北京: 地质出版社, 1988: 11-12, 466.
- [2] MAHONEY J J, COFFIN M. Large igneous province: continental, oceanic, and planetary flood volcanism [J]. *AGU Geophysical Monography*, 1997, 100: 438.
- [3] 王登红. 地幔柱及其成矿作用 [M]. 北京: 地震出版社, 1998: 1-160.
- [4] 侯增谦, 卢红仁, 汪云亮, 等. 峨眉火成岩省: 结构、成因与特征 [J]. *地质论评*, 1999, 45(增刊): 885-891.
- [5] SONG X Y, ZHOU M F, HOU Z Q, et al. Geochemical constraints on the mantle source of the Upper Permian Emeishan continental flood basalt, Southwestern China [J]. *International Geology Review*, 2001, 43: 213-225.
- [6] XU Y G, CHUNG S L, JAHN B, et al. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China [J]. *Lithos*, 2001, 58: 145-168.
- [7] 张招崇, 郝艳丽, 王福生. 大火成岩省中苦橄岩的研究意义 [J]. *地学前缘*, 2003, 10: 105-114.
- [8] 高振敏, 张乾, 陶琰, 等. 峨眉山地幔柱成矿作用分析 [J]. *矿物学报*, 2004, 24(2): 99-104.
- [9] 胡瑞志, 陶琰, 钟宏, 等. 地幔柱成矿系统: 以峨眉山地幔柱为例 [J]. *地学前缘*, 2005, 12(1): 42-54.
- [10] 云南省地质矿产局. 云南省区域地质志 [M]. 北京: 地质出版社, 1990: 291-296.
- [11] 贵州省地质矿产局. 贵州省区域地质志 [M]. 北京: 地质出版社, 1990: 531.
- [12] WANG F D, ZHU X Q, WANG Z G. Madouzi-type (nodular) sedimentary copper deposit associated with the Emeishan basalt [J]. *Science China (Earth Science)*, 2011, 54(2): 1880-1891.
- [13] 王富东. 川滇黔接壤地区与峨眉山玄武岩有关的铜矿床成因

- 研究 [D]. 北京: 中国科学研究生院, 2011: 1 - 105.
- [14] 胡正纲, 贺尚荣, 赵支刚. 康滇地轴东缘玄武岩铜矿远景调查报告 [R]. 成都: 四川省地矿局, 1995: 24 - 71.
- [15] 朱炳泉, 胡耀国, 张正伟, 等. 滇黔地球化学边界似基韦诺 (Keweenaw) 型铜矿床的发现 [J]. 中国科学 (D 辑), 2002, 32(增刊): 49 - 59.
- [16] 朱炳泉, 戴樟谟, 胡耀国, 等. 滇东北峨眉山玄武岩中两阶段自然铜矿化的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 与 U-Th-Pb 年龄证据 [J]. 地球化学, 2005, 34(3): 235 - 247.
- [17] 王砚耕, 王尚彦. 峨眉山大火成岩省与玄武岩铜矿——以贵州二叠纪玄武岩分布区为例 [J]. 贵州地质, 2003, 20(1): 5 - 10.
- [18] 毛景文, 王志良, 李厚民, 等. 云南鲁甸地区二叠纪玄武岩中铜矿床的碳氧同位素对成矿过程的指示 [J]. 地质评论, 2003, 49(6): 610 - 615.
- [19] 李厚民, 毛景文, 徐章宝, 等. 滇黔交界地区峨眉山玄武岩铜矿化蚀变特征 [J]. 地球学报, 2004, 20(5): 495 - 502.
- [20] 李厚民, 毛景文, 张冠, 等. 滇黔交界地区玄武岩铜矿蚀变分带和有机包裹体特征及其地质意义 [J]. 地质学报, 2006, 80(7): 1026 - 1034.
- [21] 李厚民, 毛景文, 张长青, 等. 滇东北峨眉山玄武岩铜矿研究 [M]. 北京: 地质出版社, 2009: 1 - 139.
- [22] 李厚民, 毛景文, 张长青, 等. 滇黔交界地区玄武岩铜矿流体包裹体地球化学特征 [J]. 地球科学与环境学报, 2011, 33(1): 14 - 23.
- [23] 刘远辉. 贵州西南部与玄武岩有关的铜矿特征及找矿前景 [J]. 贵州地质, 2006, 23(1): 57 - 61.
- [24] 钱壮志, 徐翠玲, 章正军, 等. 滇东北地区峨眉山玄武岩铜矿成矿物质来源 [J]. 矿物岩石, 2007, 27(1): 79 - 82.
- [25] 张正伟, 朱炳泉, 常向阳, 等. 黔西上二叠统玄武岩组上部发现黄铜矿化 [J]. 矿物学报, 2003, 23(2): 102.
- [26] 张乾, 朱笑青, 张正伟. 贵州威宁地区峨眉山玄武岩型自然铜-辉铜矿床的成矿前景 [J]. 矿物学报, 2007, 27(3/4): 379 - 383.
- [27] 王晓刚, 黎荣, 蔡俐鹏, 等. 川滇黔峨眉山玄武岩铜矿成矿地质特征、成矿条件及找矿远景 [J]. 四川地质学报, 2010, 30(2): 174 - 182.
- [28] HALL D L, STERNER S M, BODNAR R J. Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solution [J]. Economic Geology, 1988, 83(1): 197 - 202.
- [29] 刘斌, 沈崑. 流体包裹体热力学 [M]. 北京: 地质出版社, 1999: 171 - 248.
- [30] 卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 等. 流体包裹体 [M]. 北京: 科学出版社, 2004: 1 - 487.
- [31] 姜海定. 论浙江省碳沥青的成因 [J]. 中国煤田地质, 1996, 8(4): 23 - 26, 62.
- [32] 张招崇, 董书云. 大火成岩省是地幔柱作用引起的吗? [J]. 现代地质, 2007, 21(2): 247 - 254.
- [33] 徐义刚, 王焰, 位荀, 等. 与地幔柱有关的成矿作用及其主控因素 [J]. 岩石学报, 2013, 29(10): 3307 - 3322.
- [34] WANG Y, ZHOU M F, QI L, et al. The Zhaotong native copper deposit associated with the permian Emeishan flood basalts, Yunnan, Southwest China [J]. International Geology Review, 2006, 48: 742 - 753.
- [35] BUTLER B S, BURBANK W S. The copper deposits of Michigan [M]. Washington: U. S. Government Printing Office, 1929, 144: 1 - 238.
- [36] WHITE W S. The native-copper deposits of northern Michigan [M] // RIDGE J D. Ore Deposits of the United States, 1933 - 1967 (Graton-Sale Volume): American Institute of Mining. Wilkes-Barre: American Institute of Mining, 1968: 303 - 326.
- [37] ZHU B, HU Y G, ZHANG Z W. Discovery of the copper deposits with features of the Keweenaw type in the border area of Yunnan and Guizhou provinces [J]. Science in China (Series D), 2003, 46(1): 60 - 72.
- [38] BARNES S J P. The origin of the fractionation of the platinum group elements in terrestrial magmas [J]. Chemical Geology, 1985, 53: 303 - 323.
- [39] BARNES H L. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits [M]. 3rd. New York: John Wiley and Sons, 1997: 435 - 469.
- [40] 易立文, 刘显凡, 邓江红, 等. 云南中甸峨眉山玄武岩中超基性-基性岩包体的地幔流体微观踪迹及其熔离成矿意义 [J]. 现代地质, 2012, 26(3): 421 - 432.