

doi: 10. 16112/j. cnki. 53 - 1223 /n. 2018. 03. 005

# 滇西北羊拉大型铜矿床构造热液 成矿作用的流体包裹体证据

李波<sup>1</sup>, 丁俊英<sup>2</sup>, 黄智龙<sup>3</sup>, 周家喜<sup>3</sup>, 刘月东<sup>4</sup>, 杜丽娟<sup>3</sup>

(1. 昆明理工大学 国土资源工程学院 有色地质调查中心西南地质调查所, 云南 昆明 650093;

2. 南京大学 内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 江苏 南京 210093;

3. 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;

4. 云南迪庆矿业开发有限责任公司, 云南 香格里拉 674400)

**摘要:** 滇西北羊拉大型铜矿床为金沙江成矿带内的代表性铜矿床, 目前地质证据显示其在矽卡岩主成矿期之后, 经历了构造热液成矿作用. 为了研究羊拉铜矿床构造热液成矿作用的流体特征, 本文选择该成矿期矿石中的方解石和石英系统开展了流体包裹体岩相学、显微测温及激光拉曼光谱采集等测试工作. 研究表明: 构造热液期方解石中流体包裹体类型主要为富液相气液两相(L+V)包裹体和纯液相(L)包裹体, 石英中的流体包裹体则主要为富液相气液两相(L+V)包裹体、富气相气液两相(L+V)包裹体、纯气相(V)包裹体、纯液相(L)包裹体和含子矿物三相(L+V+S)包裹体. 方解石中的流体包裹体均一温度集中于143~201℃之间, 平均为169.9℃; 石英中的流体包裹体均一温度在138~322℃之间, 峰值区间为160~220℃; 热液流体主要为中温、中-低温流体, 明显低于羊拉铜矿床矽卡岩成矿期的流体温度. 方解石中的流体包裹体盐度在1.40%~17.96% NaCl之间, 平均值为10.07% NaCl; 石英中的流体包裹体盐度在0.18%~17.08% NaCl之间, 平均为6.12% NaCl; 亦明显低于矽卡岩成矿期的流体盐度. 构造热液期的流体包裹体总体表现为中-低温、中-低盐度, 其成分主要为CH<sub>4</sub>和H<sub>2</sub>O, 其次为N<sub>2</sub>和CO<sub>2</sub>, 明显有别于羊拉铜矿床的矽卡岩成矿期的流体性质.

**关键词:** 流体包裹体; 构造热液成矿作用; 羊拉铜矿床; 滇西北

**中图分类号:** P595 **文献标志码:** A **文章编号:** 1007-855X(2018)03-0025-12

## Tectonic Hydrothermal Metallogenesis in the Yangla Cu Deposit , Northwest Yunnan Province: Evidence from Fluid Inclusions

LI Bo<sup>1</sup>, DING Junying<sup>2</sup>, HUANG Zhilong<sup>3</sup>, ZHOU Jiayi<sup>3</sup>,

LIU Yuedong<sup>4</sup>, DU Lijuan<sup>3</sup>

(1. Southwest Institute of Geological Survey, Geological Survey Centre for Nonferrous Metals Resources, Faculty of Land Resources Engineering, Kunming University of Science and Technology, Kunming 650093, China;

2. National Key Laboratory for Mineral Deposits Research, School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University,

Nanjing 210093, China; 3. National Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese

Academy of Sciences, Guiyang 550002, China; 4. Yunnan Diqing Mining Co. Ltd., Shangrila, Yunnan 674400, China)

**Abstract:** The Yangla deposit is the most representative Cu deposit in the Jinshajiang metallogenic belt. Geolog-

收稿日期: 2017-11-16. 基金项目: 国家自然科学基金项目(41402072); 云铜集团重点科技项目(20110103); 昆明理工大学重点学科建设基金项目(14078384); 昆明理工大学分析测试基金项目(2017M20162101054).

作者简介: 李波(1981-), 男, 博士, 副教授. 主要研究方向: 构造地球化学及找矿预测.

E-mail: libo8105@qq.com

ical evidence has shown that tectonic hydrothermal mineralization also contributed to the formation of the Yangla after the skarn - type mineralization. In this paper, fluid inclusion petrography, microthermometric measurements and Laser Raman microspectroscopy for calcite and quartz from tectonic hydrothermal ore stage are utilized to study the nature of tectonic ore fluids. The results show that the fluid inclusions in calcite are mainly two - phase, liquid - rich (L + V) type and pure liquid (L) type, their homogenization temperatures range from 143 to 201 °C (average: 169.9 °C), with corresponding salinities of 1.40% ~ 17.96% NaCl (average: 10.07% NaCl). Whilst, the fluid inclusions in quartz are two - phase, liquid - rich (L + V) type, two - phase, vapor - rich (L + V) type, pure vapor (V) type, pure liquid (L) type and halite - bearing (L + V + S) type, which homogenized at 130 ~ 322 °C (peak value: 160 ~ 220 °C), with corresponding salinities of 0.18% ~ 17.08% NaCl (average: 6.12% NaCl). The tectonic ore fluids predominantly consist of H<sub>2</sub>O, CH<sub>4</sub> and minor N<sub>2</sub> and CO<sub>2</sub>. In conclusion, the tectonic ore fluids are characterized by medium to low temperatures, medium to low salinities, which are distinctly different from the skarn stage ore fluids.

**Key words:** fluid inclusions; tectonic hydrothermal metallogenesis; Yangla Cu deposit; NW Yunnan Province

## 0 引言

三江特提斯构造带经历了复杂而完整的演化历史,为中国大陆最典型的特提斯构造发育地区<sup>[1-2]</sup>.金沙江构造带即为我国三江特提斯构造域的重要构造带之一,许多学者在区域构造演化、蛇绿混杂岩、岛弧火山岩及构造单元划分等方面做了大量研究工作<sup>[3-7]</sup>.羊拉铜矿床为金沙江成矿带内的代表性铜矿床,因成矿地质条件优越、找矿潜力大而引起了国内外学者的长期关注,在岩浆岩地球化学及其构造环境<sup>[8-16]</sup>、构造演化与地层划分<sup>[17-22]</sup>、地球化学<sup>[23-28]</sup>及矿床成因类型<sup>[29-33]</sup>等方面取得了丰富的研究成果.但羊拉矿床的矿床成因仍争议很大,早期地勘单位认为矿床类型为矽卡岩型,近期也有朱经经<sup>[34]</sup>、陈思尧等<sup>[35]</sup>、杨镇等<sup>[36]</sup>支持这一观点;路远发等<sup>[23,37]</sup>认为羊拉矿区层状矽卡岩矿体为喷流沉积成因;Pan et al<sup>[29]</sup>、潘家永等<sup>[25]</sup>指出海底喷流热水沉积作用在羊拉矿床的形成中起了主导作用;也有学者认为羊拉铜矿为 VHMS 块状硫化物矿床<sup>[31]</sup>;而曲晓明等<sup>[30]</sup>研究认为羊拉矿床矿化特征与海底喷流 - 沉积形成的 VHMS 型矿床明显不同,是与接触交代有关的斑岩 - 矽卡岩型矿床.

随着研究程度的持续深入,愈来愈多的学者倾向于认为羊拉铜矿床为复合成因或叠加矿床.魏君奇等<sup>[38]</sup>认为该矿床存在三期成矿作用:海西期海底喷流 - 沉积型、印支期矽卡岩型及燕山早期斑岩型;朱俊等<sup>[39]</sup>则认为羊拉矿床早期存在沉积 - 喷流型原生硫化物矿化,印支期花岗闪长岩体进行了叠加改造,总体为层控叠加矿床;邓军等<sup>[2]</sup>认为羊拉矿床为 VMS - 岩浆热液叠加型,经历了四期成矿作用:海西期火山喷流沉积作用、中 - 晚印支期岩浆热液叠加矽卡岩 - 斑岩型、印支期末 - 早燕山期斑岩成矿作用、喜马拉雅期热液脉型成矿作用;本文作者赞成复合成因观点,认为羊拉矿床经历了三期成矿作用<sup>[24,40]</sup>.前人研究羊拉铜矿床的成矿物质和成矿流体时主要选择矽卡岩成矿期<sup>[32,34-35,41]</sup>,而对构造热液成矿期的研究则极少涉及<sup>[37]</sup>,本文即重点研究该矿床构造热液成矿期的流体包裹体,为讨论其构造热液成矿作用及矿床成因提供流体地球化学的证据.

## 1 地质概况

羊拉铜矿床位于金沙江构造带中段,处于 SN 向的金沙江断裂和羊拉断裂之间,自北向南可分为贝吾、尼吕、江边、里农、路农、通吉格、加仁等七个矿段,而里农矿段的规模最大(图 1).里农矿段和江边矿段以里农大沟为界,路农矿段则位于里农矿段以南,两者以 F4 断裂为界;近期深部工程揭露里农矿段和路农矿段在深部为同一矿体<sup>[42]</sup>.里农、路农和江边矿段目前控制 Cu 金属量分别约为 60 万 t、14 万 t 和 6 万 t,羊拉铜矿床的远景储量超过 130 万 t<sup>[43-45]</sup>.

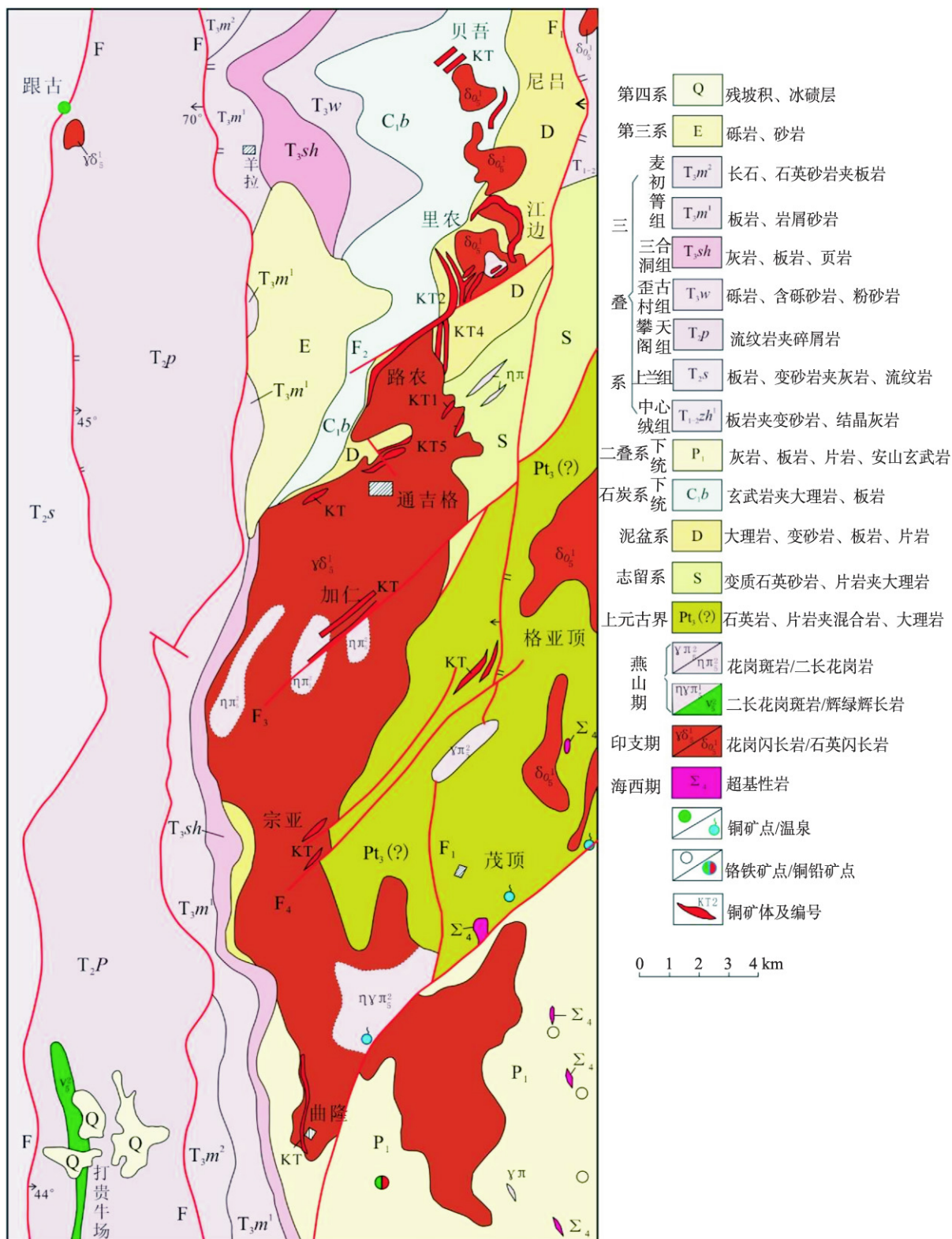


图1 羊拉铜矿床地质简图 (据李文昌等<sup>[31]</sup>, 2010)  
 Fig.1 Geological map of the Yangla Cu deposit, Yunnan Province (after by Li W C, et al<sup>[31]</sup>, 2010)

矿区出露地层主要为下泥盆统江边组( $D_{1j}$ )、中上泥盆统里农组( $D_{2+3l}$ )和下石炭统贝吾组( $C_{1b}$ )。其中里农组一段( $D_{2+3l}^1$ )上部的深灰色绿帘透辉石、石榴石砂卡岩为最主要的赋矿岩性。各矿段均出露不同规模的花岗闪长岩体,为加仁岩体的组成部分;主体岩性为中粗粒花岗闪长岩,边缘相为中细粒二长花岗岩;形成于 231 ~ 239 Ma<sup>[16]</sup>,与砂卡岩型矿体有密切的成因联系。

羊拉铜矿床的铜矿体产出严格受岩体、地层和构造破碎带的控制,主要呈层状、似层状、透镜状、脉状等;且在不同的矿段,矿体产状变化较大。里农矿段的矿体主要呈层状、似层状,其产出明显受里农组一段( $D_{2+3l}^1$ )内的层间断裂及岩浆侵入接触构造的控制,总体走向近 SN,倾向 W,倾角较缓,一般在  $18^\circ \sim 35^\circ$  之间。路农矿段  $F_4$  断裂以北的矿体呈脉状,其产出明显受  $F_4$  断裂的控制,总体走向近 EW,倾向 N,倾角较陡;路农矿段东矿体呈细脉状,走向 SN,明显受岩浆侵入接触构造和后期构造裂隙的控制。在里农矿段和路农矿段的之间部位,矿体走向 NE,呈细脉状产于  $F_4$  断裂内及其次生的 NE 向断裂内,受构造控制特征显著。矿石结构以自形-他形晶粒状结构、包含结构、填隙结构和交代结构为主,矿石构造主要为块状构造、浸染状构造、网脉状构造、蜂窝状构造和土状等。矿石矿物主要为黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿、蓝铜矿、孔雀石,次为斑铜矿、铜蓝、赤铜矿、黑铜矿、方铅矿、辉铜矿以及自然铜等;脉石矿物主要为石榴石、透辉石、透闪石、阳起石等砂卡岩矿物以及石英、白云石、方解石、绢云母和长石等。矿石中伴生 Au、Ag、Pb、Zn、Bi 等多种成矿元素。

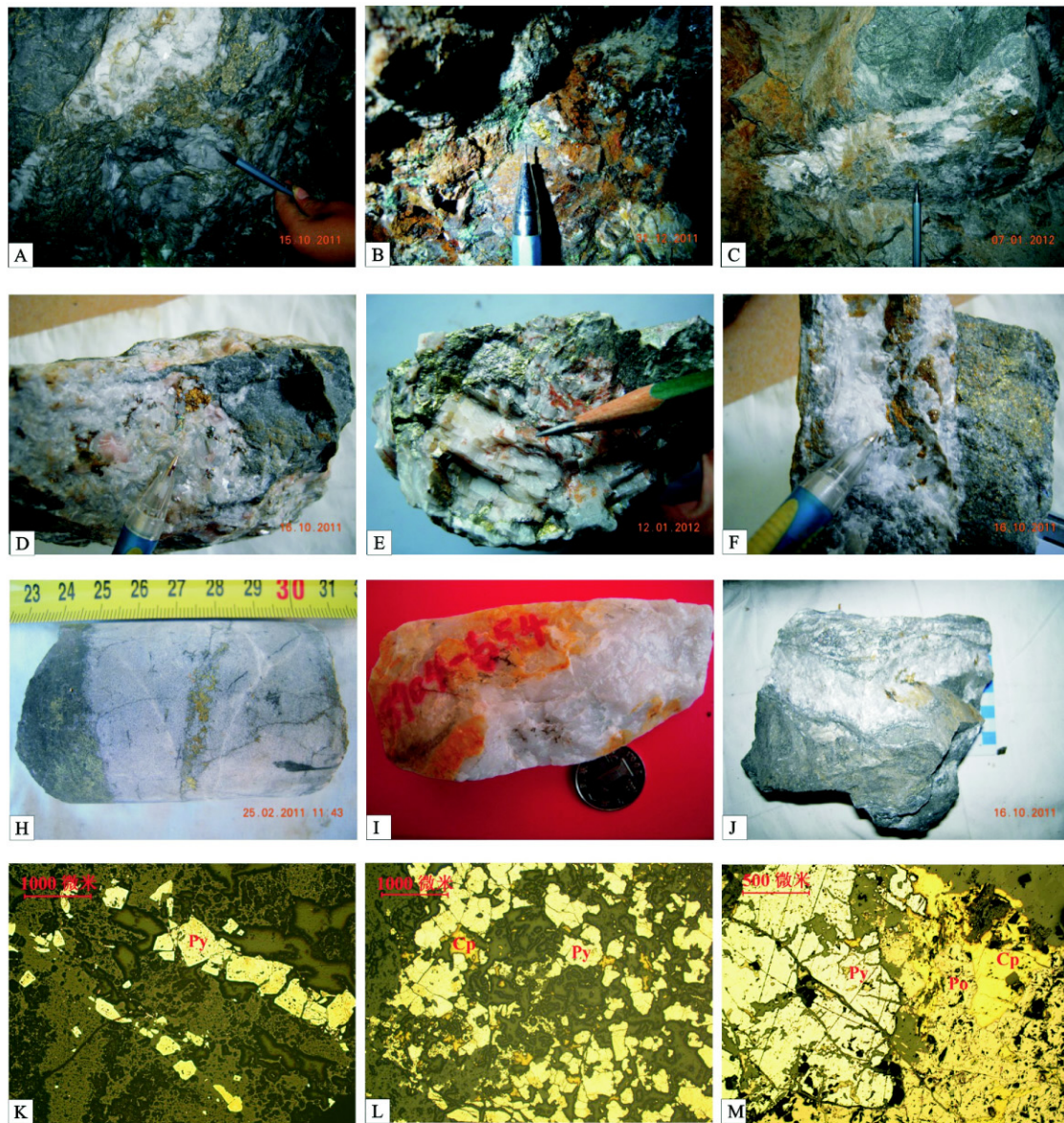
近期探矿工程和研究成果均表明,羊拉铜矿床在砂卡岩主成矿期之后,存在构造热液成矿作用,主要证据有:①在里农矿段和路农矿段的之间部位以及里农矿段深部中段,断裂构造异常发育。这些断裂构造一方面明显错段早期砂卡岩型矿体,断距可达数米;另一方面断裂构造活动带来的成矿热液,充填在断裂带内形成石英-方解石-硫化物脉,或改造早期矿体形成高品位铜矿石,金属硫化物粒径较大且种类单一(主要为黄铜矿和黄铁矿),显著区别于早期砂卡岩型矿石中的硫化物。②里农矿段深部的 3 250 m 中段 39# 穿脉揭露到辉锑矿,辉锑矿颗粒较粗大,呈大小不等的团块状、不规则状分布于后期断裂带内。辉锑矿为典型的中低温矿物<sup>[46]</sup>,在砂卡岩型矿石中极少见到;且辉锑矿单独产出,严格受断裂构造的控制;辉锑矿的 S-Pb 同位素、流体包裹体显微测温及 Sm-Nd 同位素测年明显区别于砂卡岩型矿石,为构造热液成矿期的产物(另文叙述)。③断裂构造带内后期金属硫化物的  $\delta^{34}\text{S}$  在  $-40.40\% \sim -7.20\%$  之间,变化范围很宽,且无塔式效应(另文叙述);显著区别于早期砂卡岩型矿石中金属硫化物的硫同位素组成( $\delta^{34}\text{S}$  集中分布在  $-2\% \sim 2\%$  之间,峰值在 0‰ 附近);硫同位素组成的差异也反映存在构造热液成矿作用。④云南省地质调查院在加仁岩体南端,先后发现和评价了通吉格、宗亚、扎热隆玛等赋存于岩体内后期构造破碎带中的铜多金属矿床<sup>[31]</sup>,其勘查成果亦证实了在羊拉-鲁春矿集区内存在构造热液成矿作用。

## 2 样品采集及测试方法

### 2.1 样品描述

在仔细观察地质现象的基础上,本文有针对性地采集断裂带内的构造改造型矿石和新鲜钻孔岩心,主要为方解石-石英-硫化物细脉和砂卡岩内的后期切层石英脉,并对这些标本进行逐一清洗、详细观察和描述(图 2)。

YK016-1: 浅灰色致密块状黄铜矿-黄铁矿矿石,位于里农矿段深部的 3 175 m 中段 5 房-3 采场下采空区。标本产于成矿后断裂带内(图 2 A),断裂带宽 2 m 左右。总体产状:  $NE78^\circ \angle 60^\circ NW$ ; 断裂面光滑平直,显示扭性特征,且明显破坏矿体,错断矿体达 8 m,为正断层;带内为方解石-石英脉、透镜体,方解石内可见大量角砾状围岩碎块,沿碎块边缘见细粒黄铁矿、黄铜矿,明显反映后期构造热液改造特征。矿石矿物为黄铁矿、黄铜矿、斑铜矿,脉石矿物为方解石和石英(图 2 F)。黄铜矿有三种产出状态:一种呈脉状分布于方解石脉中顺脉产出,一种沿脉体与围岩边缘分布,另一种呈浸染状分布于围岩中;黄铁矿呈黄白色细粒浸染状分布于围岩中,也偶呈细脉状分布于方解石脉与围岩边缘;斑铜矿呈浅红-淡蓝斑杂色浸染状(较少)。方解石脉明显切穿早期砂卡岩矿石,方解石晶形较大,内部共生有颗粒粗大的黄铁矿及不规则状黄铜矿,明显为后期热液的产物。围岩中可见方解石胶结的棱角状角砾。



A-后期断裂内的方解石-石英-硫化物矿石(地质点:YK016),为构造热液成矿期产物,断裂产状:NE78°∠60°NW; B-灰白色大理岩中的成矿后断裂,带内充填方解石-石英-硫化物脉;黄铜矿、黄铁矿等金属硫化物呈不规则团块状分布于方解石内,明显为后期热液活动作用的产物;氧化淋滤现象明显,形成红褐色蜂窝状氧化矿矿石,具明显褐铁矿化、孔雀石化(地质点:Ln26); C-白色方解石脉内的灰白色黄铁矿、黄铜矿、斑铜矿,围岩为矽卡岩型矿石,沿方解石节理裂隙充填有细脉及团块状黄铁矿、黄铜矿,金属硫化物与方解石为共生关系,均为后期构造热液活动的产物(地质点:Ln75); D-灰色细晶大理岩内的后期方解石-硫化物脉,含棱角状大理岩角砾;黄铜矿、黄铁矿等金属硫化物呈不规则状分布于方解石内,为后期构造热液活动的产物(样品编号:YK009); E-与方解石-石英脉中共生的黄铁矿,边部为矽卡岩型矿石(样品编号:Ln75), F-浅灰-灰白色致密块状黄铜矿-黄铁矿化矿石(样品编号:YK016-1),矿石矿物为黄铜矿、黄铁矿、斑铜矿,脉石矿物为方解石和石英,方解石晶形较大,为后期热液的产物,且与硫化物共生, H-致密块状黄铜矿矿石中的石英脉(样品编号:3904-b48),与含黄铜矿矽卡岩呈渐变过渡关系,其内部含不规则状黄铜矿,并发育后期裂隙,充填有黄铁矿细脉,判断石英与黄铜矿为同期生成(构造热液期), I-白色块状石英脉(样品编号:3904-b54),产于矽卡岩矿石中,为后期热液活动的产物,矽卡岩呈灰绿色,主要为透辉石矽卡岩,内部见细粒黄铁矿、黄铜矿,石英脉中见细脉状黄铁矿、黄铜矿和辉钼矿.辉钼矿呈不规则片状、粒状分布于石英中, J-灰黑色黄铜矿-黄铁矿矿石,矿石矿物主要为黄铜矿、黄铁矿,脉石矿物为方解石和石英,黄铁矿和黄铜矿为早期形成,方解石为晚期热液活动的产物, K-自形-半自形晶黄铁矿(Py)呈脉状分布,粒径较大(0.06~0.7mm),显著区别于鲕粒黄铁矿及矽卡岩型矿石中的黄铁矿,推测为构造热液期产物(样品编号:YK009), L-自形-半自形晶黄白色黄铁矿(Py)呈不规则网脉状分布于脉石矿物中,粒径0.1~0.6mm,少量铜黄色黄铜矿(Cp,粒径0.05~0.2mm)呈不规则状分布于黄铁矿和脉石矿物的接触界限处,黄铁矿、黄铜矿和脉石矿物为共生关系(YK016-2), M-黄铜矿(Cp)与脉石矿物共生,呈不规则脉状分布,并交代早期磁黄铁矿(Po)(样品编号:Ln75).

图2 羊拉铜矿床构造热液期矿石标本的宏观微观特征

Fig.2 Representative photographs and photomicrographs of ores from tectonic hydrothermal mineralization stage in the Yangla Cu deposit

YK021-2: 灰黑色黄铜矿-黄铁矿矿石,位于里农矿段深部的3 075 m中段42-2采场,为矽卡岩矿体内发育后期断裂中的矿石标本(图2 J)。矿石矿物主要为黄铜矿、黄铁矿,脉石矿物为方解石和石英。黄铜矿呈铜黄色,主要呈团块状分布于脉体中央,或呈细脉状分布于方解石脉体与围岩之间,或呈星点状(较少)分布于围岩中;黄铁矿呈黄白色,主要以浸染状分布于围岩中,偶见呈细小脉状分布于方解石脉体边缘。脉石矿物以方解石为主,晶形较完整。黄铁矿和黄铜矿为早期形成,方解石为晚期热液活动的产物。

YK009: 位于里农矿段深部的3 175 m中段104测点SW侧16 m处。浅灰-灰白色黄铁矿化、黄铜矿化、方解石化强硅化细晶大理岩(图2 D),发育两期方解石脉,早期方解石脉顺层产出,可见亮白色细粒状黄铁矿沿脉产出;后期方解石脉明显切断早期方解石脉,且分布有不规则状黄铜矿,本文选择后期方解石脉作为研究对象。黄铁矿亦分两期,早期呈自形晶分布于硅化大理岩中,后期则产出方解石脉中;黄铜矿分布于后期方解石脉中。

3904-b48、3904-b54: 致密块状矽卡岩矿石中的灰白色石英脉,分别采于里农矿段和路农矿段之间ZK3904钻孔的337.5 m处和354 m处。矽卡岩呈灰绿色,主要为透辉石矽卡岩,内部见细粒黄铁矿、黄铜矿,岩石发育后期裂隙,充填有黄铁矿细脉。石英脉明显切穿矽卡岩矿石,内部可见细脉状、不规则状黄铁矿、黄铜矿等金属硫化物(图2 I),判断该石英及其内部的硫化物为后期热液活动的产物。

4903-b2: 灰白色石英脉,采于里农矿段和路农矿段之间的ZK4903钻孔57.8 m处,呈脉状产于里农组三段( $D_{2+3}l^3$ )的浅灰绿色弱矽卡岩化绢云砂质板岩、变质石英砂岩内,明显切断岩层,显示为后期热液作用的产物。

Ln26: 位于路农矿段3 590 m中段9测点西侧3 m处,产于灰白色大理岩的成矿后断裂带内,断裂总体产状 $NW70^\circ \angle 59^\circ NE$ ,裂面紧闭平直,显示为压扭性质。断裂带内岩石破碎,氧化淋滤现象明显,形成红褐色蜂窝状氧化矿矿石,具明显褐铁矿化、孔雀石化(图2 B)。黄铜矿、黄铁矿等金属硫化物呈不规则团块状分布于方解石内,明显为后期热液活动作用所致。

Ln75: 位于路农矿段3 590 m中段10测点北侧18 m处。白色方解石脉内的团块状黄铁矿、黄铜矿、斑铜矿(图2 C),沿方解石解理裂隙充填有黄铁矿、黄铜矿细脉及团块(图2 E),金属硫化物与方解石为共生关系,均为后期热液活动作用的产物。

## 2.2 流体包裹体显微测温及激光拉曼探针分析

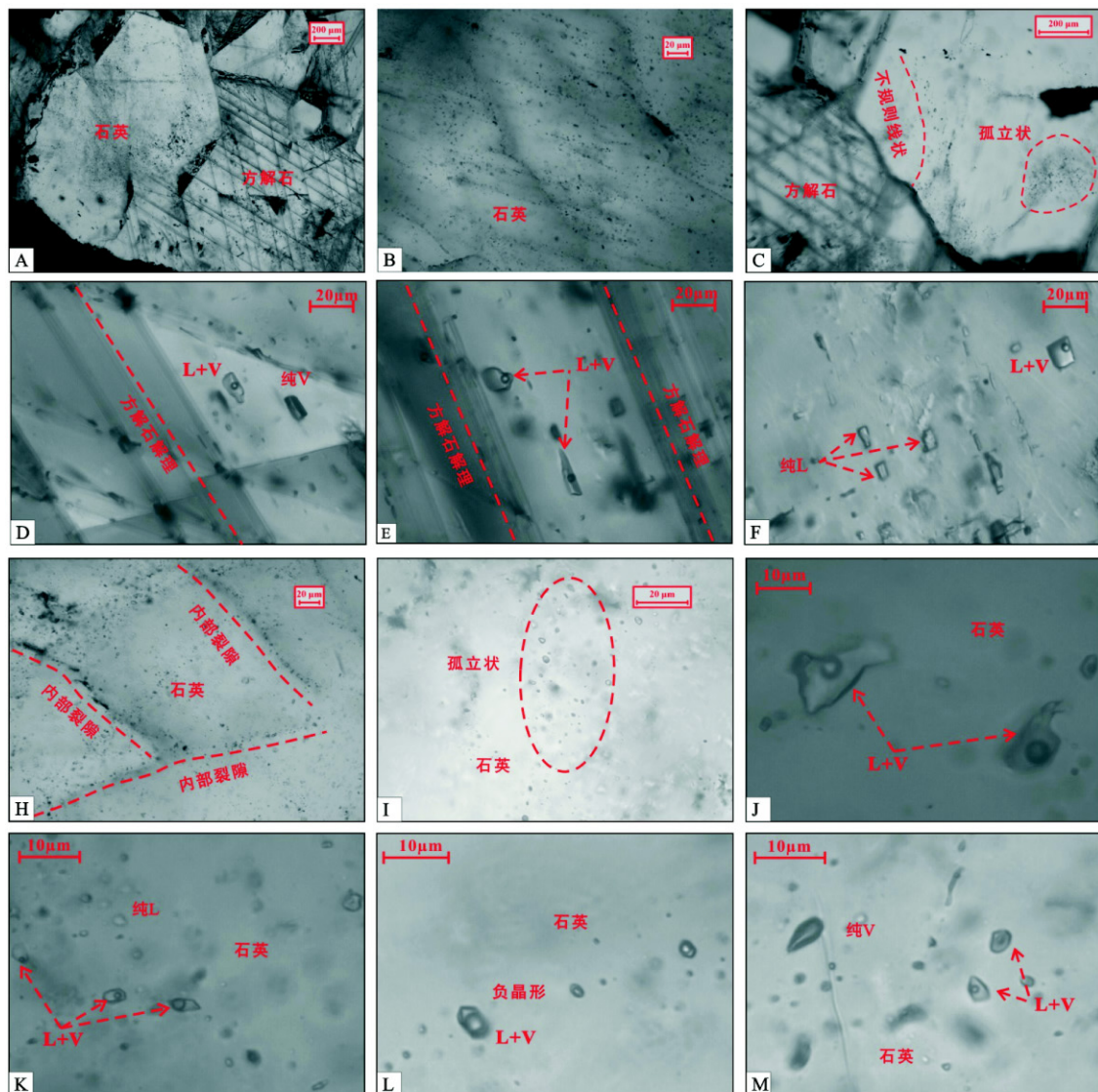
将典型标本磨制成厚 $0.2 \text{ mm} \pm$ 的双面抛光片,在南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室进行流体包裹体岩相学观察、流体包裹体显微测温以及激光拉曼光谱采集工作。岩相学研究利用Leica岩相学显微镜(配备 $50 \times$ 、 $20 \times$ 、 $10 \times$ 、 $5 \times$ 物镜),主要观察流体包裹体的空间分布、形态大小及在室温下的相态和气液比。显微测温工作利用配备于ZEISS AXIO岩相学显微镜上的Linkam THMS600型冷热台开展流体包裹体相变观察和相变温度测定,使用电阻丝加热、液氮进行冷却,冷热台测定温度范围为 $-196 \sim 600 \text{ }^\circ\text{C}$ ,测温精度为 $\pm 0.1 \text{ }^\circ\text{C}$ ( $<30 \text{ }^\circ\text{C}$ )和 $\pm 2 \text{ }^\circ\text{C}$ ( $>30 \text{ }^\circ\text{C}$ )。流体包裹体流体成分测定则利用英国Renishaw RM2000型激光拉曼光谱仪,激光拉曼光谱仪使用514 nm风冷氩离子激光器,谱图分辨率为 $2 \text{ cm}^{-1}$ ,光谱扫描时间为30 s,扫描次数为1次。

## 3 结果及讨论

### 3.1 流体包裹体岩相学特征

羊拉铜矿床构造热液期的脉石矿物为石英和方解石(图3 A),以方解石为主,脉石矿物中流体包裹体发育(图3 A、B)。方解石解理发育,原生包裹体主要平行解理分布(图3 D、E),包裹体类型为富液相气液两相包裹体和纯液相包裹体,大小在 $3 \sim 15 \text{ } \mu\text{m}$ ;另有少量呈孤立状分布的富液相气液两相包裹体(图3 E),尺寸较大( $5 \sim 20 \text{ } \mu\text{m}$ )。次生包裹体沿后生裂隙分布,包裹体较小、不易辨识,主要为富液相气液两相包裹体,大小在 $2 \sim 8 \text{ } \mu\text{m}$ 。本文针对原生包裹体展开研究工作,在分析测试时避开破裂包裹体。根据卢焕章等<sup>[47]</sup>对流体包裹体在室温下相态的分类标准,方解石中流体包裹体主要分为两类:

I类: 富液相气液两相(L+V)包裹体,气液比( $V_{\text{气}}/(V_{\text{气}}+V_{\text{液}})$ )一般 $<15\%$ ,大小多在 $3 \sim 15 \text{ } \mu\text{m}$ 之



A-石英和方解石中的流体包裹体均较发育,石英中的流体包裹体呈麻点状分布;方解石解理发育,其内部包裹体多被局限在两条解理之间(样品编号:YK016);B-石英颗粒中包裹体较为发育,呈麻点状分布(样品编号:3904-b48);C-石英颗粒中的原生流体包裹体呈孤立状密集分布,或不规则线状分布(样品编号:YK016);D-方解石中的富液相气液两相包裹体(L+V)与纯气相包裹体(V)共生,两者平行于方解石解理分布(样品编号:YK016);E-平行于方解石解理分布的富液相气液两相包裹体(L+V)(样品编号:YK016);F-方解石中富液相气液两相包裹体(L+V)和纯液相包裹体(L)共生,呈孤立状分布(样品编号:YK021-2);H-假次生包裹体沿石英颗粒的内部裂隙中分布(样品编号:3904-b54);I-原生包裹体呈孤立状分布(样品编号:4903-b2);J-富液相气液两相包裹体(L+V),呈不规则状孤立分布(样品编号:3904-b54);K-富液相气液两相包裹体(L+V),呈孤立状与纯液相包裹体共生(样品编号:3904-b54);L-富气相气液两相包裹体(L+V)呈负晶形状孤立分布(样品编号:4903-b2);M-纯气相包裹体(V)呈暗色不透明状与富液相气液两相包裹体(L+V)共生(样品编号:4903-b2)。

图3 羊拉铜矿床构造热液期流体包裹体分布特征及主要类型  
Fig.3 Photomicrographs of fluid inclusion distribution and representative types at room temperature from the Yangla Cu deposit

间,呈长条形、负晶形及不规则状等形态,主要平行解理分布,偶见呈孤立状分布(图3 D、E、F)。富液相气液两相(L+V)包裹体为该阶段方解石中的主要包裹体类型,约占70%左右,为本文的主要测试对象。

II类:纯液相(L)包裹体,在显微镜下(透射光)整个包裹体清晰透明,与气液两相包裹体共生,平行解

理分布. 该类包裹体在方解石中约占 30%, 大小一般为 3~10  $\mu\text{m}$ , 形态呈长条形和不规则形(图 3 F).

另外仅见个别纯气相包裹体(V)呈黑色不透明状与富液相气液两相包裹体(L+V)共生(图 3 D), 粒径约 10  $\mu\text{m}$ , 平行于方解石解理分布.

石英中流体包裹体发育(图 3 B) 根据成因可分为原生、假次生和次生包裹体. 原生包裹体分布状态有三种: ①主要分布于石英颗粒的生长边或内部裂隙内(图 3 B), 流体包裹体类型以富液相气液两相为主, 大小在 3~20  $\mu\text{m}$ ; ②少量密集呈片状分布于石英颗粒中(图 3 C), 主要为富液相气液两相包裹体, 也见富气相气液两相包裹体或纯气相或纯液相包裹体与其共生, 大小在 2~15  $\mu\text{m}$ ; ③少量呈孤立状分布(图 3 I), 为富液相气液两相包裹体, 大小在 5~20  $\mu\text{m}$ . 假次生包裹体主要分布于石英颗粒的内部裂隙内, 内部裂隙不切穿石英颗粒边界, 且裂隙具有一定的定向性(与石英颗粒的生长边大致平行)(图 3 H), 包裹体类型以富液相气液两相包裹体为主, 同时有少量富气相气液两相包裹体、纯气相包裹体和纯液相包裹体共生, 大小在 3~15  $\mu\text{m}$ . 次生包裹体沿后生裂隙分布, 裂隙切穿石英颗粒边界, 裂隙间互存在相穿插现象, 反映存在不同期次流体, 包裹体类型以富液相气液两相包裹体为主, 包裹体较小, 多在 2~10  $\mu\text{m}$ . 石英颗粒与不透明金属矿物呈共生关系, 沿石英颗粒边界分布的原生包裹体可能更能代表成矿流体信息, 因此针对原生包裹体和假次生包裹体展开测试分析. 石英中流体包裹体可分为五类包裹体:

I类: 富液相气液两相(L+V)包裹体, 以液相为主, 气液比( $V_{\text{气}}/(V_{\text{气}}+V_{\text{液}})$ )一般<30%; 包裹体大小多在 3~15  $\mu\text{m}$  之间, 呈圆形、椭圆形、管形、负晶形及不规则状等形态(图 3 J); 包裹体或分布于石英颗粒边界, 或呈片状分布, 或呈孤立状分布, 呈孤立状分布的包裹体尺寸略大; 或沿石英颗粒的内部裂隙分布(裂隙并不切穿颗粒边界). 富液相气液两相(L+V)包裹体常与富气相气液两相包裹体、纯液相和纯气相包裹体共生(图 3 K、M), 为该阶段样品中的主要包裹体类型, 约占 80%, 为本文的主要研究对象.

II类: 富气相气液两相(L+V)包裹体, 以气相为主, 气液比( $V_{\text{气}}/(V_{\text{气}}+V_{\text{液}})$ )多>50%. 镜下能够观察到此类包裹体较少, 多沿石英颗粒内部裂隙分布(裂隙并不切穿颗粒边界), 或呈孤立状分布, 大小多在 5~15  $\mu\text{m}$ , 呈圆形、椭圆形和不规则状等形态(图 3 L). 富气相气液两相(L+V)包裹体一般与富液相或纯气相包裹体共生. 本文仅选择了个别此类包裹体进行测试.

III类: 纯气相(V)包裹体, 在显微镜下整个包裹体呈暗色不透明状, 在该阶段样品中纯气相流体包裹体极少, 大小不等, 小至几微米, 大至十几微米; 形态呈圆形、椭圆形和不规则形等(图 3 M), 主要沿石英颗粒的内部裂隙分布, 或呈孤立状分布; 一般与气液两相包裹体共生.

IV类: 纯液相(L)包裹体, 在显微镜下整个包裹体清晰透明, 在该阶段样品中纯液相流体包裹体有一定分布, 尺寸较小, 一般<10  $\mu\text{m}$ ; 呈长条形和不规则状等形态, 分布于石英颗粒的边界或沿石英颗粒的内部裂隙分布, 或呈孤立状分布, 一般与气液两相包裹体共生(图 3 K).

V类: 含子矿物三相(L+V+S)包裹体, 除含有液相(L)和气相(V)外, 还含有固相(S), 固相为透明子晶(圆形或方形). 此类包裹体分布极少(仅 1~2 例), 主要沿石英颗粒的内部裂隙分布, 与气液两相包裹体共生, 一般<8  $\mu\text{m}$ , 形态呈椭圆形、负晶形和不规则形等.

### 3.2 流体包裹体均一温度和盐度

构造热液期方解石中的流体包裹体均一温度集中于 143~201  $^{\circ}\text{C}$  之间, 平均为 169.9  $^{\circ}\text{C}$ (表 1), 峰值区间在 140~180  $^{\circ}\text{C}$ (图 4 A), 反映方解石中的热液流体为中-低温; 石英中的流体包裹体均一温度分布区间略宽(表 1) 在 138~322  $^{\circ}\text{C}$  之间, 峰值区间为 160~220  $^{\circ}\text{C}$ ; 该期包裹体均一温度总体平均为 205.54  $^{\circ}\text{C}$ , 总体峰值区间在 160~220  $^{\circ}\text{C}$ (图 4 A), 热液流体主要为中温、中-低温流体, 明显低于羊拉铜矿床砂卡岩成矿期的流体温度<sup>[35]</sup>.

构造热液期方解石中流体包裹体的盐度变化区间较大, 在 1.40%~17.96% NaCl 之间(此处含量指质量分数, 下同), 平均值为 10.07% NaCl(表 1); 除 4.0%~6.0% NaCl 和 16.0%~18.0% NaCl 两个峰值区间外, 其余分布较为均匀(图 4 B); 石英中流体包裹体盐度在 0.18%~17.08% NaCl 之间, 平均为 6.12% NaCl, 存在 4.0%~8.0% NaCl 的峰值区间, 另有少量包裹体盐度在 12.0%~18.0% NaCl(图 4 B), 明显低于砂卡岩期的流体盐度<sup>[35]</sup>. 从均一温度-盐度散点图(图 5)看, 构造热液改造成矿期流体包裹体



可分为二组: i) 中-低温中-低盐度包裹体, 均一温度在 130 ~ 320 °C 之间, 盐度 0.18% ~ 10.5% NaCl, 绝大多数包裹体属于此组; ii) 中-低温高盐度包裹体, 均一温度 150 ~ 280 °C, 盐度 12.0% ~ 17.96% NaCl, 少部分包裹体属于此组。

表 1 羊拉铜矿床构造热液期流体包裹体显微测温结果统计表  
Tab.1 Microthermometric data of fluid inclusion of the tectonic hydrothermal mineralization stage from the Yangla Cu deposit

样号	寄主矿物	包裹体类型	大小/ $\mu\text{m}$	气液比/%	盐度/% NaCl		均一温度/°C		密度/( $\text{g}/\text{cm}^3$ )	
					范围	均值	范围	均值	范围	均值
YK016-1	石英	气液两相	4×2~7×5	4~10	3.55~17.08	7.85	165~282	223.06	0.8073~0.9666	0.8933
YK021-2	方解石	气液两相	4×3~15×5	4~8	1.40~17.96	10.07	143~201	169.87	0.9327~1.0357	0.9732
3904-b48	石英	气液两相	3×3~15×7	3~55	0.35~14.87	5.65	139~305	206.23	0.6941~1.0128	0.8958
3904-b54	石英	气液两相	4×2~12×3	3~10	0.35~16.53	5.57	138~322	215.29	0.7275~1.0240	0.8957
4903-b2	石英	气液两相	3×3~10×4	5~25	0.18~14.77	4.96	156~321	209.97	0.6679~0.9998	0.8829
平均					-	6.82	-	204.88	-	0.908

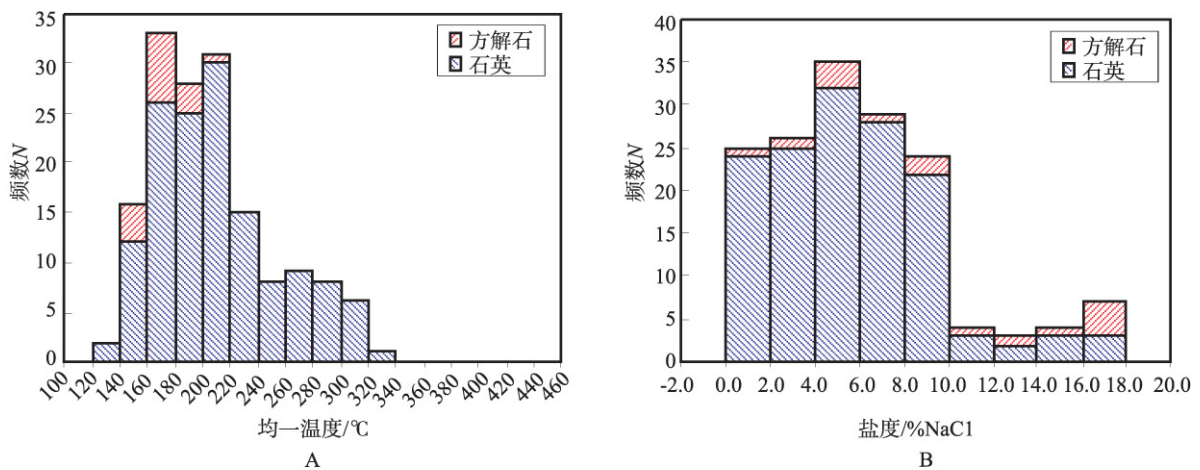


图4 羊拉铜矿床构造热液流体包裹体均一温度、盐度频率直方图

Fig. 4 Histograms of homogenization temperatures and salinities of fluid inclusions from the Yangla Cu deposit

### 3.3 密度和压力

本文运用刘斌的密度经验公式<sup>[48]</sup>计算流体密度:  $D = A + B \times T + C \times T^2$ ; 式中,  $D$  为流体密度 ( $\text{g}/\text{cm}^3$ ),  $T$  为均一温度 ( $^{\circ}\text{C}$ ),  $A, B, C$  为无量纲参数; 其中:  $A = A_0 + A_1 \times w + A_2 \times w^2$ ,  $B = B_0 + B_1 \times w + B_2 \times w^2$ ,  $C = C_0 + C_1 \times w + C_2 \times w^2$ ,  $w$  为盐度 (NaCl 质量分数),  $A_0, A_1, A_2, B_0, B_1, B_2, C_0, C_1, C_2$  为无量纲参数, 当盐度为 1.0% ~ <30.0% NaCl 时, 其值分别为:  $A_0 = 0.993531$ ,  $A_1 = 8.72147 \times 10^{-3}$ ,  $A_2 = -2.43975 \times 10^{-5}$ ,  $B_0 = 7.11652 \times 10^{-5}$ ,  $B_1 = -5.2208 \times 10^{-5}$ ,  $B_2 = 1.26656 \times 10^{-6}$ ,  $C_0 = -3.4997 \times 10^{-6}$ ,  $C_1 = 2.12124 \times 10^{-7}$ ,  $C_2 = -4.52318 \times 10^{-9}$ . 各阶段流体包裹体密度计算结果列于表 1。

羊拉铜矿床构造热液期方解石中流体密度集中在 0.93 ~ 1.04  $\text{g}/\text{cm}^3$ , 平均为 0.97  $\text{g}/\text{cm}^3$ ; 石英中流

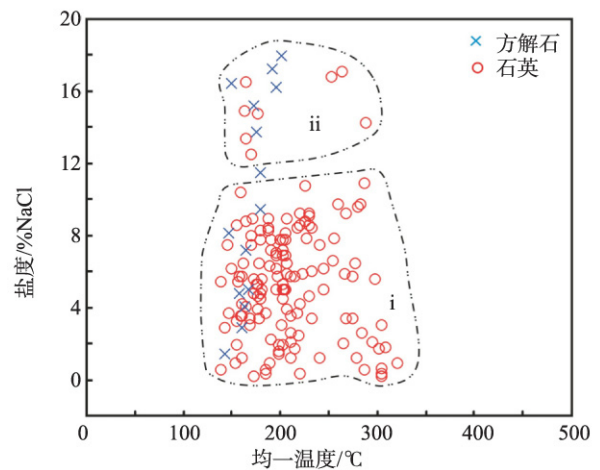


图5 羊拉铜矿床构造热液流体包裹体均一温度-盐度散点图

Fig.5 Homogenization temperature vs. salinity diagram for the fluid inclusions of tectonic hydrothermal mineralization stage in the Yangla Cu deposit

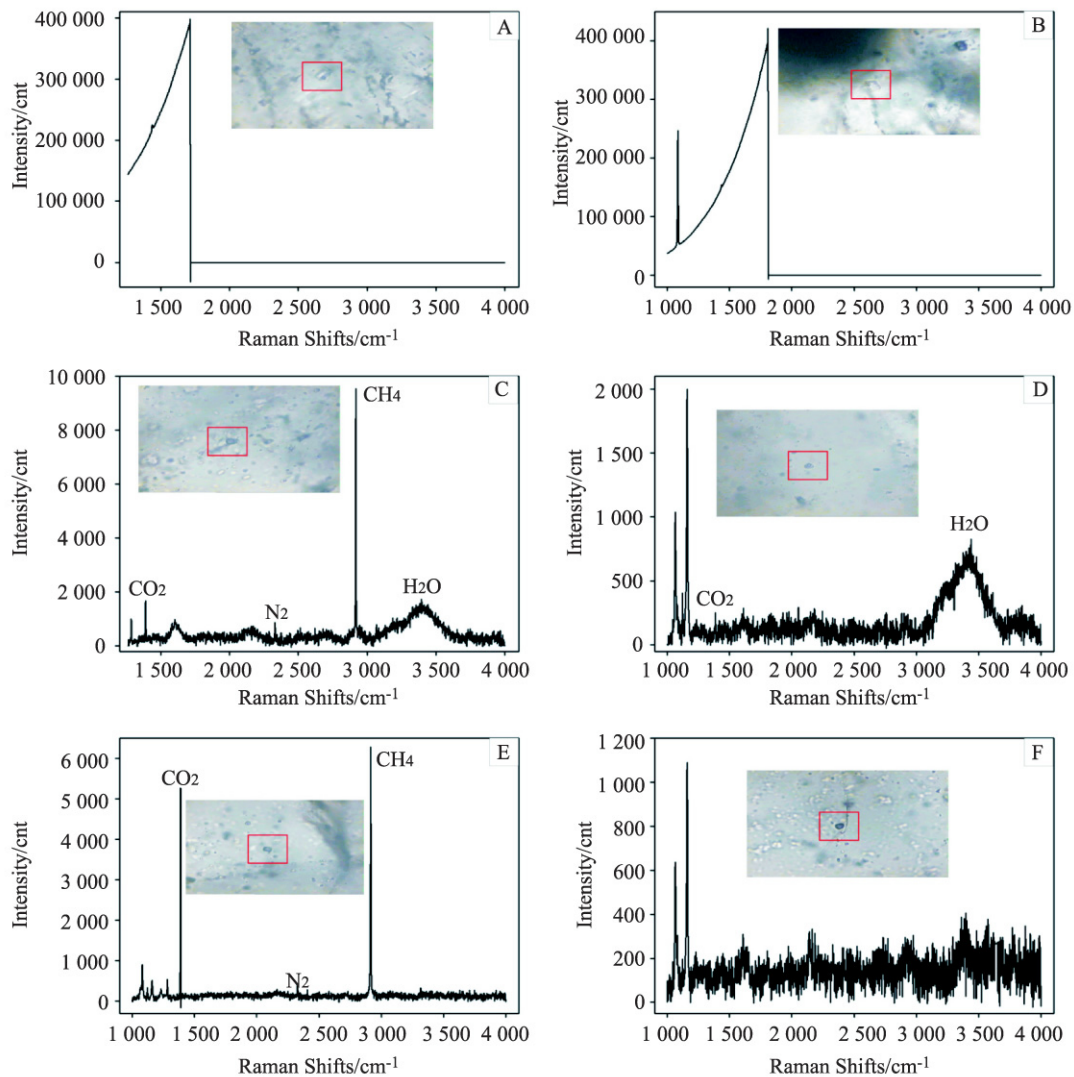
体密度分布在  $0.67 \sim 1.02 \text{ g/cm}^3$  之间,平均值为  $0.90 \text{ g/cm}^3$ ;方解石中的流体密度相对较大,两者集中于  $0.85 \sim 1.00 \text{ g/cm}^3$  区间,峰值出现在  $0.85 \sim 0.95 \text{ g/cm}^3$ .

利用 Flnconr 流体包裹体计算软件对羊拉铜矿床的均一瞬间压力进行估算,根据计算软件的限制条件,仅针对含  $\text{CO}_2$  盐水体系包裹体进行计算,所以符合条件的数据较少.另根据压力与深度的关系通式对成矿深度进行估算<sup>[49]</sup>.构造热液改造成矿期(仅 2 个数据)的流体均一瞬间压力为  $60.2 \sim 95.9 \text{ MPa}$ ,成矿深度为  $2\,273 \sim 3\,621 \text{ m}$ ;平均均一瞬间压力和成矿深度分别为  $78.05 \text{ MPa}$  和  $2\,947 \text{ m}$ .

### 3.4 流体包裹体成分

通过显微测温,可以粗略推断流体包裹体成分.构造热液成矿期除了测定盐水包裹体和含  $\text{CO}_2$  的包裹体,另对一些含透明子晶的包裹体进行测定,此期流体为盐水流体和含  $\text{CO}_2$ (根据  $\text{CO}_2$  包裹体的初熔温度,可能同时含有其它一些气体)的盐水流体,透明子矿物是钠盐或钾盐等盐类.

利用激光拉曼光谱仪对包裹体中流体进行成分鉴定,主要是通过采集包裹体特征光谱,进而识别谱图上的特征峰来鉴定成分.构造热液改造成矿期方解石中流体包裹体的特征光谱上出现很强的荧光背底,完全覆盖了包裹体中流体信号(图 6 A、B).石英中富液相两相包裹体和纯气相包裹体的特征光谱上出现



A、B—方解石中流体包裹体激光拉曼光谱图(YK016、YK021); C、D—石英中富液相气液两相包裹体激光拉曼光谱图(YK016、4903-b2); E、F—石英中纯气相包裹体激光拉曼光谱图(3904-b48、3904-b54).

图6 羊拉铜矿床构造热液流体包裹体激光拉曼光谱图

Fig.6 Representative Raman spectra of fluid inclusions of tectonic hydrothermal mineralization stage in the Yangla Cu deposit

明显的  $\text{CH}_4$  和  $\text{H}_2\text{O}$  气体特征峰,而  $\text{N}_2$  和  $\text{CO}_2$  气体特征峰微弱(图6 C、D);纯气相包裹体激光拉曼光谱的  $\text{CH}_4$  和  $\text{CO}_2$  气体特征峰明显,  $\text{N}_2$  气体特征峰微弱,无明显的  $\text{H}_2\text{O}$  气体峰(图6 E、F)。

#### 4 结论

1) 构造热液改造期方解石中流体包裹体主要有两类:富液相气液两相(L+V)包裹体和纯液相(L)包裹体,其流体包裹体均一温度集中于  $143 \sim 201^\circ\text{C}$  之间,平均为  $169.9^\circ\text{C}$ ;盐度变化区间较大,在  $1.40\% \sim 17.96\%$  NaCl 之间,平均值为  $10.07\%$  NaCl;流体密度集中在  $0.93 \sim 1.04 \text{ g/cm}^3$  之间,平均为  $0.97 \text{ g/cm}^3$ 。

2) 构造热液期石英中的流体包裹体主要为富液相气液两相(L+V)包裹体、富气相气液两相(L+V)包裹体、纯气相(V)包裹体、纯液相(L)包裹体、含子矿物三相(L+V+S)包裹体,其均一温度在  $138 \sim 322^\circ\text{C}$  之间,峰值区间为  $160 \sim 220^\circ\text{C}$ ;盐度在  $0.18\% \sim 17.08\%$  NaCl 之间,平均为  $6.12\%$  NaCl;流体密度在  $0.67 \sim 1.02 \text{ g/cm}^3$  之间,平均为  $0.90 \text{ g/cm}^3$ ;包裹体成分主要为  $\text{CH}_4$  和  $\text{H}_2\text{O}$ ,其次为  $\text{N}_2$  和  $\text{CO}_2$ 。

3) 构造热液改造期的流体包裹体可分为二类:中-低温、中-低盐度包裹体和中-低温、高盐度包裹体,成矿流体总体表现为中-低温、中-低盐度,明显不同于羊拉铜矿床矽卡岩成矿期的流体性质。

致谢:在野外工作和论文编写过程中,得到了云南迪庆矿业开发有限责任公司的刘凤泽、刘小清、罗诚、刘路权等技术人员的帮助,编辑部和评审专家也提出了宝贵的修改建议,在此一并表示衷心感谢!

#### 参考文献:

- [1] 邓军,杨立强,王长明,等. 三江特提斯复合造山与成矿作用研究进展[J]. 岩石学报,2011,27(9): 2501-2509.
- [2] 邓军,王长明,李龚健,等. 三江特提斯叠加成矿作用样式及过程[J]. 岩石学报,2012,28(5): 1349-1361.
- [3] Wang X F, Jan M, Jian P, et al. The Jinshajiang suture zone: tectono-stratigraphic subdivision and revision of age [J]. Science in China (Series D), 2000, 43(1): 10-22.
- [4] 侯增谦,曲晓明,周继荣,等. 三江地区义敦岛弧碰撞造山过程:花岗岩记录[J]. 地质学报,2001,75(4): 484-497.
- [5] 简平,刘敦一,孙晓猛. 滇川西部金沙江石炭纪蛇绿岩 SHRIM P 测年:古特提斯洋壳演化的同位素年代学制约[J]. 地质学报,2003,77(2): 217-228.
- [6] Xiao L, He Q, Franco P, et al. Possible correlation between a mantle plume and the evolution of Paleo-Tethys Jinshajiang Ocean: evidence from a volcanic rifted margin in the Xiaru-Tuoding area, Yunnan, SW China [J]. Lithos, 2008, 100(1-4): 112-126.
- [7] 杨德庭,王彦斌,韩娟,等. 滇西北金沙江缝合带格亚顶-茂顶地区变质岩系的锆石 LA-MC-ICP-MS U-Pb 年龄-原岩的沉积时代和物源区特征[J]. 地质论评,2013,59(6): 1131-1142.
- [8] 魏君奇,战民国,路远发,等. 滇西德钦羊拉矿区花岗岩类地球化学[J]. 华南地质与矿产,1997,13(4): 50-56.
- [9] 魏君奇,陈开旭,何龙清. 德钦羊拉地区火山岩形成的构造环境讨论[J]. 云南地质,1999,18(1): 53-62.
- [10] 战民国,路远发,陈式房,等. 滇西德钦羊拉铜矿[M]. 武汉:中国地质大学出版社,1998.
- [11] 高睿,肖龙,何琦,等. 滇西维西-德钦花岗岩年代学、地球化学和岩石成因[J]. 地球科学-中国地质大学学报,2010,35(2): 186-200.
- [12] 朱俊,李文昌,曾普胜,等. 滇西北羊拉矿区基性岩地球化学特征及构造意义[J]. 地质与勘探,2010,46(5): 899-909.
- [13] 王彦斌,韩娟,曾普胜,等. 云南德钦羊拉大型铜矿区花岗岩闪长岩的锆石 U-Pb 年龄、Hf 同位素特征及其地质意义[J]. 岩石学报,2010,27(9): 2501-2509.
- [14] 杨喜安,刘家军,韩思宇,等. 云南羊拉铜矿床里农花岗岩闪长岩体锆石 U-Pb 年龄、矿体辉钼矿 Re-Os 年龄及其地质意义[J]. 岩石学报,2011,27(9): 2567-2576.
- [15] 朱经经,胡瑞忠,毕献武,等. 滇西羊拉铜矿区花岗岩成因及其构造意义[J]. 岩石学报,2011,27(9): 2553-2566.
- [16] Zhu J J, Hu R Z, Bi X W, et al. Zircon U-Pb ages, Hf-O isotopes and whole Sr-Nd-Pb isotopic geochemistry of granitoids in the Jinshajiang suture zone, SW China: Constraints on petrogenesis and tectonic evolution of the Paleo-Tethys Ocean [J]. Lithos, 2011, 126(3): 248-264.
- [17] 何龙清,战民国,路远发. 滇西羊拉铜矿区层序地层划分及赋矿层位研究[J]. 华南地质与矿产,1998,14(3): 37-41.
- [18] 甘金木,战民国,余凤鸣,等. 滇西德钦羊拉铜矿区构造变形特征及其控矿作用分析[J]. 华南地质与矿产,1998,

- 14(4): 59 – 65.
- [19] 林仕良,王立全. 云南德钦羊拉铜矿床构造特征[J]. 沉积与特提斯地质, 2004, 24(3): 48 – 51.
- [20] 朱俊,曾普胜,曾礼传,等. 滇西北羊拉铜矿区地层划分[J]. 地质学报, 2009, 83(10): 1415 – 1420.
- [21] 杨喜安,刘家军,韩思宇,等. 滇西羊拉铜矿床、鲁春铜铅锌矿床构造控矿特征[J]. 大地构造与成矿学, 2012, 36(2): 248 – 258.
- [22] 李波,邹国富,文书明,等. 滇西北羊拉铜矿床断裂构造、构造控矿模式及找矿预测[J]. 矿产勘查, 2014, 5(5): 699 – 711.
- [23] 路远发,陈开旭,战明国. 羊拉地区含矿矽卡岩成因的地球化学证据[J]. 地球科学 – 中国地质大学学报, 1999, 24(3): 298 – 303.
- [24] Li B, Huang Z L, Zhou J X, et al. Diagenesis – mineralization and ore prospecting of the Yangla copper deposit, Yunnan Province, Southwest China[J]. Acta Geologica Sinica (English Edition), 2015, 89(5): 1766.
- [25] 潘家永,张乾,马东升,等. 滇西学拉铜矿区硅质岩特征及与成矿的关系[J]. 中国科学 D 辑, 2001, 31(1): 10 – 16.
- [26] Yang X A, Liu J J, Li D P, et al. Zircon U – Pb Dating and Geochemistry of the Linong Granitoid and Its Relationship to Cu Mineralization in the Yangla Copper Deposit, Yunnan, China[J]. Resource Geology, 2013, 63(2): 224 – 238.
- [27] 陈思尧,顾雪祥,程文斌,等. 滇西北羊拉铜矿床稳定同位素特征及其地质意义[J]. 岩石学报, 2013a, 29(4): 1290 – 1300.
- [28] Du L J, Li B, Huang Z L, et al. Carbon – oxygen isotopic geochemistry of the Yangla Cu skarn deposit, SW China: Implications for the source and evolution of hydrothermal fluids[J]. Ore Geology Reviews, 2017, 88: 809 – 821.
- [29] Pan J Y, Zhang Q, Ma D S, et al. Cherts from the Yangla copper deposit, western Yunnan Province: Geochemical characteristics and relationship with massive sulfide mineralization [J]. Science in China (Series D), 2001, 44(3): 237 – 244.
- [30] 曲晓明,杨岳清,李佑国. 从赋矿岩系岩石类型的多样性论羊拉铜矿的成因[J]. 矿床地质, 2004, 23(4): 431 – 444.
- [31] 李文昌,潘桂棠,侯增谦,等. 西南“三江”多岛弧盆 – 碰撞造山成矿理论与勘查技术[M]. 北京: 地质出版社, 2010: 232 – 238.
- [32] Zhu J J, Hu R Z, Richards J P, et al. Genesis and magmatic – hydrothermal evolution of the Yangla skarn Cu deposit, Southwest China[J]. Economic Geology, 2015, 110: 631 – 652.
- [33] 曾普胜,尹光候,李文昌,等. 金沙江造山带德钦 – 羊拉矿集区构造 – 岩浆 – 成矿系统[M]. 北京: 地质出版社, 2015: 1 – 195.
- [34] 朱经. 滇西北羊拉铜矿床成矿地质背景及成因机制[D]. 北京: 中国科学院研究生院, 2012.
- [35] 陈思尧,顾雪祥,程文斌,等. 云南羊拉铜矿床成矿流体特征及成矿过程[J]. 地学前缘, 2013b, 26(1): 82 – 91.
- [36] 杨镇,杨立强,刘江涛,等. 云南羊拉铜矿床磁黄铁矿标型矿物学特征及成矿意义[J]. 岩石学报, 2014, 30(9): 2669 – 2680.
- [37] 路远发,陈开旭,黄惠兰. 云南羊拉地区不同类型铜矿床流体包裹体研究[J]. 地质科技情报, 2004, 23(2): 13 – 20.
- [38] 魏君奇,陈开旭. 云南羊拉地区铜矿成矿系列[J]. 地质科技情报, 2004, 23(2): 21 – 24.
- [39] 朱俊,李文昌,曾普胜,等. 滇西羊拉矿区层状铜矿床复合成因的地质地球化学证据[J]. 地质论评, 2011, 57(3): 337 – 349.
- [40] 李波,邹国富,黄智龙,等. 滇西北羊拉铜矿床研究中的几个问题[J]. 矿物学报, 2013, 33(4): 676 – 680.
- [41] 杨喜安. 滇西羊拉成矿带叠加成矿作用及找矿模式[D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2012.
- [42] 李波. 滇西北羊拉铜矿床地球化学及找矿预测[R]. 昆明: 云南铜业(集团)有限公司: 博士后出站报告, 2013: 1 – 288.
- [43] 云南省地质调查院. 云南省德钦县羊拉铜矿里农矿段首采区地质勘探报告[R]. 昆明: 云南省地质调查院, 2004.
- [44] 云南省地质调查院. 云南省德钦县羊拉铜矿江边矿段普查报告[R]. 昆明: 云南省地质调查院, 2004.
- [45] 云南地矿资源股份有限公司. 云南省德钦县羊拉铜矿路农矿段首期详查报告[R]. 昆明: 云南省地质调查院, 2005.
- [46] 刘英俊,曹励明,李兆麟. 元素地球化学[M]. 北京: 科学出版社, 1984.
- [47] 卢焕章,范宏瑞,倪培,等. 流体包裹体[M]. 北京: 科学出版社, 2004: 132 – 143.
- [48] 刘斌,沈昆. 流体包裹体热力学[M]. 北京: 地质出版社, 1999: 1 – 137.
- [49] 张文淮,陈紫英. 流体包裹体地质学[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1993: 1 – 230.