

黑龙江省多宝山斑岩型铜(钼)矿床成矿流体特征及演化*

刘军^{1,2} 武广^{1,3**} 钟伟¹ 朱明田^{1,2}

LIU Jun^{1,2}, WU Guang^{1,3**}, ZHONG Wei¹ and ZHU MingTian^{1,2}

1. 中国科学院广州地球化学研究所成矿动力学重点实验室, 广州 510640

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

1. Key Laboratory of Metallogenic Dynamics, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

2. Graduate School of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

3. Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China

2010-02-06 收稿, 2010-04-01 改回.

Liu J, Wu G, Zhong W and Zhu MT. 2010. Fluid inclusion study of the Duobaoshan porphyry Cu (Mo) deposit, Heilongjiang Province, China. *Acta Petrologica Sinica*, 26(5):1450–1464

Abstract The large-sized Duobaoshan porphyry Cu (Mo) deposit, located in the northwestern part of Lesser Hinggan Range, is the biggest porphyry Cu (Mo) deposit in the northeast section of Central Asian-Mongolian-Hinggan orogenic belt. Its orebodies are mainly hosted in Caledonian granodiorite and Middle Ordovician Duobaoshan Formation andesite and tuff. Copper mineralization is closely associated with silicification and sericitization, and molybdenum mineralization occurs mainly in silicification-potassic feldspathization zone. Six main types of veins have been identified, namely quartz-potassic feldspar vein, early stage quartz-molybdenite vein, late stage quartz-molybdenite vein, quartz-chalcopyrite-pyrite vein, quartz-pyrite vein and calcite-quartz vein. Four types of fluid inclusions are distinguished from various quartz veins, i. e. aqueous two-phase (W-type), pure vapor-phase (G-type), CO₂-bearing three-phase (C-type) and daughter mineral-bearing multiphase (S-type) inclusions. Fluid inclusions of the quartz-potassic feldspar vein are mainly aqueous two-phase inclusions, their homogenization temperatures and salinities vary > 550°C and from 16.2% to 18.1% NaCl equivalent, respectively. Fluid inclusions of the early stage quartz-molybdenite vein are mainly composed of aqueous two-phase and daughter mineral-bearing multiphase inclusions with minor CO₂-bearing three-phase inclusions, their homogenization temperatures and salinities vary from 350°C to 450°C and from 1.1% to 65.3% NaCl equivalent, respectively. Fluid inclusions of late stage quartz-molybdenite vein consist mainly of CO₂-bearing three-phase and daughter mineral-bearing multiphase inclusions with minor aqueous two-phase inclusions, their homogenization temperatures and salinities vary from 270°C to 350°C and from 0.8% to 42.4% NaCl equivalent, respectively. Fluid inclusions of quartz-chalcopyrite-pyrite vein are mainly aqueous two-phase inclusions with minor CO₂-bearing three-phase, daughter mineral-bearing multiphase and pure vapor inclusions, their homogenization temperatures and salinities vary from 230°C to 330°C and from 0.8% to 42.4% NaCl equivalent, respectively. Fluid inclusions of the quartz-pyrite vein and calcite-quartz vein are characterized by aqueous two-phase inclusions, with homogenization temperatures of 110°C to 200°C and salinities of 3.9% to 8.4% NaCl equivalent, respectively. When the ore-forming fluid with temperatures of 230°C to 450°C and pressures of 10MPa to 41MPa ascended up to 4.1km, boiling action of ore-forming fluid occurred intensively, inducing a lot of CO₂ escape from this fluid. As solubility of ore-forming fluid abruptly depressed, this process resulted in abundant chalcopyrite, bornite and molybdenite deposited, forming Cu (Mo) ore body. The ore-forming fluid generally belongs to H₂O-CO₂-NaCl fluid system, and the multi-stages boiling action of ore-forming fluid is the dominant factor for metallic sulfide deposition.

Key words Fluid inclusion; Fluid boiling; Duobaoshan porphyry Cu (Mo) deposit; Heilongjiang Province; Lesser Hinggan Range

* 本文受国家 973 计划项目(2006CB403508)、国家自然科学基金项目(40772055)和国家科技支撑计划项目(2007BAB25B03)联合资助。

第一作者简介: 刘军,男,1983 年生,博士研究生,矿床学专业,E-mail: baoguoqi@163.com

** 通讯作者: 武广,男,1965 年生,博士,研究员,矿床学和地球化学专业,E-mail: wuguang@gig.ac.cn

摘要 黑龙江省多宝山斑岩铜(钼)矿床位于小兴安岭西北部,是中亚-兴蒙造山带北东段最大的斑岩型铜(钼)矿床,矿体产于加里东期花岗岩闪长岩和中奥陶世多宝山组安山岩、凝灰岩中。铜矿化与绢英岩化关系密切,而钼矿化主要产于钾硅化带中。矿区内脉体广泛发育,从早到晚依次为:石英+钾长石脉、早阶段石英+辉钼矿脉、晚阶段石英+辉钼矿脉、石英+黄铜矿+黄铁矿脉、石英+黄铁矿脉和方解石+石英脉。脉石英中广泛发育流体包裹体,包括气液两相水溶液包裹体(W型)、纯气相包裹体(G型)、含CO₂三相包裹体(C型)及含子矿物多相包裹体(S型)。石英+钾长石脉中仅发育气液两相包裹体,均一温度峰值>550℃、盐度为16.2%~18.1% NaCleqv;早阶段石英+辉钼矿脉中发育大量气液两相包裹体和含子矿物多相包裹体,并见少量含CO₂三相包裹体,均一温度集中在350~450℃、盐度变化于1.1%~>65.3% NaCleqv;晚阶段石英+辉钼矿脉体发育大量含CO₂三相包裹体和含子矿物多相包裹体,另有少量气液两相包裹体,均一温度集中在270~350℃、盐度为0.8%~42.4% NaCleqv;石英+黄铜矿+黄铁矿脉中发育丰富的气液两相包裹体,见少量含子矿物多相包裹体、含CO₂三相包裹体和纯气相包裹体,均一温度峰值在230~330℃、盐度为0.8%~42.4% NaCleqv;石英+黄铁矿脉和方解石+石英脉中仅发育气液两相包裹体,均一温度变化于110~200℃、盐度为3.9%~8.4% NaCleqv。成矿流体在古深度4.1km左右,温度在230~450℃之间、压力在10~41MPa之间,发生了强烈的流体沸腾作用,大量CO₂等气体从流体中释放出来,黄铜矿、斑铜矿和辉钼矿等巨量沉淀下来,形成了铜(钼)矿体。成矿流体总体上属H₂O-CO₂-NaCl体系,多期次的流体沸腾作用是该矿床的主要成矿机制。

关键词 流体包裹体;沸腾作用;多宝山斑岩铜(钼)矿床;黑龙江省;小兴安岭

中图法分类号 P618.41; P618.45

多宝山斑岩铜(钼)矿床位于小兴安岭西北部,是中亚-兴蒙造山带东段最大的斑岩型铜(钼)矿床(杜琦等,1988;赵一鸣和张德全,1997;韩振新等,2004;葛文春等,2007),附近已发现了铜山大型斑岩铜(钼)矿床(武广等,2009)、小多宝山小型热液脉型铜(钼)矿床以及鸡冠山、跃进、小孤山等众多斑岩型和热液脉型铜(钼)矿点(图1)。多宝山斑岩铜(钼)矿床的总体研究程度较低,前人的工作主要侧重于多宝山矿床的矿床地质特征、成矿年代学、同位素地球化学等方面的研究(杜琦等,1988;赵元艺等,1995;赵一鸣等,1997;王喜臣,2006;葛文春等,2007),而对成矿流体性质、演化及金属元素富集机制的研究显得非常薄弱。本文在详实的野外地质调查、成矿期次和成矿阶段鉴别的基础上,通过对各类型脉体石英中的流体包裹体岩相学、显微测温及单个包裹体的激光拉曼光谱分析,探讨了形成各类型脉体的成矿流体特征、性质、演化过程和矿质沉淀机制,以期对理解中亚-兴蒙造山带北东段斑岩型铜(钼)矿床的成矿流体与成矿作用的关系提供帮助。

1 区域地质背景

多宝山斑岩铜(钼)矿床位于中亚-兴蒙造山带北东段,区域上具有多块体拼合的属性。根据塔源-喜桂图断裂、嫩江断裂和牡丹江断裂可以将中亚-兴蒙造山带北东段自北西向东南划分为额尔古纳地块、兴安褶皱带、松嫩和佳木斯地块(图1a)。其中额尔古纳地块在早古生代早期已经转为稳定(葛文春等,2005;武广等,2005),兴安褶皱带在早古生代中期沿塔源-喜桂图断裂增生到额尔古纳地块之上,而松嫩地块在古生代晚期沿贺根山-嫩江断裂与上述联合块体拼贴,中生代初期,佳木斯地块沿牡丹江断裂与兴蒙造山带内已经联合的块体拼合(葛文春等,2007)。多宝山斑岩铜

(钼)矿床就位于嫩江断裂带北西侧的兴安褶皱带内。

区域上出露的地层主要是奥陶系和志留系,另有少量的泥盆系和白垩系(图1b)。奥陶系主要为铜山组和多宝山组,前者为陆源碎屑岩建造;后者主要为中酸性火山岩-火山碎屑岩建造(杜琦等,1988;韩振新等,2004)。其中,多宝山组铜元素含量高,被认为是区内铜矿的矿源层(赵一鸣和张德全,1997;王喜臣等,1998)。志留系主要是陆源碎屑岩建造,局部夹中基性火山岩。泥盆系主要出露下、中统,岩性变化较大,有砂岩、粉砂岩、泥质板岩、板岩夹灰岩透镜体、安山岩、英安岩及凝灰熔岩和细碧岩等。白垩系九峰山组陆相含煤建造分布于多宝山矿田南部。

区内岩浆岩非常发育,包括加里东期、华力西期和燕山期花岗岩类(图1b)。其中,加里东期为黑云母花岗闪长岩和花岗斑岩,其黑云母花岗闪长岩的SHRIMP锆石U-Pb年龄为 485 ± 8 Ma(葛文春等,2007)。华力西晚期花岗岩类包括花岗闪长岩、花岗闪长斑岩、石英闪长岩和斜长花岗岩,其全岩Rb-Sr等时线年龄为292Ma和283Ma(杜琦等,1988);花岗闪长岩的角闪石、黑云母和全岩同位素年龄(K-Ar法、Rb-Sr等时线法)为226~310Ma(赵一鸣和张德全,1997)。燕山期花岗岩类主要为角闪花岗闪长岩和黑云母花岗闪长岩,另有少量钾长花岗岩和细晶闪长岩,其中花岗闪长岩的SHRIMP锆石U-Pb年龄为 177 ± 3 Ma和 176 ± 3 Ma(葛文春等,2007)。

北西西向的三矿沟-多宝山-裸河构造带控制了多宝山斑岩铜(钼)矿床的形成与分布。该构造带由北西向南东呈反“S”型弯曲,由一系列的褶皱和断裂组成,长约25km(韩振新等,2004;李之彤等,2008)。

2 矿床地质

多宝山斑岩铜(钼)矿床位于黑龙江省嫩江县境内,南距

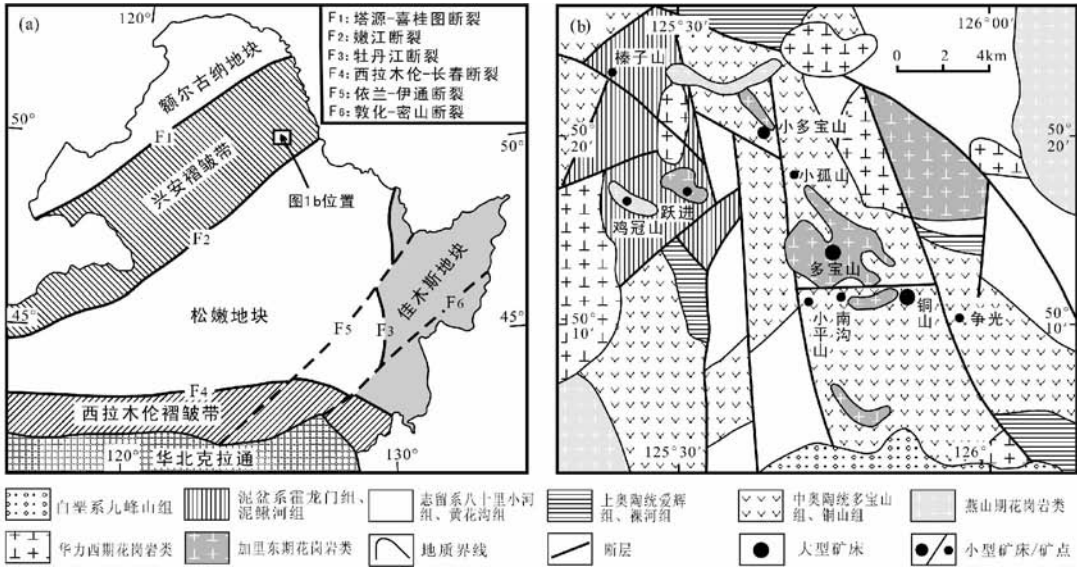


图1 多宝山斑岩铜(钼)矿床大地构造位置(a, 据葛文春等,2007)和区域地质简图(b, 据韩振新等,2004)
 Fig.1 Sketch regional geological map of the Duobaoshan porphyry Cu (Mo) deposit in NW Heilongjiang, showing geotectonic units (a, modified from Ge *et al.* , 2007) and locations of major deposits (b, modified from Han *et al.* , 2004)

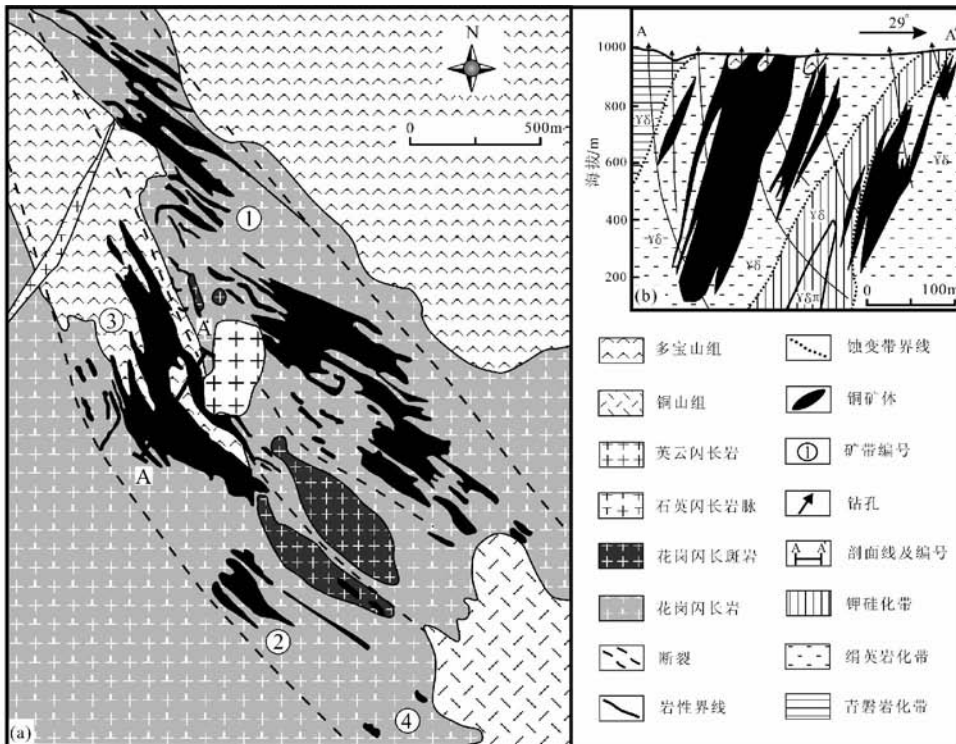


图2 多宝山斑岩铜(钼)矿床地质简图(a)和3号矿带剖面图(b)(据杜琦等,1988;赵一鸣和张德全,1997,资料修改)
 Fig.2 Simplified geological map (a) and schematic geological cross section of three ore belt (b) of Duobaoshan porphyry Cu (Mo) deposit (modified from Du *et al.* , 1988; Zhao and Zhang, 1997)

嫩江县城 155km。矿床发现于 1958 年,70 年代起进行详细地质勘探工作,求得 D 级铜储量 242.5 万吨,平均品位为 0.47%,伴生钼金属量 11 万吨,平均品位 0.016%。

矿区出露地层主要是中奥陶统铜山组和多宝山组,其中

多宝山组与成矿关系最为密切。矿区岩浆活动强烈,其中以加里东期及海西期花岗岩类分布最为广泛。区内断裂构造以北西向为主,至少有 3 条北西向压扭性断裂,它们由强片理化的破碎带构成,控制了矿体的形成,使多宝山矿体群呈

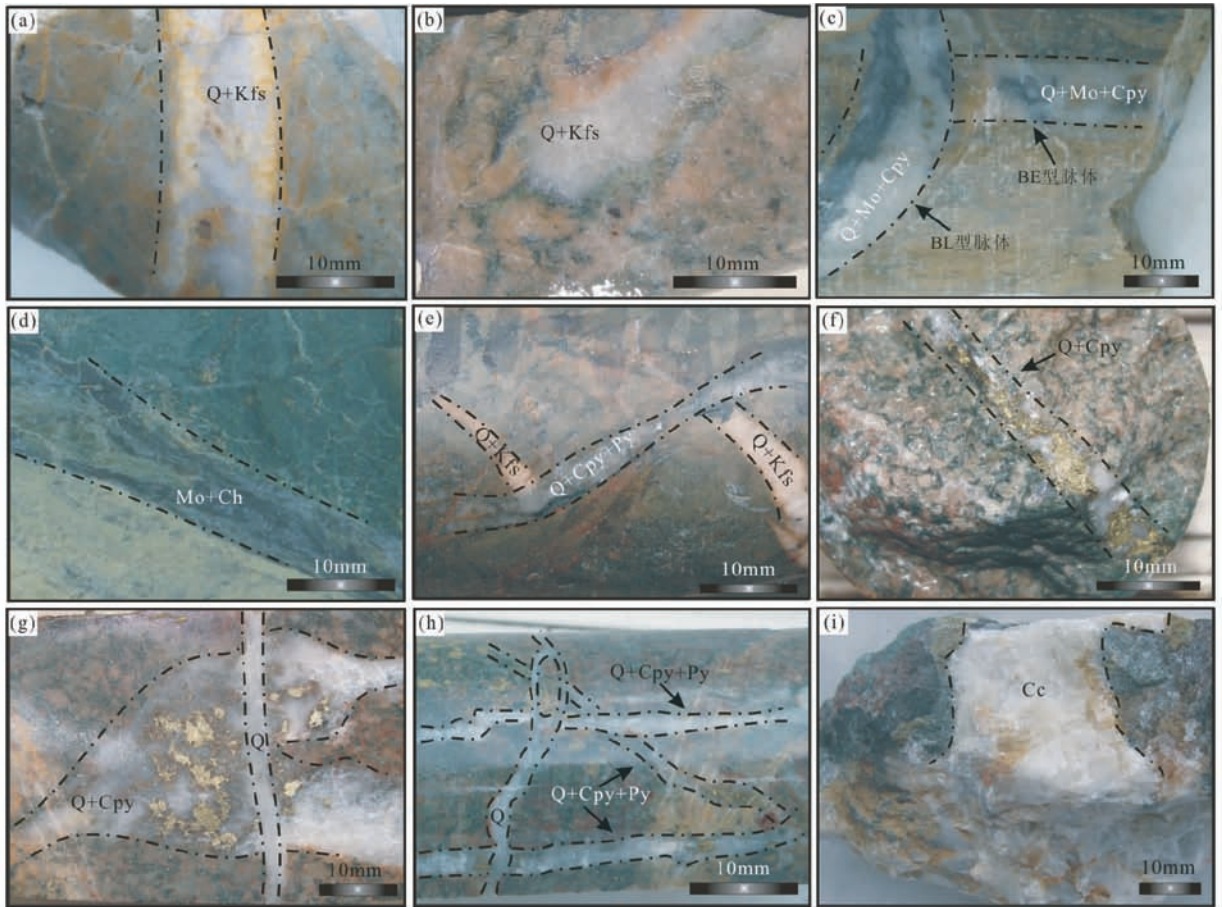


图3 多宝山斑岩铜(钼)矿床脉体特征

(a)-A型脉体,呈细脉状;(b)-A型脉体,呈不规则状;(c)-BL型脉体穿切BE型脉体;(d)-辉钼矿-绿泥石细脉;(e)-A型脉体被C型脉体穿切;(f)-C型脉体,呈细脉状;(g)-C型脉体被晚期D型脉体穿切;(h)-C型脉体被D型脉体穿切;(i)-E型脉体

Fig.3 Photographs of various generational veinlets and veins from the Duobaoshan porphyry Cu (Mo) deposit

(a)-A type veinlet; (b)-irregular A type vein; (c)-BE vein cut by BL vein; (d)-molybdenite-chlorite veinlet; (e)-A type vein cut by C type vein; (f)-C veinlet; (g) and (h)-C type vein cut by D type vein; (i)-E type vein

雁行斜列产出(图2a)。

多宝山斑岩铜(钼)矿床已圈定215个铜(钼)矿体,矿体呈条带状或透镜状,构成沿北西向弧形构造分布的矿带。矿体一般厚几米到几十米,延伸一般从100~500m。矿体全部分布于花岗闪长斑岩体两侧,且主要赋存于绢英岩化花岗闪长岩和安山岩中(图2)。

矿床中以铜矿石为主,钼矿石少量。金属矿物总量在3%左右,主要为黄铜矿、斑铜矿、黄铁矿、辉钼矿等。脉石矿物以石英、绢云母、绿泥石和碳酸盐为主,其次为绿帘石、黑云母、钾长石等。矿石构造以浸染状、细脉状为主,可见块状、条带状和角砾状构造(图3)。矿石结构复杂,主要有半自形-他形粒状结构、交代残余结构、斑状变晶结构和压碎结构。

由于花岗闪长岩和花岗闪长斑岩体的侵位,矿区内发育了多期热液蚀变作用,三个主要蚀变带在空间上以花岗闪长斑岩为中心,其中心是强钾硅化的花岗闪长斑岩、往两侧依

次是钾硅化带、绢英岩化带、青磐岩化带(图2b)。从钾硅化带到围岩中的青磐岩化带,发育一系列细脉及细网脉,根据脉体穿插关系、矿石组构和矿物共生组合特征,确定脉体生成顺序如下:

石英+钾长石脉(A型脉体):主要由石英和钾长石组成,二者密切共生,脉宽5~20mm,呈细脉状或不规则状产出,脉体中金属硫化物鲜见,可见被石英+黄铜矿+黄铁矿脉穿切现象(图3a, b, e)。

早阶段石英+辉钼矿脉(BE型脉体):主要由石英、少量辉钼矿组成,脉宽5~25mm,呈细脉状产出,辉钼矿呈鳞片状产出,一般0.1~0.5mm,可见该阶段脉体被晚阶段石英+辉钼矿脉穿切(图3c)。

晚阶段石英+辉钼矿脉(BL型脉体):主要由石英、辉钼矿和少量黄铜矿等组成,脉宽5~20mm,呈细脉状沿裂隙充填,辉钼矿与黄铜矿共生,辉钼矿呈鳞片状或薄膜状分布,大小一般为0.05~0.5mm(图3c, d)。

石英+黄铜矿+黄铁矿脉(C型脉体):主要由石英、黄铜矿、黄铁矿及少量辉钼矿组成,脉宽2~20mm,呈细脉状或网脉状产出,黄铜矿呈他形粒状出现,可见其被半自形-他形黄铁矿溶蚀交代现象(图3e, f, g, h)。

石英+黄铁矿脉(D型脉体):主要由石英、黄铁矿和少量黄铜矿组成,脉宽5~30mm,黄铁矿多呈半自形粒状,与石英、绢云母等组成细脉,沿围岩裂隙充填(图3g, h)。

方解石+石英脉(E型脉体):脉体中未见金属硫化物,脉宽变化大,在5~80mm之间,呈脉状或网脉状产出(图3i)。

3 样品特征及研究方法

用于流体包裹体研究的样品采自多宝山矿床3号矿带钻孔BK6、BK7岩芯和地表。测试用的样品分布于含矿岩体和蚀变围岩中,涵盖了各个蚀变带和不同成矿阶段的样品。本次工作在多宝山矿床共磨制了33个包裹体片,从中挑选了12个代表性样品进行流体包裹体研究。

包裹体显微测温工作在中国科学院广州地球化学研究所流体包裹体实验室完成,流体包裹体研究方法参考卢焕章等(2004)。测试仪器为Linkam MDS 600型冷热台,仪器测定温度范围为-196~550℃,测量精度在-100~25℃之间为±0.1℃,25~400℃之间为±1℃,400℃以上为±2℃。测试升温速率一般为0.2~5℃/min,含CO₂三相包裹体在其相转变温度(如固态CO₂和笼合物熔化温度)附近升温速率降低为0.2℃/min。

对于盐不饱和的水溶液包裹体,根据测得的冰点温度,利用Bodnar(1993)提供的方程,获得流体的盐度;对于含CO₂三相包裹体,由笼合物熔化温度,利用Collins(1979)所提供的方法,获得水溶液相的盐度;对于盐饱和的流体包裹体,其盐度由子矿物熔化温度,利用Hall *et al.* (1988)提供的方程获得。由于富气两相包裹体和含子矿物多相包裹体的显微测温较为困难,因此,频率直方图上的频数并不代表其在矿床中的丰度。

流体包裹体成分在中国科学院广州地球化学研究所用Renishaw 2000型显微共焦激光拉曼光谱仪分析完成,其光源为514.5nm氩离子激光器,取谱范围为800~4000cm⁻¹,取谱时间为30s,激光束斑约2μm。

4 流体包裹体岩相学及显微测温

4.1 流体包裹体类型及组合

根据包裹体在室温下的相态特征、包裹体加热过程中的相变和激光拉曼光谱分析结果,将其分为四个类型(图4)。

(1)气液两相水溶液包裹体(W型):在各类型石英脉中大量发育,由气相和液相盐溶液组成,加热后均一为液相或气相。根据其气液比大小和均一方式可进一步分为2个

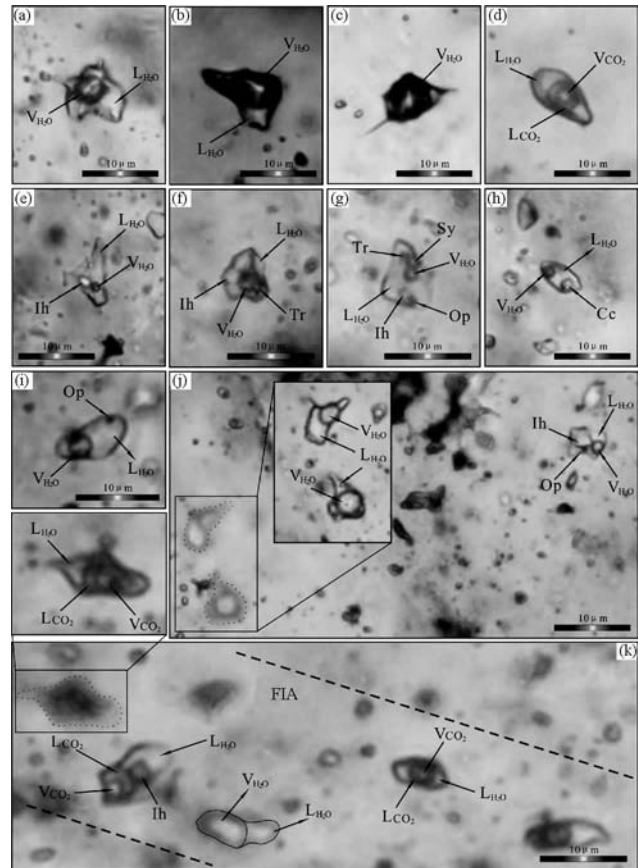


图4 多宝山斑岩铜(钼)矿床代表性流体包裹体照片

(a)-WL型包裹体;(b)-WG型包裹体;(c)-G型包裹体;(d)-C型包裹体;(e)-SH型包裹体;(f)-SH型包裹体;(g)-SH型包裹体;(h)-SC型包裹体;(i)-SS型包裹体;(j)-WL型包裹体、WG型包裹体和SH型包裹体共存;(k)-WG型包裹体和C型包裹体共存。
V_{H₂O}-气相水;L_{H₂O}-液相水;V_{CO₂}-气相CO₂;L_{CO₂}-液相CO₂;Ih-石盐;Sy-钾盐;Cc-方解石;Tr-未知透明子矿物;Op-未知不透明子矿物

Fig. 4 Photomicrographs of representative fluid inclusions in quartz crystals from Duobaoshan porphyry Cu (Mo) deposit

(a)-WL-type fluid inclusion; (b)-WG-type fluid inclusion; (c)-G-type fluid inclusion; (d)-C-type fluid inclusion; (e)-SH-type fluid inclusion; (f)-SH-type fluid inclusion; (g)-SH-type fluid inclusion; (h)-SC-type fluid inclusion; (i)-SS-type fluid inclusion; (j)-WL-, WG- and SH-type fluid inclusions; (k)-WG- and C-type fluid inclusions. V_{H₂O}-Vapor phase H₂O; L_{H₂O}-Liquid phase H₂O; V_{CO₂}-Vapor phase carbon dioxide; L_{CO₂}-Liquid phase carbon dioxide; Ih-Halite; Sy-sylvite; Cc-calcite; Tr-unidentified transparent daughter mineral; Op-unidentified opaque daughter mineral

亚型:

富液两相包裹体(WL亚型):呈椭圆形或多边形,大小一般5~10μm,少数大于10μm,气液比变化于5%~40%之间,加热时均一到液相。该类型包裹体占包裹体总数的70%左右,成群或孤立存在于各阶段的石英中(图4a, j)。

富气两相包裹体(WG亚型):呈椭圆形或负晶形,大小一般5~7 μm ,少数大于7 μm ,气液比变化于50%~90%之间,加热时均一到气相。该类型包裹体占包裹体总数的5%左右,成群或孤立存在于B型和C型脉体的石英中(图4b, j, k)。

(2)纯气相包裹体(G型):包裹体呈暗灰-黑色,为圆形、椭圆形或负晶形,大小一般5~10 μm 。该类型包裹体占包裹体总数的5%,孤立或呈FIA(池国祥和卢焕章,2008;Hamdy *et al.*, 2009)形式产出于B型和C型脉体的石英中(图4c)。

(3)含CO₂三相包裹体(C型):多呈椭圆形或不规则形,大小一般5~12 μm ,约占包裹体总数的15%。该型包裹体室温下为三相,即液相盐水溶液+液相CO₂+气相CO₂,液相CO₂+气相CO₂占包裹体总体积的10%~50%,气相CO₂占CO₂相总体积的5%~25%,加热时一般均一到液相CO₂,少量为临界均一。该型包裹体分布于B型和C型脉体的石英中,成群、孤立或呈FIA形式产出(图4d, k)。

(4)含子矿物多相包裹体(S型):占包裹体总数的5%,成群或孤立分布,根据包裹体中子矿物的特征及子矿物个数进一步分为3个亚类。

SH亚型:呈椭圆形或不规则形,占S型包裹体总数的70%,大小一般5~7 μm ,部分大于7 μm ,气液比变化于5%~10%,子矿物以立方体石盐为主,除石盐外还含有其他子矿物,如钾盐、金属硫化物及未知子矿物,加热时气泡先消失,最后石盐消失均一到液相,存在于B型和C型脉体中(图4e, f, g, j)。

SC亚型:呈椭圆形或不规则形,占S型包裹体总数的20%,大小一般5~7 μm ,气液比变化于5%~10%,含一个方解石子矿物,加热时气泡先消失,均一到液相,升温至550℃时,方解石子矿物仍不溶解,该型包裹体分布于C型脉体中(图4h)。

SS亚型:呈椭圆形,占S型包裹体总数的10%,大小一般7~9 μm ,气液比变化于10%~15%,仅含一个不透明子矿物,≤1 μm ,可能为金属硫化物,加热时气泡先消失,均一到液相,升温至550℃时,子矿物不溶解,该型包裹体分布于BE型脉体中(图4i)。

4.2 流体包裹体的分布规律

为了探讨形成不同类型脉体的成矿流体的性质,分析了钻孔BK6和BK7中不同深度、不同类型脉体中包裹体的分布特点。

A型脉体(样品BK6-63m和BK7-200m)以发育大量的富液两相包裹体为特征,包裹体呈椭圆形,大小一般5~7 μm ,气液比变化于10%~40%之间,孤立或成群分布。

BE型脉体(样品BK7-117m)中发育大量气液两相水溶液包裹体和含子矿物多相包裹体,其次为含CO₂三相包裹体。富液两相包裹体呈椭圆形或不规则形,大小一般6~11 μm ,气液比变化于10%~40%之间,成群分布或孤立分

布;含子矿物多相包裹体一般呈椭圆形,个体较小,一般5~7 μm ,气液比变化于5%~15%之间,包裹体内常见子矿物有石盐、钾盐,偶见金属硫化物和未知子矿物,成群分布或孤立分布;富气两相包裹体一般呈椭圆形或近圆形,大小一般5~11 μm ,气液比变化于80%~85%之间,孤立分布;含CO₂三相包裹体一般呈椭圆形,大小一般7~11 μm ,液相CO₂+气相CO₂占包裹体总体积的10%~50%,气相CO₂占CO₂相总体积的5%~25%,成群分布或孤立分布。

BL型脉体(样品BK7-117m)中以发育丰富的含CO₂三相包裹体和含子矿物多相包裹体为特征,并有少量的气液两相水溶液包裹体。含CO₂三相包裹体一般呈椭圆形,大小一般5~11 μm ,液相CO₂+气相CO₂占包裹体总体积的10%~40%,气相CO₂占CO₂相总体积的5%~15%,成群分布或孤立分布;含子矿物多相包裹体一般呈椭圆形,一般5~7 μm ,气液比变化于5%~10%之间,包裹体内常见子矿物有石盐、钾盐及未知子矿物;富液两相包裹体呈椭圆形或不规则形,大小一般6~8 μm ,气液比变化于10%~15%之间。

C型脉体(样品BK7-108m, BK7-98m和BK7-97m)中所含富液两相包裹体比上述脉体更加丰富,见少量含子矿物多相包裹体、含CO₂三相包裹体、纯气相包裹体和富气两相包裹体。富液两相包裹体呈椭圆形或不规则形,大小一般5~15 μm ,气液比变化于5%~40%之间,成群分布或孤立分布;含子矿物多相包裹体一般呈椭圆形,个体较小,一般5~7 μm ,气液比变化于5%~10%之间,包裹体内常见子矿物有石盐、钾盐、方解石和未知子矿物,成群分布或孤立分布;纯气相包裹体一般呈椭圆形或近圆形,大小一般5~12 μm ,孤立分布;富气两相包裹体一般呈椭圆形或近圆形,大小一般10~12 μm ,气液比变化于50%~90%之间,孤立分布;含CO₂三相包裹体一般呈椭圆形,大小一般6~12 μm ,液相CO₂+气相CO₂占包裹体总体积的10%~25%,气相CO₂占CO₂相总体积的5%~10%,成群分布或孤立分布。

D型脉体(样品BK7-84m)中仅发育富液两相包裹体,呈椭圆形或不规则形产出,大小一般5~8 μm ,气液比变化于10%~40%之间,成群分布。

E型脉体(样品BK7-76m)中发育较丰富的富液两相包裹体,富液两相包裹体呈不规则形或椭圆形,大小一般7~12 μm ,气液比变化于5%~10%之间,见成群定向分布现象。

4.3 流体包裹体显微测温结果

通过对各蚀变带中各类型脉体的系统测试,共获得了近300组流体包裹体显微测温数据(表1,图5)。多宝山矿床形成于较宽的温度范围,变化于110~>550℃,大致可以分为>550℃、350~450℃、270~350℃、230~330℃、110~200℃五个温度区间,主要矿化温度集中于230~450℃。其中>550℃区间均为富液两相包裹体;350~450℃之间以气液两相包裹体为主,伴有含子矿物多相包裹体;270~350℃

表1 多宝山斑岩铜(钼)矿床流体包裹体显微测温及相关参数

Table 1 Microthermometry data and relative parameters of fluid inclusions in Duobaoshan porphyry Cu-Mo deposit

脉体类型	包裹体类型	测试数量	大小 (μm)	气液比 (%)	$\varphi(\text{CO}_2)$ (%)	$\varphi(\text{CO}_2)_{\text{气}}$ (%)	$T_{\text{m}}(\text{CO}_2)$ ($^{\circ}\text{C}$)	$T_{\text{m}}(\text{ice})$ ($^{\circ}\text{C}$)	$T_{\text{m}}(\text{cla})$ ($^{\circ}\text{C}$)	$T_{\text{h}}(\text{CO}_2)$ ($^{\circ}\text{C}$)	T_{h} ($^{\circ}\text{C}$)	盐度 (wt% NaCl _{eqv})	密度 (g/cm^3)
A型	WL	41	5~7	10~40			-14.4~-12.3				346~>550	16.2~18.1	0.55~0.72
	WL	38	6~11	10~40			-9.5~-4.1				236~505	6.6~13.4	0.50~0.99
	WG	3	5~11	80~85			-6.1~-5.3				402~541	8.3~9.3	0.35~0.62
BE型	C	4	7~11	10~50	5~25	-59.1~-56.6			8.9~9.3	28.6~31.1	273~302	1.4~2.2	0.72~0.77
	SH	18	5~9	5~10							278~>550	36.7~>65.3	1.08~1.15
	SS	3	7~9	10~15			-17.8~-14.6				305~332	18.3~20.8	0.89~0.90
	WL	6	6~8	10~15			-5.8~-4.1				287~332	6.6~9.0	0.76~0.81
BL型	C	25	5~11	10~40	5~15	-57.6~-56.6			8.3~9.6	26.8~31.1	271~323	0.8~3.3	0.70~1.02
	SH	11	5~7	5~10							278~347	36.7~42.4	1.07~1.10
	WL	60	5~15	5~40			-7.2~-3.2				178~352	4.6~10.7	0.75~0.96
	WG	2	10~12	50~90			-4.6~-3.8				288~311	6.2~7.3	0.77~0.79
C型	C	8	6~12	10~25	5~10	-59.3~-56.6			7.6~9.6	27.3~30.4	257~312	0.8~4.6	0.71~0.79
	SH	6	5~7	5~10							288~353	37.4~42.4	1.07~1.09
	SC	9	5~7	5~10			-6.0~-4.2				165~204	6.7~9.2	0.92~0.96
D型	WL	13	5~8	10~40			-5.4~-4.9				165~198	6.7~8.4	0.93~0.96
E型	WL	25	7~12	5~10			-4.6~-2.3				116~189	3.9~7.3	0.92~0.98

注: $\varphi(\text{CO}_2)$ - CO_2 相占包裹体总体积的百分数; $\varphi(\text{CO}_2)_{\text{气}}$ -气相 CO_2 占 CO_2 相总体积的百分数; $T_{\text{m}}(\text{CO}_2)$ -固态 CO_2 初熔温度; $T_{\text{m}}(\text{ice})$ -冰点; $T_{\text{m}}(\text{cla})$ -笼合物熔化温度; $T_{\text{h}}(\text{CO}_2)$ - CO_2 部分均一温度; T_{h} -完全均一温度

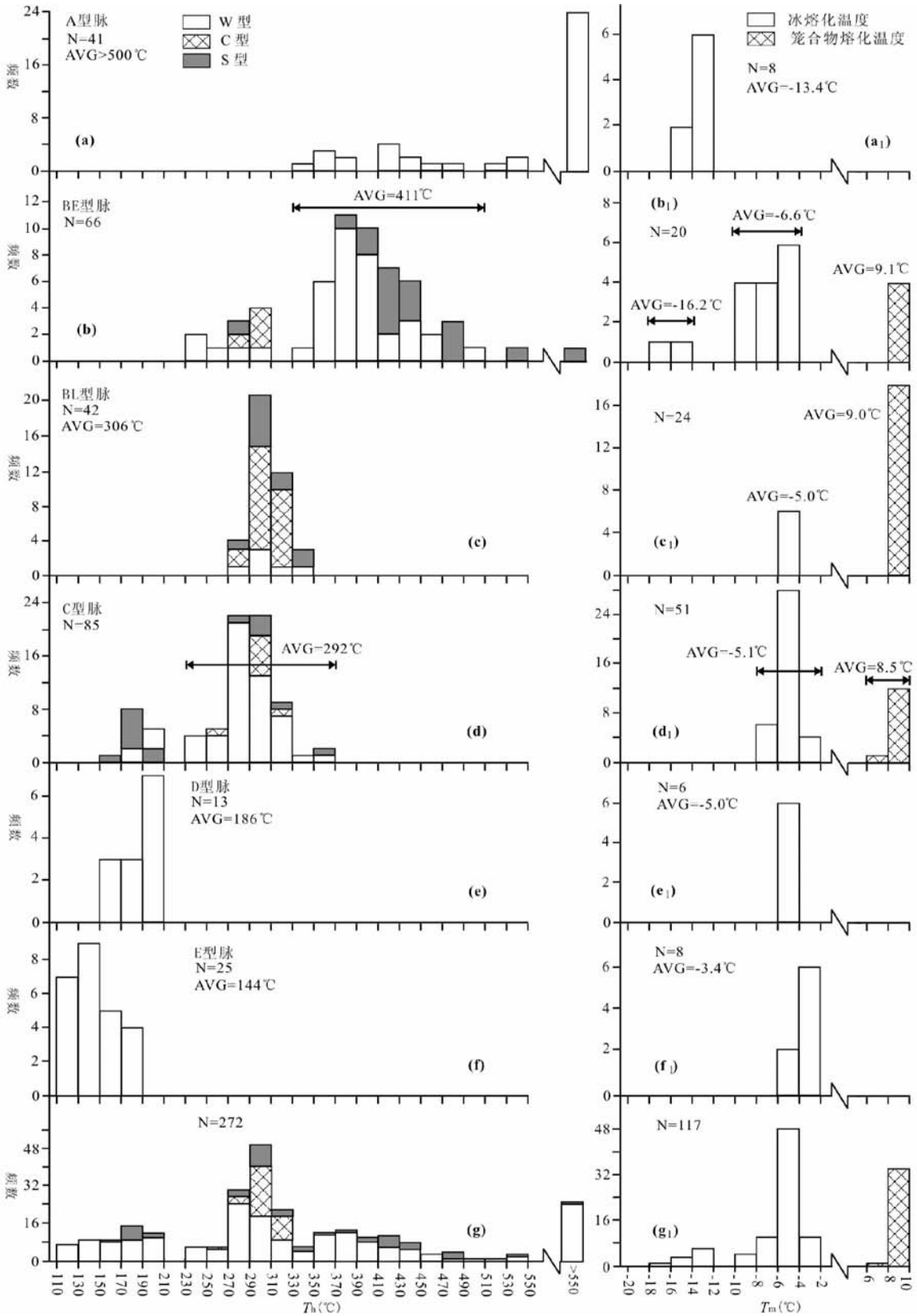


图5 多宝山斑岩铜(钼)矿床流体包裹体显微温度直方图
N-包裹体个数;AVG-平均值

Fig.5 Histograms of melting temperature of ice and clathrate, and homogenization temperatures of fluid inclusions in Duobaoshan porphyry Cu (Mo) deposit
N-Number of fluid inclusions; AVG-Average

之间以含 CO₂ 三相包裹体和气液两相包裹体为主,伴有少量含子矿物多相包裹体和纯气相包裹体;230~330℃之间以气液两相包裹体和含 CO₂ 三相包裹体为主,并伴有少量含子矿物多相包裹体和纯气相包裹体;110~200℃之间仅发育富液两相包裹体。各类型脉体的显微测温结果如下:

A 型脉体(样品 BK6-63m、BK7-200m 和 HD2-12):富液两相包裹体的冰点在 -14.4~-12.3℃,盐度介于 16.2%~18.1% NaCleqv,完全均一温度主要介于 346~>550℃(图 5a, a₁)。

BE 型脉体(样品 BK7-117m):富液两相包裹体的冰点在 -9.5~-4.1℃,盐度介于 6.6%~13.4% NaCleqv,完全均一温度介于 236~505℃;富气两相包裹体的冰点在 -6.1~-5.3℃,盐度介于 8.3%~9.3% NaCleqv,完全均一温度介于 402~541℃;含 CO₂ 三相包裹体的 CO₂ 的初熔温度在 -59.1~-56.6℃之间,低于 CO₂ 的三相点(-56.6℃),表明包裹体中存在其他气体,笼合物熔化温度为 8.9~9.3℃,盐度介于 1.4%~2.2% NaCleqv 之间,CO₂ 部分均一温度在 28.6~31.1℃,完全均一温度在 273~302℃;含子矿物多相包裹体中的 SH 亚型包裹体的气泡消失温度在 116~355℃,石盐子矿物消失温度为 278~>550℃,盐度介于 36.7%~>65.3% NaCleqv 之间;含子矿物多相包裹体中的 SS 亚型包裹体仅含有一个不透明金属硫化物,测得其冰点在 -17.8~-14.6℃,盐度介于 18.3%~20.8% NaCleqv,完全均一温度介于 305~332℃(图 5b, b₁)。

BL 型脉体(样品 BK7-117m):富液两相包裹体的冰点在 -5.8~-4.1℃,盐度介于 6.6%~9.0% NaCleqv,完全均一温度介于 287~332℃;含 CO₂ 三相包裹体的 CO₂ 的初熔温度在 -57.6~-56.6℃之间,略低于 CO₂ 的三相点(-56.6℃),表明包裹体中存在少量的其他气体,笼合物熔化温度为 8.3~9.6℃,盐度介于 0.8%~3.3% NaCleqv 之间,CO₂ 部分均一温度在 26.8~31.1℃,完全均一温度在 271~323℃;含子矿物多相包裹体中的 SH 亚型包裹体的气泡消失温度在 110~178℃,石盐子矿物消失温度为 278~347℃,盐度介于 36.7%~42.4% NaCleqv 之间(图 5c, c₁)。

C 型脉体(样品 BK7-108m、BK7-98m、BK7-97m 和 HD2-6):富液两相包裹体的冰点在 -7.2~-3.2℃,盐度介于 4.6%~10.7% NaCleqv,完全均一温度介于 178~352℃;富气两相包裹体的冰点在 -4.6~-3.8℃,盐度介于 6.2%~7.3% NaCleqv,完全均一温度介于 288~311℃;含 CO₂ 三相包裹体的 CO₂ 的初熔温度在 -59.3~-56.6℃之间,低于 CO₂ 的三相点(-56.6℃),表明包裹体中存在其他气体,笼合物熔化温度为 7.6~9.6℃,盐度介于 0.8%~4.6% NaCleqv 之间,CO₂ 部分均一温度在 27.3~30.4℃,完全均一温度在 257~312℃;含子矿物多相包裹体中的 SH 亚型包裹体的气泡消失温度在 118~132℃,石盐子矿物消失温度为 288~353℃,盐度介于 37.4%~42.4% NaCleqv 之间;含子矿物多相包裹体中的 SC 亚型包裹体仅含有一个方解石子矿

物,测得其冰点在 -6.0~-4.2℃,盐度介于 6.7%~9.2% NaCleqv,完全均一温度介于 165~204℃(图 5d, d₁)。

D 型脉体(样品 BK7-84m):富液两相包裹体的冰点在 -5.4~-4.9℃,盐度介于 6.7%~8.4% NaCleqv,完全均一温度介于 165~198℃(图 5e, e₁)。

E 型脉体(样品 BK7-76m):富液两相包裹体的冰点在 -4.6~-2.3℃,盐度介于 3.9%~7.3% NaCleqv,完全均一温度介于 116~189℃(图 5f, f₁)。

4.4 流体成矿压力估计

Roedder and Bodnar (1980) 研究认为,从均匀流体中捕获的包裹体的压力只能代表流体压力的下限,需要进行压力校正;但是当流体发生不混溶或沸腾作用时,捕获的包裹体的压力可代表流体的形成压力,无需校正。通过包裹体的岩相学及显微测温分析,A 型脉体中未发现流体不混溶或沸腾现象的证据,利用气液两相水溶液包裹体来计算压力,根据 Hedenquist *et al.* (1998) 的方法,采用最大均一温度进行压力估计,所获得的流体压力为其形成时的压力下限值;BE 型脉体中发现了富气两相包裹体和含子矿物多相包裹体共存的现象,且共存的各类包裹体的均一温度相近,即流体不混溶或沸腾作用形成的包裹体组合,利用二者来计算压力,所获得的压力可代表流体的形成压力;BL 型和 C 型脉体中均发现了不同类型包裹体共存的包裹体组合,且共存的各类包裹体的均一温度相近,即流体不混溶或沸腾作用形成的包裹体组合,利用共存的含 CO₂ 三相包裹体来计算压力,所获得的压力可代表流体的形成压力;D 型和 E 型脉体主要为成矿晚期和成矿后期的产物,脉体中未发现流体不混溶或沸腾作用的证据,在此不予讨论。气液两相水溶液包裹体和含子矿物多相包裹体的压力通过流体包裹体数据处理软件 Flnor 软件(Brown,1989)中的 Brown and Lamb(1989)提供的计算公式获得,含 CO₂ 三相包裹体的压力数据通过 Roedder and Bodnar(1980)和 Diamond(2001)提供的相图获得。由于 A 型脉体中未发现流体不混溶或沸腾作用的证据,采用静岩压力计算脉体形成深度,岩石密度取 $2.65\text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$;BE 型、BL 型和 C 型脉体中均发现了流体不混溶或沸腾作用的证据,说明其形成于开放环境中,采用静水压力计算 BE 型、BL 型和 C 型脉体形成深度。

通过上述方法,获得 A 型脉体的压力下限为 88MPa,对应的最小形成深度为 3.3km;BE 型脉体的压力范围为 24~41MPa,对应的形成深度为 2.4~4.1km;BL 型脉体的压力范围在 15~35MPa 之间,对应的形成深度为 1.5~3.5km;C 型脉体的压力范围为 10~30MPa 之间,对应的形成深度为 1.0~3.0km。

5 激光拉曼光谱分析

对多宝山矿床内各类脉石英中的包裹体进行了气相成

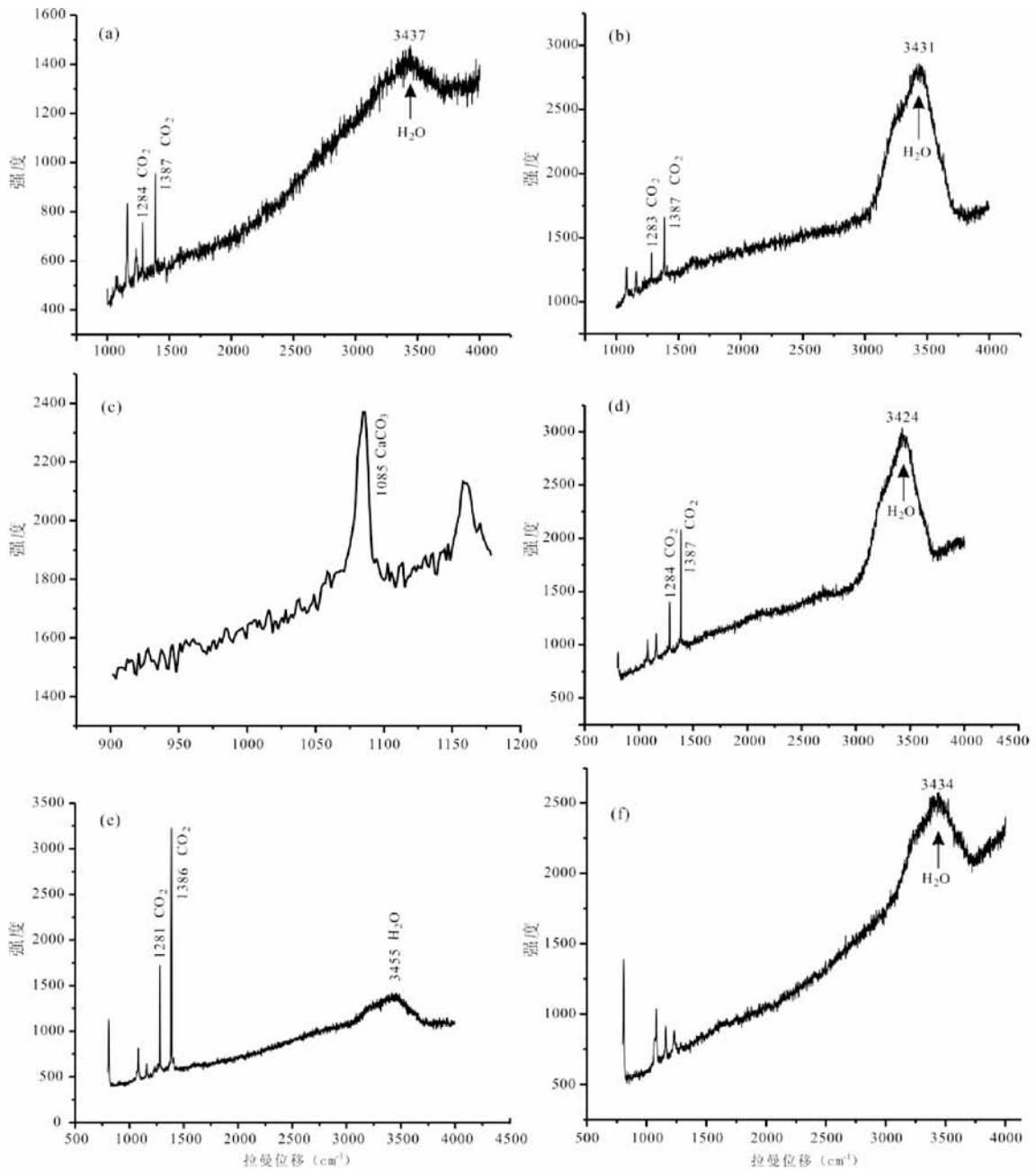


图6 多宝山斑岩铜(钼)矿床流体包裹体激光拉曼图谱

(a)-A型脉体中富液两相包裹体的气相成分;(b)-BE型脉体中含子矿物多相包裹体气相成分;(c)-BE型脉体中含子矿物多相包裹体的子矿物成分;(d)-BL型脉体中含子矿物多相包裹体气相成分;(e)-C型脉体中富气两相包裹体的气相成分;(f)-D型脉体中富液两相包裹体的气相成分

Fig.6 Laser Raman spectra of fluid inclusions of Duobaoshan porphyry Cu (Mo) deposit

(a)-The vapor phase composition of liquid-rich two-phase aqueous inclusion in A type vein; (b)-The vapor phase composition of daughter mineral-bearing multiphase inclusion in BE type vein; (c)-The daughter mineral composition of daughter mineral-bearing multiphase inclusion in BE type vein; (d)-The vapor phase composition of daughter mineral-bearing multiphase inclusion in BL type vein; (e)-The vapor phase composition of vapor-rich two-phase aqueous inclusion in C type vein; (f)-The vapor phase composition of liquid-rich two-phase aqueous inclusion in D type vein

分及子矿物成分的激光拉曼光谱峰值扫描(图6)。谱图显示,A型脉体中包裹体气相成分除H₂O外还有一定的CO₂,其特征峰值分别为3437cm⁻¹、1284cm⁻¹和1387cm⁻¹

(图6a);BE型脉体中包裹体的气相成分主要由H₂O组成,并有少量CO₂,其特征峰值分别为3431cm⁻¹、1283cm⁻¹和1387cm⁻¹(图6b),其中含子矿物多相包裹体的部分难溶子

矿物分析显示其为方解石,其特征峰值为 1085cm^{-1} (图 6c); BL 型脉体中包裹体气相成分除 H_2O 外还有部分 CO_2 , 其特征峰值分别为 3424cm^{-1} 、 1284cm^{-1} 和 1387cm^{-1} , (图 6d); C 型脉体中的包裹体的气相成分除 H_2O 外还有丰富的 CO_2 , 其特征峰值分别为 3455cm^{-1} 、 1281cm^{-1} 和 1386cm^{-1} (图 6e); D 型脉体和 E 型脉体中包裹体的气相成分仅见宽泛的水峰, 其特征峰值为 $3419 \sim 3448\text{cm}^{-1}$ (图 6f)。

6 讨论

6.1 成矿流体性质

包裹体的岩相学、显微测温及激光拉曼光谱分析结果表明,多宝山矿床的成矿流体具有典型斑岩矿床的流体特征。

A 型脉体中发育富液两相包裹体。以高温(温度峰值在 $> 550^\circ\text{C}$ 范围)、中等盐度(16.2% ~ 18.1% NaCleqv)为特点。包裹体的气相拉曼光谱分析显示其除 H_2O 外,还含有一定量的 CO_2 。形成 A 型脉体的成矿流体属于高温、中等盐度的 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ 体系。

BE 型脉体以气液两相水溶液包裹体和含子矿物多相包裹体为主,其次为含 CO_2 三相包裹体,并可见少量纯气相包裹体。含子矿物多相包裹体中见石盐、钾盐、金属硫化物,气相中检测出一定量的 CO_2 成分。形成该型脉体的成矿流体具有高温(温度峰值在 $350 \sim 450^\circ\text{C}$ 之间)、盐度波动大(1.1% ~ $> 65.3\%$ NaCleqv)、含 CO_2 、富金属元素的特点,属于 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ 体系。

BL 型脉体以发育丰富的含 CO_2 三相包裹体和含子矿物多相包裹体为特征,并有少量的气液两相水溶液包裹体和纯气相包裹体。含 CO_2 三相包裹体仅检测出 H_2O 和 CO_2 , 未见其他气体,这与含 CO_2 三相包裹体的 CO_2 的初熔温度($-57.6 \sim -56.6^\circ\text{C}$)基本上与 CO_2 的三相点温度(-56.6°C)相近的结果一致;含子矿物多相包裹体中发育石盐和钾盐,气相中检测出一定量的 CO_2 成分。综上所述,形成该型脉体的成矿流体具有中高温(温度峰值在 $270 \sim 350^\circ\text{C}$ 之间)、盐度变化大(0.8% ~ 42.4% NaCleqv)、富 CO_2 的特点,亦属于 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ 体系。

C 型脉体中以发育大量的气液两相水溶液包裹体、少量含 CO_2 三相包裹体、含子矿物多相包裹体和纯气相包裹体为特征。气液两相包裹体中检测到一定量的 CO_2 ; 纯气相包裹体中检测到 CO_2 ; 含 CO_2 三相包裹体仅检测出 CO_2 , 未见其他气体,但是含 CO_2 三相包裹体的 CO_2 的初熔温度在 $-59.3 \sim -56.6^\circ\text{C}$ 之间,低于 CO_2 的三相点(-56.6°C),表明包裹体中存在微量的其他气体;含子矿物多相包裹体中发育石盐、钾盐和方解石,气相中检测出一定量的 CO_2 成分。综上所述,形成该型脉体的成矿流体具有中高温(温度峰值在 $230 \sim 330^\circ\text{C}$ 之间)、盐度波动大(0.8% ~ 42.4% NaCleqv)、富 CO_2 的特点,属于 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ 体系。

D 型和 E 型脉体中仅见富液两相包裹体,具低温(温度

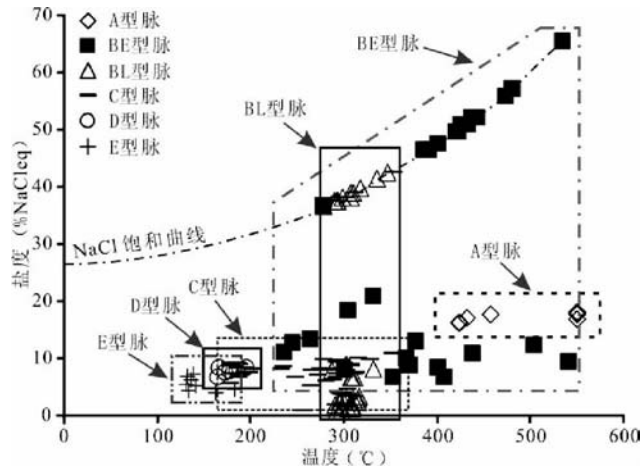


图7 多宝山斑岩铜(钼)矿床流体包裹体盐度-均一温度关系图

Fig. 7 Diagram of homogenization temperature versus salinity of fluid inclusions in Duobaoshan porphyry Cu (Mo) deposit

峰值在 $110 \sim 200^\circ\text{C}$ 之间)、低盐度(3.9% ~ 8.4% NaCl eqv)的特点,形成这两种脉体的成矿流体均属于 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ 体系。

总之,多宝山矿床成矿流体早期为高温、中等盐度、含 CO_2 的 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ 体系,随后演化为中高温、高盐度/低盐度、富 CO_2 、富金属元素的 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ 体系,晚期由于大气降水的大量加入,演化为低温、低盐度、无 CO_2 的 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ 体系。

6.2 成矿流体演化和矿质沉淀机制

多宝山矿床的流体包裹体研究揭示了该矿床成矿流体的演化和矿质沉淀机制。成矿流体演化过程如下(图7):

(1) 在温度大于 550°C 、压力大于 88MPa 条件下,原始岩浆流体演化出高温、中等盐度、含一定量 CO_2 的早期成矿流体,在上升冷却的过程中,结晶出钾长石、石英等,形成 A 型脉体。

(2) 早阶段成矿流体上升到 4.1km 左右,在温度 $350 \sim 450^\circ\text{C}$ 、压力 24 ~ 41MPa 的条件下发生流体沸腾作用, CO_2 气体逃逸出来,中等盐度的流体分离为高盐度流体和低盐度流体,导致辉钼矿初步富集,部分黄铜矿、黄铁矿亦结晶出来,形成 BE 型脉体。

(3) 随着成矿流体的上升和温度的降低,在 3.5km 深度左右、温度 $270 \sim 350^\circ\text{C}$ 之间、压力 15 ~ 35MPa 之间时,成矿流体发生了更为强烈的沸腾作用,大量 CO_2 从流体中释放出来,随着溶解度的突然降低,辉钼矿大量沉淀出来,黄铜矿初步富集,形成 BL 型脉体。

(4) 成矿流体上升到 3.0km 左右,温度在 $230 \sim 330^\circ\text{C}$ 、压力在 10 ~ 30 MPa 之间时,成矿流体又发生了显著的流体沸腾作用,大量 CO_2 从流体中释放出来,黄铜矿、斑铜矿和黄铁矿等巨量沉淀,形成了 C 型脉体。

(5) 温度在 110 ~ 200°C 之间时, 由于大气降水的大量混入, 成矿流体演变为低温、低盐度且贫成矿元素的流体, 形成含少量黄铁矿的 D 型脉体或无矿的 E 型脉体。

综上所述, 成矿流体在 450°C 左右就已经沉淀出辉钼矿、黄铜矿等金属矿物, 而黄铜矿、斑铜矿等金属矿物的富集过程持续到 230°C 左右。其中 230 ~ 350°C 之间是主要的金属硫化物富集温度区间, 在该温度区间内同一石英颗粒中发现了 WL 型、WG 型、C 型包裹体和 S 型包裹体共存现象(图 4j, k), 且不同类型的包裹体具有相近的均一温度, 表明成矿流体经历了强烈的不混溶或沸腾作用(卢焕章等, 2004)。成矿流体的沸腾作用是成矿物质从热液中沉淀的最重要机制之一(陈衍景等, 2007; 胡芳芳等, 2007; 李诺等, 2007; 李文博等, 2007; 武广等, 2007; Klemm *et al.*, 2008; 张元厚等, 2009)。多宝山地区构造活动频繁, 特别是北西向断裂构造带控制着地层和岩体的展布, 且受到北东向、北北东向断裂的影响, 处于张开/闭合不稳定状态。主成矿期流体由于受到这种“脉动式”压力变化的影响, 发生了多期次的流体沸腾作用, CO₂ 等气体逃逸出来。前人研究认为(朱训等, 1983; Candela and Holland, 1986; 孟祥金等, 2005), 铜在流体中主要以 CuCl_(aq)、CuCl₂⁻ 等氯络合物形式存在和迁移, Cu 的溶解度与 Cl 的浓度呈正相关关系。流体温度的下降、压力降低、pH 值升高、盐度降低, 导致流体中的酸性组分浓度降低, 使流体中矿质的溶解度大大降低, 造成黄铜矿、斑铜矿和辉钼矿等硫化物的大量沉淀, 形成了铜的大规模富集。

杜琦等(1988)通过多宝山矿床的稳定同位素分析, 利用石英-磁铁矿矿物对得到磁铁矿的成矿温度为 509°C, 黄铁矿-黄铜矿矿物对温度计算结果为 294 ~ 372°C, 代表了主成矿期温度, 石英-方解石矿物对得到晚期碳酸盐化阶段的温度为 192°C, 这分别与文中的 A 型脉体(> 550°C)、B 型和 C 型脉体(230 ~ 450°C)、D 型和 E 型脉体(110 ~ 200°C)的流体包裹体测温结果相吻合, 其中 230 ~ 350°C 是主成矿温度区间。野外调查中发现多宝山矿床的晚期碳酸盐化现象非常普遍, 使得成矿早/中期流体形成的脉体被强烈改造, 导致了前人(芮宗瑶等, 1984; 杜琦等, 1988; 赵一鸣和张德全, 1997)得到的包裹体均一温度主要集中在低温范围。

6.3 多宝山斑岩铜(钼)矿床的矿质来源

多宝山矿床的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 -5.2‰ ~ +3.3‰, 矿液总硫平均值为 -0.75‰(杜琦等, 1988), 表明多宝山矿床的硫主要来源于深部岩浆房。多宝山矿床的成矿早期流体是由富含铜、钼等金属元素的岩浆流体演化来的, 具有高温、中等盐度、含 CO₂ 的特点。研究表明(Touret, 1992; Kaszuba and Wendlandt, 2000; Lowenstern, 2001; 陈衍景和李诺, 2009; 李诺等, 2009) CO₂ 在岩浆的产生、运移和结晶过程中起到了至关重要的作用。CO₂ 的溶解度随压力的增加而增加, 随温度的升高而降低(Lowenstern, 2000, 2001)。CO₂ 的存在不仅可以增加氯和水在岩浆流体中的溶解度, 而且加强成矿流体

萃取围岩中有用金属的能力, 有利于金属元素的运移(芮宗瑶等, 1984; Webster and Holloway, 1988; Phillips and Evans, 2004), 同时由于 CO₂ 在流体中的溶解度远低于 H₂O 和 Cl, CO₂ 将比 H₂O、Cl 更早出溶, 出溶压力更高(Fogel and Rutherford, 1990; Blank *et al.*, 1993), 因此, 岩浆流体将首先分异出富 CO₂ 的流体, 然后分异出盐水溶液(Shinohara and Kazahayo, 1995)。多宝山组的铜元素含量高, 平均含铜量达到 130×10^{-6} , 被认为是区内铜矿的矿源层(赵一鸣和张德全, 1997; 王喜成等, 1998), 含 CO₂ 成矿流体在上升的过程中, 通过与多宝山组的水/岩相互作用萃取了巨量的铜、钼等成矿元素, 增加了成矿流体中金属元素的含量。矿区的花岗闪长岩、花岗闪长斑岩和多宝山组安山岩来源于同一玄武岩浆源区(芮宗瑶等, 1984; 杜琦等, 1988), 深部的玄武质岩浆早期活动过程中形成富铜的多宝山组, 花岗闪长岩、花岗闪长斑岩等中性岩体为深部岩浆后期多次活动的产物, 这些中性岩体不但富含了一定的成矿物质, 而且在上升过程中萃取了多宝山组中的铜等金属元素, 最终造成了多宝山矿床的巨量金属富集。

6.4 矿床产出背景分析

目前发现的产于岩浆弧背景的斑岩矿床以发育高盐度的含子矿物多相包裹体和低盐度的富气相包裹体为特点, 成矿流体属贫 CO₂ 的 H₂O-NaCl 体系, 常富 Na 和 Cl(Nash, 1976; Cline and Bodnar, 1991; Bodnar, 1995; Phillips and Zhou, 1999; 卢焕章等, 2004), 成矿系统蚀变带明显, 自岩体向围岩依次发育钾硅化带、绢英岩化带和青磐岩化带(Lowell and Guilbert, 1970; Beane and Titley, 1981; Seedorff *et al.*, 2005), 并常被高级泥化叠加(Perello *et al.*, 2001), 而产于大陆内部的斑岩矿床的初始成矿流体具有高温、高盐度、富 CO₂ 的特点, 成矿流体属 H₂O-CO₂-NaCl 体系, 而且常常富 K 和 F(陈衍景和李诺, 2009), 围岩蚀变以钾长石化、绿帘石化、萤石化、碳酸盐化等相对贫水的蚀变为特征, 而绢云母化、绿泥石化、黑云母化等富水蚀变相对较弱(陈衍景等, 2007, 2008)。

多宝山矿床成矿流体总体上属 H₂O-CO₂-NaCl 体系, 具有大陆内部斑岩矿床的流体包裹体特征; 但其围岩蚀变主要为钾硅化、绢英岩化和青磐岩化, 未见萤石化, 又与岩浆弧背景下斑岩矿床的围岩蚀变组合相似。多宝山矿床中流体包裹体的气液成分分析结果(芮宗瑶等, 1984; 杜琦等, 1988)表明, 多宝山矿床成矿流体属于 Na⁺-K⁺-SO₄²⁻-Cl⁻ 体系, 在液相成分中 Na⁺ > K⁺, Cl⁻ ≫ F⁻, SO₄²⁻ 常见, 而 Ca²⁺ 和 Mg²⁺ 含量极低, 富 Cu、Mo 和 Fe 等金属元素, 而气相成分中以 H₂O 和 CO₂ 为主, N₂、CO 和 H₂ 次之。多宝山矿床具有岩浆弧背景和大陆内部背景斑岩矿床成矿流体成分的双重特征。陈衍景和李诺(2009)认为, 陆缘弧既不同于大陆内部, 也不同于岛弧, 而是介于二者之间, 其成矿流体性质具有两重性和洋-陆过渡性。根据上述流体包裹体特征, 推断多宝山矿床

可能产出于陆缘弧背景。类似多宝山矿床包裹体组合特征(富含气液两相包裹体,含 CO₂ 三相包裹体次之,而含子矿物多相包裹体较少)的矿床在中亚-兴蒙造山带内较发育,如内蒙古白乃庙铜金钼矿床、黑龙江省铜山铜(钼)矿床等,它们也被认为产出于陆缘弧环境(李文博等,2007;武广等,2009)。

7 结论

(1)多宝山斑岩铜(钼)矿床主要分布于花岗闪长斑岩体两侧的绢英岩化花岗闪长岩和安山岩中,矿体呈条带状或透镜状产出,矿石以细脉浸染状铜矿石为主,金属矿物主要为黄铜矿、斑铜矿、黄铁矿和辉钼矿,围岩蚀变以钾硅化、绢英岩化和青磐岩化为特点,具典型斑岩矿床蚀变特征。

(2)多宝山斑岩铜(钼)矿床中脉体发育,从早到晚依次为:石英+钾长石脉、早阶段石英+辉钼矿脉、晚阶段石英+辉钼矿脉、石英+黄铜矿+黄铁矿脉、石英+黄铁矿脉和方解石+石英脉。石英+钾长石脉中仅发育气液两相包裹体,早/晚阶段石英+辉钼矿脉和石英+黄铜矿+黄铁矿脉中发育丰富的气液两相包裹体、含 CO₂ 三相包裹体和含子矿物多相包裹体,石英+黄铁矿脉和方解石+石英脉中仅发育气液两相包裹体。

(3)石英+钾长石脉中流体包裹体的形成温度多数 > 550℃、盐度为 16.2% ~ 18.1% NaCleqv;早阶段石英+辉钼矿脉中流体包裹体的形成温度集中在 350 ~ 450℃、盐度变化于 1.1% ~ > 65.3% NaCleqv;晚阶段石英+辉钼矿脉中流体包裹体的形成温度集中在 270 ~ 350℃、盐度为 0.8% ~ 42.4% NaCleqv;石英+黄铜矿+黄铁矿脉中流体包裹体的形成温度集中在 230 ~ 330℃、盐度为 0.8% ~ 42.4% NaCleqv;石英+黄铁矿脉和方解石+石英脉中流体包裹体的形成温度集中在 110 ~ 200℃、盐度为 3.9% ~ 8.4% NaCl eqv。成矿流体总体上属于高温、高盐度 H₂O-CO₂-NaCl 体系。多期次的流体沸腾作用是该矿床的主要成矿机制。

致谢 野外工作得到了黑龙江省多宝山铜业股份有限公司的大力帮助;研究工作中得到了卢焕章研究员的帮助;审稿人范宏瑞研究员指出了文中的错误,并提出了详细的修改意见。在此一并致以诚挚的感谢。

References

Beane RE and Titley SR. 1981. Porphyry copper deposits. Part II. Hydrothermal alteration and mineralization. *Economic Geology*, 75th Anniversary Volume: 235 - 269

Blank JG, Stolper EM and Carroll MR. 1993. Solubilities of carbon dioxide and water in rhyolitic melt at 850℃ and 750bar. *Earth and Planetary Science Letters*, 119: 27 - 36

Bodnar RJ. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochim. Cosmochim.*

Acta, 57: 683 - 684

Bodnar RJ. 1995. Fluid inclusion evidence for a magmatic source for metals in porphyry copper deposits. *Mineralogical Association of Canada Short Course Series*, 23: 139 - 152

Brown PE and Lamb WM. 1989. *P-V-T* properties of fluids in the system CO₂ ± H₂O ± NaCl: New graphical presentations and implications for fluid inclusion studies. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53: 1209 - 1221

Brown PE. 1989. FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data. *American Mineralogist*, 74: 1390 - 1393

Candela PA and Holland HD. 1986. A mass transfer model for copper and molybdenum in magmatic hydrothermal system: The origin of porphyry-type ore deposits. *Economic Geology*, 81: 1 - 19

Chen YJ, Ni P, Fan HR, Pirajno F, Lai Y, Su WC and Zhang H. 2007. Diagnostic fluid inclusions of different types hydrothermal gold deposits. *Acta Petrologica Sinica*, 23 (9): 2085 - 2108 (in Chinese with English abstract)

Chen YJ, Xiao WJ and Zhang JJ. 2008. Ore-system as a geodynamic probe. *Geology in China*, 35 (6): 1059 - 1073 (in Chinese with English abstract)

Chen YJ and Li N. 2009. Nature of ore-fluids of intracontinental intrusion-related hypothermal deposits and its difference from those in island arcs. *Acta Petrologica Sinica*, 25 (10): 2477 - 2508 (in Chinese with English abstract)

Chi GX and Lu HZ. 2008. Validation and representation of fluid inclusion microthermometric data using the fluid inclusion assemblage (FIA) concept. *Acta Petrologica Sinica*, 24 (9): 1945 - 1953 (in Chinese with English abstract)

Cline JS and Bodnar RJ. 1991. Can economic porphyry copper mineralization be generated by a typical calc-alkaline melt? *Journal of Geophysical Research*, 96: 8113 - 8126

Collins PLF. 1979. Gas hydrates in CO₂-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity. *Economic Geology*, 74: 1435 - 1444

Diamond LW. 2001. Review of the systematics of CO₂-H₂O fluid inclusions. *Lithos*, 55: 69 - 99

Du Q, Zhao YM, Lu BG, Ma DY, Li PL, Lv JK, Li WS, Ao LZ and Cui G. 1988. The Duobaoshan Porphyry Copper Deposit. Beijing: Geological Publishing House, 1 - 334 (in Chinese with English abstract)

Fogel RA and Rutherford MJ. 1990. The solubility of carbon dioxide in rhyolitic melts: A quantitative FTIR study. *American Mineralogist*, 75: 1311 - 1326

Ge WC, Wu FY, Zhou CY and Rahman AA. 2005. Emplacement age of the Tahe granite and its constraints on the tectonic nature of the Ergun block in the northern part of the Da Hinggan Range. *Chinese Science Bulletin*, 50 (18): 2097 - 2105

Ge WC, Wu FY, Zhou CY and Zhang JH. 2007. Porphyry Cu-Mo deposits in the eastern Xing'an-Mongolian Orogenic Belt: Mineralization ages and their geodynamic implications. *Chinese Science Bulletin*, 52 (24): 3416 - 3427

Hall DL, Sterner SM and Bodnar RJ. 1988. Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solutions. *Economic Geology*, 83: 197 - 202

Hamdy AED, Philippe M and Jacques C. 2009. Two Cu-Co sulfide phases and contrasting fluid systems in the Katanga Copperbelt Democratic Republic of Congo. *Ore Geology Reviews*, 36: 315 - 332

Han ZX, Xu YQ and Zheng QD. 2004. Metallogenetic Series and Evolution of Significant Metal and Nonmetal Mineral Resources in Heilongjiang Province. Harbin: Heilongjiang People's Publishing House, 61 - 95 (in Chinese with English abstract)

Hedenquist JW, Arribas AJ and Reynolds TJ. 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. *Economic Geology*, 93: 373 - 404

Hu FF, Fan HR, Yang KF, Shen K, Zhai MG and Jin CW. 2007. Fluid inclusions in the Denggezhuang lode gold deposit at Muping,

- Jiaodong Peninsula. *Acta Petrologica Sinica*, 23 (9): 2155 – 2164 (in Chinese with English abstract)
- Kaszuba JP and Wendlandt RF. 2000. Effect of carbon dioxide on dehydration melting reactions and melt compositions in the lower crust and the origin of alkaline rocks. *Journal of Petrology*, 41 (3): 363 – 386
- Klemm LM, Pettko T and Heinrich CA. 2008. Fluid and source magma evolution of the Questa porphyry Mo deposit, New Mexico, USA. *Mineralium Deposita*, 43: 533 – 552
- Li N, Chen YJ, Lai Y and Li WB. 2007. Fluid inclusion study of the Wunugutashan porphyry Cu-Mo deposit, Inner Mongolia. *Acta Petrologica Sinica*, 23 (9): 2177 – 2188 (in Chinese with English abstract)
- Li N, Chen YJ, Ni ZY and Hu HZ. 2009. Characteristics of ore-forming fluids at the Yuchiling porphyry Mo deposit, Songxian County, Henan Province, and its geological significance. *Acta Petrologica Sinica*, 25 (10): 2509 – 2522 (in Chinese with English abstract)
- Li WB, Lai Y, Sun XW and Wang BG. 2007. Fluid inclusion study of the Bainaimiao Cu-Au deposit in Inner Mongolia, China. *Acta Petrologica Sinica*, 23 (9): 2165 – 2176 (in Chinese with English abstract)
- Li ZT, Wang XJ, Wang HB and Wu G. 2008. Geology of the Sankuanggou gold-bearing iron-copper deposit in Nenjiang County, Heilongjiang Province. *Geology and Resources*, 17 (3): 170 – 174 (in Chinese with English abstract)
- Lowell JD and Guilbert JM. 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Economic Geology*, 65: 373 – 404
- Lowenstern JB. 2000. A review of the contrasting behavior of two magmatic volatiles; Chlorine and carbon dioxide. *Journal of Geochemical Exploration*, 69 – 70: 287 – 290
- Lowenstern JB. 2001. Carbon dioxide in magmas and implications for hydrothermal systems. *Mineralium Deposita*, 36: 490 – 502
- Lu HZ, Fan HR, Ni P, Ou GX, Shen K and Zhang WH. 2004. Fluid Inclusions. Beijing: Science Press, 1 – 444 (in Chinese with English abstract)
- Meng XJ, Hou ZQ and Li ZQ. 2005. Fluid inclusions and ore-forming processes of three porphyry copper deposits in Gangdese belt, Tibet. *Mineral Deposit*, 24 (4): 398 – 408 (in Chinese with English abstract)
- Nash JT. 1976. Fluid-inclusion petrology: Data from porphyry copper deposits and application to exploration. United States Geological Survey, Professional Paper, 907 – D: 1 – 16
- Perello J, Cox D, Garamjav D, Sanjdorj S, Diakov S, Schissel D, Munkhbat TO and Oyun G. 2001. Oyu Tolgoi, Mongolia: Siluro-Devonian porphyry Cu-Au-(Mo) and high-sulfidation Cu mineralization with a cretaceous chalcocite blanket. *Economic Geology*, 96: 1407 – 1428
- Philips GN and Evans KA. 2004. Role of CO₂ in the formation of gold deposits. *Nature*, 429: 860 – 863
- Phillips GN and Zhou T. 1999. Gold-only deposits and Archean granite. *Society of Economic Geologists Newsletter*, 37: 1 – 13
- Roedder E and Bodnar RJ. 1980. Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 8: 263 – 301
- Rui ZY, Huang CK, Qi GM, Xu J and Zhang HT. 1984. Porphyry Copper (Molybdenum) Deposits of China. Beijing: Geological Publishing House, 1 – 350 (in Chinese with English abstract)
- Seedorff E, Dilles JH, Proffett JM, Einaudi MT, Zurcher L, Stavast WJA, Johnson DA and Barton MD. 2005. Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features. *Economic Geology*, 100th Anniversary Volume: 251 – 298
- Shinohara H and Kazahay K. 1995. Degassing processes related to magma chamber crystallization. In: Thompson JFH (ed.). *Magmas, Fluids and Ore Deposits*. Mineralogical Association of Canada Short Course Series, 23: 47 – 70
- Touret JLR. 1992. Carbon dioxide transfer between the upper mantle and the atmosphere: Temporary storage in the lower continental crust. *Terra Nova*, 4: 87 – 98
- Wang XC, Liu JY, Zhao YZ, Wan LS and Bai CS. 1998. Prospecting Kalamazoo-type copper deposit in China. *Heilongjiang Geology*, 9 (3): 1 – 9 (in Chinese with English abstract)
- Wang XC. 2006. Metallogenic condition and resources potential of Tongshan porphyry copper deposit in Heilongjiang Province: An evidence for super-large porphyry copper deposit. Post-Doctor Research Report. Guangzhou: Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, 1 – 142 (in Chinese with English summary)
- Webster JD and Holloway JR. 1988. Experimental constraints on the partitioning of Cl between topaz rhyolite melt and H₂O and H₂O + CO₂ fluids: New implications for granitic differentiation and ore deposition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51: 2091 – 2105
- Wu G, Sun FY, Zhao CS, Li ZT, Zhao AL, Pang QB and Li GY. 2005. Discovery of the Early Paleozoic post-collisional granites in northern margin of the Erguna massif and its geological significance. *Chinese Science Bulletin*, 50 (23): 2733 – 2743
- Wu G, Sun FY, Zhao CS, Ding QF and Wang L. 2007. Fluid inclusion study on gold deposits in northwestern Erguna metallogenic belt, China. *Acta Petrologica Sinica*, 23 (9): 2227 – 2240 (in Chinese with English abstract)
- Wu G, Liu J, Zhong W, Zhu MT, Mei M and Wan Q. 2009. Fluid inclusion study of the Tongshan porphyry copper deposit, Heilongjiang Province, China. *Acta Petrologica Sinica*, 25 (11): 2995 – 3006 (in Chinese with English abstract)
- Zhang YH, Mao JW, Li ZY, Qiao CJ, Zhang XM and Zhang XW. 2009. Ore deposit types and characteristics of magmatic-hydrothermal systems and implication for exploration. *Acta Geologica Sinica*, 83 (3): 399 – 425 (in Chinese with English abstract)
- Zhao YM and Zhang DQ. 1997. Metallogeny and Prospective Evaluation of Copper-Polymetallic Deposits in the Great Hinggan Range and Its Adjacent Regions. Beijing: Seismological Press, 48 – 82 (in Chinese with English abstract)
- Zhao YM, Bi CS, Zou XQ, Sun YL, Du AD and Zhao YM. 1997. The Re-Os isotopic age of molybdenite from Duobaoshan and Tongshan porphyry copper (molybdenum) deposits. *Acta Geoscientia Sinica*, 18 (1): 61 – 67 (in Chinese with English abstract)
- Zhao YY, Ma ZH and Zhong CX. 1995. Geochemistry and its model of prospecting of Tongshan copper deposit, Heilongjiang Province. *Geology and Prospecting*, 31 (3): 48 – 54 (in Chinese with English abstract)
- Zhu X, Huang CK, Rui ZY, Zhou YH, Zhu XJ, HU CS and Mei ZK. 1983. The Geology of Dexing Porphyry Copper Ore Field. Beijing: Geological Publishing House, 1 – 336 (in Chinese with English abstract)

附中文参考文献

- 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
- 陈衍景, 肖文交, 张进江. 2008. 成矿系统: 地球动力学的有效探针. *中国地质*, 35(6): 1059 – 1073
- 陈衍景, 李诺. 2009. 大陆内部浆控高温热液矿床成矿流体性质及其与岛弧区同类矿床的差异. *岩石学报*, 25(10): 2477 – 2508
- 池国祥, 卢焕章. 2008. 流体包裹体组合对测温数据有效性的制约及数据表达方法. *岩石学报*, 24(9): 1945 – 1953
- 杜琦, 赵玉明, 卢秉刚, 马德友, 李佩兰, 律景凯, 李文深, 敖立志, 崔革. 1988. 多宝山斑岩铜矿床. 北京: 地质出版社, 1 – 334
- 葛文春, 吴福元, 周长勇, Rahman AA. 2005. 大兴安岭北部塔河花岗岩体的时代及对额尔古纳地块构造归属的制约. *科学通报*, 50 (12): 1239 – 1247
- 葛文春, 吴福元, 周长勇, 张吉衡. 2007. 兴蒙造山带东段斑岩型 Cu,

- Mo 矿床成矿时代及其地球动力学意义. 科学通报, 52(20):2407-2417
- 韩振新, 徐衍强, 郑庆道. 2004. 黑龙江省重要金属和非金属矿产的成矿系列及其演化. 哈尔滨: 黑龙江人民出版社, 61-95
- 胡芳芳, 范宏瑞, 杨奎锋, 沈昆, 翟明国, 金成伟. 2007. 胶东牟平邓格庄金矿床流体包裹体研究. 岩石学报, 23(9):2155-2164
- 李诺, 陈衍景, 赖勇, 李文博. 2007. 内蒙古乌努格吐山斑岩铜钼矿床流体包裹体研究. 岩石学报, 23(9):2177-2188
- 李诺, 陈衍景, 倪智勇, 胡海珠. 2009. 河南省嵩县鱼池岭斑岩铜矿床成矿流体特征及其地质意义. 岩石学报, 25(10):2509-2522
- 李文博, 赖勇, 孙希文, 王保国. 2007. 内蒙古白乃庙铜金矿床流体包裹体研究. 岩石学报, 23(9):2165-2176
- 李之彤, 王希今, 王宏博, 武广. 2008. 黑龙江省嫩江县三矿沟含金铁铜矿床地质特征. 地质与资源, 17(3):170-174
- 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, 1-444
- 孟祥金, 侯增谦, 李振清. 2005. 西藏冈底斯三处斑岩铜矿床流体包裹体及成矿作用研究. 矿床地质, 24(4):398-408
- 芮宗瑶, 黄崇轲, 齐国明, 徐珏, 张洪涛. 1984. 中国斑岩铜(钼)矿床: 地质出版社, 1-350
- 王喜臣, 刘金英, 赵永忠, 万利石, 白昶生. 1998. 寻找中国的“卡拉马祖”式铜矿床. 黑龙江地质, 9(3):1-9
- 王喜臣. 2006. 黑龙江铜山斑岩铜矿成矿条件与资源潜力-超大型斑岩铜矿床的证据. 博士后研究报告. 广州: 中国科学院广州地球化学研究所, 1-142
- 武广, 孙丰月, 赵财胜, 李之彤, 赵爱琳, 庞庆帮, 李广远. 2005. 额尔古纳地块北缘早古生代后碰撞花岗岩的发现及其地质意义. 科学通报, 50(20):2278-2286
- 武广, 孙丰月, 赵财胜, 丁清峰, 王力. 2007. 额尔古纳成矿带西北部金矿床流体包裹体研究. 岩石学报, 23(9):2227-2240
- 武广, 刘军, 钟伟, 朱明田, 糜梅, 万秋. 2009. 黑龙江省铜山斑岩铜矿床流体包裹体研究. 岩石学报, 25(11):2995-3006
- 张元厚, 毛景文, 李宗彦, 乔翠杰, 张孝民, 张向卫. 2009. 岩浆热液系统中矿床类型、特征及其在勘探中的应用. 地质学报, 83(3):399-425
- 赵一鸣, 张德全. 1997. 大兴安岭及其邻区铜多金属矿床成矿规律与远景评价. 北京: 地震出版社, 48-82
- 赵一鸣, 毕承思, 邹晓秋, 孙亚莉, 杜安道, 赵玉明. 1997. 黑龙江多宝山、铜山大型斑岩铜(钼)矿床中辉钼矿的铼-钨同位素年龄. 地球学报, 18(1):61-67
- 赵元艺, 马志红, 仲崇学. 1995. 黑龙江铜山铜矿床地球化学及其找矿模型. 地质与勘探, 31(3):48-54
- 朱训, 黄崇轲, 芮宗瑶, 周耀华, 朱贤甲, 胡崇声, 梅占魁. 1983. 德兴斑岩铜矿. 北京: 地质出版社, 1-336