

文章编号: 0258-7106 (2012) 02-0323-14

东秦岭秋树湾铜钼矿流体包裹体和稳定同位素特征及其地质意义^{*}

秦臻^{1,2}, 戴雪灵^{1*}, 邓湘伟¹

(1 中南大学地球科学与信息物理学院, 湖南长沙 410083; 2 河南省有色地质矿产局第三地质大队, 河南郑州 450016)

摘 要 秋树湾铜钼矿是东秦岭钼矿带上典型的受斑岩体控制的矽卡岩-斑岩角砾岩筒复合型矿床, 矿体赋存于成矿母岩花岗岩及矽卡岩和角砾岩筒中。根据矿物共生组合、矿石结构、围岩蚀变及脉体的穿插关系, 可划分为早(iv)、中(㊦)、晚(㊨)3个矿化期, 再将iv期细分为干矽卡岩-钾长石化-石英阶段(iv₁)、爆破角砾岩阶段(iv₂)、湿矽卡岩阶段(iv₃)、磁铁矿阶段(iv₄); ㊦期分为斑岩型铜(钼)矿阶段(㊦_h)和石英硫化物阶段(㊦_s); ㊨期为方解石、重晶石、石英阶段(㊨)。流体包裹体可划分为S型含子矿物多相包裹体、L型纯液相包裹体、C型含CO₂三相包裹体、W型气液两相包裹体、G型纯气相包裹体5种类型。按时间先后顺序, 成矿流体的温度、盐度、氧化还原环境具有规律性的演化特征。均一温度范围: iv期为222~406℃, ㊦期为152~315℃, ㊨期为119~189℃; 盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$: iv期介于4.2%~36.5%, ㊦期为3.3%~34.8%, ㊨期为4.2%~11.9%。激光拉曼光谱及群体包裹体成分分析结果表明, 第iv期流体以H₂O、CO₂、CH₄、H₂S为主, 表现为还原环境; 第㊦期流体以H₂O、CO₂、N₂、O₂、SO₄²⁻、Cl⁻、F⁻为主, 为氧化环境, 暗示流体源于岩浆。流体包裹体岩相学及包裹体测温表明, 流体由早期的高温、高盐度、含CO₂的H₂O-NaCl-CO₂体系的岩浆流体在成矿iv期发生沸腾作用和相分离, 伴随着流体沸腾、CO₂逸失、温度下降、大气水的加入、盐度下降等过程, 导致大量金属硫化物沉淀。在成矿㊦、㊨期成矿体系趋于开放, 流体存在大气降水混入, 逐渐演化为晚期的低盐度、中低温度、贫CO₂的流体体系。H、O、S同位素结果表明有地幔流体参与成矿作用。

关键词 地球化学; 斑岩矿床; 流体包裹体; 稳定同位素; 秋树湾; 东秦岭

中图分类号: P611.1; P597.2

文献标志码: A

Fluid inclusions and stable isotopes of Qiushuwan copper-molybdenum deposit in East Qinling orogenic belt and their geological implications

QIN Zhen^{1,2}, DAI XueLing¹ and DENG XiangWei¹

(1 School of Geoscience and Info Physics, Central South University, Changsha 410083, Hunan, China; 2 No. 3 Geological Party of Henan Non-ferrous Metals of Geology and Mineral Resources Bureau, Zhengzhou 450016, Henan, China)

Abstract

The Qiushuwan copper-molybdenum deposit in the East Qinling molybdenum belt is atypical skarn-porphry breccia pipe controlled by the porphyry. Ore bodies occur in the biotite granite porphyry, skarn and breccia pipes. According to mineral paragenesis, ore fabrics, wall-rock alteration and intersecting relationship of the veins, the formation of the ore deposit can be divided into three periods, i.e., high-temperature alteration skarn period (iv), sulfide precipitation period (㊦) and low-temperature mineral-free period (㊨), composed of six

^{*} 本文得到科技部国家“十一五”科技支撑计划(2006BA01B07)、湖南省创新基金(CX2010B104)和中南大学优秀博士生基金(2010ybfz050)联合资助

第一作者简介 秦臻, 男, 1963年4月生, 博士研究生, 地质勘探工程专业。

^{**} 通讯作者 戴雪灵, 女, 1979年生, 博士研究生, 岩石学、矿物学、矿床学专业。Email: daixueling666@sohu.com

收稿日期: 2011-09-07; 改回日期: 2011-12-01。张绮玲编辑。

ore-forming stages: dry skarn-K-feldspar-quartz stage (iv₁), explosion breccia stage (iv₂), wet skarn stage (iv₃), magnetite stage (iv₄), porphyry copper (molybdenum) ore stage (㉓) and quartz sulfide mineralization (㉔), and calcite, barite, quartz stage (㉕). Mineral-forming fluids in quartz, garnet and calcite can be divided into five types, i. e., S-type multi-phase inclusions containing daughter minerals, L-type pure liquid inclusions, G-type three-phase CO₂-bearing inclusions, W-type gas-liquid two-phase inclusions, and G-type pure gas inclusions. Ore-forming fluid temperature, salinity and redox environment are characterized by regular evolution: homogenization temperature values of iv period, ㉓ period and ㉕ period are 222~406 °C, 152~315 °C, and 119~189 °C respectively, whereas salinities *w* (NaCl_{eq}) of iv period, ㉓ period and ㉕ period are 4.2%~36.5%, 3.3%~34.8% and 4.2%~11.9%, respectively; Raman spectroscopy and analysis of group inclusions show that the fluid compositions are mainly H₂O, CO₂, CH₄, H₂S in iv period, implying a reduction environment, H₂O, CO₂, N₂, O₂, SO₄²⁻, Cl⁻, F⁻ in ㉓ period, suggesting an oxidation environment and the derivation of fluid from the magma. Inclusions petrography and thermometry shows that the fluid was originally high temperature, high salinity, CO₂-bearing H₂O-NaCl-CO₂ system magmatic fluid, and experienced boiling and phase separation in iv period, accompanied by fluid boiling, CO₂ escaping, temperature drop, addition of atmospheric water, and decrease of salinity, which led to the precipitation of large quantities of metal sulfides. In ㉓ and ㉕ period, the ore-forming system tended to become open, and meteoric water infiltrated into the fluid, leading to the evolution into the late low-salinity, low temperature, poor CO₂ fluid system. H, O, S isotopes show that mantle materials participated in the ore-forming process.

Key words: geochemistry, copper-molybdenum deposit, fluid inclusion, isotopes, Qiushewan, East Qinling

秋树湾铜钼矿床位于东秦岭钼矿带,是一个砂卡岩-斑岩角砾岩筒复合型矿床(朱华平等,1998;伏雄,2003;张智慧等,2008;仁二峰,2007)。前人曾对该矿床的地质特征和成矿时代进行过较详细的研究,但对其成矿流体性质、演化的研究几乎为空。本文在野外地质调查及成矿期次和成矿阶段划分的基础上,对秋树湾铜钼矿床中不同期次石英的流体包裹体进行了岩相学、显微测温、包裹体成分分析,及对石英、黑云母、硫化物分别测定了氢、氧、硫同位素组成,以期该类复合型矿床的研究提供数据。

1 地质背景

秦岭造山带经过中元古代—古生代的长期演化后,于中生代完成华北与华南古大陆板块之间的碰撞造山作用后最终形成,自北向南分为华北克拉通南缘、北秦岭造山带、秦岭地块和扬子克拉通北缘4个构造单元。东秦岭钼矿带夹持于三宝断裂与商丹断裂之间,限于前2个构造单元内(图1)。造山带内结晶基底为太古代变质岩系,下部为太古界太华群角闪片麻岩,上部为浅变质片岩、碎屑岩夹碳酸盐

岩。区域性NW-NWW向的栾川断裂、朱夏断裂、商丹断裂控制着中生代花岗岩体的总体定位,而NWW向断裂与NE向或近SN向断裂形成的格子状构造的交错部位为含矿斑岩体的定位提供了空间。区内华力西期的五朵山花岗岩呈岩基出露,燕山期花岗岩呈岩株和岩枝产出。

秋树湾铜钼矿为秦岭造山带东段的一个中型铜钼矿,产于河南省镇平县境内。矿区内的结晶基底为一套太古宙变质岩系,自古至新分为郭庄组和雁岭沟组。郭庄组下部为石榴云母石英片岩夹石英岩、绿帘黑云斜长角闪片岩、透镜状大理岩、含碳质石英岩;中部为斜长角闪片岩夹白云石英片岩、石英岩及透镜状大理岩;上部为白云石英片岩、花岗片麻岩、斜长角闪片岩、钠长角闪片岩夹石英岩、透镜状大理岩,厚度大于800 m。雁岭沟组下部为白云质大理岩、矽线石片岩、薄层状大理岩;中部为含硅质条带大理岩;上部为斜长角闪片岩、条带状白云质大理岩、厚层状含石墨大理岩,厚度大于2 000 m。岩层产状平均约为215°∠65°,其变质程度达到铁铝榴石-角闪石相。矿区发育与区域构造线方向一致的NWW向和NW向构造和后期的NNE向断裂。前者为一多期活动的构造,早期表现为压扭性特征,

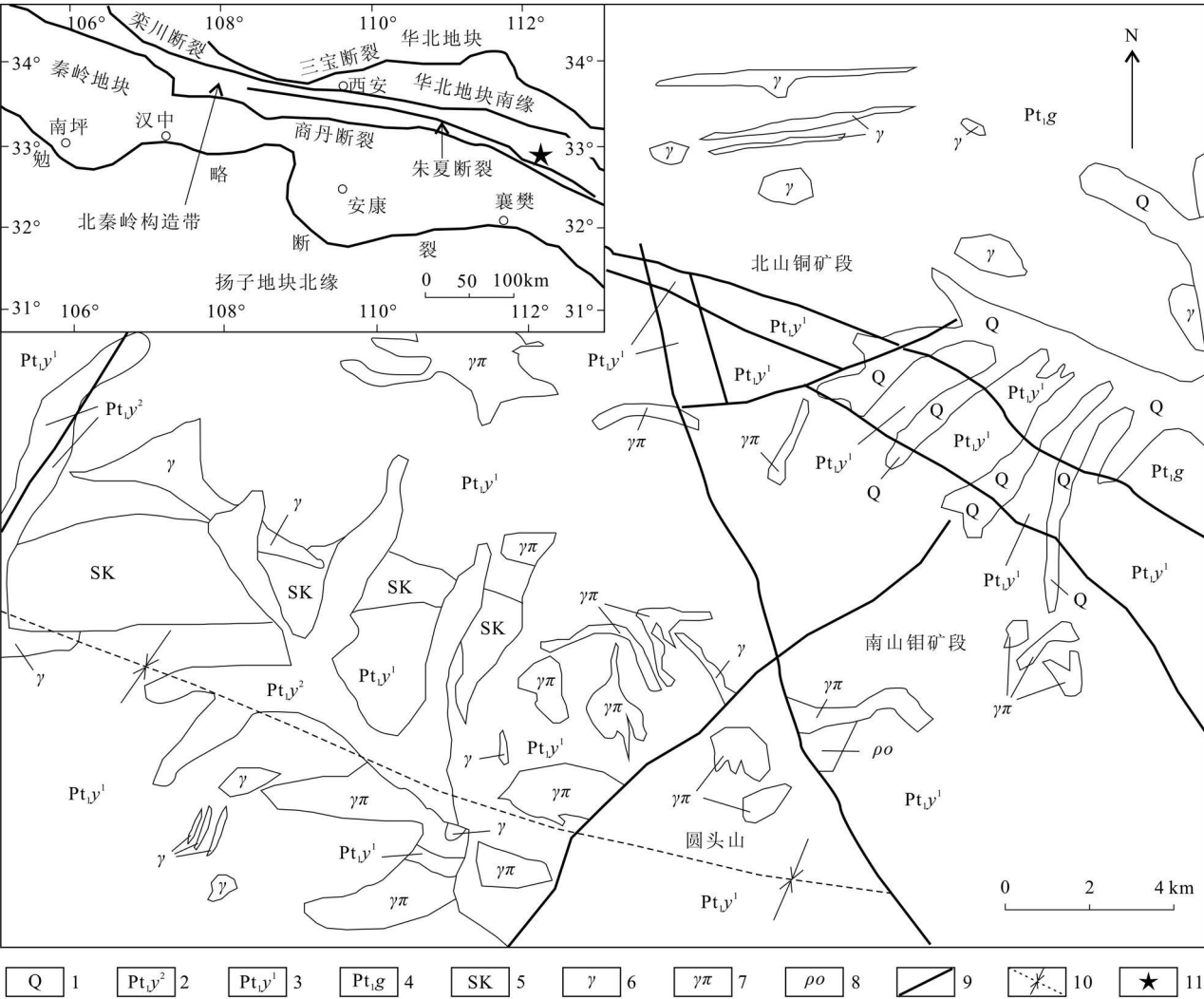


图 1 秋树湾地质略图(据裴先治等, 2003; 秦臻等, 2011)

1—第四系; 2—雁岭沟组上段; 3—雁岭沟组下段; 4—郭庄组; 5—矽卡岩; 6—花岗岩; 7—花岗斑岩; 8—石英斑岩; 9—断裂;
10—向斜; 11—研究区位置

Fig. 1 Geological map of Qiaishuwan area

1—Quaternary; 2—Upper Yanlinggou Formation; 3—Lower Yanlinggou Formation; 4—Guozhuang Formation; 5—Skarn; 6—Granite;
7—Granite porphyry; 8—Quartz porphyry; 9—Fault; 10—Syncline; 11—Study area

后受印支晚期-燕山期伸展构造背景的影响(朱华平等, 1998), 表现为张性特征, 倾向南西, 倾角 35~45°, 为该区主体构造, 与成矿关系密切; 后者为成矿期后断裂, 倾向 NW, 倾角 45~55°, 为逆冲推覆构造, 将南山钼矿段逆冲推覆于北山铜矿之上(图 2)。本区中部产出一轴向 NWW 的长轴状向斜构造, 秋树湾岩体沿本构造侵位。秋树湾岩体东西长约 300 m, 南北宽约 200 m, 出露面积约 0.06 m², 其主要岩体出露于矿区中部, 与矿化关系密切的花岗斑岩为高 Ba-Sr 花岗岩(秦臻等, 2011), Re-Os 年龄为 146.46

Ma(郭保健等, 2006)。

2 矿床地质

2.1 矿体及矿石特征

秋树湾铜钼矿产于秋树湾斑岩体与太古界郭庄组和雁岭沟组接触带的内外侧。按矿化类型可分为 2 类, 一种为斑岩型和矽卡岩型钼(铜)矿体, 另一种为角砾岩型铜(钼)矿体。按空间分布, 钼矿体主要产于南山钼矿段, 位于靠近秋树湾岩体与雁岭沟组

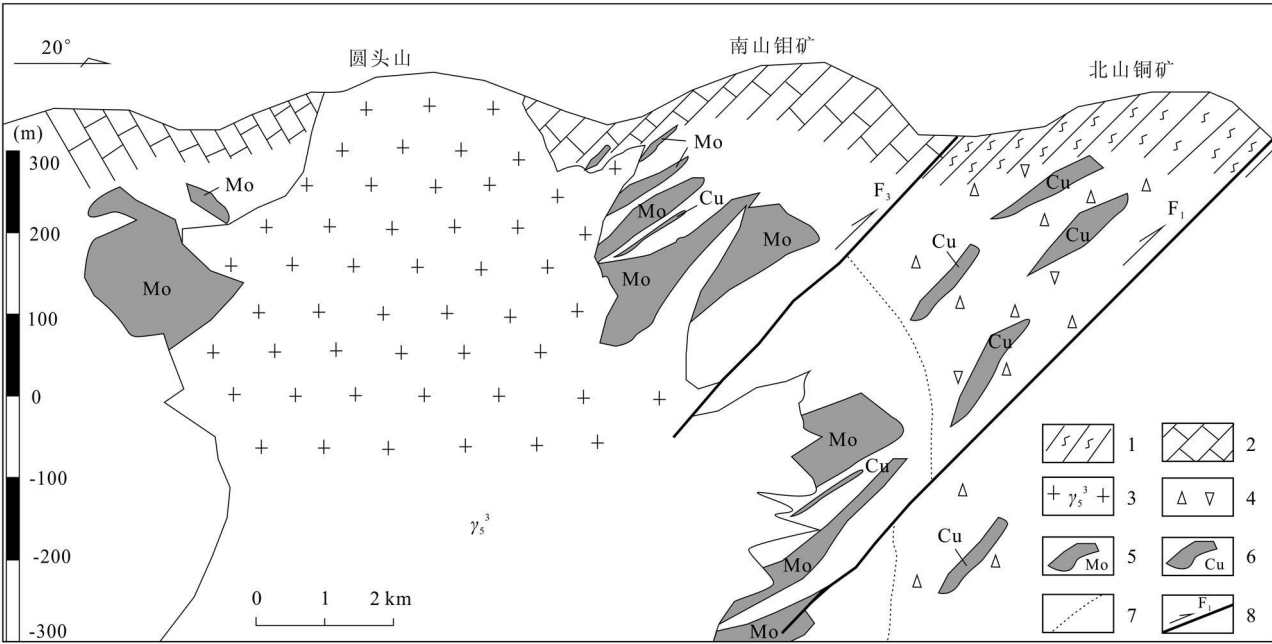


图 2 秋树湾铜钼矿南山钼矿段至北山铜矿段剖面图(据张智慧等, 2008)

1—太古界郭庄组片岩; 2—太古界雁岭沟组大理岩; 3—秋树湾岩体; 4—震碎角砾岩; 5—钼矿体; 6—铜矿体; 7—矽卡岩与震碎角砾岩界线; 8—断层

Fig. 2 Geological section from Nanshan molybdenum ore block to Beishan copper segment (after Zhang et al , 2008)
1—Archean Guozhuang Formation schist; 2—Archean Yanlinggou Formation marble; 3—Qishuwan pluton; 4—Shattered breccia;
5—Molybdenum ore body; 6—Copper ore body; 7—Boundaries of skarn breccia and shattered breccia; 8—Fault

的内外接触带中以及捕虏体, 在岩体内接触带形成斑岩型矿体, 在外接触带形成矽卡岩型矿体, 捕虏体均为矽卡岩型矿体。铜矿体主要产于北山铜矿段, 主要赋存于秋树湾岩体北侧北山中部的爆发角砾岩筒中, 在南山钼矿段的钼矿体之间夹有少量矽卡岩型铜矿体。

秋树湾岩体与围岩的内、外接触带是矿区钼矿体的主要赋存部位, 主要分布于圆头山—东山间的向斜部位及北山南坡中, 习惯上称之为南山钼矿段。其矿体类型主要受围岩岩性制约, 当围岩为碳酸盐岩时, 形成矽卡岩型矿体; 当围岩为片岩时则形成斑岩型矿体。矿体密集, 成带出现, 矿体与围岩界线不清, 呈渐变关系, 其产状受岩体侵入形态及构造形态制约, 矿体呈透镜体状和似层状。目前已圈定钼矿体 30 多个, 矿体走向 NW, 倾向 220~ 240°, 倾角 40~ 60°, 最大延长 800 m, 沿倾向延伸约 400 m, 厚度 1~ 55.72 m, 矿体间间距不大, 一般为 1~ 5 m, 最大间距为 30 m。

在北山铜矿段已圈出 76 个成群、带状产出的铜矿体, 主要赋存于爆破角砾岩筒的中上部, 矿体呈

扁豆状、似层状、透镜状。矿化范围与角砾岩筒(称北山角砾岩) 范围一致, 角砾岩筒地表出露长约 800 m, 宽约 400 m, 面积约 0.3 km²。平面为一椭圆形, 剖面为一向南西倾斜的筒状, 角砾大小悬殊, 成分复杂, 分带较为明显, 岩筒上部以大理岩角砾、黑云母角闪片岩角砾、矽卡岩角砾为主, 岩筒下部以石英角砾、花岗斑岩角砾、晶屑及岩粉为主, 胶结物成分主要为矽卡岩矿物、大理岩粉末、岩屑、碳酸盐岩及黄铁矿、黄铜矿等硫化物。岩筒边部及顶部角砾位移不大, 具可拼性, 属震碎角砾岩(朱华平等, 1998; 伏雄, 2003)。矿体地表出露长度一般大于 130 m, 最长达 610 m, 倾向延深最大达 380 m, 一般为 150~ 250 m, 平均 224 m, 矿体厚度一般为 3~ 10 m, 最薄为 1 m~ 2 mm, 最厚可达 27.02 m, 平均厚度 7.5 m。平面上矿体约呈 120° 方向展布, 倾向 220~ 240°, 倾角 30~ 40°。矿体间间距不大, 一般为 5~ 10 m, 最小为 1 m, 最大为 40 m。矿体膨胀收缩分枝复合现象较为明显, 但沿走向连续性较好。矽卡岩型铜矿体产于南山钼矿段的矽卡岩中, 矿体产状与钼矿体基本一致(图 2), 厚度不大, 一般为 0.1~ 1 m。

南山钼矿段主要为硫化矿石; 北山铜矿段的主要矿石类型为角砾岩型铜矿石、铜(锌)矿石及钼(铜)矿石。主要的金属矿物为辉钼矿、黄铜矿, 其次为黄铁矿、磁黄铁矿、闪锌矿及方铅矿等; 非金属矿物主要为透辉石、石榴子石、石英、黑云母, 其次为长石、绿帘石、方解石、角闪石、绢云母等。矿石一般具他形鳞片结构、自形片状结构, 块状、浸染状、细脉浸染状、角砾状构造。

2.2 矿化蚀变和成矿阶段划分

平面上, 以岩体为中心, 矿化和蚀变呈同心环状的水平分带式分布(伏雄, 2003)。根据矿石矿物组合, 自内向外矿化依次为: Mo(Cu)矿化带—Cu(Mo)矿化带—Cu矿化带—Pb、Zn、Ag矿化带。岩体及其外接触带为钼矿化, 形成钼核, 钼矿化带之外为钼和铜的过渡带, 角砾岩筒则为铜矿化带, Pb、Zn、Ag矿化在外围的钻孔中见到, 但连续性较差。剖面上铜矿体多产于角砾岩筒上部北侧, 在角砾岩筒下部偏南侧出现钼矿体, 表明在受后期逆冲推覆作用前矿体在垂向上有上铜下钼的分带特征(图2)。矿区的热液蚀变强烈, 但整体上也呈现出分带现象。在秋树湾岩体内部发育石英核及强烈的石英-钾长石化, 内、外接触带形成石英绢云母, 外接触带形成矽卡岩化, 再往外为青磐岩化, 青磐岩化地段有 Pb、Zn、Ag 矿化。

空间上, 秋树湾铜钼矿的矿体形态与秋树湾岩体关系密切, 矿化均为同一岩浆作用的结果, 在花岗斑岩中产出斑岩型钼矿体, 在花岗斑岩与大理岩接触带中产出矽卡岩型钼(铜)矿体, 在捕虏体中产出钼(铜)矿体, 在爆破角砾岩筒中产出铜(钼)矿体, 均属同一成矿系列, 即典型的矽卡岩-斑岩角砾岩筒复合型矿床。斑岩型矿化与矽卡岩型矿化为两个近乎平行的成矿过程。根据矿物共生组合关系、矿石结构、围岩蚀变类型、主要矿物及脉体间的穿插关系(包含关系、溶蚀关系)等(图3A~3I), 可划分为早、中、晚3个成矿期。

(1) 早期为高温蚀变-矽卡岩期(iv), 矿质未发生大规模沉淀, 仅有少量他形的磁黄铁矿、磁铁矿、黄铁矿、辉钼矿等矿化, 为主成矿期的前奏。可分为: 干矽卡岩-钾长石化、无石英阶段(iv₁): 在岩浆侵位的同时, 由于高温的富含挥发分的透岩浆流体的作用(赵一鸣等, 1990), 新生的不透明、油脂光泽石英、肉红色钾长石大量增加, 并在与碳酸盐岩接

触带上形成石榴子石、硅灰石、透辉石等干矽卡岩矿物。爆破角砾岩阶段(iv₂): 由于挥发分的大量聚集, 致使在岩浆顶部岩层压力大于岩浆爆破应力的条件下发生了爆破作用, 形成爆破角砾岩筒, 以岩浆爆破中心(北山)环带分布的爆破岩粉带、爆破角砾岩带和震碎带。湿矽卡岩阶段(iv₃): 在爆破减压、挥发分逃逸的同时, 气水热液对早期矽卡岩进行交代, 大量的阳起石、透辉石、角闪石等含水矽卡岩矿物形成并胶结早期的爆破角砾。磁铁矿阶段(iv₄): 由于温度降低, 气水热液不再全部进入硅酸盐矿物晶格, 阳离子主要与氧结合。

(2) 中期为硫化物沉淀期(Ⅴ), 是本矿床的主成矿期, 包括2个平行的矿化阶段: 斑岩型铜(钼)矿阶段(Ⅴ₁)和石英硫化物阶段(Ⅴ₂)。由于温、压等条件变化为适合硫化物大规模沉淀的环境, 含矿流体沿接触带或裂隙交代充填, 并对爆破角砾岩和构造角砾岩进行胶结和交代, 形成石英-钾长石-硫化物网脉、石英-硫化物网脉、石英-硫化物-方解石网脉等斑岩型矿化, 以及浸染状、脉状石英-透辉石(绿帘石、石榴子石)-硫化物矿化。此阶段辉钼矿大多呈自形片状产出, 黄铜矿、黄铁矿呈半自形-他形粒状产出, 石英呈他形粒状, 深烟灰色、油脂光泽。

(3) 晚期为方解石-重晶石-石英期(Ⅵ), 矿化进入尾声, 矿化表现为沿早成裂隙和孔洞充填, 主要有方解石、重晶石、石英以及少量的黄铁矿、黄铜矿、方铅矿等矿物。方解石主要呈晶形完好的菱面体或粒状产出, 与白色、透明度较高的、晶形较好的石英和粒状重晶石共生, 方解石-石英脉多呈脉状沿裂隙充填(图3H)。

3 流体包裹体

3.1 样品采集及测试方法

用于流体包裹体测试的样品分别采自于秋树湾矿床南山钼矿220中段和北山铜矿的250中段、270中段, 包括含矿岩体、矿石、蚀变围岩及石英核。本次共磨制了45块包裹体片, 先进行流体包裹体岩相学观察, 鉴定不同阶段包裹体, 划分包裹体类型, 然后选择代表性的包裹体进行单颗粒激光拉曼光谱分析, 并对不同成矿阶段的样品破碎至60目, 在显微镜下手工挑纯至99%以上, 进行群体包裹体成分分析。

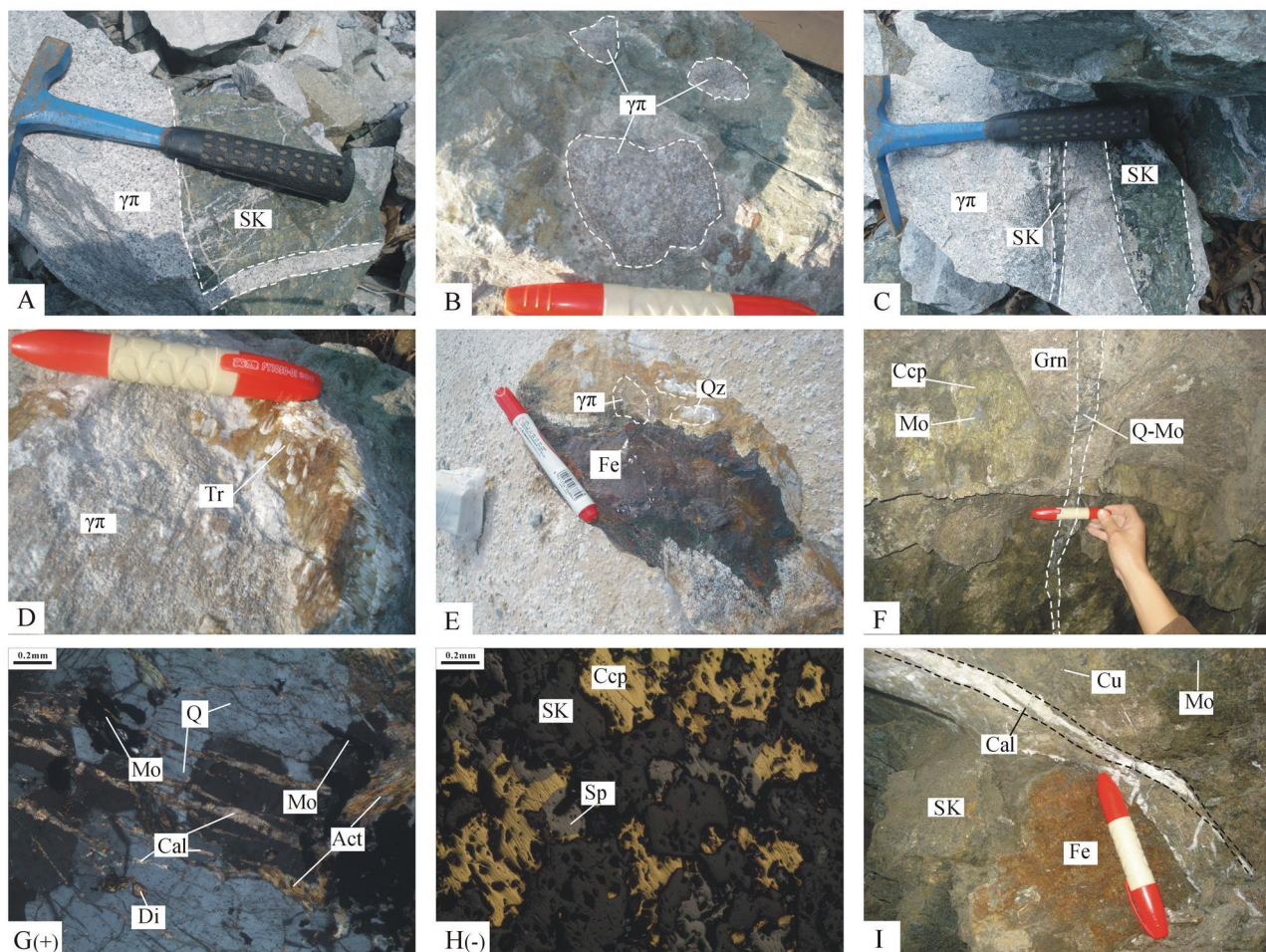


图 3 秋树湾矿床矿化及蚀变特征

A. 花岗岩(γπ)与石榴子石透辉石砂卡岩(SK)接触带,花岗岩呈脉状插入砂卡岩中; B. 角砾岩,角砾为混圆状钾化花岗岩(γπ)岩浆胶结; C. 透辉石砂卡岩呈脉状穿插于花岗岩裂隙中; D. 透闪石(Tr)呈放射状集合体产于花岗岩裂隙中; E. 磁铁矿(Fe)脉穿插早期形成的角砾岩,早期石英(Qz),钾化花岗斑岩角砾; F. 后期形成的辉钼矿石英脉穿插早期形成的浸染状黄铜矿(Ccp)和辉钼矿(Mo); G. 辉钼矿呈自形片状与石英共生或沿石英裂隙产出,后期碳酸盐(Cal)脉穿插早期形成的石英(Q)和辉钼矿; H. 黄铜矿(Ccp)、闪锌矿(Sp)交代早期形成的砂卡岩矿物,闪锌矿交代早期形成的黄铜矿; I. 方解石呈脉状沿张裂隙充填并穿插早期形成的矿体(+)正交偏光; (-)单偏光

Fig. 3 Mineralization and alteration features of the Qiushuwan ore deposit

A. Contact zone between granite (γπ) and garnet-diopside skarn (SK), granite veins penetrating skarn; B. Breccia mixed with potassium-alteration rounded granite (γπ) soluble cement; C. Diopside skarn veins interspersed in granite fissures; D. Tremolite (Tr) aggregates produced in radial cracks in the granite; E. Magnetite (Fe) veins penetrating early breccia and quartz (Qz), potassium-alteration granite porphyry breccia; F. Disseminated chalcopyrite (Ccp) and molybdenite (Mo), late molybdenite quartz penetrating early garnet skarn; G. Carbonate (Cal) interspersed with early quartz vein (Q) and molybdenite; H. Chalcopyrite (Ccp), sphalerite (Sp) replacing early skarn minerals, sphalerite replacing early chalcopyrite; I. Calcite veins along tensile cracks penetrating early ore body

包裹体岩相学和显微测温分析在中南大学地球科学与物理学院地质流体实验室完成,显微测温采用 Linkam THMS-600 型,测温范围为 $-196 \sim 600^{\circ}\text{C}$,在 $30 \sim 600^{\circ}\text{C}$ 时,精度为 $\pm 1^{\circ}\text{C}$,在 $-196 \sim 30^{\circ}\text{C}$ 时,精度为 $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$ 。激光拉曼光谱(LRM)在中国科学院广州地球化学研究所 Renishaw 2000 型显微共焦激光拉曼光谱仪分析完成,其光源为 514.5 nm 氩离子激光器,取谱时间为 60 s,激光束斑约 2

μm 。群体气液包裹体成分分析在中国地质科学院矿产资源研究所进行,气相成分分析采用日本岛津公司 GC2010 气相色谱仪和澳大利亚 SGE 公司热爆裂炉,液相成分分析采用日本岛津公司 Shimadzu HIG-SP Super 离子色谱仪。

3.2 流体包裹体岩相学

根据流体包裹体成分以及室温下相态将本区的原生包裹体分为如下 5 类:

(1) 含子矿物多相包裹体(S型), 呈椭圆形或不规则形, 大小一般 $5 \sim 8 \mu\text{m}$, 子矿物主要为石盐(图4A)及其他未知子矿物(图4B)。主要产于高温蚀变-矽卡岩期(iv)和硫化物沉淀期(⑤)的石英中。

(2) 纯液相包裹体(L型), 包裹体呈透明状, 数量少, 呈椭圆形和圆形, 大小一般 $9 \sim 10 \mu\text{m}$ 。主要产出于方解石-重晶石-石英期(④)的石英中(图4C)。

(3) 含 CO_2 三相包裹体(C型), 呈椭圆或不规则形(图4D), 一般为 $5 \sim 30 \mu\text{m}$, 约占包裹体总数的10%。C型包裹体在室温下呈现3相, 即液相盐水溶液(Aq) + 气相 CO_2 (Cv) + 液相 CO_2 (Cl), 加热时均一至液相 CO_2 , 少量为临界均一。主要产于高温蚀变-矽卡岩期(iv)的石英中。

(4) 气液两相包裹体(W型), 由气相和液相盐水溶液组成, 加热后均一为液相或有向液相均一的趋势(图4E、图4F、图4G)。根据气相分数和均一方式可进一步分为2个亚型:

富液两相包裹体(WL型), 富液相水溶液包裹体, 气相分数为 $5\% \sim 40\%$, 呈不规则形、椭圆形或多边形, 长轴长为 $3 \sim 18 \mu\text{m}$, 数量最多, 孤立或列状分布(图4E), 一般均一成水溶液相, 极少量均一为气相。此类包裹体在成矿各期各阶段的石英、方解石和石榴子石中均有出现。

富气相水溶液包裹体(WG型), 气相分数为 $60\% \sim 90\%$, 呈椭圆形、不规则形、负晶形, 长轴长 $4 \sim 15 \mu\text{m}$, 孤立分布, 该类包裹体均一成液相。主要产出于高温蚀变-矽卡岩期(iv)和硫化物沉淀期(⑤)的石英中。

(5) 纯气相包裹体(G型), 包裹体呈暗灰色, 呈圆形、椭圆形, 一般 $5 \sim 12 \mu\text{m}$, 孤立分布, 主要产出于高温蚀变-矽卡岩期(iv)(图4H)的石英中。

3.3 温度、盐度、密度及拉曼光谱测试结果

各成矿阶段的原生包裹体的温度、盐度、密度等测试结果见表1, 各阶段中各类包裹体的特征分述如下:

(1) 干矽卡岩-钾长石化、无矿石英阶段(iv₁)的包裹体中气相分数变化较大, 为 $10\% \sim 90\%$ 不等。

石英中的S型包裹体子矿物主要为石盐及未知不透明子矿物, 由于不透明子矿物颗粒较小, 拉曼光谱未测出其成分。加热包裹体的过程中, 气泡先于石盐子晶消失, 气泡消失温度为 $155 \sim 215^\circ\text{C}$, 石盐消失温度为 $195 \sim 278^\circ\text{C}$, 包裹体均一到液相, 完全均一

温度为 $271 \sim 283^\circ\text{C}$, 根据子矿物消失温度, 计算盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $31.6\% \sim 36.5\%$ 。

iv₁ 阶段的石英中的W型包裹体气相分数约为 $10\% \sim 90\%$, 测得其冰点温度为 $-16.5 \sim -3.6^\circ\text{C}$, 对应盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $5.8\% \sim 19.8\%$, 完全均一温度集中于 $222 \sim 369^\circ\text{C}$, 密度为 $0.97 \sim 1.05 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, 均一为液相。镜下可见同一石英颗粒的极小区域内富气相和富液相包裹体具有相似的均一温度, 且盐度相差很大, 指示流体沸腾现象的存在。

iv₁ 阶段的石榴子石中的富液相的W型包裹体, 气相分数为 $10\% \sim 55\%$, 冰点温度为 $-10.1 \sim -2.6^\circ\text{C}$, 对应盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $4.2\% \sim 14.1\%$; 完全均一温度为 $307 \sim 345^\circ\text{C}$, 密度为 $0.77 \sim 0.97 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, 均一为液相。

C型包裹体冷冻后回温过程中测得 CO_2 固相初熔温度为 $-58.8 \sim -56.3^\circ\text{C}$, 与纯 CO_2 三相点(-56.6°C)有一定差别, 激光拉曼光谱显示, 其成分除 CO_2 外, 还有 H_2S 和 CH_4 (图5A)。获得的笼合物消失温度为 $2.3 \sim 5.8^\circ\text{C}$, 对应水溶液相的盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $7.7\% \sim 12.8\%$; 完全均一温度为 $295 \sim 312^\circ\text{C}$, 均一至气相; 计算获得流体密度变化于 $0.74 \sim 0.88 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ 之间。

iv₁ 阶段的石英中的G型包裹体激光拉曼光谱显示其主要成分为 H_2O 、 CO_2 和 CH_4 (图5C)。

(2) 爆破角砾岩阶段(iv₂)的石英中主要可见W型包裹体, 气相分数为 $12\% \sim 60\%$, 均一温度为 $282 \sim 406^\circ\text{C}$, 盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $6.5\% \sim 11.1\%$, 密度为 $0.77 \sim 0.96 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ 。同一视域下可见气相分数相差较大的包裹体, 但均一温度基本一致($375 \sim 392^\circ\text{C}$), 为沸腾作用特征。激光拉曼光谱显示其包裹体的气相成分为 CO_2 和 H_2O 。

(3) 湿矽卡岩阶段(iv₃)的石英主要为W型包裹体, 气相分数为 $10\% \sim 45\%$, 均一温度为 $189 \sim 325^\circ\text{C}$, 盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $4.2\% \sim 10.6\%$, 密度为 $0.77 \sim 0.99 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ 。激光拉曼光谱显示的气相成分为 H_2O 和 CO_2 (图5B)。

(4) 磁铁矿阶段(iv₄)为W型包裹体, 气相分数为 $7\% \sim 28\%$, 均一温度为 $229 \sim 297^\circ\text{C}$, 盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $3.1\% \sim 8.2\%$, 密度为 $0.77 \sim 0.99 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ 。激光拉曼光谱显示其包裹体的气相成分为 H_2O 和 CO_2 (图5D)。

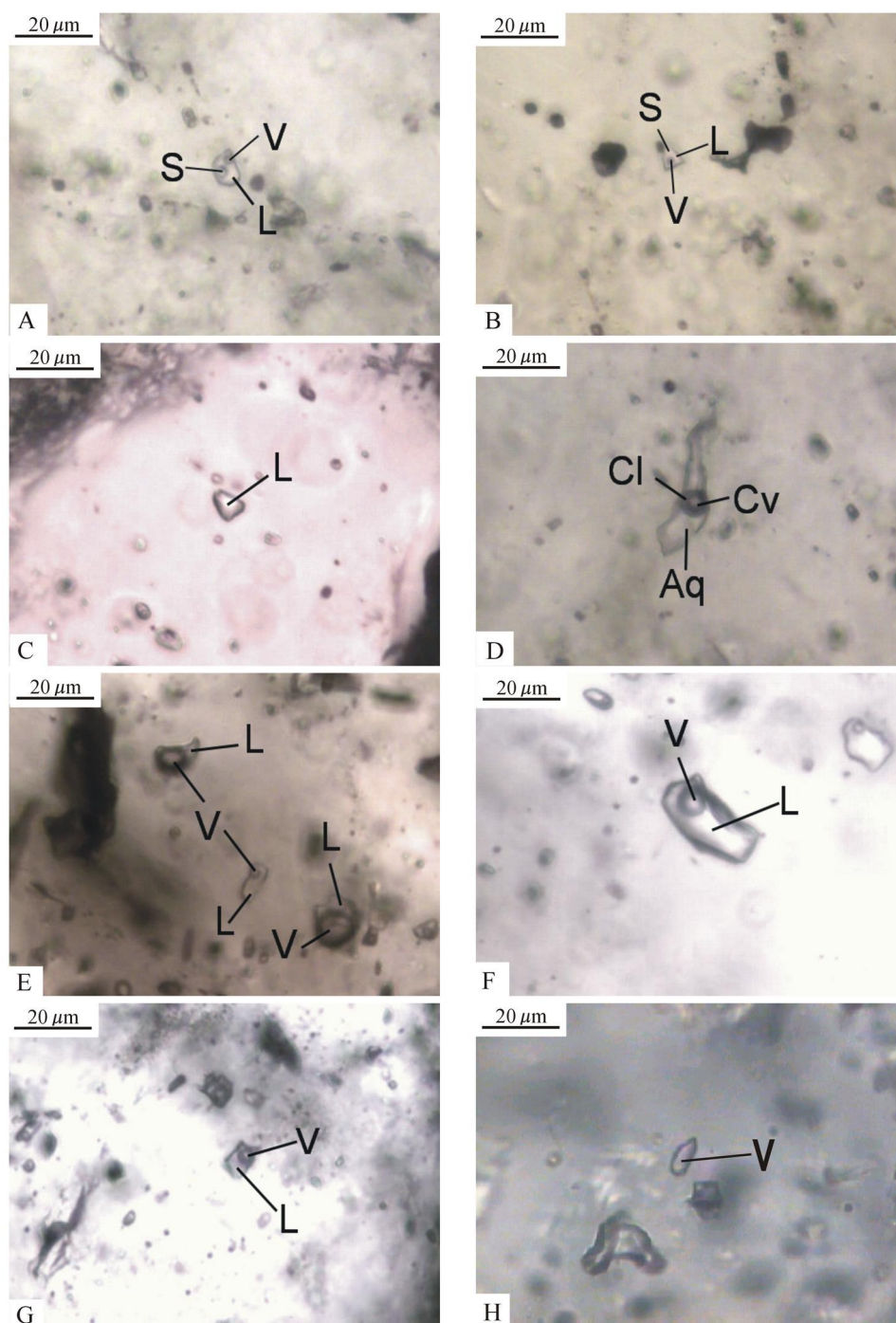


图 4 秋树湾铜钼矿代表性流体包裹体照片

A, B. S 型包裹体; C. L 型包裹体; D. C 型包裹体; E. WL 型与 WG 包裹体共存; F. WL 型包裹体; G. 列状产出的 WL 型包裹体; H. 纯气相包裹体; L—液相; V—蒸气相; S—子矿物; Cl—液相 CO₂; Cv—气相 CO₂; Aq—液相水溶液

Fig. 4 Microphotographs of representative fluid inclusions from the Qiushuwan Cu(Mo) deposit

A, B. S-type fluid inclusion; C. L-type fluid inclusion; D. G-type fluid inclusion; E, F. WL-type and WG-type fluid inclusion; G. WL-type fluid inclusion; H. G-type inclusion; L—liquid phase; V—Vapor phase; S—Daughter mineral;

Cl—Liquid phase CO₂; Cv—Vapor phase CO₂; Aq—Aqueous solution

表 1 秋树湾铜钼矿包裹体温度、盐度和密度值

Table 1 Temperature, salinity and density of fluid inclusions in the Qiushuwan ore deposit

样号	成矿阶段	类型	主矿物及测点	长轴长 / μm	气相分数 / %	$t_{\text{m, ice}}$ / $^{\circ}\text{C}$	$t_{\text{m, clath}}$ / $^{\circ}\text{C}$	$t_{\text{m, CO}_2}$ / $^{\circ}\text{C}$	$t_{\text{m, S}}$ / $^{\circ}\text{C}$	t_{h} / $^{\circ}\text{C}$	$w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ / %	ρ / (g/cm^3)
QYT-1/	iv ₁	S	石英(111)	7~13	10~25				195~278	271~283(L)	31.6~36.5	1.15~1.20
QYT-2/	iv ₁	W	石英(13)	5~14	10~90	-16.5~-3.6				222~369(L)	5.8~19.8	0.97~1.05
QYT-3/	iv ₁	C	石英(3)	7~39	25~55		2.3~5.8	-58.8~-56.3		295~312(L, V)	7.7~12.8	0.74~0.88
QS1-15	iv ₁	W	石榴子石(13)	7~20	10~55	-10.1~-2.6				307~345(L)	4.2~14.1	0.77~0.97
CK304 5/	iv ₂	W	石英(12)	5~17	12~60	-7.5~-4.1				282~406(L)	6.5~11.1	0.77~0.96
QS1-19/	iv ₃	W	石英(16)	7~18	10~45	-7.1~-2.6				189~325(L)	4.2~10.6	0.77~0.99
QS2-6/	iv ₄	W	石英(14)	7~18	7~28	-5.3~-1.9				229~297(L)	3.1~8.2	0.77~0.99
QS2-8/	㊦ _b	W	石英(45)	7~26	10~35	-3.5~-2.0				152~315(L)	3.3~5.6	0.71~0.95
QS2-10/	㊦ _b	S	石英(16)	5~12	10~30				202~252	185~312	32.0~34.8	1.09~1.18
QS2-11/ QS1-7	㊦ _s	W	石英(48)	4~21	12~50	-10.1~-3.9				158~289(L)	6.2~14.1	0.84~0.97
QS2-10/	㊦ _u	W	石英(89)	9~26	6~26	-5.4~-2.6				119~189(L)	4.2~8.4	0.94~0.98
QS4-3	㊦ _u	L	石英(5)	9~10	-8.2~-1.2						2.0~11.9	

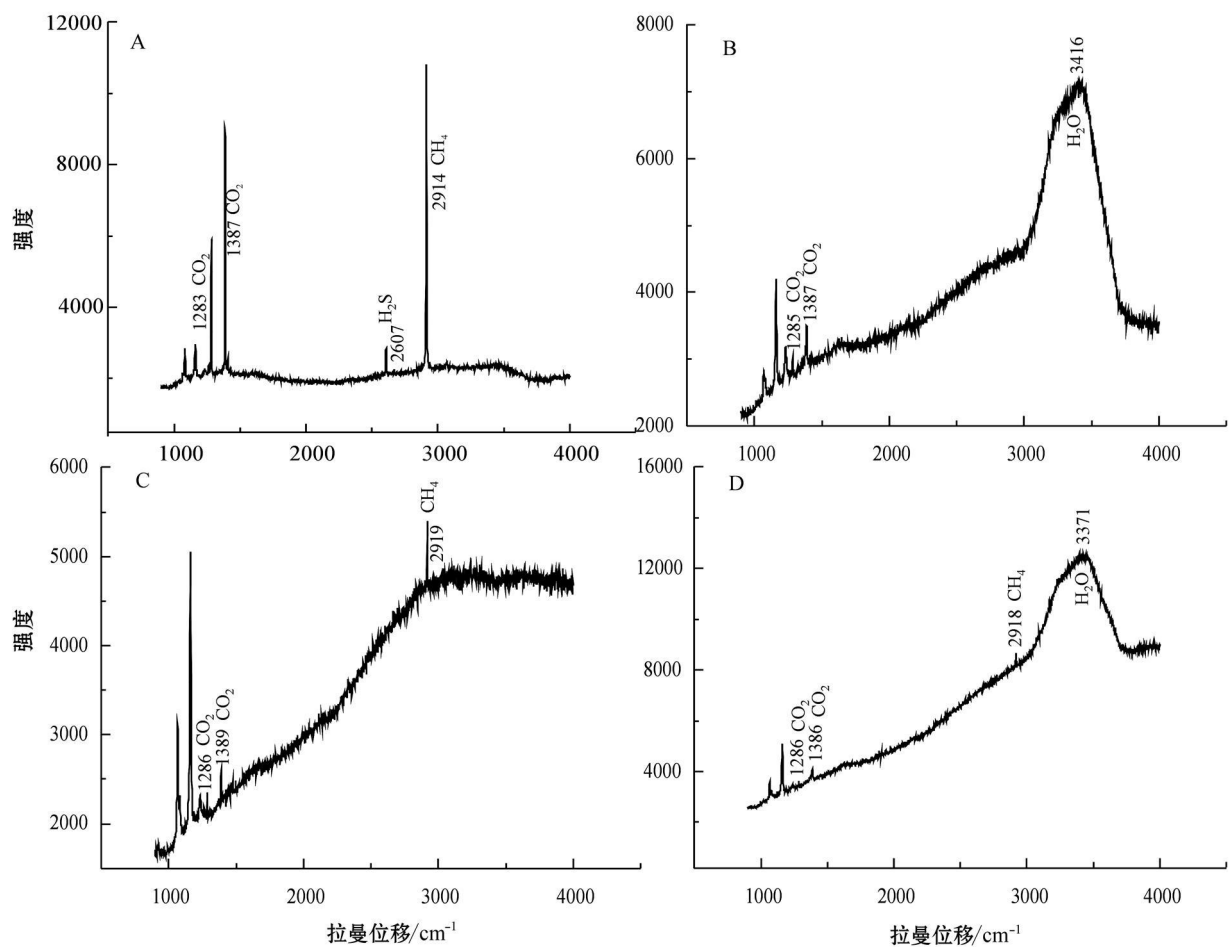


图 5 秋树湾铜钼矿流体包裹体激光拉曼图谱

A. iv期 C 型包裹体中的气相成分; B. 石英硫化物阶段气相成分; C. iv期的纯气相包裹体中的气相成分;
D. ㊦期 W 型包裹体的气相成分

Fig. 5 Laser Raman spectra of fluid inclusions of the Qiushuwan Cu(Mo) deposit

A. Gas composition of G-type inclusions of iv period; B. Gas composition in quartz sulfide period; C. Pure gas inclusions of iv period;
D. Gas composition of W-type inclusions of quartz of the late ㊦period

(5) 硫化物沉淀期(㉔)的石英中存在 W 型包裹体和 S 型包裹体。斑岩型铜钼矿化阶段(㉔b)的石英中发育大量的 W 型包裹体和少量 S 型包裹体。W 型包裹体中气相所占比例集中于 10%~35%, 获得冰点温度为-3.5~-2.0℃, 对应盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 3.3%~5.6%; 激光拉曼光谱显示气相成分主要为 CH_4 和 CO_2 。加热过程中包裹体主要均一至液相, 见少量均一至气相, 均一温度为 152~315℃, 集中于 250℃ 左右, 获得流体密度为 0.71~0.95 $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$; S 型包裹体呈孤立状分布, 气相所占比例一般为 10%~30%, 子矿物主要为石盐, 石盐消失温度为 202~252℃, 计算盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 32.0%~34.8%。石英硫化物阶段(㉔s)的包裹体为 W 型包裹体, 气相分数 12%~50%, 冰点温度为-10.1~-3.9℃, 对应盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 6.2%~14.1%, 激光拉曼光谱显示其气相成分主要为 H_2O 和 CO_2 , 加热时均一为液相或有向液相均一的趋势, 均一温度为 158~289℃。

(6) 方解石-重晶石-石英期(㉔)的 W 型包裹体气相分数为 6%~26%, 包裹体全部均一至液相, 均一温度为 119~189℃, 冰点温度为-5.4~-2.6℃, 对应盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 4.2%~8.4%, 密度为 0.94~0.98 $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ 。L 型包裹体的冻结温度为-45℃~-57℃, 冰点温度为-8.2℃~-1.2℃, 换算成盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 2.0%~11.9%。激光拉曼光谱显

示包裹体的气相成分主要为 H_2O , 还有极少量 CO_2 。

3.4 群体流体包裹体成分分析

为确定本区成矿流体的初始成分, 笔者对本矿床湿砂卡岩期(iv₃)、斑岩型矿化阶段(㉔b)、石英硫化物阶段(㉔s)的群体包裹体进行了成分分析。气相成分结果(表 2)表明, 秋树湾铜钼矿成矿流体为 H_2O , CO_2 、 N_2 和 O_2 , 其次为 CO , CH_4 。 $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ 比值 0.34~5.52, 变化较大, 表明成矿构造环境差异较大。含 O_2 , 说明成矿环境为氧化环境。液相成分(表 3)表明, 阴离子以 SO_4^{2-} 、 Cl^- 、 F^- 为主, 含少量的 NO_3^- , 阳离子以 Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 为主, 含少量的 Mg^{2+} 。¹ 大量的 SO_4^{2-} 存在, 表明流体在成矿期处于高度氧化状态(高氧逸度)。^④ Roedder 等(1980)认为, Na^+/K^+ 比值可作为判别热液来源的一个标志, 即岩浆热液 Na^+/K^+ 比值一般小于 1, 与沉积或地下热卤水有关的矿床 Na^+/K^+ 比值较高。本区湿砂卡岩阶段(iv₃) Na^+/K^+ 比值为 3.67, 而硫化物沉淀期(㉔b, ㉔s)的 Na^+/K^+ 比值均小于 1。^④与 iv 型花岗岩有关的热液矿床具有较低的 F^-/Cl^- 比值, 与 S 型花岗岩有关的热液矿床具有较高的 F^-/Cl^- 比值, 本矿床流体包裹体从湿砂卡岩期至硫化物沉淀期 F^-/Cl^- 比值均小于 1, 从早至晚其比值递增, 与实际吻合, 表明本矿床的成矿流体源于岩浆流体且与 I 型花岗斑岩岩浆期后热液有关, 并逐渐混入了其他性质的流体。

表 2 秋树湾矿床包裹体气相成分
Table 2 Gas components of fluid inclusions in the Qiushuwan Cu-Mo deposit

样品编号	寄主矿物	成矿阶段	$w(\text{B})/10^{-6}$							
			H_2O	N_2	O_2	CO_2	CO	$\text{C}_2\text{H}_2+\text{C}_2\text{H}_4$	CH_4	C_2H_6
Q1-15	石榴子石	iv ₃	342.33	56.90	12.22	115.95	/	0.09	0.52	/
Q1-20	石英	㉔s	132.61	258.42	54.96	732.22	53.35	0.11	0.36	/
Q1-7	石英	㉔s	156.54	42.25	7.74	142.77	29.69	0.24	0.51	0.03
Q1-19	石英	㉔b	213.13	89.11	19.21	161.21	31.04	0.40	0.26	0.04

表 3 秋树湾矿床包裹体液相成分
Table 3 Aqueous components of fluid inclusions in the Qiushuwan Cu-Mo deposit

样品编号	矿物名称	成矿阶段	$w(\text{B})/10^{-6}$											
			F^-	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	NO_2^-	Br^-	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Li^+	$\text{Na}^+/\text{K}^+ \quad \text{F}^-/\text{Cl}^-$
Q1-15	石榴子石	iv ₃	0.21	10.37	248.44	0.09	0	0	14.63	3.99	7.50	265.39	0	3.67 0.02
Q1-20	石英	㉔b	1.05	2.34	13.34	0.16	0	0	4.07	6.97	0.73	6.35	0	0.59 0.45
Q1-7	石英	㉔b	1.60	2.02	4.43	0.08	0	0	3.27	6.29	0.40	2.28	0	0.52 0.79
Q1-19	石英	㉔b	0.85	7.16	3.40	0.41	0	0	4.82	5.65	0.90	11.09	0	0.86 0.12

4 氢、氧、硫同位素组成

本矿床的氢、氧、硫同位素测定在中国地质科学院矿产资源研究所同位素地质开放研究实验室完成。包体中 H 用爆裂法取水, 锌法制氢, 质谱计型号: MAT 253EM, 采用国际 SMOW, 分析精度 $\pm 2\text{‰}$; $\delta^{18}\text{O}$ 采用 BrF_5 法, 质谱计型号 MAT 253EM, 采用国际标准 SMOW, 计算公式, $\delta^{18}\text{O}_{\text{样-SMOW}} = (\delta^{18}\text{O}_{\text{样-参}+10^3}) / (\delta^{18}\text{O}_{\text{样-参}+10^3}) (\delta^{18}\text{O}_{\text{样-SMOW}} + 10^3) - 10^3$, 分析精度 $\pm 2\text{‰}$ 。硫同位素利用 Robinson 等(1975)方法把 SO_2 从黄铁矿中分离, 用于硫同位素分析, 精度 $\pm 2\text{‰}$ 。

H、O 同位素测定结果(表 4)表明: ① 秋树湾铜(钼)矿的石英中的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $9.2\text{‰} \sim 10.59\text{‰}$, δD 值分布在 $-40.19\text{‰} \sim -94\text{‰}$, 显示出岩浆流体特征; ④黑云母中的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $6.61\text{‰} \sim 7.12\text{‰}$, δD

值分布在 $-45.24\text{‰} \sim -58.61\text{‰}$, 为地幔流体范围。
(四)黑云母中的 $\delta^{18}\text{O}$ 值均小于 10‰ , 说明其成因类型与 I 型花岗岩有关。

硫同位素结果(表 5)表明: ① 硫化物中的 $\delta^{34}\text{S}$ 值分布在 $-0.1\text{‰} \sim 6.22\text{‰}$ 之间, 平均 1.83‰ , 显示出深源的特征; ④不同硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 存在一定差异。其中, $\delta^{34}\text{S}_{\text{黄铁矿}}$ 变化范围较大, $\delta^{34}\text{S}_{\text{辉钼矿}} < \delta^{34}\text{S}_{\text{黄铜矿}} < \delta^{34}\text{S}_{\text{磁黄铁矿}}$ 。这表明, 辉钼矿与黄铜矿之间的硫同位素分馏基本达到平衡, 而黄铁矿与其他硫化物的硫同位素分馏尚未完全达到平衡。
(四)黄铁矿中的 $\delta^{34}\text{S}$ 有离开深源硫向负值或向正值漂移的趋势, 这说明有少量地层来源硫的加入。

5 讨 论

5.1 成矿流体性质及演化

综上所述, 秋树湾铜钼矿属较复杂的成矿流体

表 4 秋树湾铜(钼)矿氢、氧同位素组成
Table 4 H₂ and O isotopic ratios in the Qiushuwan Cu-Mo deposit

样品号	矿物	$\delta\text{D}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{‰}$	均一温度/ $^{\circ}\text{C}$	资料来源
Q1-19	石英	-76	9.2	2.0	305	本文
Q1-20	石英	-88	9.7	2.3	300	本文
Q1-7	石英	-94	9.8	2.9	315	本文
Q6-1	石英	-68.58	9.88	2.5	300	仁二峰, 2007
Q9	石英	-40.19	10.21	2.8	300	仁二峰, 2007
Q2	石英	-46.94	9.51	1.6	285	仁二峰, 2007
Q3	石英	-54.59	10.59	2.6	285	仁二峰, 2007
Q8	黑云母	-45.24	6.61		350	张智慧等, 2008
Q11	黑云母	-58.61	7.12		350	张智慧等, 2008

注: 水的氧同位素计算公式为: $1000 \ln \alpha_{\text{石英-水}} = 3.38 \times 10^6 / t^2 - 2.90$ (Clayton et al. 1972)。

表 5 秋树湾铜(钼)矿硫同位素组成
Table 5 S isotopic ratios in the Qiushuwan Cu-Mo deposit

样品号	矿物	$\delta^{34}\text{S}/\text{‰}$	资料来源
Q9-2	黄铁矿	-0.1	本文
CK304-5	黄铁矿	+1.52	本文
CK304-6	黄铁矿	+1.52	本文
CK304-7	黄铁矿	+0.83	仁二峰, 2007
CK31510-1	黄铁矿	+1.97	仁二峰, 2007
CK31510-12	黄铁矿	+1.63	仁二峰, 2007
Q3	黄铁矿	+6.22	仁二峰, 2007
Q9	磁黄铁矿	+3.36	仁二峰, 2007
Q4	磁黄铁矿	+2.32	仁二峰, 2007
Q1	辉钼矿	+0.25	仁二峰, 2007
Q2	黄铜矿	+0.85	仁二峰, 2007
Q2-1	黄铜矿	+1.56	仁二峰, 2007

系统。流体气相成分为 H_2O 、 CO_2 、 CH_4 、 H_2S 、 N_2 、 O_2 、 NaCl 及未确定子矿物发育, 指示溶液中盐度较高。因此, 本区的成矿流体属于高温高盐度、富 H_2O 、富 CO_2 流体, 从流体盐度的分布情况(图 6)看来, 成矿流体不是一种均一的流体, 包裹体的盐度高值大大高于正常海水的盐度, 而低值却低于海水的盐度, 基本上可以排除海水及海相卤水的来源。

按时间顺序, 流体演化也反映出良好的规律性。从早到晚, 均一温度逐渐降低, 早期为 $155 \sim 406\text{℃}$, 集中于 $200 \sim 400\text{℃}$, 平均 358℃ ; 中期为 $152 \sim 315\text{℃}$, 集中于 $150 \sim 300\text{℃}$, 平均 256℃ ; 晚期为 $119 \sim 189\text{℃}$, 集中于 $100 \sim 200\text{℃}$, 平均 165℃ 。盐度逐渐降低, 早期 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $4.2\% \sim 36.5\%$, 平均

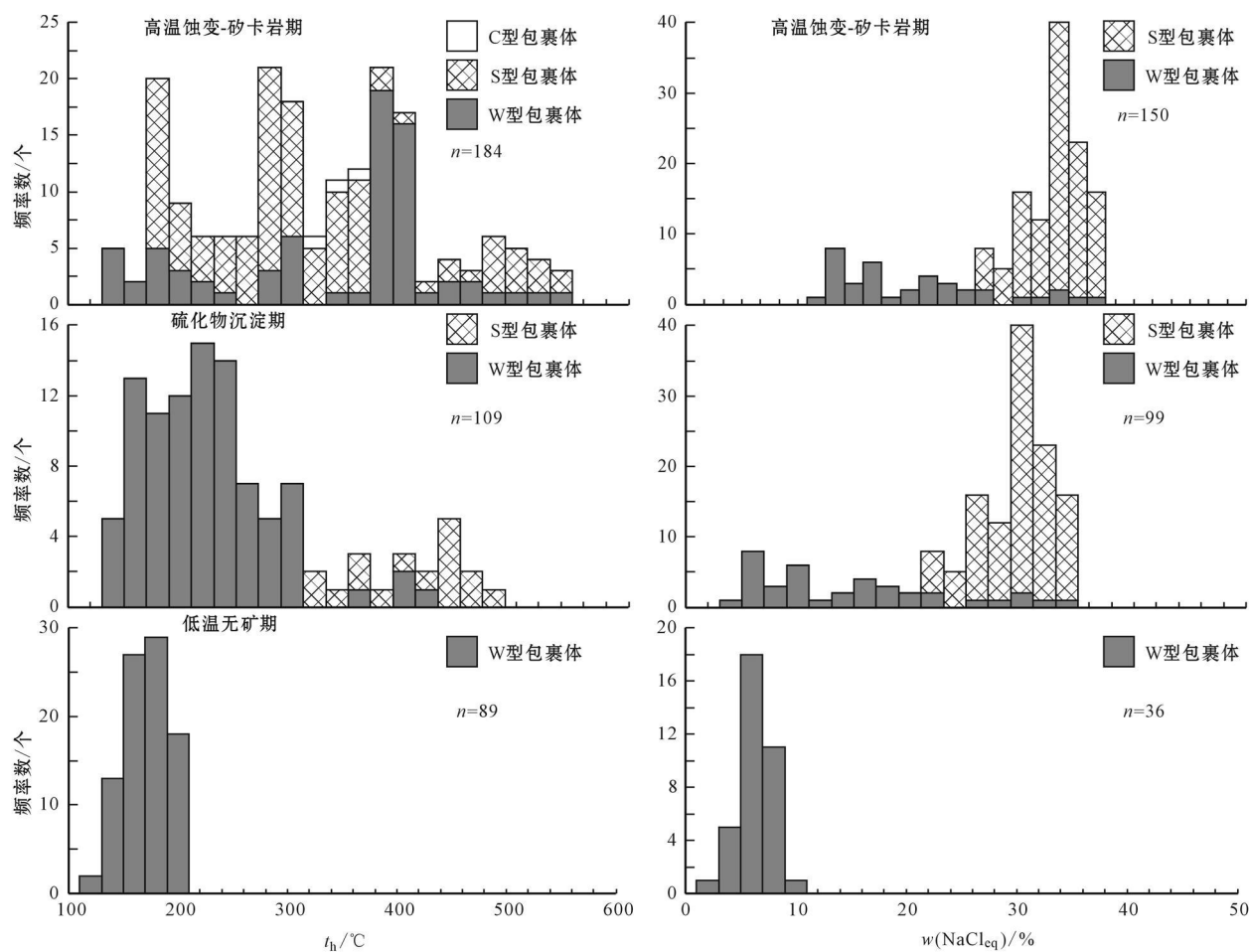


图 6 秋树湾铜钼矿流体包裹体均一温度及盐度直方图

Fig. 6 Histograms of homogenization temperature and salinity for fluid inclusions in the Qishuwan ore deposit

31.3%, 中期 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 3.3% ~ 34.8%, 平均 25.3%, 晚期 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 4.2% ~ 11.9%, 平均 7.8%。早期发育 S 型、W 型、G 型和 C 型包裹体, 中期发育 S 型、W 型和 C 型包裹体, 晚期仅发育 W 型包裹体, 说明从早到晚, 盐度及 CO_2 含量逐渐降低。早期流体中富含 H_2S 和 CH_4 , 晚期流体中富含 O_2 , 说明本区成矿环境从早到晚表现为还原环境向氧化环境转变。矿石中普遍发育后期形成的网脉状、细脉状构造穿插早期形成的浸染状矿化(见图 3D), 说明含矿热液成矿方式由渗滤交代转变为沿岩浆冷凝结晶收缩而派生的张性裂隙贯入充填, 指示早期的含矿热液来源于岩浆。

部分学者认为, 源自大陆地壳的部分熔融斑岩型成矿系统的流体中会贫 H_2O 、 Na 、 Cl 而高 K 、 F ; 由富碳酸盐地层的陆壳熔融所产生的流体会贫 H_2O 、 Cl 、 Na , 富 F 、 K 、 CO_2 (陈衍景等, 2009)。岩浆弧区斑

岩矿床成矿流体富 H_2O 和 NaCl (卢焕章等, 2004)。鱼翅岭、金堆城、南泥湖等与秋树湾铜钼矿同期产生的斑岩矿床的成矿流体亦含大量的 $\text{NaCl}-\text{CO}_2$ 组分, 但同时也富 H_2O 。陆缘弧环境下产出的矿床如: 内蒙古白乃庙铜金钼矿、黑龙江铜山铜钼矿、多宝山铜钼矿等也为富 $\text{NaCl}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$ 体系 (杨永飞等, 2009a; 2009b; 李诺等, 2009; 李文博等, 2007)。因此笔者认为, 富碳酸盐地层的陆壳熔融并不是流体包裹体中富含 CO_2 的唯一解释。近年来由于探测技术的迅速发展, 对各类地质体的 CO_2 含量和赋存状态有了越来越深刻的了解, 特别是在幔源包体中通常发现了大量 CO_2 包裹体存在, 地幔流体中的交代流体或熔体被普遍认为是以富 CO_2 为特征 (Mao et al., 2008)。秋树湾斑岩体侵位于 140~146 Ma, 为本区的成矿母岩, 岩体具高 Si 、 Ba 、 Sr , 富碱、 K , 低 Mg 、 Ca 等特点, 属高 $\text{Ba}-\text{Sr}$ 花岗岩 (秦臻等, 2011)。

H、O、S 同位素表明, 成矿流体来源较深, 黑云母 H、O 同位素指示有地幔流体参与。秋树湾高 Ba-Sr 花岗岩的存在加之成矿流体和 H、O、S 同位素所具有的幔源特征, 暗示该区在晚侏罗世—早白垩世发生过壳幔物质的混合作用, 这与毛景文等 (1999; 2005) 的研究结果一致。

5.2 矿体定位及矿质沉淀机制

虽然侵位深度对斑岩体的矿床定位有一定影响 (0.5 左右定位于斑岩体中, 1.5~2 km 定位于围岩中), 但由于秋树湾铜钼矿属斑岩成矿系统中的矽卡岩斑岩角砾岩筒复合型矿床类型, 所以笔者认为, 秋树湾岩体的侵位深度可能并不是决定矿体空间定位的唯一因素。杨永飞等 (2011) 认为, $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ 比值在成矿流体中越高, 矿化在斑岩中所占的比例越高; 同时, 围岩性质对斑岩成矿系统的矿体定位也有一定影响, 当围岩为碳酸盐岩时, 成矿热液可与地层发生强烈的物质交换, 矿质大量卸载, 发生矽卡岩型矿化。秋树湾岩体定位于浅成环境, $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ 比值变化较大, 在围岩为碳酸盐岩时主要发生矽卡岩化, 在围岩为黑云母片岩时, 则主要发生斑岩型矿化。

前人认为, 斑岩型矿床中伴有的角砾状地质体和角砾岩筒对原生矿的富集起着重要作用, 是一种特殊的斑岩型矿化类型, 尤其是浅成-半浅成角砾岩筒构造对斑岩型矿床具有明显的控制作用 (陈雪等, 2010)。刘家远 (2001) 总结出岩浆的隐蔽爆破作用是在特定的构造-岩浆条件下, 发生在近地表的一种特殊的岩浆作用, 也可称作地下火山作用, 其直接产物是与爆破角砾岩伴生的一整套隐爆碎屑岩类爆破角砾岩及震碎角砾岩。目前对含矿角砾岩筒的热液矿床成矿元素沉淀富集机制的解释有以下几种: 流体沸腾和混合、岩浆热液沸腾爆破和潜水岩浆爆发火山作用 (Hedenquist et al., 1994; 陆三明等, 2005)。显然本区可排除最后一种机制。

CO_2 的存在不仅可以增加氯和水在岩浆流体中的溶解度, 有利于金属元素的运移 (芮宗瑶等, 1984; Webster et al., 1998)。铜、钼等金属离子的迁移主要以络合物形式, 高温、高压、临界-超临界状态流体条件, 络合物相对稳定, 有利于矿质富集和迁移; 降温及减压沸腾可致络合物体系失稳, 硫化物沉淀。

秋树湾铜钼矿的初始矿液为深源岩浆分异出的高温、高盐度、富 CO_2 流体, 这种热液在封闭 (还原) 环境中不断积聚, 产生不混溶或沸腾现象, 并使热液压力大于上覆岩层的静压力, 发生爆破作用, 而爆破

后的减压使流体再次沸腾, 形成一个较为开放的环境, 成矿环境因此也由原来的还原环境转变为氧化环境, 加之中后期不断的混入地下水或者其他温度和盐度均较低的热液, 导致成矿流体的温度、盐度不断下降, 矿质大量沉淀。因此, 流体的多次沸腾、岩浆热液的爆破沸腾是秋树湾铜钼矿床矿质沉淀的重要机制。

6 结 论

(1) 秋树湾铜钼矿的初始成矿流体为深源岩浆分异出的高温、高盐、富 CO_2 的 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CO}_2$ 流体, 中后期由于爆破作用以及其他流体的加入, 使温度、压力逐渐降低, 而致沸腾, 矿质沉淀。

(2) 岩浆侵位深度、围岩岩性及爆破作用对本区矿体的定位均起到了至关重要的作用。

(3) 初始成矿流体包裹体成分和氢、氧、硫同位素组成暗示秋树湾铜钼矿的成矿流体中有地幔流体参与。

参考文献/References

- 陈雪, 王建新, 张遵忠, 赵利刚. 2010. 黑龙江鸡东金场沟铜钼矿控矿角砾岩筒构造研究及其找矿意义[J]. 地质学刊, 34(2): 130-134.
- 陈衍景, 李诺. 2009. 大陆内部浆控高温热液成矿流体性质及其与岛弧区同类矿床的差异[J]. 岩石学报, 25(10): 2477-2508.
- 伏雄. 2003. 河南秋树湾铜(钼)矿床成因探讨[J]. 矿产与地质, 17(3): 233-236.
- 郭保健, 毛景文, 李厚民, 屈文俊, 仇建军, 叶会寿, 李蒙文, 竹学丽. 2006. 秦岭造山带秋树湾铜钼矿床辉钼矿 Re-Os 定年及其地质意义[J]. 岩石学报, 22(9): 2341-2348.
- 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[J]. 岩石学报, 23(9): 2165-2522.
- 李诺, 陈衍景, 倪智勇, 胡海珠. 2009. 河南省嵩县鱼池岭斑岩矿床成矿流体特征及其地质意义[J]. 岩石学报, 25(11): 2509-2552.
- 刘家远. 2001. 新疆青河老山口地区岩浆隐蔽爆破作用、爆破角砾岩及成矿意义[J]. 新疆地质, 19(4): 241-246.
- 卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 欧光习, 沈昆, 张文淮. 2004. 流体包裹体[M]. 北京: 科学出版社. 1-444.
- 陆三明, 徐晓春, 彭智. 2005. 北淮阳构造带东段隐爆角砾岩型多金属矿床的地质特征及成因[J]. 地质与勘探, 41(3): 7-11.
- 毛景文, 华仁民, 李晓波. 1999. 浅议大规模成矿作用与大型矿集区[J]. 矿床地质, 18(4): 291-299.

- 毛景文, 谢桂青, 张作衡, 李晓峰, 王义天, 张长青, 李永峰. 2005. 中国北方中生代大规模成矿作用的期次及其地球动力学背景[J]. 岩石学报, 21(1): 169-188.
- 裴先治, 王涛, 丁仁平, 李勇, 胡波. 2003. 东秦岭商丹带北侧新元古代埃达克质花岗岩及其地质意义[J]. 中国地质, 30(4): 372-381.
- 秦臻, 戴雪灵, 邓湘伟. 2011. 东秦岭秋树湾雁来岭两种不同类型的花岗岩及其构造意义[J]. 矿物岩石, 31(3): 48-54.
- 仁二峰. 2007. 豫西南秋树湾斑岩铜(钼)矿地质特征及西侧外围找矿前景探讨(硕士学位论文)[D]. 桂林工学院. 45-58.
- 芮宗瑶, 黄崇珂, 齐国明, 徐珏, 张洪涛. 1984. 中国斑岩铜(钼)矿床[M]. 北京: 地质出版社. 1-350.
- 杨永飞, 李诺, 杨艳. 2009a. 陕西华县金堆城斑岩型钼矿床流体包裹体研究[J]. 岩石学报, 25(11): 2983-2993.
- 杨永飞, 李诺, 杨艳. 2009b. 河南省栾川南泥湖斑岩型钼钨矿床流体包裹体研究[J]. 岩石学报, 25(10): 2550-2562.
- 杨永飞, 李诺, 五莉娟. 2011. 河南省东沟超大型钼矿床流体包裹体研究[J]. 岩石学报, 27(5): 1453-1466.
- 张智慧, 秦明, 方荣. 2008. 河南镇平秋树湾矿区铜、钼矿床地质特征及深部找矿潜力分析[J]. 矿产与地质, 22(2): 107-110.
- 赵一鸣, 沈文彬. 1990. 中国矽卡岩矿床[M]. 北京: 地质出版社. 354 页.
- 朱华平, 祁思敬, 李英, 曾章仁. 1998. 河南秋树湾角砾岩型铜矿特征及成矿作用[J]. 西安工程学院学报, 20(1): 4-10.
- Clayton R N, Rex R W, Syers J K, et al. 1972. Oxygen isotope abundance in quartz from Pacific pelagic sediments[J]. Journal of Geophysical Research, 77(21): 3907-3915.
- Hedenquist J W and Lowenstern J B. 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits[J]. Nature, 370(18): 519-527.
- Mao J W, Wang Y T, Li M H, Franco Pirajno B, Zhang C Q and Wang R T. 2008. The relationship of mantle derived fluids to gold metallogenesis in the Jiaodong Peninsula: Evidence from D-O-C-S isotope systematics[J]. Ore Geology Reviews, 33: 361-381.
- Robinson B W and Kusakabe M. 1975. Quantitative preparation of sulfur dioxide for $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ analyses from sulphides by combustion with cuprous oxide[J]. Anal. Chem., 47: 1179.
- Roedder E and Bodnar R J. 1980. Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies[J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 8: 263-301.
- Webster J D and Holloway J R. 1998. Experimental constraints of the partitioning of Cl between topaz rhyolite melt and H_2O and $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ fluids: New implications for granitic differentiation and deposition[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 51: 2091-2105.