

新疆阿吾拉勒山西段穷布拉克铜矿床流体包裹体和碳氧硫同位素研究

赵 军^{1,2} 张作衡³ 张 贺⁴ 刘 敏³ 朱维娜⁴

(1. 长安大学地球科学与资源学院, 陕西 西安 710054; 2. 中国人民武装警察部队黄金第八支队, 新疆 乌鲁木齐 830057; 3. 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037; 4. 中国地质大学(北京)地球科学与资源学院, 北京 100083)

摘要: 穷布拉克铜矿床是新疆阿吾拉勒铁铜成矿带西段规模最大的一个铜矿床。本文对该矿床 I 号矿体 3 种矿石中的方解石脉开展了流体包裹体和稳定同位素研究, 结果表明: 3 种矿石的包裹体均为气液两相包裹体, 流体体系为 NaCl-H₂O 体系。包裹体的均一温度为 85~343℃, 盐度范围为 (1.57~17.79) wt% NaCl eq., 密度为 0.7~1.05 g/cm³。方解石的 δ¹³C 值为 -3.2‰~-6.5‰, 平均 -4.08‰, 显示出幔源的特征。成矿流体的 δ¹⁸O 值为 0.45‰~4.44‰。硫化物 δ³⁴S 值变化范围较大, 为 -10.5‰~5.5‰。I 号矿体与矿区内的火山热液型矿体具有相似的流体包裹体和稳定同位素特征, 沉积特征不明显, 并非沉积-改造型, 与其他矿体具有相同的成因类型。成矿流体由火山热液和参与了水-岩反应的大气水两种流体混合而成, 以火山热液占主导地位。矿物沉淀主要与流体混合后缓慢降温有关, 但混合后的稀释作用以及水-岩反应导致 pH 值升高可能也起到了一定作用。

关键词: 流体包裹体; 稳定同位素; 成矿流体; 火山热液; 穷布拉克

中图分类号: P618.41 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-3657(2012)05-1345-14

穷布拉克铜矿床位于新疆伊宁县境内, 阿吾拉勒山最西端。该区铜矿床众多, 规模均不大, 穷布拉克铜矿床是其中规模最大者, 勘探储量已达 20 多万吨, 具中型规模。20 世纪 50 年代末民间对该矿进行过地表采矿, 但直到 70 年代末, 新疆冶金局 703 队才开始在该区正式开展地质工作。对于穷布拉克铜矿床的成因类型, 一直存在分歧, 主要有以下几种看法: ①与火山机构有关的中低温火山热液型矿床^[1]; ② I 号矿体为沉积砂砾岩型, II、V、VI、VII 号矿体为火山热液型^[2,3]; ③ I 号矿体为沉积-改造型, II、V、VI、VII 号矿体为火山热液型^[4,5]。王士明(1994)^[6]则根据赋矿岩石和产状将穷布拉克铜矿床分为 3 种类型。另外, 李小军(1990)^[7]认为 I 号矿体是后期热液迁移改造所致, 与砂砾岩地层无关。尽管对于矿床类

型有不同看法, 但都强调火山热液对成矿的贡献, 而且矿床与构造系统关系密切^[5,8]。关于该矿床成矿机制的研究工作比较薄弱, 莫江平等(1997)^[9]进行了少量的流体包裹体和硫铅同位素研究, 认为成矿流体为低温火山热液, 火山热液型矿体的成矿物质来源于深部岩浆, 而 I 号矿体的成矿物质与矿化火山熔岩风化搬运沉积有关。罗勇等(2011)^[9]对穷布拉克铜矿床的火山热液型矿体进行了流体包裹体和碳氧同位素研究, 认为该矿床流体包裹体为产于张性断裂体系中的包裹体组合。温度降低是导致该矿床铜沉淀的主要原因, 而流体进入张性断裂系统后的减压沸腾也是铜矿物沉淀富集的机制之一。碳氧同位素显示出幔源的特征, 是地幔岩浆流体去气作用的产物。

可见, 已有的研究工作大多集中在 II、V、VI、VII

收稿日期: 2012-03-29; 改回日期: 2012-08-16

基金项目: 国家重点基础研究发展计划(2012CB416803)、国家科技支撑计划(2011BAB06B02)和中国地质调查局地质矿产调查评价项目(1212011085060)联合资助。

作者简介: 赵军, 男, 1978 年生, 博士生, 矿产普查与勘探专业; E-mail: woodzhao_2000@163.com。

号矿体,其为火山热液成因类型的证据也比较充分。而 I 号矿体仅进行过少量的稳定同位素和零星的流体包裹体研究^[1,3,4],一直缺乏系统的深入研究。目前,关于矿区的成矿流体来源和成矿机制也仍然缺乏明确的认识。对此,本文选择 I 号矿体进行详细的矿相学、流体包裹体和碳、氧、硫同位素分析,并结合前人对火山热液型矿体的研究成果,重新探讨 I 号矿体的成因类型和成矿机制。

1 地质背景

穷布拉克铜矿床隶属于西天山地区阿吾拉勒铁铜成矿带西段,位于伊犁板块中东部。晚古生代是该区最重要的构造-岩浆演化和成矿作用阶段。其中,泥盆-石炭纪为板块俯冲、碰撞造山阶段^[9],形成了该区广泛分布的石炭纪海相火山岩地层和侵入岩类^[11-13]。石炭纪末至二叠纪该区为陆内裂谷演化阶段^[14-17],代表性的陆相火山岩地层和众多铜矿床即与其有关。

上石炭统伊什基里克组(C_{2y})分布于西阿吾拉勒山西北和东南部,主要岩性为暗灰绿色石英斑岩、流纹斑岩和安山玢岩,夹火山碎屑岩和少量钙质砂岩。二叠系是区内的主要地层单元,与下伏伊什基里克组为断层接触。其中,下二叠统出露近 6 000 m 厚的陆相火山岩地层,火山岩以玄武岩-流纹岩的双峰式组合为典型特征。中二叠统以磨拉石建造和河湖相沉积为总体特点,局部夹少量双峰式火山岩,与下二叠统平行不整合接触。上二叠统角度不整合于中二叠统之上,以内陆盆地型河流-湖泊相沉积为

主^[18]。

西阿吾拉勒地区现在的构造系统是在晚石炭世-二叠纪期间陆内裂谷系统的基础上由中生代的抬升剥蚀和板内走滑断裂的改造所形成。全区整体为一复向斜,保留了裂谷时期的地堑式构造-沉积特点。断裂构造可分为 3 组:(1)东西向断裂,多为改造裂谷系统的高角度正断层所形成,控制着区内的主要构造格局和矿床分布;(2)北西向断裂,主要为中生代的板内挤压、走滑所形成,具右行压扭特征,有一定的控矿和容矿作用;(3)北东向断裂,规模较前两种小,具压性特征,对成矿有一定的破坏作用。区内还发育少量火山穹隆和破火山口,以莫斯早特穹隆和圆头山穹隆最为典型。

区内侵入岩广泛发育,以华力西晚期为主,具有集中分布的特点,均为浅成和超浅成相,呈岩枝、小岩株、岩床和岩穹产出。多为酸性岩类,中性岩次之,基性岩多为较小的辉绿岩脉。酸性岩浆岩测年结果主要为 240~270 Ma^[2,19-22],为中晚二叠世和早三叠世早期的岩浆活动产物。火山岩主要出露于下二叠统,旋回清楚,韵律明显,是区内铜矿的主要赋矿岩层。

2 矿区地质特征

穷布拉克铜矿床位于阿吾拉勒成矿带最西端,区内地层为下二叠统塔尔得套组第五岩性段(P_{1t}⁵)和中二叠统塔姆其萨伊组(P_{2t}),二者呈平行不整合接触(图 1)。塔尔得套组第五岩性段(P_{1t}⁵)为一套喷发-溢流相陆相火山岩建造,主要岩性为凝灰角砾

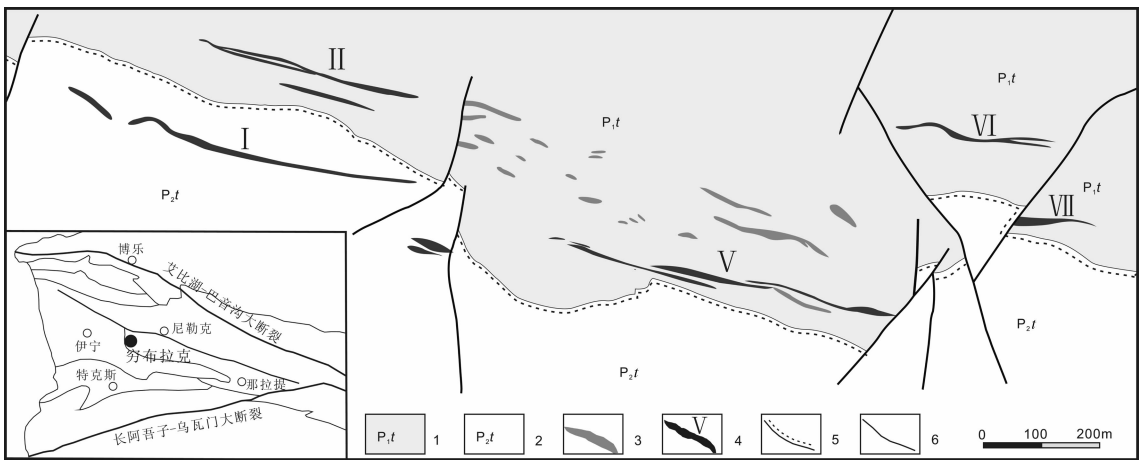


图 1 穷布拉克铜矿床矿区地质图(据新疆汇达矿产公司资料修改)

1—下二叠统塔尔得套组;2—中二叠统塔姆其萨伊组;3—辉绿岩脉;4—矿体;5—平行不整合界线;6—断层

Fig.1 Geological sketch map of the Qiongbulake copper deposit (modified after Huida Mining Company of Xinjiang)

1-Taerdetao Formation; 2-Tamuqisayi Formation; 3-Diabase vein; 4-Ore body; 5-Parallel unconformity; 6-Fault

集块岩、杏仁状安山玄武岩、安山玄武质角砾熔岩、火山角砾岩夹集块岩。塔姆其萨依组(P_{2t})为一套陆源火山沉积碎屑岩夹火山岩建造。从下到上的主要岩性为玄武质凝灰角砾岩、凝灰质砂砾岩、凝灰质粗砾岩、凝灰质细砂岩和含粉砂岩、黄褐色砂砾岩夹凝灰角砾岩、灰色、灰绿色、灰紫色中—细粒碎屑岩夹灰—灰黑色炭质灰岩、泥灰岩,反映出沉积环境从浅到深的变化^[23]。

矿区构造较复杂,地层组成为一向南倾斜的单斜构造。矿区北缘为规模较大的近东西向穷布拉克断裂,呈向南突出的弧形,为一张扭性大断裂。其断裂破碎带宽数十米至百余米,沿断裂带碳酸盐化、硅化、褐铁矿化和绿泥石化等蚀变较强并且有明显的 Cu、Pb、Zn、Ag 等元素异常和断续铜矿化分布,局部可见到铜矿体,说明该断裂是区内重要的控矿断裂构造^[5]。区内还发育一系列近于垂直地层分布的北北东向和北北西向横向断裂,多错断地层,断距数十米,部分矿体和岩脉被其截断,属于成矿后断裂。

区内侵入岩不发育,仅在塔尔得套组安山玄武质角砾熔岩层中出露较多的辉绿玢岩和闪长玢岩脉,规模很小,多为透镜状(图 1)。

矿区内具工业价值的矿体包括 I、II、V、VI、VII 号矿体。矿体产于中、下二叠统不整合面两侧,近东西向展布,与地层走向及区域构造方向近于一致。根据赋矿围岩不同可分为 3 种类型:①产于塔姆其萨伊组下部凝灰质粗砾岩和凝灰质角砾岩中的似层状矿体(I 号矿体);②产于塔尔得套组杏仁状安山玄武岩中的脉状矿体(II 号和 V 号矿体),③产于塔尔得套组安山玄武质角砾熔岩中的脉状、透镜体状矿体(VI 号和 VII 号矿体)。

其中,第②类和第③矿体为火山热液成因类型^[24]。矿体长 280~460 m,宽 5~9 m,深 86~217 m,矿石较富,平均品位 0.83%~1.91%。前者的含铜矿物多与方解石一起分布于安山玄武岩的杏仁体和孔隙中。后者的含铜矿物多与方解石一起分布于安山玄武质角砾之间和角砾中。二者的矿石结构多为交代结构、固溶体分离结构。矿石构造以浸染状和细脉状构造为主,局部为角砾状和块状构造。金属矿物组合比较简单,地表以孔雀石为主,少量辉铜矿,浅部以辉铜矿、斑铜矿为主,深部则为黄铜矿、黄铁矿。局部可见含铜磁铁矿的残留体,并在其表面见到辉铜矿和黄铜矿,表明热液交代作用贯穿于成矿过程的始终^[5]。围

岩蚀变以绿泥石化、碳酸盐化为主,少量绿帘石化、硅化。

I 号矿体包括 I-1 和 I-2 两条矿脉。矿体长 400~600 m,厚 2~9.7 m,倾向延伸 270 m(图 2),铜品位一般为 0.6%~1%。矿体在地表呈似层状,断续延伸,与地层产状接近一致,但在平硐中可以看到矿体与地层为斜交关系,交角较小。根据其穿越的岩性不同可以分为 3 种矿石类型:凝灰质粗砾岩型、凝灰质砂砾岩型和玄武质凝灰角砾岩型。三者的主要区别就是砾石或角砾的大小和形态不同,砾石和角砾成分均以安山玄武岩为主(图 3-a,b,c)。金属矿物主要分布在砾石和角砾的胶结物中,多呈集合体嵌于方解石(少量石英)脉或团块中(图 3-d),少量金属矿

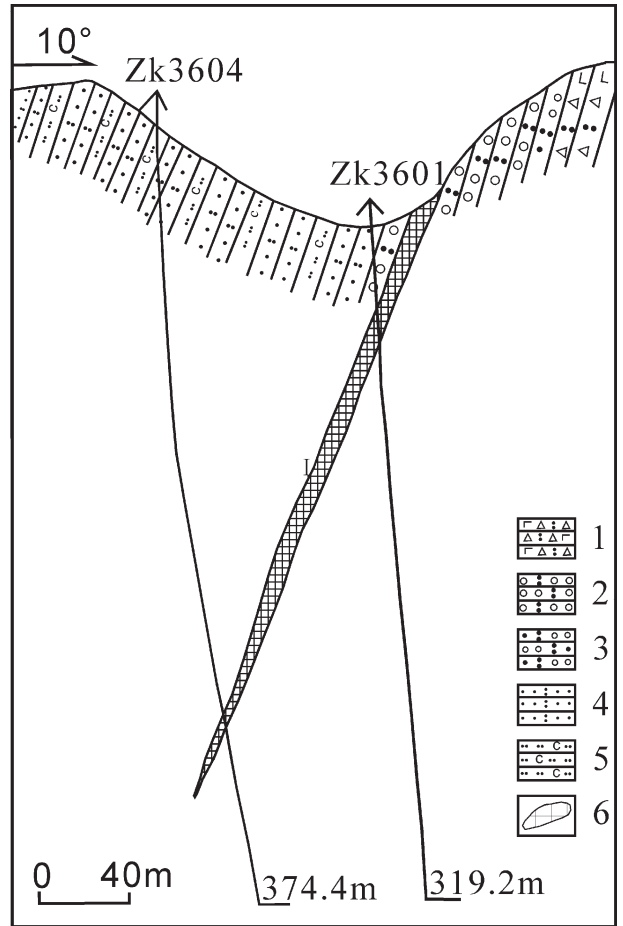


图 2 穷布拉克铜矿床 I 号矿体钻孔剖面图(据杨明德,2009^[5])
 1—玄武质凝灰角砾岩;2—凝灰质粗砾岩;3—凝灰质砂砾岩;
 4—凝灰质细砂岩;5—含炭粉砂岩;6—矿体
 Fig.2 Drilling profile of No. 1 ore body in the Qiongbulake deposit(modified after Yang Mingde, 2009^[5])
 1-Basaltic-tuffaceous breccia; 2-Tuffaceous coarse conglomerate;
 3-Tuffaceous glutenite; 4-Tuffaceous fine sandstone;
 5-Carbon-bearing siltstone; 6-Ore body

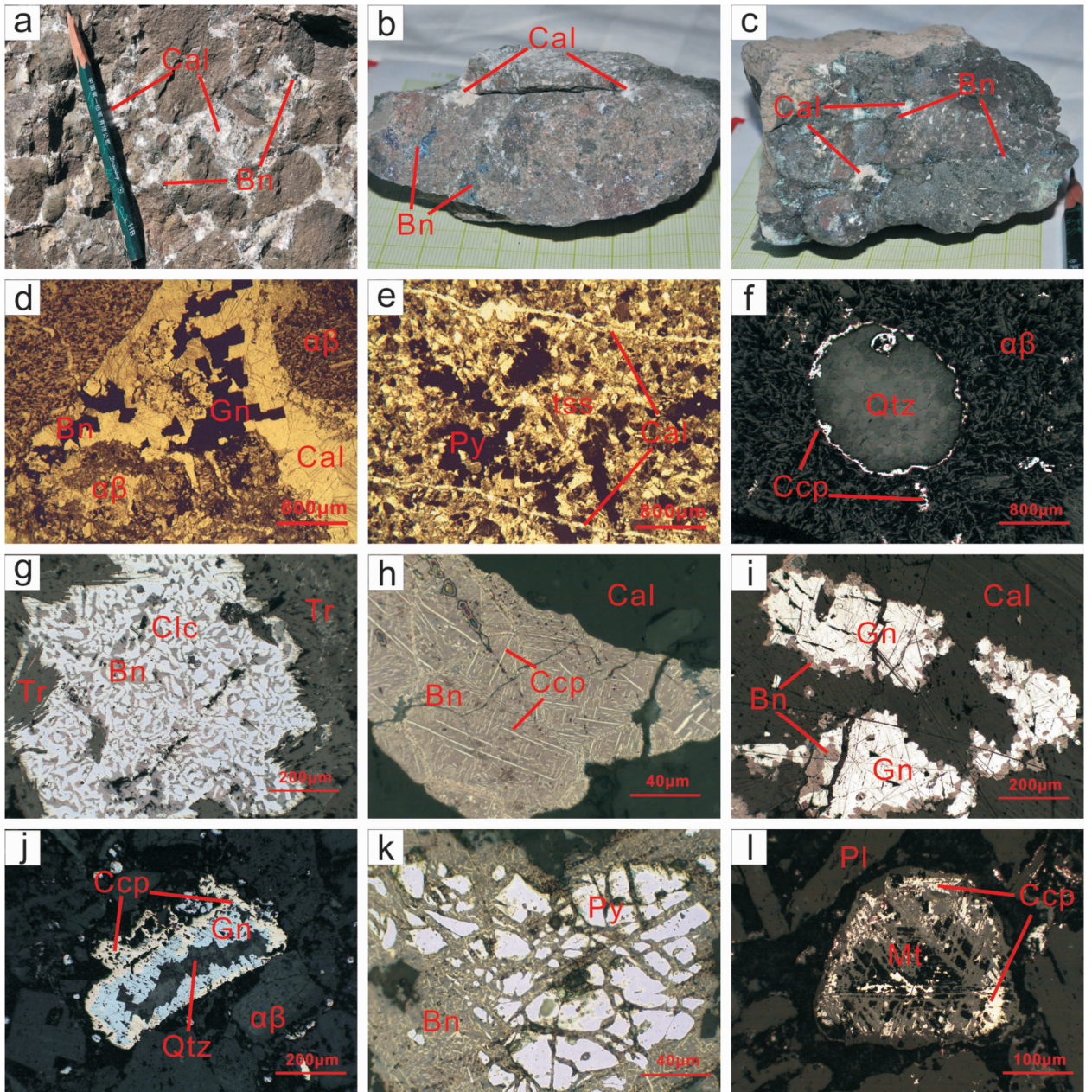


图3 穷布拉克铜矿床 I 号矿体铜矿石手标本及镜下照片

a—凝灰质粗砾岩型矿石;b—凝灰质砂砾岩型矿石;c—安山玄武质凝灰角砾岩型矿石;d—含方铅矿、斑铜矿方解石脉沿角砾之间充填;e—凝灰质砂砾岩孔隙中充填黄铁矿,被后期无矿方解石细脉穿插;f—黄铜矿分布于安山玄武质角砾的孔隙中和杏仁体边缘;g—文象结构(辉铜矿—斑铜矿);h—格状结构(斑铜矿—黄铜矿);i—斑铜矿交代半自形方铅矿,呈镶边结构;j—黄铜矿和石英交代半自形方铅矿;k—斑铜矿交代碎裂状黄铁矿;l—黄铜矿交代自形磁铁矿,磁铁矿具骸晶结构;Cal—方解石;Bn—斑铜矿;Gn—方铅矿;ab—安山玄武岩;tss—凝灰质砂(砾)岩;Py—黄铁矿;Qtz—石英;Ccp—黄铜矿;Clc—辉铜矿;Tr—透闪石;Pl—斜长石;Mt—磁铁矿

Fig.3 Field specimens and microscope photographs of No.1 ore body in the Qiongbulake copper deposit

a— Tuffaceous-coarse-conglomerate-type ore; b—Tuffaceous-glutenite-type ore; c—Breccia-type ore; d— Bornite-galena-calcite vein filled in breccia; e—Pyrite filled in glutenite, penetrated by barren calcite veinlets; f— Chalcopyrite filled in holes and amygdules of breccia; g—Graphic texture (chalcocite- bornite); h— Grating texture (bornite- chalcopyrite); i— Metasomatic texture (bornite rimming subhedral galena); j—Metasomatic texture (subhedral galena rimmed and dissolved by chalcopyrite and quartz); k—Metasomatic texture (bornite-pyrite); l—Chalcopyrite replacing euhedral magnetite; Cal— Calcite; Bn—Bornite; Gn— Galena; ab—Basaltic andesite; tss—Tuffaceous sandstone; Py—Pyrite; Qtz— Quartz; Ccp— Chalcopyrite; Clc— Chalcocite; Tr— Tremolite; Pl— Plagioclase; Mt—Magnetite

物分布于砾石和角砾中的杏仁体和孔隙中(图 3-e, f)。主要金属矿物包括斑铜矿、辉铜矿、蓝辉铜矿、方铅矿、黄铜矿、黄铁矿和孔雀石。矿石结构多为固溶体分离结构(图 3-g, h)、交代结构(图 3-i, j, k, l)和自形-半自形粒状结构(图 3-i, j)。其中,固溶体分离结构主要有辉铜矿-斑铜矿和斑铜矿-黄铜矿两种类型。矿石构造以浸染状构造(图 3-b)、细脉状构造(图 3-c)和网脉状构造(图 3-a)为主。矿化可分为原生期和氧化期,根据矿物的穿插、交代关系,主要金属矿物从早到晚的生成顺序为:黄铁矿、方铅矿、黄铜矿(1)、斑铜矿、辉铜矿、蓝辉铜矿、黄铜矿(2)。电子探针分析结果表明,斑铜矿和辉铜矿中 Ag 含量较高,分别可达 0.45% 和 0.5%,是 Ag 的主要赋存矿物(图 4)。氧化期矿物以孔雀石、赤铁矿和绿泥石等次生蚀变矿物为主。围岩蚀变以绿泥石化、碳酸盐化为主,少量绿帘石化、硅化,极少量透闪石化。

3 样品采集和测试

本文用于流体包裹体分析的样品均取自 I 号矿体,为充填于凝灰质粗砾岩、砂砾岩和玄武质凝灰角砾岩中的含矿方解石脉,方解石纯净透明,晶体较大。用于稳定同位素分析的样品为 I 号矿体 3 种类型矿石中的方解石和硫化物。野外采集样品时尽量选择新鲜的原生矿石和有代表性的样品。在室内,对用于稳定同位素分析的样品进行捣碎、筛选和淘洗,然后在双目镜下挑选出粒径 0.1~1 mm 的单矿物。方解石单矿物纯度可达 99%,硫化物纯度可达 95% 以上。

流体包裹体的显微测温工作在国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室完成,测试所用仪器为英国产 LINKAM THMSG600 显微冷热台,测温范围: $-195^{\circ}\text{C}\sim+600^{\circ}\text{C}$,分析精度为:在 $-195^{\circ}\text{C}\sim 30^{\circ}\text{C}$ 时,精度为 $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$,在 $30^{\circ}\text{C}\sim 600^{\circ}\text{C}$ 时,精度为 $\pm 1^{\circ}\text{C}$ 。实验过程中先进行冷冻测温,在接近最后冰晶消失时的升温速率控制在 $0.1^{\circ}\text{C}/\text{min}$,测均一温度时,开始的升温速率为 $20^{\circ}\text{C}/\text{min}$,然后逐渐降低速率,接近相变点时为 $2^{\circ}\text{C}/\text{min}$ 。包裹体的盐度根据所测得的冰点利用冰点-盐度公式: $W=0.00+1.78T_m-0.0442T_m^2+0.000557T_m^3$ 计算^[24], W 为 NaCl 的质量分数, T_m 为冰点温度。刘斌等(1999)^[25]根据实验数据推导出 NaCl-H₂O 体系不同盐度流体包裹体的密度式: $D=A+Bt+Ct^2$, D 为流体密度(g/cm^3), t 为均一温度, A 、 B 、 C 为无量纲参数,是盐度的函数。根据该公

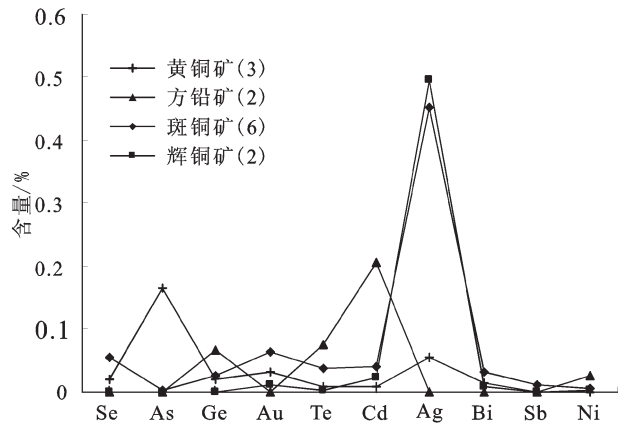


图 4 穷布拉克 I 号矿体硫化物中微量元素含量图
Fig.4 Trace element content of sulfides in No. 1 ore body, the Qiongbulake deposit

式计算出本文的包裹体的流体密度。

碳、氧同位素数据是在中国科学院地质与地球物理研究所完成的,使用的是传统的离线分析方法。将约 50 mg 碳酸盐岩粉末样品和无水磷酸在真空条件下反应,反应温度 25°C ,恒温 48 h。反应完毕,将纯化后的二氧化碳气体导入 Finnigan Delta S 型质谱仪中测定其同位素比值。同位素分析结果相对于国际 V-PDB 标准表示, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 根据公式 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}=1.0309\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}+30.91$ 换算。分析测试精度优于 0.2‰ 。

硫化物硫同位素数据是在中国科学院地质与地球物理研究所完成的,使用的是传统的离线分析方法。将约 15 mg 硫化物粉末样品和 150 mg V₂O₅, 1050°C 温度条件下反应 15 min。反应完毕,将纯化后的二氧化硫气体导入 Finnigan Delta S 型质谱仪中测定其同位素比值。同位素分析结果相对于国际 V-CDT 标准表示。分析测试精度优于 0.3‰ 。

4 流体包裹体特征

4.1 包裹体岩相学特征

穷布拉克铜矿床 I 号矿体 3 种矿石含矿方解石中包裹体的类型相同。包裹体数量较多,以原生包裹体为主,少量次生包裹体。包裹体多孤立分布(图 5-a, b),或沿方解石解理面呈串珠状分布(图 5-c, d)。包裹体粒径较小, $3\sim 20\mu\text{m}$,多为 $5\sim 10\mu\text{m}$,形态不规则,多为方形、椭圆形、长条形、三角形,近圆形者较少。包裹体类型单一,均为富液相气液两相包裹体,多为无色透明,气相百分数为 $5\%\sim 20\%$,绝大多

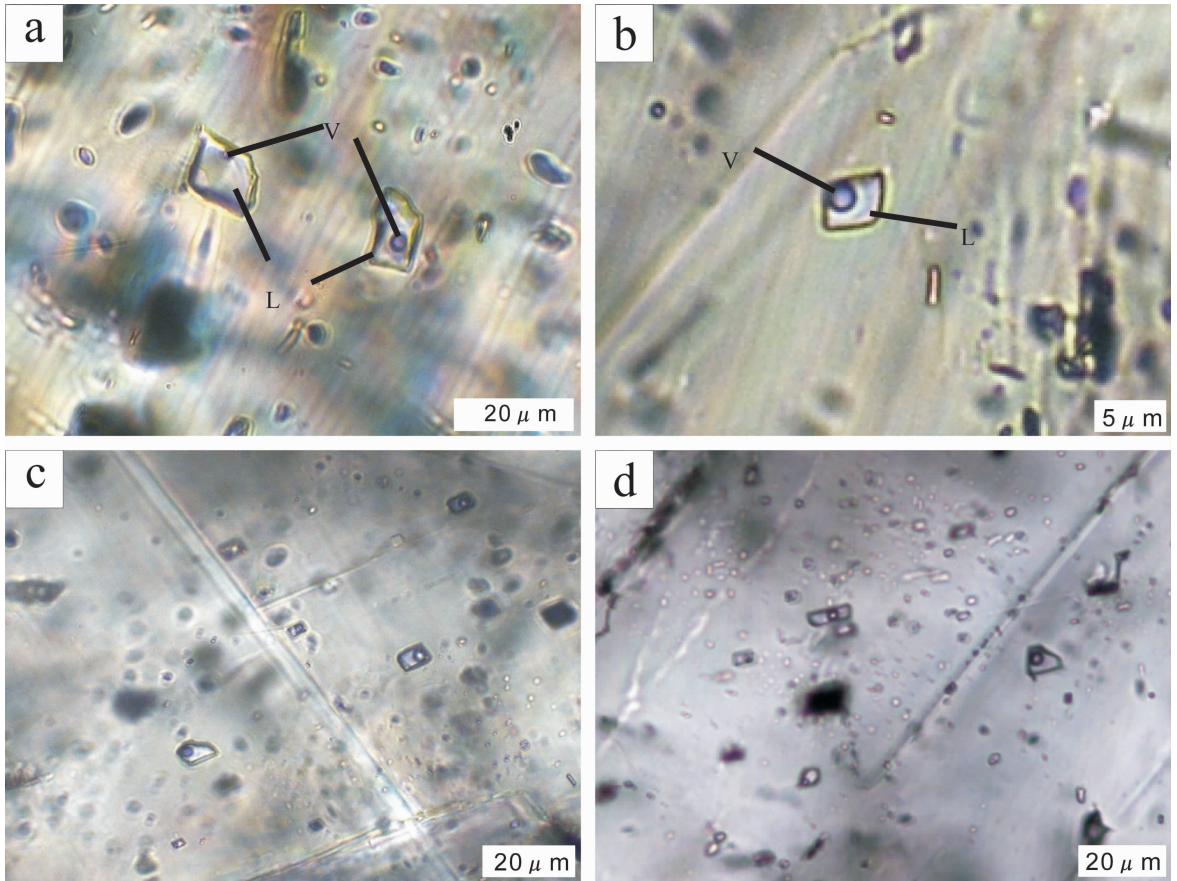


图 5 穷布拉克铜矿床 I 号矿体流体包裹体显微照片

Fig.5 Photomicrographs of fluid inclusions in No.1 ore body, the Qiongbulake copper deposit

数都小于 15%，仅见到 2 个气相百分数超过 50% 的包裹体，气泡颜色较深，加热过程中气泡颜色和大小无变化。因此，这种包裹体可能是在制备样品的过程中发生泄漏造成的^[26]。

4.2 流体包裹体测温结果

对 I 号矿体 3 种矿石的 5 个样品中 118 个包裹体进行显微测温的结果见表 1 和图 6。可以看出，流

体包裹体均一温度和盐度的变化范围比较大。凝灰质粗砾岩型的均一温度变化范围为 106~275℃，主要集中在 150~240℃；盐度变化范围为 (1.74~17.79) wt%NaCl eq.，集中在 (4~14) wt%NaCl eq.；密度变化范围为 0.81~1.04 g/cm³，平均 0.93 g/cm³。凝灰质砂砾岩型的均一温度变化范围为 85~291℃，主要集中在 110~200℃；盐度变化范围为 (1.57~14.25) wt%

表 1 穷布拉克铜矿床 I 号矿体流体包裹体测温结果
Table 1 Microthermometric data for fluid inclusions from No.1 ore body in the Qiongbulake copper deposit

样品号	矿石类型	包裹体类型	均一温度/℃		冰点/℃		盐度 (wt%NaCl eq.)		密度 (g/cm ³)		个数
			范围	平均值	范围	平均值	范围	平均值	范围	平均值	
QBLK-18 QBLK-21	凝灰质粗砾岩型	L-V	106~275	201	-14~-1	-6.3	1.74~17.79	9.17	0.81~1.04	0.93	40
QBLK-24 QBLK-26	凝灰质砂砾岩型	L-V	85~291	175	-10.3~-0.9	-4.5	1.57~14.25	7.04	0.82~1.05	0.94	42
QBLK-33	安山玄武质凝灰角砾岩型	L-V	105~343	244	-10.5~-1.5	-5.6	2.57~14.46	8.4	0.7~1.02	0.87	36

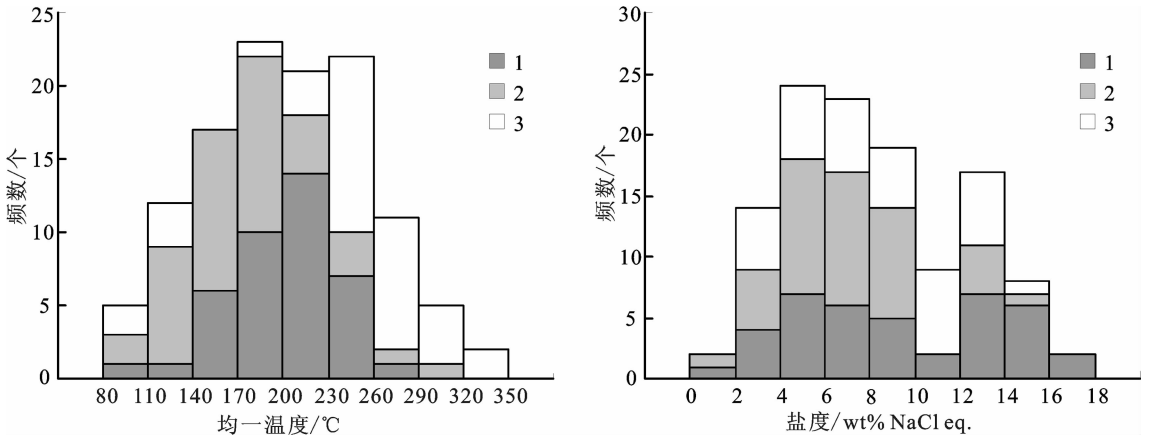


图 6 穷布拉克铜矿床 I 号矿体流体包裹体均一温度和盐度直方图

1—凝灰质粗砾岩型矿石;2—凝灰质砂砾岩型矿石;3—安山玄武质角砾岩型矿石

Fig.6 Histogram of homogenization temperature and salinity in fluid inclusions from No.1 ore body in the Qiongbulake copper deposit

1-Tuffaceous-coarse-conglomerate-type ore; 2-Tuffaceous-glutenite-type ore; 3-Breccia-type ore

NaCl eq.,主要集中在(3~10) wt%NaCl eq.;密度变化范围为 0.82~1.05 g/cm³,平均 0.94 g/cm³。安山玄武质凝灰角砾岩型的均一温度变化范围为 105~343℃,主要集中在 210~310℃;盐度变化范围为(2.57~14.46) wt%NaCl eq.,主要集中在(4~14) wt% NaCl eq.;密度变化范围为 0.7~1.02 g/cm³,平均 0.87 g/cm³。可见, I 号矿体中的流体包裹体均为 NaCl-H₂O 体系^[7]。均一温度范围很大也预示着成矿流体可能并非由单一流体组成。相较而言,凝灰质砂砾岩型方解石中包裹体的均一温度和盐度较低,而

安山玄武质凝灰角砾岩型方解石中包裹体的均一温度较高,盐度范围较宽。3 种矿石的方解石中包裹体密度变化差别不大,但安山玄武质凝灰角砾岩型的密度较低。

5 稳定同位素分析

5.1 碳、氧同位素结果

穷布拉克铜矿床 I 号矿体 3 种矿石中方解石的碳氧同位素结果见表 2。 $\delta^{13}\text{C}$ 值为-6.5‰~-3.2‰,平均-4.08‰,显示出幔源的特征。 $\delta^{18}\text{O}$ 值比较一

表 2 穷布拉克铜矿床方解石碳氧同位素分析结果

Table 2 Carbon and oxygen isotope data of calcite from the Qiongbulake copper deposit

样号	采样矿体	矿石类型	测试矿物	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}/\text{‰}$	温度 / °C	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW 水}}/\text{‰}^*$	数据来源
QBLK-21		凝灰质粗砾岩型	方解石	-3.20	11.32	200	1.55	
QBLK-24	I 号矿体	凝灰质砂砾岩型	方解石	-3.33	11.00	185	0.35	本文
QBLK-30		安山玄武质凝灰角砾岩型	方解石	-3.30	10.81	185	0.16	
QBLK-33			方解石	-6.50	11.94	244	4.25	
QBW-1			方解石	-7.37	11.91			
QBW-2			方解石	-6.65	10.49			
QBW-3			方解石	-7.12	11.80			
QBW-4	II、V、VI、VII 号矿体		方解石	-4.19	9.63			罗勇等(2011)
QBW-5			方解石	-5.95	10.72			
QBW-6			方解石	-6.12	10.04			
QBW-7			方解石	-6.63	9.94			

注: * $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}(\text{水})$ 由郑永飞等(2000)热力学平衡分馏公式计算: $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}(\text{水}) = \delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}(\text{矿物}) - (A \times 10^6 / T^2 + B \times 10^3 / T + C)$ 。

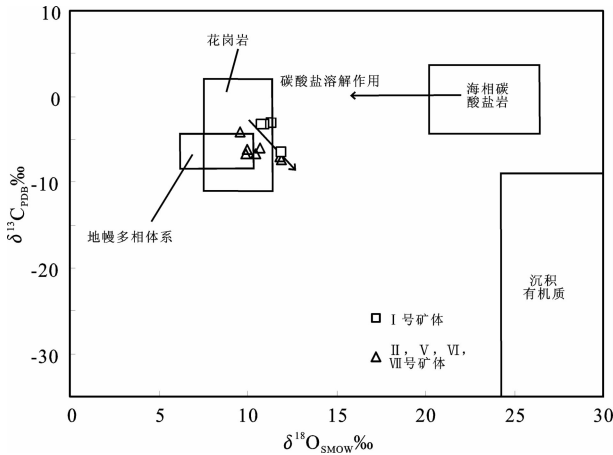


图7 穷布拉克铜矿床方解石的 $\delta^{18}\text{O}-\delta^{13}\text{C}$ 关系图解 (底图据刘家军等,2004^[31]修编)

Fig.7 $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ diagram of calcite from the Qiongbulake copper deposit

致,为 10.81‰~11.94‰,平均 11.27‰。 $\delta^{13}\text{C}$ 值和 $\delta^{18}\text{O}$ 值均远低于二叠纪海相碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}$ 值和 $\delta^{18}\text{O}$ 值^[28,29],表明其来源与地层关系不大。根据包裹体测试温度将 $\delta^{18}\text{O}$ 值换算成流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值^[30](表 2),可以看出,一个样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(4.25‰)稍低于正常岩浆水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值,指示成矿热液主要为岩浆期后热液并混有少量地表水热液。而其余 3 个样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(0.16‰~1.55‰)接近于零,显然有更多的地表水加入了成矿热液。

在 $\delta^{18}\text{O}-\delta^{13}\text{C}$ 相关图(图 7)中, I 号矿体和 II、V、VI、VII 号矿体方解石的碳氧同位素(表 3)具有一致的分布型式,均为右倾型。数据点出现这种分布型式可能有以下两种原因:① CO_2 去气作用;②流体与围岩的相互作用^[32]。I 号矿体方解石的流体包裹体研究没有发现指示流体沸腾的包裹体组合的判断依据^[33],说明流体与围岩的相互作用是 I 号矿体方解石沉淀的主要原因。

5.2 硫同位素结果

I 号矿体 3 种矿石中硫化物的硫同位素分析结果见表 3 和图 8。3 种矿石硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值介于 -10.7‰~6.7‰,差异较大,平均 -2.23‰。其中安山玄武质凝灰角砾岩中硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为正值,而另两种矿石中硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为负值。II、V、VI、VII 号矿体矿石硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值介于 -10.6‰~-0.1‰,平均 -5.81‰^[4](表 3 和图 8)。

从图 8 可以看出,穷布拉克矿区 $\delta^{34}\text{S}$ 值具有以

表 3 穷布拉克铜矿床矿石硫化物的硫同位素组成
Fig.3 Sulfur isotopic composition of ore sulfides from the Qiongbulake copper deposit

样品编号	采样矿体	矿石类型	测试矿物	$\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}/\text{‰}$	数据来源	
QBLK11	I 号矿体	凝灰质砂砾岩	斑铜矿	-1.4	本文	
QBLK23		凝灰质粗砾岩	斑铜矿	-10.5		
QBLK25		凝灰质粗砾岩	斑铜矿	-1.7		
QBLK33		安山玄武质凝灰	斑铜矿	5.5		
QBLK33		角砾岩	斑铜矿	2.7		
		粗砾岩	辉铜矿	6.7		
		粗砾岩	方铅矿	-10.7		
II、V、VI、VII 号矿体		粗砾岩	辉铜矿	-8.5		莫江平等 (1997)
		安山玄武岩	黄铁矿	-6		
		安山玄武岩	黄铁矿	-5.2		
	安山玄武岩	黄铜矿	-9			
	安山玄武岩	黄铜矿	-4.6			
	安山玄武岩	黄铜矿	-10.6			
	安山玄武岩	黄铜矿	-0.1			
	角砾熔岩	黄铁矿	-6.4			
	角砾熔岩	斑铜矿	-4.6			

下特点:①尽管 $\delta^{34}\text{S}$ 值分布范围较大,但绝大多数都介于 -10‰~0,且主要集中在 -11‰~-4‰、-2‰~0 和 3‰~7‰这几个区间;② $\delta^{34}\text{S}$ 值的变化趋势比较连续,从低到高分布比较均匀。

6 讨论

6.1 流体来源

如前所述,穷布拉克 I 号矿体 3 种矿石的包裹体类型虽然相同,但测温结果显示三者之间存在一定差别。从盐度-均一温度相关图(图 9)中可以看出,温度与盐度没有明显的相关性,但根据盐度值的分布特征可以将所有包裹体分为两类:(1)盐度值低于 10wt%NaCl eq.的包裹体,盐度主要集中在(2~9) wt%NaCl eq.,平均 6.03 wt%NaCl eq.;(2)盐度值高于 10 wt%NaCl eq.的包裹体,盐度主要集中在(11~15) wt%NaCl eq.,平均 13.07 wt%NaCl eq.。这两种类型的流体包裹体可能代表了两种不同性质的流体^[34,35]。因此,I 号矿体 3 种矿石包裹体均一温度和盐度的差别可能就是由于这两种流体不同比例混合造成的。

碳同位素分析结果表明成矿流体是由正常岩浆水和大气降水混合而成,硫同位素结果显示出绝大多

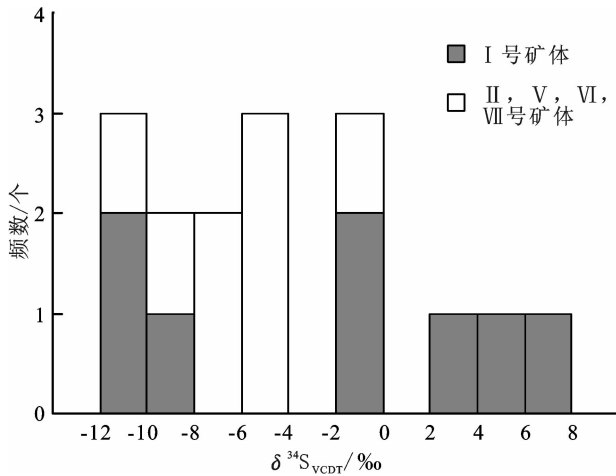


图 8 穷布拉克铜矿床矿石硫化物硫同位素组成直方图

Fig.8 Histogram of $\delta^{34}\text{S}$ for ore sulfides from the Qiongbulake copper deposit

数的 $\delta^{34}\text{S}$ 值介于 -10‰ ~ 0 ，具有火山热液的特征^[30]。由于矿区大量出露下二叠统塔尔得套组喷发-溢流相安山玄武岩及其角砾熔岩，且 II、V、VI、VII号矿体均赋存其中，说明火山热液是穷布拉克矿区成矿流体的主要来源。

火山热液中通常含有一定数量的 SO_2 和 H_2S ^[36]， SO_2 容易发生歧化反应，最终生成 SO_4^{2-} 和 H_2S ^[37]。 H_2S 通常富集 ^{32}S ，因此，刚开始沉淀的硫化物其 $\delta^{34}\text{S}$ 值较低。随着硫化物不断沉淀，热液中的硫越来越富集 ^{34}S ，后期形成的硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值就越来越高^[38-40]。总之，贫硫大气降水与富含 H_2S 的火山热液混合可能就是穷布拉克矿区各矿体硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值大多为负值且从 -10‰ 到 0 连续分布(图 8)的主要原因^[41]。而 I 号矿体安山玄武质凝灰角砾岩型矿石中硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为正值则可能与大气水混入很少，流体以火山热液占主导地位有关^[42]。该类型矿石的包裹体均一温度明显高于其他矿石也说明流体以火山热液为主。

从流体包裹体盐度-均一温度相关图中数据点的分布型式来看，如果一种流体为火山热液，另一种流体则为大气水，但并非原生的大气降水，而应该是经历了某种演化过程的大气水。由于二叠纪时期西阿吾拉勒为陆内裂谷环境，由岩石圈拉伸作用形成的断裂系统非常发育，而且裂谷内的热流值非常高，地温梯度大^[43,44]，有利于形成对流循环系统，从而使大气降水很容易渗透到深部，与下伏火山岩进行充分的物质交换。实验证明，在一定温度压力条件下，

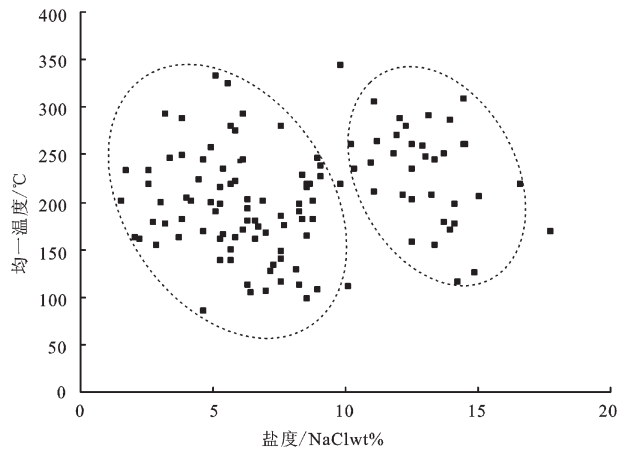


图 9 穷布拉克铜矿床 I 号矿体流体包裹体盐度-均一温度关系图

Fig.9 Salinity versus homogenization temperature diagram of fluid inclusions from No.1 ore body in the Qiongbulake copper deposit

纯水或 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 溶液可以有效地将玄武岩中的 Cu 等金属元素萃取出来^[45,46]。因此，这种经历了循环加热过程并与火山岩发生反应获得铜元素的大气水代表了另一种热液流体。

6.2 金属矿物沉淀机制

罗勇等(2011)^[9]认为减压沸腾是穷布拉克铜矿床铜矿物沉淀富集的机制之一，但本文对 I 号矿体流体包裹体的研究未发现流体沸腾的证据，所以导致其金属沉淀的主要机制可能与流体混合有关。流体混合是许多热液矿床形成的重要因素^[47-52]，通常发生在较大孔隙度的断裂裂隙或角砾岩带中，具有循环热液体系的特点^[53]。流体混合导致金属沉淀的主要机制包括冷却作用、稀释作用、中和反应和氧化还原作用^[54,55]。 Cu 通常以氯化物络合物的形式溶解于流体中，Clerer et al(1976)^[56]根据实验发现：当温度从 350°C 降至 250°C 时， CuCl 的溶解度降低 2 个数量级。因此，大多数含铜硫化物在 $200\sim 250^\circ\text{C}$ 就会沉淀。这与穷布拉克矿区各矿石普遍发育以斑铜矿-辉铜矿和斑铜矿-黄铜矿为主的固溶体分离结构所反映的温度范围是一致的，而且，文象结构和格状结构的大量出现说明铜矿沉淀经历了较缓慢的降温过程^[57]。这是由于较高温的火山热液与被加热的大气水温度相差不大，两种流体混合后无法快速冷却，包裹体均一温度范围较大也证实了这一点。但是，单纯的温度变化并不是造成金属沉淀的最有效的机制，多数情况下，需要与其他机制相结合才能形

成矿床^[5]。因此,由于两种流体盐度差异引起的稀释作用也会对铜矿物沉淀起到一定作用^[54]。而且,由于穷布拉克断裂系统和角砾岩带发育且岩石孔隙度较高,在降温过程中,水-岩反应导致 pH 值升高可能也是金属沉淀的原因之一^[56]。

6.3 矿床类型探讨

前人将穷布拉克铜矿床具工业价值的矿体分为沉积-改造型和火山热液型两种^[2,49],其中 II、V、VI、VII号矿体为火山热液型, I 号矿体为沉积-改造型。

I 号矿体被定为沉积-改造型的主要理由是矿体赋存于中二叠统下部凝灰质砾岩中,矿体延伸方向与地层走向一致,矿石硫同位素值变化范围大^[45]。根据野外和室内对 I 号矿体的研究可以发现:①尽管 I 号矿体在地表呈现出与地层产状一致,但平洞中可以看出该矿体走向与地层走向有一定夹角,分别赋存于 3 种岩性中。②整个矿区的所有矿体都是沿着下二叠统和中二叠统的平行不整合界面分布。如果 I 号矿体最初为沉积过程中形成,在矿区地层产状非常稳定且地层厚度较大的条件下,应该在 I 号矿体东西两端的相同层位或上覆地层中也会有矿体产出,但实际上只有零星的矿化。③由于铜的沉淀需要安静稳定的水动力条件,因此有大量粗碎屑参与的高能沉积环境不利于铜的沉积成矿^[58]。世界上已知的沉积型铜矿基本上都赋存于细碎屑岩如粉砂岩和页岩或碳酸盐地层中^[59-62]。穷布拉克矿区 I 号矿体上下地层中均有炭质粉砂岩和泥灰岩等细碎屑岩出露,但矿体却赋存于粗碎屑岩中。④ I 号矿体矿石中未见沉积成因的金属矿物,且矿物组合与其他火山热液型矿体完全一致。⑤本文的研究表明, I 号矿体的流体包裹体和稳定同位素特征与火山热液型矿体一致,成矿流体以火山热液占主导地位,并有少量经历了对流循环的大气水加入,不同矿体的形成与两种流体参与的比重不同有关。⑥西阿吾拉勒地区中晚二叠世处于阶段性抬升剥蚀的构造环境之下^[63],多形成内陆河湖相沉积盆地,但这些盆地规模小,持续时间短,不利于金属元素活化、运移和沉淀。

综合以上因素,笔者认为将 I 号矿体定为沉积-改造型是不恰当的,它与矿区其他矿体的成因类型应该是一致的。流体包裹体和碳氧同位素分析结果表明:穷布拉克铜矿的成矿流体为火山热液与经历了对流循环的大气降水混合形成。因此,该铜矿与区域内的奴拉赛铜矿床具有相似性,可以称之为

中低温热液脉型铜矿床。

7 结 论

(1)穷布拉克铜矿床 I 号矿体成矿期方解石脉中的流体包裹体均为气液两相包裹体,为 NaCl-H₂O 体系。包裹体均一温度介于 85~343℃,盐度范围为(1.57~17.79) wt%NaCl eq.,密度为 0.7~1.05 g/cm³。3 种矿石的包裹体类型相同,但均一温度和盐度却存在一定差别。

(2) I 号矿体与火山热液型矿体成矿期方解石的碳氧同位素分析结果一致,具有幔源的特征。I 号矿体与火山热液型矿体硫化物的硫同位素结果也基本相同,但 I 号矿体中存在 $\delta^{34}\text{S}$ 值为正值的现象,表明其物源以深部来源为主。

(3)穷布拉克铜矿床的成矿流体由火山热液和经历了对流循环并参与了水-岩反应的大气水两种流体混合而成,以火山热液占主导地位。矿物沉淀主要与流体混合后缓慢降温有关,但混合后的稀释作用以及水-岩反应导致 pH 值升高可能也起到了一定作用。不同矿石类型的包裹体和稳定同位素特征的差别与两种流体参与比重不同有关。

(4)穷布拉克铜矿床 I 号矿体不具有明显的沉积特征,并非沉积-改造型,它与矿区其他矿体均为中低温热液脉型。

致谢: 野外考察得到了新疆维吾尔自治区国家 305 项目办公室、新疆维吾尔自治区有色集团 703 地质队及穷布拉克矿区人员的大力支持,室内研究得到了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质与地球物理研究所稳定同位素实验室的帮助,在此一并感谢!

参考文献(References):

- [1] 王士明. 穷布拉克铜银矿床的发现与主要研究成果 [J]. 新疆矿产地质, 1989, 1:16-27.
Wang Shiming. The discovery and preliminary research of the Qiongbulake copper-silver deposit [J]. Mineral and Geology of Xinjiang, 1989, 1:16-27(in Chinese).
- [2] 姚金炎. 新疆阿吾拉勒山西段陆相火山岩地区铜矿地质特征[J]. 有色金属矿产与勘查, 1993, 2(5):277-283.
Yao Jinyan. Geological characteristics of continental volcanic-hosted copper deposits in the western section of the Mt. Awulale, Xinjiang Uighur Autonomous Region [J]. Geological Exploration for Non-ferrous Metals, 1993, 2 (5):277-283 (in Chinese with English abstract).

- [3] 魏在强. 新疆穷布拉克铜矿地质特征[J]. 新疆矿产地质, 1993, 1: 75-84.
Wei Zaiqiang. Geological characteristics of the Qiongbulake copper deposit in Xinjiang [J]. Mineral and Geology of Xinjiang, 1993, 1: 75-84(in Chinese).
- [4] 莫江平, 蔡宏渊. 新疆穷布拉克铜矿床成矿模式 [J]. 矿产与地质, 1997, 11(1):26-31.
Mo Jiangping, Cai Hongyuan. Metallogenic model of the Qiongbulake copper deposit in Xinjiang [J]. Mineral Resources and Geology, 1997, 11(1):26-31(in Chinese with English abstract).
- [5] 杨明德, 莫江平, 蔡宏渊. 新疆阿吾拉勒西段穷布拉克铜矿地质特征及控矿条件分析[J]. 矿产与地质, 2009, 23(3):230-234.
Yang Mingde, Mo Jiangping, Cai Hongyuan. Analysis of geological feature and ore-controlling condition of Qiongbulake copper deposit in west Aiulale region, Xinjiang [J]. Mineral Resources and Geology, 2009, 23(3):230-234(in Chinese with English abstract).
- [6] 王士明. 穷布拉克铜(银)矿化探二次开发找矿效果[J]. 矿产与地质, 1994, 8(5):363-368.
Wang Shiming. Secondary ore-prospecting effect of the Qiongbulake copper-silver deposit [J]. Mineral Resources and Geology, 1994, 8(5): 363-368(in Chinese).
- [7] 李小军. 穷布拉克二叠纪火山旋回及其成矿作用浅析 [J]. 新疆矿产地质, 1990, 1:80-84.
Li Xiaojun. Relationship between Permian volcanic cycle and metallization of Qiongbulake [J]. Mineral and Geology of Xinjiang, 1990, 1:80-84(in Chinese).
- [8] 田薇. 新疆伊犁晚古生代裂谷陆相火山岩型铜(银)矿的成矿规律及其找矿前景—以阿吾拉勒地区为例 [J]. 矿产与地质, 2006, 20(3):237-242.
Tian Wei. Metallogenic regularities and exploration outlook in later Paleozoic period rift continental volcanic type copper (silver) deposit in Yili, Xinjiang [J]. Mineral Resources and Geology, 2006, 20(3): 237-242(in Chinese with English abstract).
- [9] 罗勇, 廖思平, 杨武斌, 等. 阿吾拉勒山琼布拉克铜矿床流体包裹体及碳氧同位素研究[J]. 矿床地质, 2011, 30(3):547-556.
Luo Yong, Liao Siping, Yang Wubin, et al. Fluid inclusion and carbon oxygen isotope studies of Qiongbulake copper deposit in Awulale Mountains, Xinjiang [J]. Mineral Deposits, 2011, 30(3): 547-556(in Chinese with English abstract).
- [10] Gao Jun, Long Lingli, Klemd Reiner, et al. Tectonic evolution of the South Tianshan orogen and adjacent regions, NW China: geochemical and age constraints of granitoid rocks [J]. International Journal of Earth Science, 2009, 98(6):1221-1238
- [11] Wang Bo, Shu Liangshu, Cluzel D, et al. Geochemical constraints on Carboniferous volcanic rocks of the Yili Block (Xinjiang, NW China): Implication for the tectonic evolution of Western Tianshan [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2007, 29:148-159.
- [12] 李永军, 李注苍, 周继兵, 等. 西天山阿吾拉勒一带石炭系岩石地层单位厘定[J]. 岩石学报, 2009, 26(6):1332-1340.
Li Yongjun, Li Zhucang, Zhou Jibing, et al. Division of the Carboniferous lithostratigraphic units in Awulale area, western Tianshan [J]. Acta Petrologica Sinica, 2009, 26(6):1332-1340(in Chinese with English abstract).
- [13] Long Lingli, Gao Jun, Klemd Reiner, et al. Geochemical and geochronological studies of granitoid rocks from the Western Tianshan Orogen: Implications for continental growth in the southwestern Central Asian Orogenic Belt [J]. Lithos, 2011, 126: 321-340.
- [14] 姜常义, 吴文奎, 张学仁, 等. 从岛弧向裂谷的变迁——来自阿吾拉勒地区火山岩的证据 [J]. 岩石矿物学杂志, 1995, 14(4): 289-300.
Jiang Changyi, Wu Wenkui, Zhang Xueren, et al. The change from island arc to rift valley—evidence from volcanic rocks in Awulale area [J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 1995, 14(4): 289-300(in Chinese with English abstract).
- [15] 车自成, 刘良, 刘洪福, 等. 论伊犁古裂谷[J]. 岩石学报, 1996, 12(8):478-490.
Che Zicheng, Liu Liang, Liu Hongfu, et al. Review on the antient Yili Rift, Xinjiang, China [J]. Acta Petrologica Sinica, 1996, 12(8): 478-490(in Chinese with English abstract).
- [16] 朱永峰, 何国琦. 西南天山大地构造框架与早石炭世火山活动 [C]//何国琦, 徐新. 中国新疆天山地质与矿产论文集. 北京:地质出版社, 2004. 29-39.
Zhu Yongfeng, He Guoqi. The Early Carboniferous volcanism and tectonic frame in the southwest Tianshan Mountains [C]// He Guoqi, Xu Xin. The Collected Papers on Geology and Minerals of Tianshan Mountain, Xinjiang Area, China. Beijing: Geological Publishing House, 2004. 29-39(in Chinese with English abstract).
- [17] 李永军, 李注苍, 佟丽莉, 等. 论天山古洋盆关闭的地质时限[J]. 岩石学报, 2010, 26(10):2905-2912.
Li Yongjun, Li Zhucang, Tong Lili, et al. Revisit the constraints on the closure of the Tianshan ancient oceanic basin: New evidence from Yining block of the Carboniferous [J]. Acta Petrologica Sinica, 2010, 26(10):2905-2912 (in Chinese with English abstract).
- [18] 宋志瑞, 肖晓林, 罗春林, 等. 新疆伊宁盆地尼勒克地区二叠纪地层研究新进展[J]. 新疆地质, 2005, 23(4):334-338.
Song Zhirui, Xiao Xiaolin, Luo Chunlin, et al. New advances in the study of Permian stratigraphy at Nileke in the Yining basin, Xinjiang [J]. Xinjiang Geology, 2005, 23(4):334-338 (in Chinese with English abstract).
- [19] 李华芹, 谢才富, 常海亮. 新疆北部有色贵金属矿床成矿作用年代学[M]. 北京:地质出版社, 1998.195-201.
Li Huaqin, Xie Caifu, Chang Hailiang. Study on Metallogenic Chronology of Nonferrous and Precious Metallic Ore Deposits in North Xinjiang, China [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1998, 195-201(in Chinese with English abstract).
- [20] 赵振华, 王强, 熊小林, 等. 新疆北部的两类埃达克岩[J]. 岩石学报, 2006, 22(5):1249-1265.
Zhao Zhenhua, Wang Qiang, Xiong Xiaolin, et al. Two types of

- adakites in north Xinjiang, China[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2006, 22(5):1249–1265(in Chinese with English abstract).
- [21] 吴明仁, 楼法生, 肖晓林, 等. 新疆尼勒克南部地区花岗岩斑岩锆石 U–Pb 年龄[J]. *资源调查与环境*, 2006, 27(1):1–6.
Wu Mingren, Lou Fasheng, Xiao Xiaolin, et al. Zircon U–Pb ages of granite porphyry in the South Nileke, Xinjiang [J]. *Resources Survey & Environment*, 2006, 27(1):1–6(in Chinese with English abstract).
- [22] Zhao Zhenhua, Xiong Xiaolin, Wang Qiang, et al. Underplating–related adakites in Xinjiang Tianshan, China[J]. *Lithos*, 2008, 102: 374–391.
- [23] 刘获. 新疆劳布拉克铜矿地质特征及远景分析 [J]. *新疆有色金属*, 2005, 1:2–4.
Liu Di. Potential analysis and geological features of the Qiongbulake copper deposit, Xinjiang [J]. *Xinjiang Nonferrous Metals*, 2005, 28(1): 2–4(in Chinese).
- [24] Hall D L, Sterner M, Bodnar R J. Freezing point depression of NaCl–KCl–H₂O solutions[J]. *Economic Geology*, 1988, 83:197–202.
- [25] 刘斌, 沈昆. 流体包裹体热力学 [M]. 北京: 地质出版社, 1999. 84–91.
Liu Bing, Shen Kun. *Thermodynamics of Fluid Inclusion* [M]. Beijing: Geology Publishing House, 1999. 84–91(in Chinese).
- [26] Samson I M, Russell M J. Genesis of the silvermines zinc–lead–barite deposit, Ireland; fluid inclusion and stable isotope evidence[J]. *Economic Geology*, 1987, 82:371–394.
- [27] 卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 等. 流体包裹体[M]. 北京: 科学出版社, 2004. 201–211.
Lu Huanzhang, Fan Hongrui, Ni pei, et al. *Fluid Inclusion* [M]. Beijing: Science Press, 2004. 201–211(in Chinese).
- [28] Holser William T, Magaritz Mordeckai, Wright Judith. Chemical and isotopic variations in the world ocean during Phanerozoic time [J]. *Lecture Notes in Earth Sciences*, 1986, 8:63–74.
- [29] Veizer Jan, Ala Davin, Azmy Karem. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater [J]. *Chemical Geology*, 1999, 161: 59–88.
- [30] 郑永飞, 陈江峰. 稳定同位素地球化学 [M]. 北京: 科学出版社, 2000. 155–208.
Zheng Yongfei, Chen Jiangfeng. *Stable Isotope Geochemistry* [M]. Beijing: Science Press, 2000. 155–208(in Chinese).
- [31] 刘家军, 何明勤, 李志明, 等. 云南白秧坪银铜多金属矿集区碳氧同位素组成及其意义[J]. *矿床地质*, 2004, 23(1):1–10.
Liu Jiajun, He Mingqin, Li Zhiming, et al. Oxygen and carbon isotope geochemistry of Baiyangping silver–copper polymetallic ore concentration area in Lanping basin of Yunnan Province and its significance[J]. *Mineral Deposits*, 2004, 23(1):1–10.
- [32] 郑永飞. 稳定同位素体系理论模式及其矿床地球化学应用[J]. *矿床地质*, 2001, 20(1):57–71.
Zheng Yongfei. Theoretical modeling of stable isotope systems and its applications to geochemistry of hydrothermal ore deposits [J]. *Mineral Deposits*, 2001, 20 (1):57–71 (in Chinese with English abstract).
- [33] Bodnar R J, Reynolds T J, Kuehn C A. Fluid –inclusion systematics in epithermal systems [C] //Berger B R, Bethke P N. *Geology and Geochemistry of Epithermal System. Review of Economic Geology*, 1985, 2:73–97.
- [34] Dubessy J, Derome D, Sausse J. Numerical modelling of fluid mixings in the H₂O –NaCl system application to the North Caramal U prospect (Australia) [J]. *Chemical Geology*, 2003, 194: 25–39.
- [35] Wilkinson J J, Eyre S L. Ore –forming processes in Irish –type Carbonate –hosted Zn –Pb deposits: evidence from mineralogy, chemistry, and isotopic composition of sulfides at the Lisheen Mine [J]. *Economic Geology*, 2005, 100:63–86.
- [36] Oppenheimer Clive, Scaillet Bruno, Martin R. S. Sulfur degassing from volcanoes: Source conditions, surveillance, plume chemistry and Earth system impacts. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 2011, 73:363–421.
- [37] Ellis A J. Chemical equilibrium in magmatic gases [J]. *American Journal of Science*, 1957, 255(6):416–431.
- [38] Smitheringale W G, Jensen M L. Sulfur isotopic composition of the Triassic igneous rocks of eastern United States [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1963, 27(12):1183–1207.
- [39] Zheng Yongfei, Hoefs Jochen. Effects of mineral precipitation on the sulfur isotope composition of hydrothermal solutions [J]. *Chemical Geology*, 1993, 105:259–269.
- [40] Serafimovski T, Jelenkovic R, Lazarov P. Sulphur isotope study in sulphides from some mineral deposits in the Serbo –Macedonian metallogenic province. *Proceedings of the XVIIIth? congress of the Carpathian –Balkan Geological Association*. Belgrade, 2006. 547 – 550.
- [41] Seal Robert R. Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals [J]. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 2006, 61:633–677.
- [42] Marini Luigi. Sulfur isotopes in magmatic –hydrothermal systems, melts, and magmas [J]. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 2011,73:423–492.
- [43] Jowett E C. Genesis of Kupferschiefer Cu –Ag deposits by convective flow of rotliegende brines during Triassic Rifting [J]. *Economic Geology*, 1986, 81:1823–1837.
- [44] Chorowicz J. The East African rift system [J]. *Journal of African Earth Sciences*, 2005, 43:379–410.
- [45] Haynes D W, Cross K C, Bills R T, et al. Olympic Dam ore genesis: a fluid –mixing model [J]. *Economic Geology*, 1995, 90: 281–307.
- [46] 胡书敏, 张荣华, 张雪彤, 等. 庐枞火山盆地玄武岩与流体相互作用[J]. *岩石学报*, 2010, 26(9):2681–2693.
Hu Shumin, Zhang Ronghua, Zhang Xuetong, et al. Experimental study of water –basalt interaction in Luzong volcanic basin and its applications [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2010, 26(9):2681–2693(in Chinese with English abstract).

- [47] Talor Mark, Kesler S E, Cloke P L, et al. Fluid inclusion evidence for fluid mixing, Mascot-Jefferson City zinc district, Tennessee[J]. *Economic Geology*, 1983, 78:1425-1439.
- [48] Robinson R W, Norman D I. Mineralogy and fluid inclusion study of the southern Amethyst vein system, Creede mining district, Colorado[J]. *Economic Geology*, 1984, 79:439-447.
- [49] Hofstra A H, Leventhal J S, Northrop H R. Genesis of sediment-hosted disseminated -gold deposits by fluid mixing and sulfidization:Chemical -reaction -path modeling of ore -depositional processes documented in the Jerritt Canyon district, Nevada[J]. *Geology*, 1991, 19:36-40.
- [50] Banks D A, Russell M J. Fluid mixing during ore deposition at the Tynagh base -metal deposit, Ireland [J]. *European Journal of Mineralogy*, 1992, 4:921-931.
- [51] Oreskes Naomi, Einaudi M T. Origin of hydrothermal fluids at Olympic Dam:Preliminary results from fluid inclusions and stable isotopes[J]. *Economic Geology*,1992, 87:64-90.
- [52] Mishra Biswajit, Pal Nabarun, Sarbadhikari A B. Fluid inclusion characteristics of the Uti gold deposit Hutti-Maski greenstone belt, southern India[J]. *Ore Geology Reviews*, 2005, 26:1-16.
- [53] 张德会. 关于成矿流体地球化学研究的几个问题[J]. *地质地球化学*, 1997, 3:49-57.
Zhang Dehui. Some new advances in ore -forming fluid geochemistry[J]. *Geology-Geochemistry*, 1997, 3:49-57.
- [54] Sheppard S M F, Nielsen R L, Taylor H P. Hydrogen and Oxygen isotope ratios in minerals from porphyry copper deposits [J]. *Economic Geology*, 1971, 66:515-542.
- [55] 华仁民. 成矿过程中由流体混合而导致金属沉淀的研究[J]. *地球科学进展*, 1994, 9(4):15-22.
Hua Renmin. Studies on metal deposition by fluid mixing during ore-forming processes [J]. *Advance in Earth Sciences*, 1994, 9(4): 15-22(in Chinese with English abstract).
- [56] Crerar David A, Barnes H L. Ore solution chemistry V . Sol ubilities of Chalcopyrite and Chalcocite assemblages in hydrothermal solution at 200°C to 350°C [J]. *Economic Geology*, 1976, 71:772-794.
- [57] 尚凌,卢静文,彭晓蕾,等. 矿相学[M]. 北京:地质出版社, 2007. 134-136.
Shang Jun, Lu Jingwen, Peng Xiaolei, et al. *Mineragraphy* [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2007. 134-136(in Chinese).
- [58] Samama J C. Comparative comment on the genesis of sandstone-hosted Cu -Pb deposits [C]//Wolf K H. *Handbook of Strata -bound and Stratiform Ore Deposits*, volume 6, Cu, Zn, Pb, and Ag Deposits. Elsevier Scientific Publishing Company. 1976:1-17.
- [59] Brown A C. Sediment -hosted stratiform copper deposits: Deposit-type, name and related terminology[C]//Boyle R W et al. *GAC Special paper 36*. 1989:39-51.
- [60] Mendelsohn F. Central/sorthern African ore shale deposits [C]//Boyle R W et al. *GAC Special paper 36*. 1989:453-469.
- [61] MCGowan R R, Roberts S, Foster RP, et al. Origin of the copper-cobalt deposits of the Zambian Copper belt: An epigenetic view from Nchanga[J]. *Geology*, 2003, 31(6):497-500
- [62] 华仁民. 东川式层状铜矿的沉积-改造成因 [J]. *矿床地质*, 1989, 8(2):3-13.
Hua Renmin. On the "sedimentation-transformation" genesis of the Dongchuan type stratiform copper deposits[J]. *Mineral Deposits*, 1989, 8(2):3-13(in Chinese with English abstract).
- [63] 姜常义, 吴文奎, 谢广成, 等. 阿吾拉勒山西段二叠纪火山岩组合与构造环境分析[J]. *西安地质学院学报*, 1992, 14(4):1-8.
Jiang Changyi, Wu Wenkui, Xie Guangcheng, et al. The Permian period volcanic rock association in the western Awulale mountainous region and tectonic environment analysis[J]. *Journal of Xi'an College of Geology*, 1992, 14 (4):1-8 (in Chinese with English abstract).

Fluid inclusion and stable isotope studies of the Qiongbulake copper deposit in Western Awulale Mountain, Xinjiang

ZHAO Jun^{1,2}, ZHANG Zuo-heng³, ZHANG He⁴, LIU Min³, ZHU Wei-na⁴

(1. College of Earth Science and Resources, Chang'an University, Xi'an 710054, Shaanxi, China; 2. No. 8 Gold Geological Party, Chinese People's Armed Police Force, Urumqi 830057, Xinjiang, China; 3. Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100003, China; 4. School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

Abstract: The Qiongbulake copper deposit is the largest deposit in western Awulale Mountain copper belt of Xinjiang. Three ore types from No.1 ore body were selected for fluid inclusion and stable isotope studies. The results reveal that all the fluid inclusions are of L-V type and NaCl-H₂O system. Fluid inclusions associated with calcite display moderate-low homogenization temperatures (85°C~343°C), moderate-low salinities (1.57~17.79 wt%NaCl eq.) and low densities (0.7g/cm³~1.05 g/cm³). The petrographic characteristics of the fluid inclusions in the three ore types are similar to each other, whereas some differences do exist for the homogenization temperatures and alkalinities. Carbon isotope determinations of calcite show $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ values of -3.2‰~-6.5‰, suggesting that the carbon was derived from the mantle. Oxygen isotope determinations of the fluids show $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ values of 0.45‰~4.44‰. Sulfur isotope determinations of sulfides show $\delta^{34}\text{S}_{\text{VDT}}$ values of -10.5‰~5.5‰. The No. 1 ore body and other volcanic hydrothermal ore bodies have similar fluid inclusion and stable isotope characteristics. Therefore, the No. 1 ore body is not of sedimentation-transformation genesis but of volcanic hydrothermal genesis. The mixing of volcanic hydrothermal solution and circulated meteoric water was probably responsible for ore genesis. The slow cooling of ore-forming fluid played the most important role in the deposition of minerals. However, the effect of dilution and the increase of pH were not negligible.

Key words: fluid inclusion; stable isotope; ore-forming fluid; volcanic hydrothermal solution; Qiongbulake

About the first author: ZHAO Jun, male, born in 1978, doctor candidate, mainly engages in the study of economic geology; E-mail: woodzhao_2000@163.com.