DOI:10. 19657/j. geoscience. 1000-8527. 202511130150

东天山土屋东斑岩型铜矿床成矿流体性质与金属富集机制

任修帅[1]，王银宏[1,*]，王爱林[2]，顾文昕[1]，王 康[1]，张 伟[1]

（1. 中国地质大学（北京）地球科学与资源学院，北京 100083；2. 中国有色桂林矿产地质研究院有限公司，广西 桂林 541004）

摘要：土屋东斑岩型铜矿床位于新疆东天山大南湖—头苏泉岛弧带南缘。前人对该矿床的研究多集中于基础地质与资源评价，其成矿流体性质、物质来源及金属富集机制等关键问题尚缺乏系统研究。为此，本文对研究区不同成矿期次石英流体包裹体开展岩相学观察、显微测温及激光拉曼光谱分析，并结合同位素测试数据进行综合研究。结果表明，矿床热液成矿过程分为4个阶段，分别为：石英-钾硅酸盐阶段（Ⅰ）、石英-多金属硫化物阶段（Ⅱ）、石英-硫化物-绿泥石阶段（Ⅲ）和石英-碳酸盐-硫酸盐阶段（Ⅳ）。流体包裹体主要为富液相、富气相及含子晶三相类型，成分以H_2O和N_2为主，属H_2O-NaCl体系。从成矿早期到晚期，流体均一温度从316～460 ℃降至140～198 ℃，盐度从2. 2～22. 0% NaCl eqv. 降至0. 7～3. 2% NaCl eqv.，捕获压力由8. 5～50. 8 MPa降至0. 5～1. 5 MPa，早期成矿深度达2. 9 km。成矿流体源于中-高温、中-高盐度岩浆成因流体，向上运移中持续混入大气降水并向低温低盐度演化；流体混合作用是金属富集的关键机制，由其引发的物理化学条件剧变共同促进了硫化物的大规模沉淀。

关键词：土屋东斑岩型铜矿床；流体包裹体；成矿流体；东天山

中图分类号：P618. 41 **文献标志码**：A **文章编号**：1000-8527(2026)01-0031-13

Property of Ore-forming Fluid and Metal Enrichment Mechanism of the Tuwudong Porphyry Copper Deposit in Eastern Tianshan

REN Xiushuai[1], WANG Yinhong[1*], WANG Ailin[2], GU Wenxin[1], WANG Kang[1], ZHANG Wei[1]

(1. *School of Earth Science and Resources, China University of Geosciences (Beijing), Beijing* 100083, *China*; 2. *China Nonferrous Metal (Guilin) Geology and Mining Co., Ltd., Guilin, Guangxi* 541004, *China*)

Abstract: The Tuwudong porphyry copper deposit is located on the southern edge of the Dananhu Tousuquan Island Arc Belt in the eastern Tianshan Mountains of Xinjiang. Previous studies on the deposit mainly focused on basic geology and resource evaluation, but the key issues such as the nature of ore-forming fluid, material source and metal enrichment mechanism are still lack of systematic research. Therefore, this study conducted petrographic observations, microscopic temperature measurements, and laser Raman spectroscopy analysis on quartz fluid inclusions from different mineralization stages in the research area, combined with isotope testing data for comprehensive research. The results indicate that the hydrothermal mineralization process of the deposit can be divided into four stages, namely: quartz potassium silicate stage (Ⅰ), quartz polymetallic sul-

收稿日期：2025-10-12；**修回日期**：2026-01-02；**编辑**：袁茂文。

基金项目：地球深部探测与矿产资源勘查国家科技重大专项（2024ZD1002100）；国家自然科学基金面上项目（42072102，41772073）。

作者简介：任修帅，男，硕士研究生，1999年出生，地质工程专业。Email：1403070275@qq. com。

＊通信作者：王银宏，男，研究员，博士生导师，1973年出生，主要从事矿床学研究。Email：wyh@cugb. edu. cn。

引用格式：任修帅，王银宏，王爱林，等. 东天山土屋东斑岩型铜矿床成矿流体性质与金属富集机制［J］. 现代地质，2026，40（1）：31-43. DOI：10. 19657/j. geoscience. 1000-8527. 202511130150.

REN Xiushuai, WANG Yinhong, WANG Ailin, et al. Property of Ore-forming Fluid and Metal Enrichment Mechanism of the Tuwudong Porphyry Copper Deposit in Eastern Tianshan［J］. GEOSCIENCE, 2026, 40（1）: 31-43. DOI: 10. 19657/j. geoscience. 1000-8527. 202511130150.

fide stage (Ⅱ), quartz sulfide chlorite stage (Ⅲ), and quartz carbonate sulfate stage (Ⅳ). Fluid inclusions are mainly composed of rich liquid phase, rich gas phase, and three-phase inclusions containing daughter minerals, with H_2O and N_2 as the main components, belonging to the H_2O-NaCl system; From the early to late stages of mineralization, the fluid homogenization temperature decreased from 316 – 460 ℃ to 140 – 198 ℃, the salinity decreased from 2.2 – 22.0% NaCl eqv. to 0.7 – 3.2% NaCl eqv., the capture pressure decreased from 8.5 – 50.8 MPa to 0.5 – 1.5 MPa, and the early mineralization depth is 2.9 km. The ore-forming fluids are derived from magmatic fluids with medium high temperature and medium high salinity, and continuously mixed with atmospheric precipitation during upward migration, evolving towards low temperature and low salinity; Fluid mixing is the key mechanism of metal enrichment, and the drastic changes in physical and chemical conditions caused by it jointly promote the large-scale precipitation of sulfide.

Key words: Tuwudong porphyry copper deposit; fluid inclusions; ore-forming fluid; Eastern Tianshan

0 引 言

新疆东天山成矿带位于中亚造山带西南缘，是我国重要的铜、金多金属成矿带[1-3]。该带从北向南划分为三个主要构造单元：博格达—哈尔里克岛弧带、觉罗塔格带，中天山地块（图1）。觉罗塔格带整体呈近东西向狭长弧形展布，是东天山的核心构造单元[4-8]，其内部又可进一步划分为大南湖—头苏泉岛弧带、康古尔—黄山韧性剪切带及阿奇山—雅满苏岛弧带。大南湖—头苏泉岛弧带因古生代中酸性岩浆活动强烈，是斑岩型铜矿的有利成矿与赋存区[9-10]。土屋东斑岩型铜矿床位于该岛弧带南缘，与西侧著名的土屋、延东矿床毗邻，共同构成“土屋—延东”斑岩铜矿集区。该矿集区受统一的区域构造-岩浆事件控制，具有相似的成矿地质背景[11-13]。前人对土屋东矿床的研究多集中于基础地质和资源评价，而对其成矿流体的性质、演化及金属富集机制等关键成因问题，尚缺乏系统研究[14]。为此，本研究在野外调查基础上，开展系统的岩相学、流体包裹体显微测温和激光拉曼光谱分析，划分土屋东矿床的成矿期次，揭示成矿流体的物理化学性质与演化规律，探讨成矿物质来源，并剖析金属沉淀富集的关键机制。研究结果旨在深化对土屋东斑岩型铜矿床成矿机制的认识，为区域找矿勘查提供依据。

1 矿床地质

矿区主要出露石炭系企鹅山群，岩性为玄武岩、安山岩及伴生火山碎屑岩，该套火山岩地层构成了重要的赋矿地质单元；矿区局部可见中侏罗统西山窑组，其顶部因长期暴露而发育显著的碎屑状风化壳；第四系则主要分布于沟谷（图2），二者均以角度不整合覆盖于企鹅山群之上[16-20]。

矿区构造主要受两条近东西的深大断裂控制：其一为康古尔塔格断裂，是一条韧-脆性剪切带，带内发育糜棱岩与蚀变矿物；其二为大草滩断裂，是一条多期活动的压性断裂，内部充填构造角砾岩及细晶岩脉[22-23]。两条主干断裂旁侧衍生大量北东东与北北西向压扭性次级断裂，共同构成网络状裂隙系统，显著控制了含矿岩体的侵位通道与矿体赋存形态[24]。康古尔塔格断裂所代表的韧性剪切带及其脆-韧性转换域，为成矿流体的运移与沉淀富集提供了关键空间[25-27]。

岩浆活动以海西期最为强烈，尤其是石炭纪—二叠纪的火山-侵入作用，为斑岩铜矿的形成提供了重要的热源与成矿物质来源。该期侵入岩以斜长花岗斑岩、闪长玢岩等中-酸性浅成岩为主，部分为镁铁质-超镁铁质杂岩；火山岩类型齐全，自基性玄武岩至酸性流纹岩均有发育，同时伴生凝灰岩及少量火山角砾岩[28-33]。

土屋东为一处大型斑岩型铜矿床，其矿体平均铜品位为0.3%（地表与深部分别为0.3%和0.35%），已探明铜金属量约40万t[13]。矿体呈东宽西窄的眼球状或似板状展布，主要赋存于斜长花岗斑岩与闪长玢岩体内，整体受近东西向断裂控制。矿体延伸长度约1300 m，平均厚度约38 m，产状南倾，倾角约70°；浅部产状平缓，随深度增加形态收敛并尖灭（图3），反映出对深部构造应力场变化的响应特征。

矿石中金属矿物以黄铜矿（主成矿矿物）、黄铁矿（伴生硫化物）、辉钼矿（次要伴生矿物）为

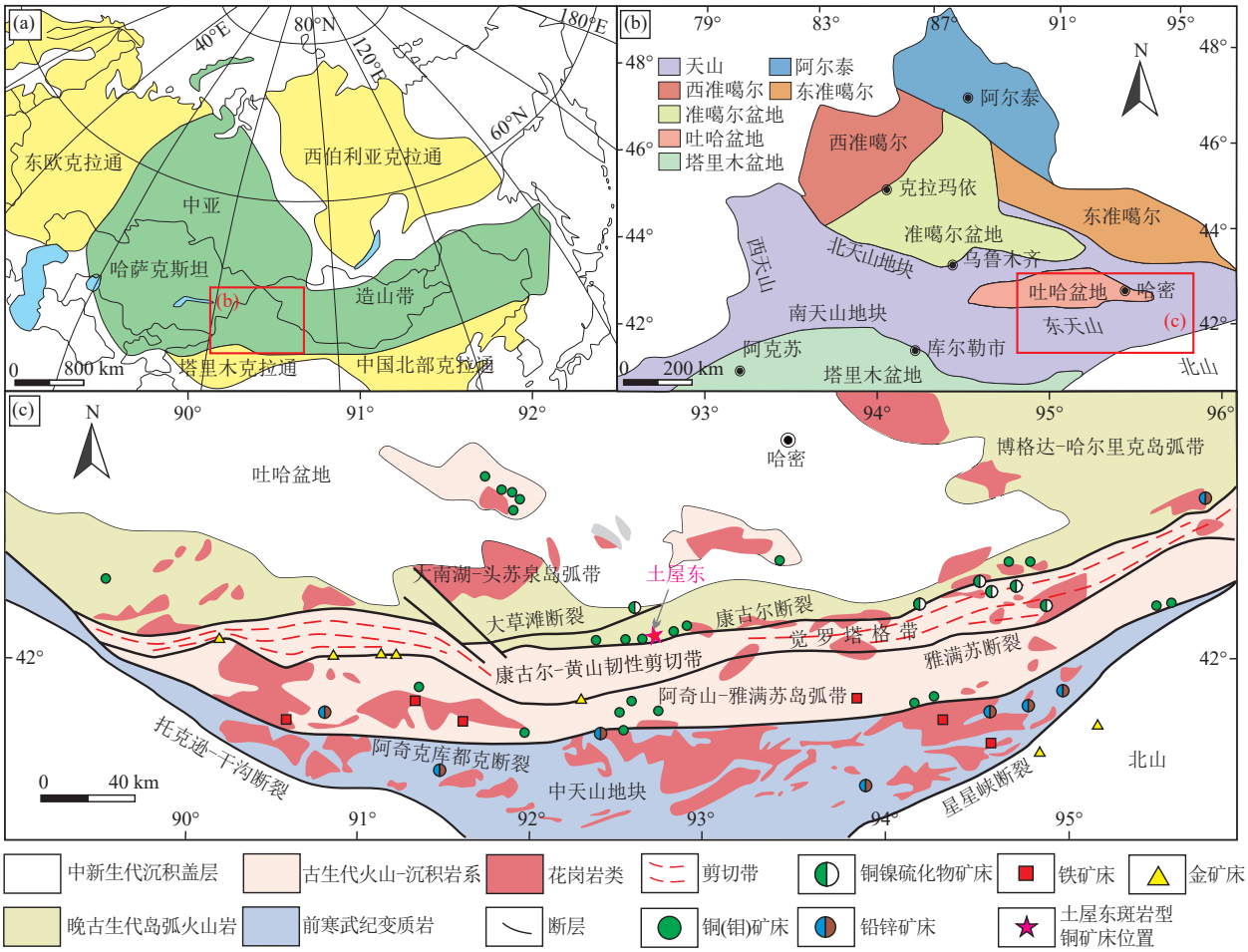


图 1　中亚造山带大地构造（a）与东天山大地构造位置（b）及区域地质简图（c）（据文献［15］修改）

Fig. 1　Geotectonic map of the Central Asian Orogenic Belt （a）, geotectonic location map （b） and simplified regional geological map of the East Tianshan （c） （modified after reference［15］）

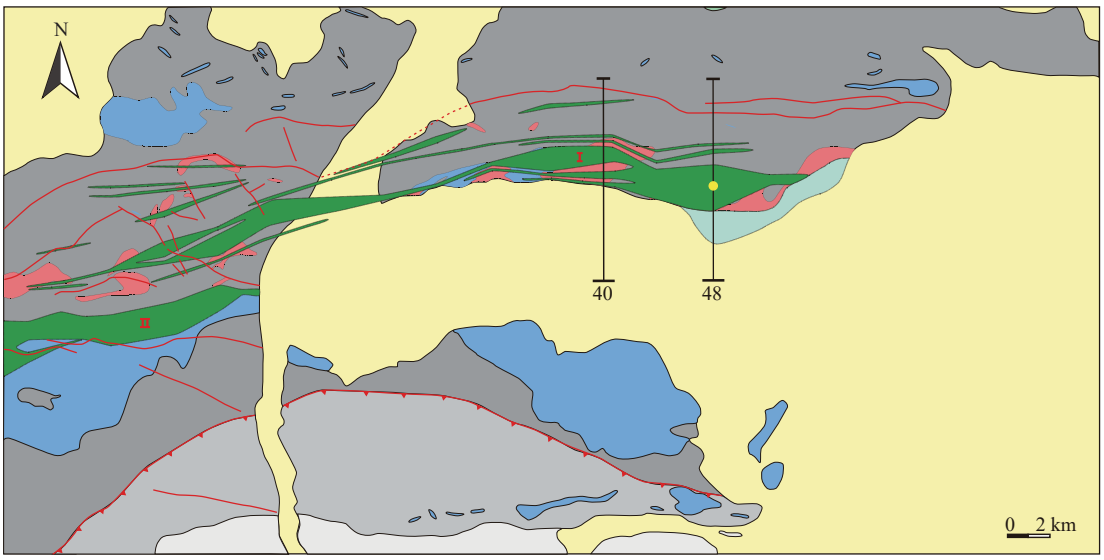


图 2　土屋东斑岩型铜矿区地质简图（据文献［21］修改）

Fig. 2　Simplified geological map of the Tuwudong porphyry copper deposit area （modified after reference ［21］）

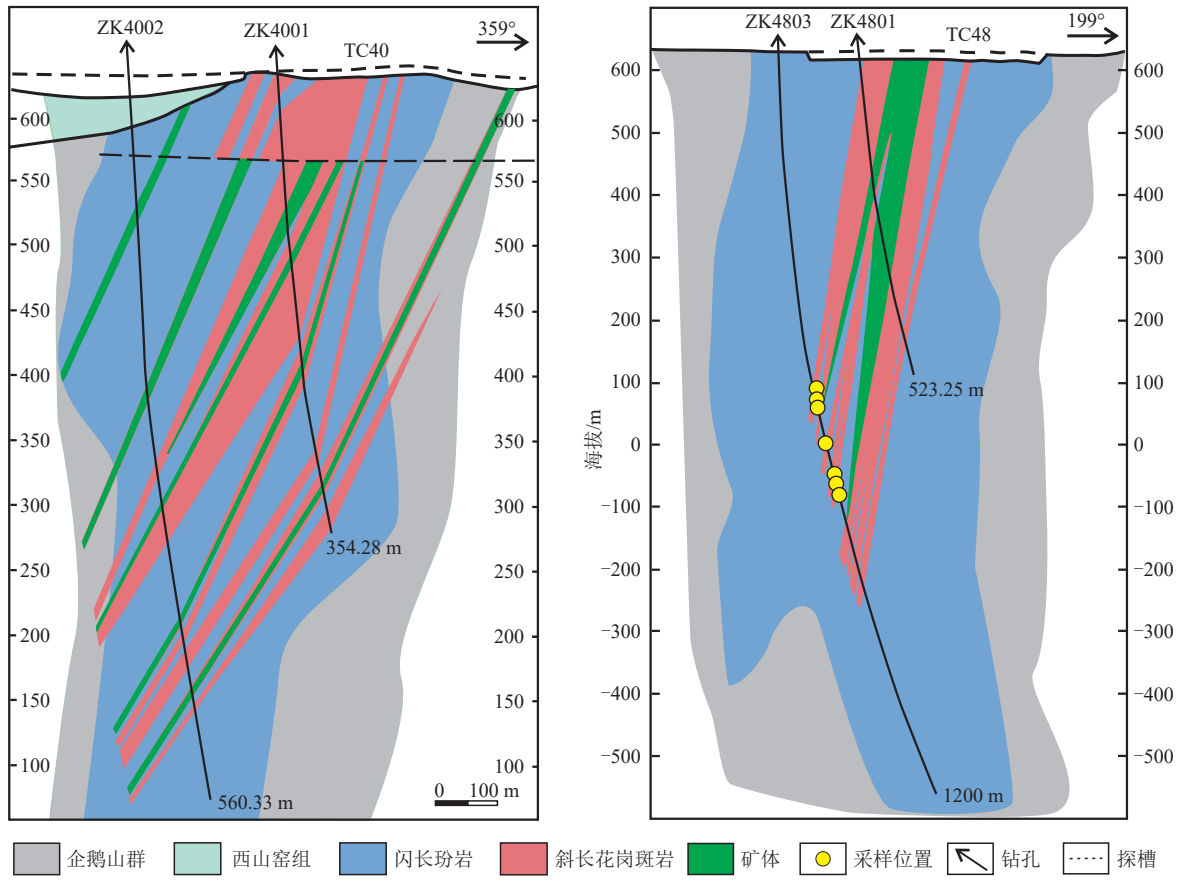


图3 土屋东斑岩型铜矿床40、48勘探线剖面图及采样位置示意图（据新疆地矿局第一区域地质大队，2003修改）

Fig. 3 Sectional map and sampling location diagram of the 40th and 48th exploration lines of the Tuwudong porphyry copper deposit (modified after the No. 1 Regional Geological Brigade, Xinjiang Bureau of Geology and Mineral Resources (2003))

核心，同时含有斑铜矿、磁铁矿、金红石等，常呈浸染状、脉状及网脉状等构造形式产出（图4（a）、（b）和（c））。脉石矿物以与成矿流体活动同步发育的蚀变矿物为主体，构成“石英-绢云母-长石-绿泥石-绿帘石-方解石”的典型组合。矿石结构主要有交代残余结构、自形粒状结构、固溶体分离结构、胶结结构和半自形-他形粒状结构等（图4（d）—（i））。

矿区内主要发育钾化、绢英岩化、青磐岩化及泥化四种热液蚀变类型，其中以钾化、绢英岩化为主。热液蚀变分带明显：深部为钾化带（分布于高温矿化中心），中浅部为绢英岩化带（表现为原生矿物被绢云母-石英交代），地表及近地表广泛发育青磐岩化（作用于火成岩），矿床最外围为泥化带（以黏土矿物为标志），硫化物矿化主要与钾化、绢英岩化、青磐岩化关联，其中绢英岩化带为主矿化载体。

结合矿物共生组合特征与野外观察到的脉体穿切关系进行综合分析，可将矿床的热液成矿期划分为以下4个阶段：石英-钾硅酸盐阶段（Ⅰ），以含磁铁矿、黑云母及钾长石等矿物的石英脉及少量浸染状黄铁矿为特征（图5（a））；石英-多金属硫化物阶段（Ⅱ），广泛发育含黄铜矿、斑铜矿、黄铁矿及辉钼矿的硫化物石英脉，并普遍伴随长石的绢云母化蚀变（图5（b））；石英-硫化物-绿泥石阶段（Ⅲ），发育含石英、黄铁矿、黄铜矿及辉钼矿的矿物组合，普遍出现绿泥石、绿帘石化（图5（c）和（d））；石英-碳酸盐-硫酸盐阶段（Ⅳ），以分布于矿床浅部的绿泥石-方解石脉及少量硬石膏脉为代表（图5（e）和（f）），金属矿物仅见零星黄铁矿。矿物生成顺序划分如图6。

2 样品采集与分析方法

本研究所用的样品均选自东天山土屋东斑岩型铜矿床的钻孔（ZK4803）岩心，选取不同深度及岩性类型的样品加工为包裹体片，在偏光显微

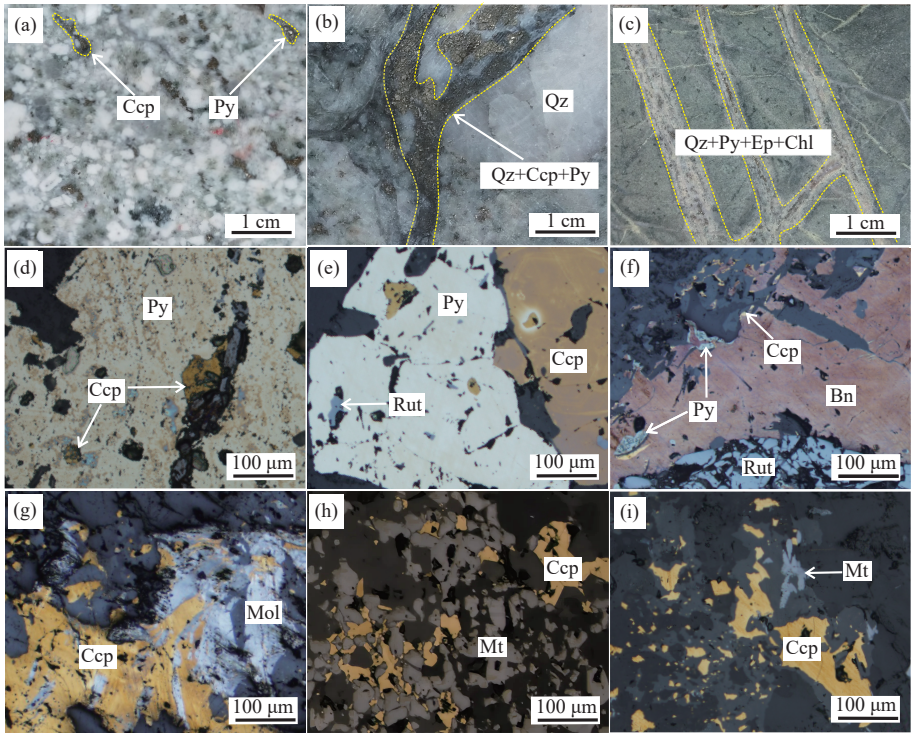


图4　土屋东斑岩型铜矿床矿石组构及矿物共生组合

Fig. 4　Ore fabric and mineral symbiotic combination of Tuwudong porphyry copper deposit

(a)浸染状黄铁矿和黄铜矿；(b)呈脉状产出的石英-黄铜矿-黄铁矿集合体；(c)具网脉状构造的石英-黄铁矿-绿泥石-绿帘石集合体；(d)黄铁矿被黄铜矿交代溶蚀，(e)金红石被黄铁矿包裹，赋存于其内部；(f)呈固溶体分离结构的黄铜矿；(g)黄铜矿与辉钼矿交代共存；(h)黄铜矿胶结磁铁矿；(i)他形粒状黄铜矿与磁铁矿；Ccp. 黄铜矿；Py. 黄铁矿；Mol. 辉钼矿；Bn. 斑铜矿；Mt. 磁铁矿；Rut. 金红石；Qz. 石英；Chl. 绿泥石；Ep. 绿帘石

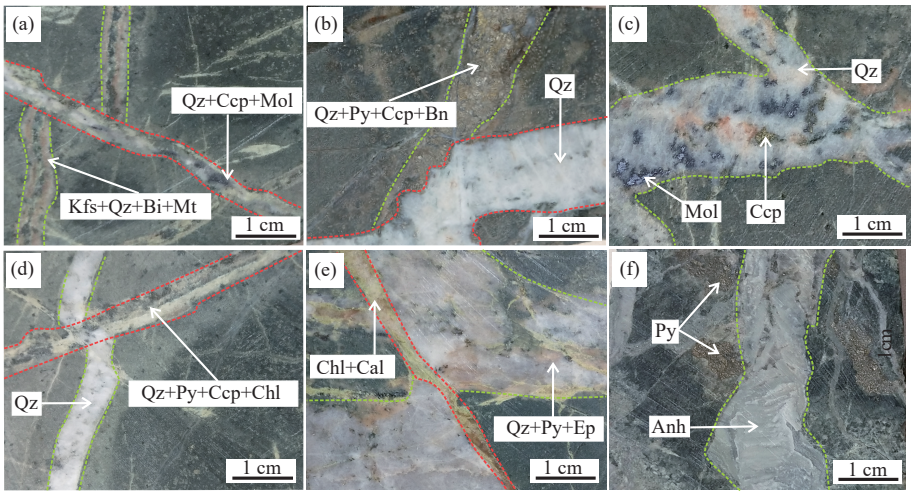


图5　土屋东斑岩型铜矿床手标本矿脉穿切关系图

Fig. 5　Hand specimen vein cutting relationship diagram of Tuwudong porphyry copper deposit

(a)早期钾硅酸盐矿脉被后阶段金属硫化物矿脉穿切；(b)主成矿阶段金属硫化物矿脉被晚期石英脉穿切；(c)成矿Ⅲ阶段石英、辉钼矿及黄铜矿组合脉；(d)成矿Ⅲ阶段石英-硫化物-绿泥石脉穿切早期石英脉；(e)晚期绿泥石-方解石脉穿切前阶段石英、黄铁矿及绿帘石组合；(f) 晚期硬石膏脉。Ccp. 黄铜矿；Py. 黄铁矿；Mol. 辉钼矿；Bn. 斑铜矿；Mt. 磁铁矿；Qz. 石英；Kfs. 钾长石；Chl. 绿泥石；Ep. 绿帘石；Cal. 方解石；Anh. 硬石膏；Bi. 黑云母

镜下观察其特征。基于岩相学分析结果，筛选出形态完整、个体较大且保存状态良好的代表性流体包裹体，用于后续显微测温和流体成分分析。

流体包裹体显微测温分析在中国地质大学（北京）流体包裹体实验室开展，实验采用Linkam THMSG-600型冷热台系统，该仪器的测温

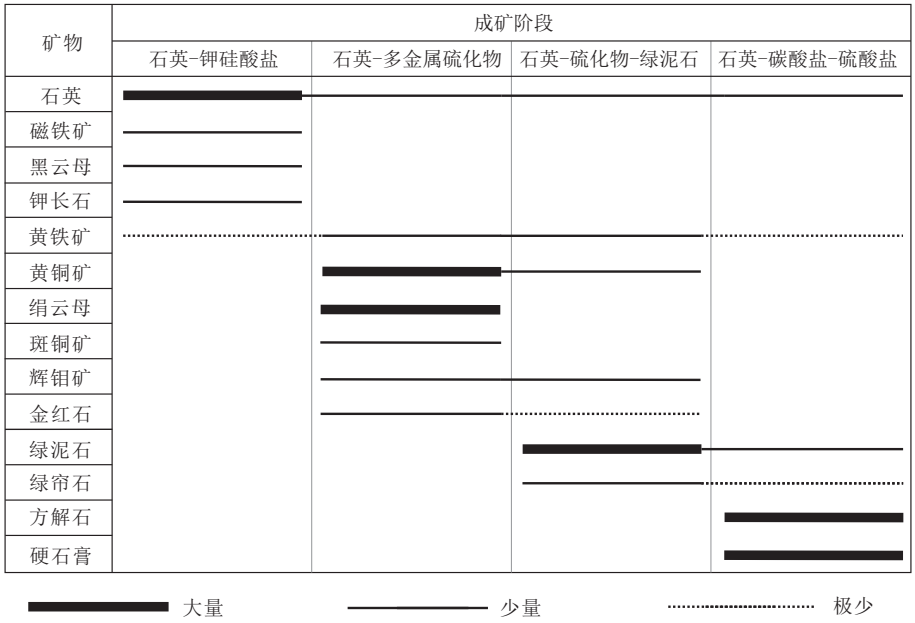


图6 土屋东斑岩型铜矿床矿物生成顺序

Fig. 6 Mineral generation sequence of Tuwudong porphyry copper deposit

区间为-196~+600 ℃，凭借其高导热性加热台与高精度测温电阻，可精确观测直径小于1 μm的包裹体，温度分析精度达±0.1 ℃，加热及冷冻速率可在0.01 ~ 150 ℃/min调节；包裹体成分分析在核工业北京地质分析测试研究中心进行，实验采用LABHR-VIS LabRAM HR800型激光拉曼光谱仪，该仪器配备波长为532 nm的激光器，扫描范围设定为100 ~ 4200 cm^{-1}，光谱分辨率为1 ~ 2 cm^{-1}，激光束斑最小直径为1 μm。

流体盐度基于Hall等[34]建立的冰点-盐度经验模型进行计算，密度根据刘斌等[35]提出的H_2O-NaCl体系经验公式进行估算；成矿压力使用Hokie Flincs H_2O-NaCl体系插件[36]进行求取。成矿深度则分别依据静水压力与静岩压力模型，按公式$P=\rho gh$估算，其中密度ρ分别取1 g/cm^3和2.75 g/cm^3，重力加速度g取9.8 N/kg。

3 分析结果

3.1 流体包裹体岩相学

依据室温下的相态组成差异，可将矿床中的流体包裹体分为富液相（L型）、富气相（V型）及含子晶三相（H型）三种类型。富液相包裹体在数量上占绝对优势，形态多呈椭圆或不规则状，粒径集中于5 ~ 8 μm，在石英宿主中常以群簇状或孤立状分布，少数呈平行条带状排列（图7（a）—（e））；富气相包裹体主要见于成矿早—中期阶段，其形态多为椭圆-类矩形，粒径约6 ~ 12 μm，常以孤立形式出现，或与富液相包裹体伴生（图7（f）和（g））。含子晶三相包裹体仅发育于成矿Ⅰ阶段，是表征高盐度成矿流体的关键载体，其外形以近圆形为主（图7（h）和（i）），粒径约6 ~ 10 μm。

3.2 流体包裹体显微测温

土屋东矿床不同成矿阶段流体包裹体的显微测温结果详见表1及图8，具体特征描述如下：

石英-钾硅酸盐阶段中，富液相和富气相包裹体均一温度变化于316 ~ 460 ℃，峰值为390 ~ 410 ℃，冰点温度为-1.3 ~ -19.4 ℃，盐度为2.2% ~ 22.0% NaCl eqv.，峰值为7.5% ~ 10% NaCl eqv.，流体密度为0.3 ~ 0.8 g/cm^3，平均值为0.66 g/cm^3。含子晶三相包裹体的均一温度为351 ~ 446 ℃，主要集中于370 ~ 410 ℃，盐度较高，为48.8% ~ 63.4% NaCl eqv.，峰值位于50% ~ 55% NaCl eqv.，密度介于1.1 ~ 1.2 g /cm^3，平均值为1.18 g/cm^3。

石英-多金属硫化物阶段中，富液相和富气相包裹体的均一温度变化于235 ~ 355 ℃之间，峰值区间为290 ~ 310 ℃，冰点温度为-1.1 ~ -5.6 ℃，对应盐度为1.9% ~ 8.7% NaCl eqv，以4% ~ 5% NaCl eqv. 为主要峰区，密度0.5 ~ 0.9 g/cm^3，平均值为0.77 g/cm^3。

石英-硫化物-绿泥石化阶段中，富液相和富

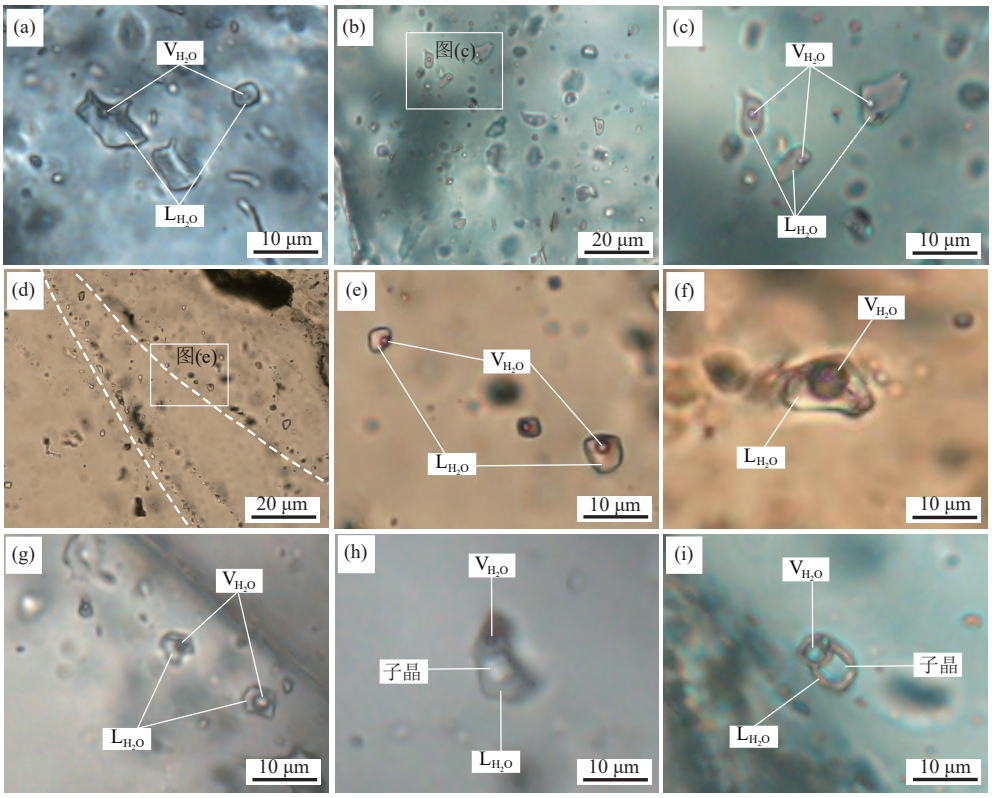


图 7　土屋东斑岩型铜矿床流体包裹体显微照片

Fig. 7　Microscopic photo of fluid inclusions in Tuwudong porphyry copper deposit

(a)不规则-椭圆状富液相包裹体；(b)成群产出的富液相包裹体；(c)图(b)放大部分；(d)平行排列的富液相包裹体；(e)图(d)放大部分；(f)孤立存在的富气相包裹体；(g)富气相与富液相包裹体伴生；(h)、(i) 含子晶三相包裹体；L_{H_2O}. 液相水；V_{H_2O}. 气相水

气相包裹体的均一温度变化于 201 ~ 255 ℃，峰值为 230 ~ 250 ℃，冰点温度为−0. 4 ~ −0. 9 ℃，盐度为 0. 7% ~ 6. 3% NaCl eqv.，峰值区间处于 4% ~ 5% NaCl eqv.，流体密度是 0. 7 ~ 0. 9 g/cm^3，平均值为 0. 86 g/cm^3。

石英−碳酸盐−硫酸盐阶段以富液相包裹体为主，均一温度为 140 ~ 198 ℃，峰值温度集中在 150 ~ 170 ℃，冰点温度为−0. 4 ~ −1. 9 ℃，盐度为 0. 7% ~ 3. 2% NaCl eqv.，峰值为 2% ~ 3% NaCl eqv.，流体密度为 0. 8 ~ 1. 0 g /cm^3，平均值为 0. 92 g/cm^3。

鉴于阶段Ⅰ中含子晶三相包裹体代表高盐度的局部流体端元，其性质与主体成矿热液差异显著，后续讨论将聚焦于主体流体（以富液相与富气相包裹体为代表），而此类包裹体仅作为高盐度流体存在的标志。

3. 3　成矿压力和深度

鉴于斑岩系统早期（阶段Ⅰ）可能处于相对封闭的静岩压力状态，而中晚期（阶段Ⅱ−Ⅳ）随着裂隙发育更接近静水压力条件，本次估算中阶段Ⅰ采用静岩压力梯度（ρ=2. 75 g/cm^3），阶段Ⅱ−Ⅳ采用静水压力梯度（ρ=1. 0 g/cm^3）。基于均一温度与盐度计算的压力与深度见表 2，成矿压力为 0. 5 ~ 50. 8 MPa，对应深度约 0. 1 ~ 2. 9 km，显示流体自深部向浅部运移的连续过程。阶段Ⅰ的宽

表 1　土屋东斑岩型铜矿床流体包裹体显微测温结果

Table 1　Microthermometric data of fluid inclusions in the Tuwudong porphyry copper deposit

阶段	寄主矿物	包裹体类型	测定数量	均一温度/℃		冰点温度/ ℃	盐度/%	密度/(g/cm^3)	
				范围	均值		范围	范围	均值
Ⅰ	石英	L型和V型	28	316 ~ 460	403	−1.3 ~ −19.4	2.2 ~ 22.0	0.3 ~ 0.8	0.66
		H型	6	351 ~ 446	390		48.8 ~ 63.4	1.1 ~ 1.2	1.18
Ⅱ		L型和V型	42	235 ~ 355	288	−1.1 ~ −5.6	1.9 ~ 8.7	0.5 ~ 0.9	0.77
Ⅲ		L型和V型	50	201 ~ 255	221	−0.4 ~ −0.9	0.7 ~ 6.3	0.7 ~ 0.9	0.86
Ⅳ		L型	80	140 ~ 198	165	−0.4 ~ −1.9	0.7 ~ 3.2	0.8 ~ 1.0	0.92

压力范围（8.5 ~ 50.8 MPa）可能是流体在上升过程中发生周期性减压（如裂隙开启）或局部沸腾的反映，该过程对金属硫化物的沉淀至关重要。

3.4 激光拉曼光谱分析

激光拉曼光谱图谱揭示，土屋东斑岩型铜矿床石英脉中所有被测流体包裹体均呈现H_2O和N_2的特征峰，未检测到CO_2、CH_4等含碳气体的特征峰（图9）。N_2峰的普遍存在但强度通常远低于H_2O峰，表明N_2是流体的重要挥发组分，但并非主要成

表2 土屋东斑岩型铜矿床成矿压力及深度计算结果

Table 2 Calculation results of metallogenic pressure and depth of the Tuwudong porphyry copper deposit

阶段	包裹体类型	均一温度/℃	盐度/%	压力/MPa	深度/km
Ⅰ	L型和V型	316 ~ 460	2.2 ~ 22.0	8.5 ~ 50.8	1.0 ~ 2.9
Ⅱ	L型和V型	235 ~ 355	1.9 ~ 8.7	3.0 ~ 16.7	0.3 ~ 1.7
Ⅲ	L型和V型	201 ~ 255	0.7 ~ 6.3	1.6 ~ 4.3	0.2 ~ 0.4
Ⅳ	L型	140 ~ 198	0.7 ~ 3.2	0.5 ~ 1.5	0.1 ~ 0.2

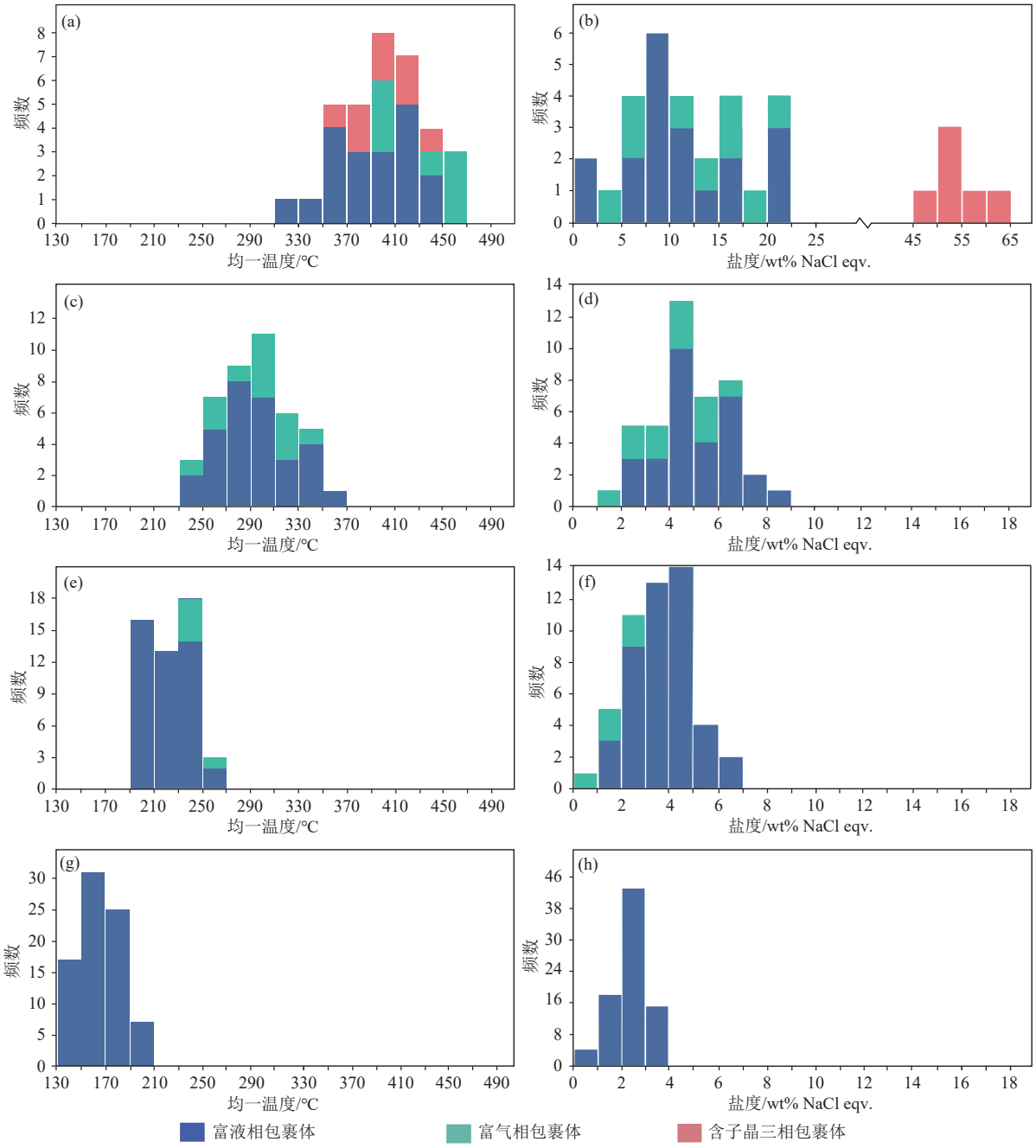


图8 土屋东斑岩型铜矿床不同阶段均一温度和盐度直方图

Fig. 8 Histograms of uniform temperature and salinity at different stages of the Tuwudong porphyry copper deposit

(a)、(b)石英-钾硅酸盐阶段；(c)、(d)石英-多金属硫化物阶段；(e)、(f)石英-硫化物-绿泥石阶段；(g)、(h)石英-碳酸盐-硫酸盐阶段

分。结果表明，成矿流体主要由H_2O和N_2组成，含碳组分不发育，属于典型的H_2O–NaCl体系。

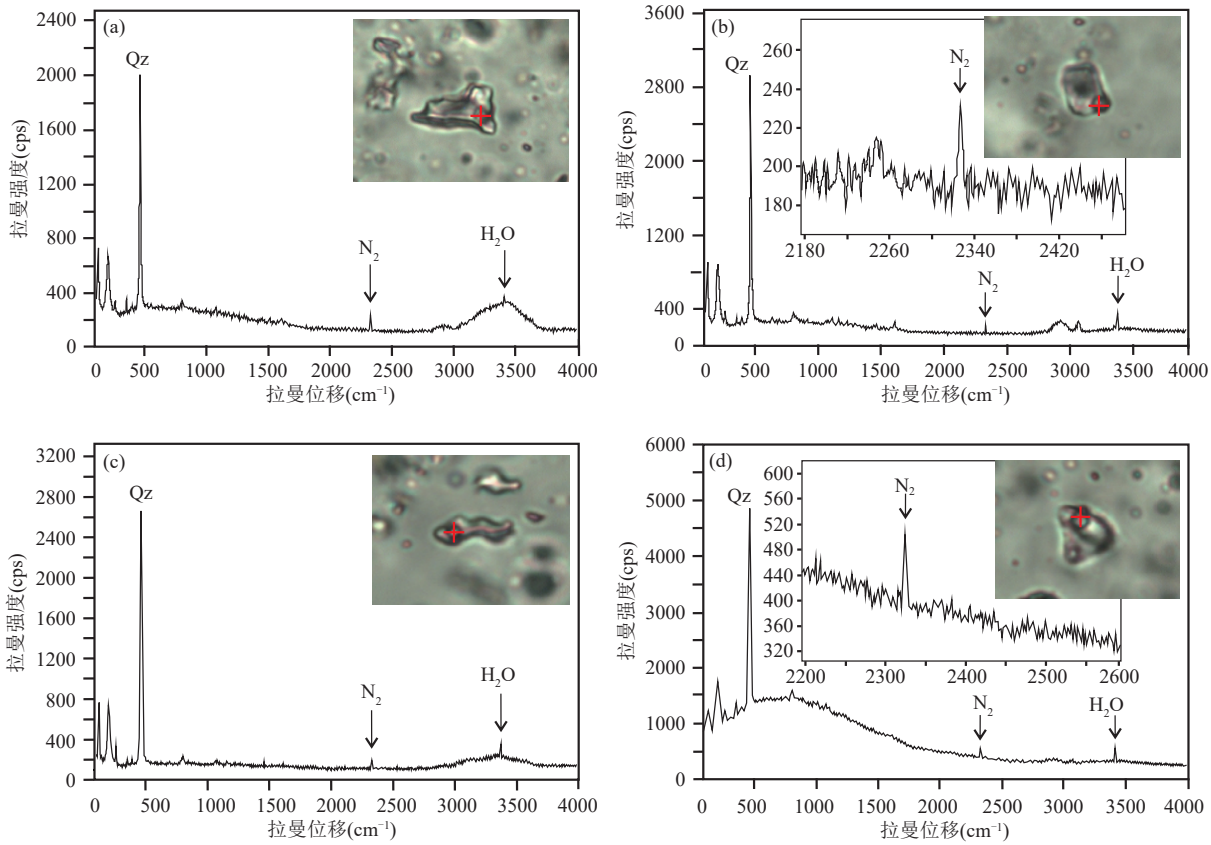


图 9　土屋东斑岩型铜矿床流体包裹体激光拉曼测试图谱

Fig. 9　Laser Raman spectra of fluid inclusions in Tuwudong porphyry copper deposit

(a)斜长花岗斑岩中的富液相包裹体；(b)强蚀变花岗斑岩中的富液相包裹体；(c)石英-硫化物-绿泥石阶段的富液相包裹体；(d)石英-碳酸盐-硫酸盐阶段的富液相包裹体

4　讨　论

4.1　成矿流体性质与演化

流体包裹体的物理化学性质与热力学参数，是揭示土屋东斑岩型铜矿床成矿流体特征与热液成矿机制的关键依据[37]。岩相学观察表明，矿床流体包裹体主要包含富液相、富气相及含子晶三相类型。显微测温结果显示，从早阶段到晚阶段，流体包裹体的均一温度依次为 316 ~ 460 ℃、235 ~ 355 ℃、201 ~ 255 ℃和 140 ~ 198 ℃，相应盐度分别为 2.2% ~ 22.0% NaCl equiv.、1.9% ~ 8.7% NaCl equiv.、0.7% ~ 6.3% NaCl equiv. 和 0.7% ~ 3.2% NaCl equiv.，据此计算的流体密度分别为 0.3 ~ 0.8 g/cm^3、0.5 ~ 0.9 g/cm^3、0.7 ~ 0.9 g/cm^3 和 0.8 ~ 1.0 g/cm^3。激光拉曼光谱分析表明，成矿流体属H_2O–NaCl体系，气相以H_2O和N_2为主，缺乏CO_2、CH_4等含碳气体。N_2可能来自富氮岩浆的脱气作用或大气降水。流体富N_2贫碳的特征指示其形成于较高氧逸度环境，有利于铜、钼等元素以络合物形式迁移并在物理化学条件改变时沉淀[38-40]。在H_2O–NaCl体系中，流体密度受温度与盐度共同控制，且温度的影响通常更为显著[35]。成矿流体从早期的中高温、中等盐度、低密度的特征，演变为后期低温、低盐度、高密度性质，在这一演化过程中，温度下降所引起的密度增加效应超过了盐度降低导致的密度减小效应，从而呈现出“盐度下降、密度上升”的现象。上述演化轨迹，结合均一温度–盐度的关系图（图 10），指示成矿系统从早期的相对封闭的高温环境，向晚期开放、低温环境转变，冷却与稀释是演化的主要驱动力。对比邻近的土屋、延东矿床（表 3），三者的包裹体类型、温度–盐度范围特征相似（表 3），推测他们属于同一斑岩成矿系统[21, 41-45]。

表 3 土屋、土屋东及延东矿床成矿流体特征对比

Table 3 Comparison of ore-forming fluid characteristics of Tuwu, Tuwu East and Yandong deposits

矿床	参考文献	大小/μm	类型	成分	均一温度/℃	盐度/%
土屋	刘敏等, 2009	3 ~ 14	富气相、富液相、含子晶三相	H_2O、CO_2、N_2、O_2	125 ~ 363	0.18 ~ 15.37
	Wang et al, 2018	2 ~ 20	富气相、富液相、含子晶三相、纯液相、纯气相、含 CO_2 三相	H_2O、CO_2	115 ~ 479	0.5 ~ 18.4
	Yuan et al, 2018	4 ~ 35	富气相、富液相、含子晶三相	H_2O、CO_2	133 ~ 427	1.1 ~ 14.2
	Zhang et al, 2019	6 ~ 18	富气相、富液相、含子晶三相	H_2O	150 ~ 458	0.6 ~ 22.6
土屋东	本文	5 ~ 12	富气相、富液相、含子晶三相	H_2O、N_2	140 ~ 460	0.7 ~ 22.0
延东	Wang et al, 2017	3 ~ 13	富气相、富液相、纯气相、含子晶三相	H_2O	123 ~ 494	0.7 ~ 13.4
	Wang et al, 2018	1 ~ 13	富气相、富液相、纯液相、纯气相、含子晶三相	H_2O、H_2S	105 ~ 405	0.9 ~ 18.2
	唐弋焯,2021	5 ~ 20	富气相、富液相、纯液相、纯气相、含子晶三相	H_2O、CO	130 ~ 358	2.24 ~ 12.85

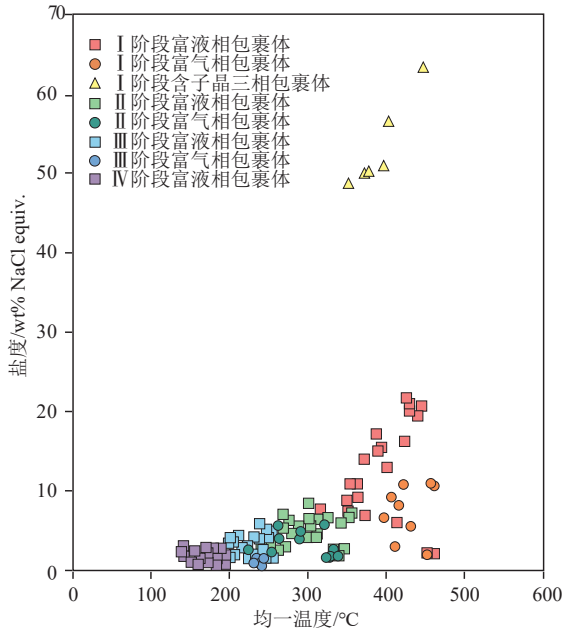


图 10 土屋东斑岩型铜矿床不同成矿阶段流体包裹体均一温度-盐度关系图

Fig. 10 Uniformity temperature salinity relationship diagram of fluid inclusions in different mineralization stages of Tuwudong porphyry copper deposit

4.2 成矿物质来源

氢、氧同位素组成是示踪成矿流体来源的关键指标[46-47]。鉴于土屋东矿床与土屋、延东矿床同属一个矿集区且成矿流体特征相似，本文通过系统对比该矿集区的已有氢氧同位素数据进行示踪分析。综合前人研究数据，土屋、土屋东及延东矿床中石英的 δD_{V-SMOW} 值集中于−44‰~−99‰之间，$\delta^{18}O_{H_2O}$ 值介于−6.4‰~9.0‰[21, 41, 44, 48]。成矿Ⅰ阶段的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值为 5.9‰~9.0‰，与典型岩浆水范围（+5.5‰ ~ +9.5‰）高度吻合[49]；随成矿过程持续进行（Ⅱ至Ⅳ阶段），$\delta^{18}O_{H_2O}$ 值呈现明显的系统性降低，分别为 1.8‰~6.7‰、0.1‰~2.4‰和−6.4‰ ~ −0.2‰。在 $\delta D-\delta^{18}O_{H_2O}$ 图解（图 11）中，第Ⅰ阶段数据点集中分布于岩浆水区域，而第Ⅱ至第Ⅳ阶段数据点则系统性地朝大气降水线方向漂移，揭示了成矿早期流体主要源自岩浆热液，后期持续有大气降水混入[50-52]。

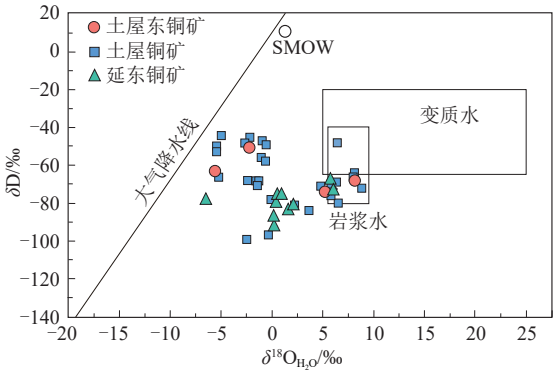


图 11 土屋东斑岩型铜矿床成矿流体 $\delta D-\delta^{18}O_{H_2O}$ 图解（底图据文献［49］）

Fig. 11 Diagram of ore-forming fluid $\delta D-\delta^{18}O_{H_2O}$ in Tuwudong porphyry copper deposit (base map after reference [49])

硫同位素是揭示成矿物质来源的关键示踪剂[53-54]。鉴于土屋东与土屋、延东矿床具有相似的成矿流体特征，矿集区内已发表的同位素数据可为判断土屋东矿床的物质来源提供可靠依据。数据显示，土屋矿床 $\delta^{34}S_{\Sigma S}$ 值分布于−3.9‰ ~ 4.4‰，延东矿床为−3.3‰ ~ 0.8‰[8, 15, 43-44, 55]，这些值总体上在0值附近集中分布，且范围集中在−5‰ ~ +5‰的狭窄区间内（图 12）。结合不同端元硫的 $\delta^{34}S$ 典型范围对比可进一步明确来源：地幔硫 $\delta^{34}S$ 均值近 0‰，中酸性岩浆硫多为−5‰ ~ +5‰，而沉积岩硫 $\delta^{34}S$ 范围较宽（−40‰ ~ +35‰）且显著偏离0值，研究区围岩总硫同位素特征与沉

积岩一致[56-60]。土屋、延东矿床$\delta^{34}S$值完全落入地幔-岩浆硫范围，指示硫主要来自深部岩浆或地幔。据此推测土屋东矿床的硫元素也可能具有相似的深部来源。除硫同位素外，铅同位素组成同样是示踪成矿物质来源的有效手段。对同一矿集区土屋矿床的铅同位素研究显示，其黄铜矿与辉钼矿的$^{206}Pb/^{204}Pb$值分别集中于17.9 ~ 18.4与18.2 ~ 18.4，$^{207}Pb/^{204}Pb$值分别为15.5 ~ 15.6与15.7 ~ 15.8。该特征指示成矿金属铅并非单一来源，而是岩浆铅与地壳铅的混合[8, 61]。综合硫、铅同位素证据可知，该矿集区的成矿物质（铜、钼、硫等）具有深部岩浆与地壳物质共同参与的混合来源特征。

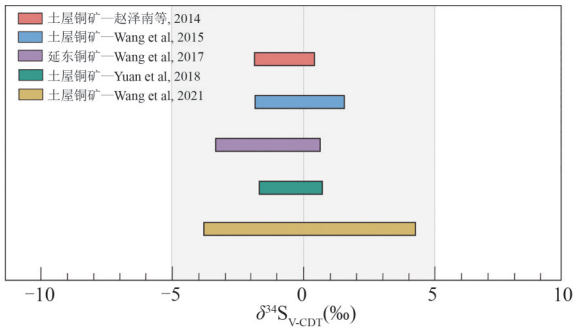


图12　土屋—延东铜矿床硫同位素组成直方图（数据来源于文献［8，15，43-44，55］）

Fig. 12　Sulfur isotope composition histogram of in the Tuwu-Yandong copper deposit （The data is sourced from references［8，15，43-44，55］）

4.3　成矿金属富集机制

对土屋东矿床硫化物及其流体包裹体特征的探讨，有助于阐释岩浆演化过程中成矿元素的富集机制[62]。综合研究表明，该矿床的成矿作用是在统一的构造-岩浆背景下，由多阶段流体演化共同完成的金属富集过程。其金属富集机制以流体混合作用为核心，并在物质来源上以深部岩浆流体为主导，协同沸腾、冷却等多种过程共同完成。

成矿早期以中高温、中等盐度的岩浆热液为主，流体在上升过程中不断萃集成矿元素并与围岩发生钾化反应，促使磁铁矿、黑云母、钾长石及少量黄铁矿等矿物沉淀。大量磁铁矿的形成消耗了流体中的自由氧，导致体系氧逸度降低，从而导致铜的溶解度减小，为后续铜质大规模沉淀创造了有利条件。成矿Ⅱ阶段为铜质沉淀的关键时期。源自深部、已富含成矿金属的岩浆流体上升至浅部，与下渗的大气降水发生大规模混合，显微岩相学上表现为富气相与富液相包裹体共存，指示该过程常伴随减压沸腾。混合作用并未提供主要的成矿物质，但导致流体温度与盐度急剧降低，并引起pH、氧逸度等参数的剧烈波动，彻底破坏了铜氯络合物的稳定性，触发了以黄铜矿、斑铜矿为主的硫化物大规模快速沉淀[63-65]。沸腾作用通过气相分离进一步改变流体性质，协同促进了沉淀过程。该阶段形成了以黄铜矿、斑铜矿为主，黄铁矿和辉钼矿伴生的矿石矿物组合，并伴随广泛的绢英岩化蚀变。成矿Ⅲ阶段，随着大气降水混入比例进一步增加（氢氧同位素向大气降水线漂移，图11），流体温度与盐度进一步持续降低。该环境促使残余的铜、铁等金属继续沉淀（主要为黄铁矿、黄铜矿），同时形成绿泥石、绿帘石等标志性的低温蚀变矿物组合，实现了金属元素的进一步富集。成矿Ⅳ阶段的流体温度与盐度降至最低，金属元素已基本析出完毕。热液活动以形成石英、方解石、硬石膏等脉石矿物为主，仅伴有零星黄铁矿，标志着整个热液成矿系统的终结。

综上所述，土屋东矿床的金属富集机制可概括为“岩浆供给、混合触发、多因协同”。深部岩浆热液提供了成矿物质的根本来源；主成矿期（阶段Ⅱ）岩浆流体与大气降水的混合是触发金属沉淀的关键机制，其通过引发温盐等物理化学条件的剧变，直接控制着硫化物的沉淀时机与规模；阶段Ⅰ的氧逸度降低为成矿预备了有利环境，阶段Ⅲ—Ⅳ则记录了系统向低温、开放体系的演化。这一机制与区域上土屋、延东等矿床具有一致性，共同揭示了东天山斑岩铜矿集区重要的流体演化与成矿规律。

5　结　论

（1）土屋东斑岩型铜矿床的热液成矿期可划分为石英-钾硅酸盐、石英-多金属硫化物、石英-硫化物-绿泥石及石英-碳酸盐-硫酸盐4个成矿阶段。

（2）流体包裹体主要有富液相、富气相及含子晶三相包裹体，成矿流体成分以H_2O和N_2为主，属于H_2O-NaCl体系。

（3）土屋东矿床成矿物质主要来源于深部岩浆流体，成矿过程伴随大规模大气降水的混入。流体混合是触发成矿物质大规模沉淀与富集的关

键机制，由其引发的温度、盐度等物理化学条件剧变、协同沸腾等过程，共同控制了矿床的形成。

参考文献：

[1] WU C, CHEN H, LU Y. Crustal structure control on porphyry copper systems in accretionary orogens: insights from Nd isotopic mapping in the Central Asian Orogenic Belt[J]. Mineralium Deposita, 2022, 57(4): 631 – 641.

[2] 涂光炽. 初议中亚成矿域[J]. 地质科学, 1999, 34(4): 397 – 404.

[3] 高珍权. 东天山铜金多金属成矿学及找矿系统工程学[D]. 长沙: 中南大学, 2002.

[4] 依力扎提·居马洪, 凤永刚, 雷如雄, 等. 东天山镜儿泉花岗伟晶岩型锂铍矿中石榴子石的地球化学特征: 岩浆过程和稀有金属矿化的指示[J]. 地球科学与环境学报, 2025, 47(1): 16 – 33.

[5] XIAO B, CHEN H Y, HOLLINGS P, et al. Magmatic evolution of the TuwuYandong porphyry Cu belt, NW China: Constraints from geochronology, geochemistry and Sr-Nd-Hf isotopes [J]. Gondwana Research, 2017, 43: 74 – 91.

[6] SUN Z Y, WANG J B, WANG Y W, et al. Zircon and garnet U-Pb dating and in situ trace element of magnetite from the Hongyuntan Fe deposit, Eastern Tianshan, NW China [J]. Ore Geology Reviews, 2020, 127: 1 – 15.

[7] MAO Q G, WANG J B, YU M J, et al. Re-Os and U-Pb geochronology for the Xiaorequanzi VMS deposit in the Eastern Tianshan, NW China: Constraints on the timing of mineralization and stratigraphy[J]. Ore Geology Reviews, 2020, 122: 1 – 14.

[8] WANG Y H, ZHANG F F, XUE C J, et al. Geology and Genesis of the Tuwu Porphyry Cu Deposit, Xinjiang, Northwest China [J]. Society of Economic Geology, 2021, 116(2): 471 – 500.

[9] 张婷婷. 新疆东天山造山带延东斑岩铜矿床地质特征及剥蚀保存[D]. 北京:中国地质大学(北京), 2021.

[10] 李寄邦, 张辉, 吕正航. 东天山镜儿泉伟晶岩与花岗岩成因关系:来自锆石U-Pb定年和Hf同位素证据[J]. 地球化学, 2020, 49(4): 385 – 403.

[11] 张方方. 东天山斑岩型钼矿床成矿动力学背景与成矿机制[D]. 北京:中国地质大学(北京), 2016.

[12] 木合塔尔·扎日, 吴兆宁, 吴昌志, 等. 东天山板块缝合区(带)的构造演化与多金属矿床成矿的关系[J]. 地球科学, 2010, 35(2): 245 – 253.

[13] 王福同, 冯京, 胡建卫, 等. 新疆土屋大型斑岩铜矿床特征及发现意义[J]. 中国地质, 2001, (1): 36 – 39+29.

[14] 王爱林. 新疆东天山土屋东斑岩铜矿床地质特征与成矿流体研究[D]. 北京:中国地质大学(北京), 2023.

[15] WANG Y H, XUE C J, LIU J J, et al. Early Carboniferous adakitic rocks in the area of the Tuwu deposit, eastern Tianshan, NW China: Slab melting and implications for porphyry copper mineralization[J]. Asian Earth Sci, 2015, 103: 332 – 349.

[16] 韩春明, 毛景文, 杨建民, 等. 东天山晚古生代内生金属矿床类型和成矿作用的动力学演化规律[J]. 地质学报, 2002, (2): 222 – 234.

[17] 宋林山, 汪立今, 邓 刚, 等. 东天山地区成矿规律及铜、金矿床分布(英文)[J]. 新疆大学学报(自然科学版), 2008, (4): 385 – 390.

[18] 申萍, 董连慧, 潘鸿迪, 等. 新疆斑岩型铜矿床基本特征[J]. 矿床地质, 2012, 31(S1): 33 – 34.

[19] 侯广顺, 唐红峰, 刘丛强, 等. 东天山土屋–延东斑岩铜矿围岩的同位素年代和地球化学研究[J]. 岩石学报, 2005, (6): 1729 – 1736.

[20] 木合塔尔·买买提, 桑树勋, 木合塔尔·扎日, 等. 东天山土屋–延东大型、超大型斑岩铜矿田成矿条件探讨[J]. 新疆地质, 2011, 29(2): 166–172.

[21] ZHANG F F, WANG Y H, XUE C J, et al. Fluid inclusion and isotope evidence for magmatic-hydrothermal fluid evolution in the Tuwu porphyry copper deposit, Xinjiang, NW China [J]. Ore Geology Reviews, 2019, 113: 1 – 23.

[22] 潘鸿迪, 申萍, 陈刚, 等. 新疆土屋斑岩铜矿床火山–侵入杂岩体、成矿岩石及其蚀变[J]. 矿床地质, 2013, 32(4): 795 – 809.

[23] 杨建坤, 赵泽南, 魏民. 土屋斑岩铜矿研究进展[J]. 有色金属科学与工程, 2019, 10(2): 91 – 96.

[24] 康鹏, 彭新发, 王小明, 等. 新疆哈密大草滩地区地质地球物理特征及铜矿远景区划分[J]. 矿产勘查, 2019, 10(5): 1136 – 1140.

[25] 熊健州. 新疆土屋–延东铜矿矿床成因与成矿期次[J]. 福建质量管理, 2017, (17):281.

[26] 张龙啸, 杨立强, 杨伟, 等. 成矿流体运移与就位及其构造控制机理:以胶东焦家金矿带为例[J]. 现代地质, 2024, 38(4): 873 – 891.

[27] 木合塔尔·买买提,木合塔尔·扎日,桑树勋,等. 土屋–延东斑岩铜矿田区域多元成矿信息分析[J]. 干旱区地理, 2010, 33(6): 979 – 987.

[28] 屈迅. 新疆东准噶尔斑岩铜矿成矿规律及靶区预测[D]. 北京:中国地质大学(北京), 2011.

[29] 孙赫, 秦克章, 徐兴旺, 等. 东天山镁铁质–超镁铁质岩带岩石特征及铜镍成矿作用[J]. 矿床地质, 2007, (1): 98 – 108.

[30] 李文明, 任秉琛, 杨兴科, 等. 东天山中酸性侵入岩浆作用及其地球动力学意义[J]. 西北地质,2002, (4): 41–64.

[31] 周国超, 王玉往, 石煜, 等. 东天山卡拉塔格地区镁铁质岩体年代学、岩石地球化学研究[J]. 岩石学报, 2019, 35(10): 3189 – 3212.

[32] 许骏, 杨利亚, 陈曦, 等. 东天山卡拉塔格矿集区奥陶–志留纪侵入岩地球化学特征及成因[J]. 矿产勘查, 2020, 11(9): 1797 – 1811.

[33] 张涛. 东天山觉罗塔格地区晚石炭世火山岩岩石成因及构造环境[D]. 西安:长安大学, 2014.

[34] HALL D L, STERNER S M., BODNAR R J. Freezing point depression of NaCl-KCl-H2O solutions. Economic Geology, 1988, 83: 197 – 202.

[35] 刘斌, 沈昆. 流体包裹体热力学[M]. 北京: 地质出版社, 1999: 44 – 114.

[36] STEELE-MACINNIS M, LECUMBERRI-SANCHEZ P, BODNAR R J. HOKIEFLINCS_H2O-NaCl: A Microsoft Excel

spreadsheet for interpreting microthermometric data from fluid inclusions based on the PVTX properties of H_2O-NaCl. Comput. Geosci. 2012, 49: 334 – 337.

[37] 王洪艳, 何西恒, 张静, 等. 东天山黄滩金铜矿床流体包裹体填图和成矿预测[J]. 地学前缘, 2026, 32(2): 348–365.

[38] 李世金, 孙丰月, 王力, 等. 青海东昆仑卡尔却卡多金属矿区斑岩型铜矿的流体包裹体研究[J]. 矿床地质, 2008, 27(3): 399 – 406+382.

[39] 周玉, 多吉, 温春齐, 等. 西藏波龙铜矿区成矿流体来源示踪[J]. 中国矿业, 2015, 24(3): 76 – 80.

[40] SUN W D, WANG J T, ZHANG L P, et al. The formation of porphyry copper deposits[J]. Acta Geochimica, 2017, 36: 9 – 15.

[41] 刘敏, 王志良, 张作衡, 等. 新疆东天山土屋斑岩铜矿床流体包裹体地球化学特征[J]. 岩石学报, 2009, 25(6): 1446 – 1455.

[42] WANG Y F, CHEN H Y, Xiao B, et al. Overprinting mineralization in the Paleozoic Yandong porphyry copper deposit, Eastern Tianshan, NW China-Evidence from geology, fluid inclusion and geochronology[J]. Ore Geology Reviews, 2018, 100: 148 – 167.

[43] YUAN H Q, SHEN P, PAN H D. Nature and evolution of hydrothermal fluids in the formation of the Tuwu porphyry copper deposit in the Eastern Tianshan Mountains, NW China[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2018, 165: 210 – 227.

[44] WANG Y H, ZHANG F F, LI B C. Genesis of the Yandong porphyry Cu deposit in eastern Tianshan, NW China: Evidence from geology, fluid inclusions and isotope systematics[J]. Ore Geology Reviews, 2017, 86: 280 – 296.

[45] 唐弋焯. 东天山延东铜矿床流体包裹体研究和成矿过程分析[D]. 北京:中国地质大学(北京), 2021.

[46] 寇少磊, 刘基, 王占彬, 等. 后龙门山构造带辛家咀金矿床成矿流体特征及其演化:来自流体包裹体与H–O同位素的证据[J]. 现代地质, 2025, 39(5): 1193 – 1208.

[47] 薛仲凯, 范堡程, 李航, 等. 镇旬盆地南缘淋湘金矿床流体来源及其成因探讨:C–H–O–Fe同位素、磷灰石裂变径迹的证据[J]. 矿床地质, 2025, 44(2): 413 – 431

[48] YUAN H Q, SHEN P, PAN H D, et al. Geochemistry and mineral chemical behavior of hydrothermal alteration of the Tuwu porphyry copper deposit, Eastern Tianshan, Northwest China[J]. Geological Journal, 2020, 55: 786 – 805.

[49] TAYLOR H P. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. Economic Geology, 1974, 69(6): 843 – 883.

[50] 李晓夏, 赵正, 陈振宇. 江西银坑矿田钨钼与铅锌银成因关系研究:来自流体包裹体和同位素的证据[J]. 矿床地质, 2025, 44(01): 183 – 202.

[51] 杨爱雪, 吕水, 许曼, 等. 冀东高家店金矿床成因:来自金及载金黄铁矿化学成分、流体包裹体和氢氧硫同位素的证据[J]. 矿床地质, 2024, 43(2): 396 – 414.

[52] 郭林楠, 杨永飞, 廖震文, 等. 老挝琅勃拉邦—泰国黎府成矿带中段桑通金矿成矿流体特征与演化[J/OL]. 地学前缘, 1 – 24[2026–01–06]. https://doi.org/10.13745/j.esf.sf.2025.1.22.

[53] OHMOTO H. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits[J]. Economic Geology, 1972, 67: 551 – 578.

[54] 刘杰, 唐甘宇, 陈赛, 等. 内蒙古花敖包特银铅锌矿床硫同位素和黄铁矿微量元素特征及对成矿作用的指示[J/OL]. 现代地质, 2025, 39(6): 1483 – 1495.

[55] 赵泽南. 新疆东天山土屋斑岩铜矿岩体特征及其成矿意义[D]. 北京:中国地质大学(北京), 2014.

[56] HOEFS J. Stable isotope geochemistry, 6th ed.[M]. Berlin: Springer-Verlag, 2009: 473p.

[57] WANG Y, CHEN H, BAKER J M, et al. Multiple mineralization events of the Paleozoic Tuwu porphyry copper deposit, Eastern Tianshan: evidence from geology, fluid inclusions, sulfur isotopes, and geochronology[J]. Mineralium Deposita, 2019, 54(7): 1053 – 1076.

[58] 沙有财, 舒华伟, 董桥峰, 等. 云南普朗铜矿含矿石英流体包裹体特征及对成矿作用的指示[J]. 现代地质, 2025, 39(3): 681 – 695.

[59] OHMOTO H, RYE R O. Isotopes of sulfur and carbon. In Bernes H L ed. Geochemistry of hydrothermal ore deposits and Edition. New York: John Wiley and Sons, 1979: 509 – 611.

[60] 张理刚. 稳定同位素在地质科学中的应用: 金属活化热液成矿作用及找矿[M]. 西安:陕西科学技术出版社, 1985.

[61] 陆胜, 武广, 李成禄, 等. 大兴安岭北段天望台山金矿床流体包裹体、黄铁矿微量元素及H–O–S–Pb同位素研究[J/OL]. 地学前缘, 1 – 25[2026–01–06]. https://doi.org/10.13745/j.esf.sf.2024.12.199.

[62] 陈浩宇, 和文言. 岩浆演化过程中硫化物饱和对斑岩型Cu–Au矿床形成的控制[J]. 现代地质, 2024, 38(4): 947 – 958.

[63] 袁伟恒, 顾雪祥, 章永梅, 等. 甘肃北山地区小西弓金矿床成矿流体性质及矿床成因[J]. 现代地质, 2020, 34(3): 554 – 568.

[64] 郭云成, 刘家军, 尹超, 等. 小秦岭大湖金钼矿床地质特征及成矿流体[J]. 现代地质, 2021, 35(6): 1536 – 1550.

[65] 丁高明, 晏国龙, 王坤明, 等. 东秦岭夜长坪钼矿床流体包裹体特征及对成矿作用的指示[J]. 现代地质, 2024, 38(4): 1177 – 1191.