

<https://doi.org/10.3799/dqkx.2018.134>



# 北山成矿带金窝子金矿床成矿流体时空演化与成矿机制

王钊屹<sup>1</sup>, 王琦崧<sup>1</sup>, 疏孙平<sup>2</sup>, 张 静<sup>1\*</sup>

1. 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室, 北京 100083

2. 北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室, 北京 100871

**摘要:** 金窝子金矿床位于晚古生代塔里木板块与哈萨克斯坦板块俯冲碰撞带南缘的北山裂谷中, 属于造山型矿床, 目前该矿床成矿流体时空演化及成矿机制尚不明确, 利用岩相学、显微测温 and 激光拉曼光谱分析对不同成矿阶段、不同海拔标高的脉石矿物中的流体包裹体进行了系统研究。依据矿物共生组合及脉体穿插关系, 金矿床热液成矿过程可划分为 3 个阶段, 从早到晚依次为: 黄铁矿—石英阶段(早阶段)、石英—黄铁矿—多金属硫化物阶段(中阶段)、石英—碳酸盐阶段(晚阶段), 金矿化主要发育在中阶段。脉石矿物中流体包裹体发育两种类型: NaCl-H<sub>2</sub>O 包裹体(W 型)和 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-NaCl 包裹体(C 型), 前两个阶段发育 W 型和 C 型包裹体, 晚阶段只发育 W 型包裹体。从早阶段到晚阶段, 流体包裹体完全均一温度的峰值分别为 200~300 °C、160~240 °C、120~180 °C, 盐度依次为 1.4%~14.8% NaCleqv、0.4%~14.5% NaCleqv、0.2%~7.6% NaCleqv。从早阶段到晚阶段, 流体由 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-NaCl 体系向 NaCl-H<sub>2</sub>O 体系演变, 完全均一温度和盐度均呈现出降低趋势, 表现为由中温、中低盐度、富 CO<sub>2</sub> 的变质流体向中低温、低盐度、贫 CO<sub>2</sub> 的大气降水演化的趋势。矿脉垂向上的均一温度和盐度随深度增加表现出“低—高一低”的特点, 可能与成矿流体多期次叠加有关。自矿区西南向东北包裹体均一温度逐渐升高, 成矿深度逐渐增加, 反映了矿区东北部可能为热源中心, 表明矿区东北部应具有深部找矿前景。包裹体的物理化学特征及氢氧同位素特征表明, 流体的混合可能是金沉淀的主要机制。

**关键词:** 矿床; 流体包裹体; 时空演化; 金窝子金矿床; 北山。

中图分类号: P611

文章编号: 1000-2383(2018)09-3126-15

收稿日期: 2018-03-24

## Temporal and Spatial Evolution of Ore-Forming Fluid and Metallogenic Mechanism in the Jinwozi Gold Deposit, Beishan Metallogenic Belt

Wang Chuanyi<sup>1</sup>, Wang Qisong<sup>1</sup>, Shu Sunping<sup>2</sup>, Zhang Jing<sup>1\*</sup>

1. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China

2. Key Laboratory of Orogenic Belts and Crustal Evolution, Ministry of Education, Peking University, Beijing 100871, China

**Abstract:** The Jinwozi gold deposit is located in the central Beishan area, southern margin of the subduction-collision zone between the Late Paleozoic Tarim and Kazakhstan plates. The ore genesis of the Jinwozi gold deposit belongs to the orogenic type. However, the temporal and spatial evolution of ore-forming fluid and the metallogenic mechanism remain relatively unclear. The fluid inclusions in quartz from different mineralization stages and depths were analyzed by petrography, microscopic temperature measurement and laser Raman spectrum in this paper. The hydrothermal ore-forming process can be divided into three stages according to mineral assemblages and crosscutting relationships among the veins, from early to late, i.e., pyrite-quartz stage (early stage); quartz-pyrite-polymetallic sulfide stage (middle stage); quartz-carbonate stage (late stage). The gold mineralization mainly occurs in the middle stage. Two types of fluid inclusions are identified based on petrography and laser Raman spectroscopy: NaCl-H<sub>2</sub>O inclusions (W-type) and CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-NaCl inclusions (C-type). Both of the two fluid inclusion types can be observed in the early stage and middle stage quartz; while only

**基金项目:** 国家重点基础研究发展计划“973 计划”项目(No.2014CB440802); 国家自然科学基金项目(No.41572065)。

**作者简介:** 王钊屹(1993—), 男, 硕士研究生, 主要从事矿床学研究, ORCID: 0000-0002-1564-8059. E-mail: wangchuanyi1993@163.com

**\* 通讯作者:** 张静, E-mail: zhangjing@cugb.edu.cn

**引用格式:** 王钊屹, 王琦崧, 疏孙平, 等, 2018. 北山成矿带金窝子金矿床成矿流体时空演化与成矿机制. 地球科学, 43(9): 3126—3140.

the W-type inclusions occur in the late stage. The homogenization temperatures of early stage fluid inclusions range from 200 °C and 300 °C, with salinities of 1.4%–14.8% NaCleqv. The fluid inclusions of middle stage are homogenized between 160 °C and 260 °C, with salinities of 0.4%–14.5% NaCleqv; and in late stage they are 120–180 °C and of 0.2%–7.6% NaCleqv, respectively. From early to late stage, the ore-forming fluid system evolved from a CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-NaCl system to a NaCl-H<sub>2</sub>O system, with the homogenization temperature and salinities decreasing gradually. The results show that the ore-forming fluid system has evolved from the mesothermal, medium-low salinity, CO<sub>2</sub>-rich metamorphic water to the mesothermal-epithermal, low salinity and CO<sub>2</sub>-poor meteoric water. From the shallow to deep of the orebody, the homogenization temperature and salinity firstly increase and then decrease, which might be caused by the multi-superposition of ore-forming fluids. The homogenization temperature and ore-forming depth increase gradually from southwest to northeast area at Jinwozi gold deposit, which indicates that the northeastern intrusion may be a heat source center. Therefore, it is prospected that there will be a good metallogenic potential in the northeastern mining area. The physicochemical and hydrogen-oxygen isotopic data of fluid inclusions show that fluid mixing might be the dominant mechanism of gold deposition.

**Key words:** ore deposits; fluid inclusion; temporal and spatial evolution; Jinwozi gold deposit; Beishan orogen.

## 0 引言

流体包裹体已成为研究流体成矿作用的“化石”或“探针”(陈衍景等, 2007), 保存和记录着各成矿阶段流体的特征, 在矿床研究中起着其他方法不可替代的作用. 通过流体包裹体形态、成分及相态变化的研究, 可以获取成矿过程中的物理化学参数, 能够很好地揭示成矿流体的性质、来源、演化及成矿物质的沉淀富集规律, 有助于认识矿床的成因、开展研究区成矿预测、指导找矿勘查(Chen *et al.*, 2012a; Zhang *et al.*, 2012a, 2016; Zheng *et al.*, 2012, 2014; Deng *et al.*, 2014; Li *et al.*, 2014; Chai *et al.*, 2016; 熊索菲等, 2016; 周向斌等, 2016; 王键等, 2017).

金窝子金矿床是目前北山地区发现的为数不多的大型造山型金矿床(Zhang *et al.*, 2014), 含金石英脉的金品位为 1.5~317.5 g/t, 平均品位 4~15 g/t, 产金量已达 23 t(Pan *et al.*, 2014). 前人对金窝子金矿床成矿流体已开展了初步的研究, 如: 潘小菲和刘伟(2006)通过包裹体测温及激光拉曼研究认为主成矿期 3 号脉大规模成矿不可能是流体沸腾作用的结果; 王敏芳等(2009)测得流体包裹体均一温度分布在 100~480 °C 范围内, 认为矿床属中-低温成矿且具一次性成矿和基本连续演变特点; Pan *et al.* (2014)测得硫化物阶段富 CO<sub>2</sub> 包裹体均一温度峰值为 300~330 °C, 盐度峰值为 9.0% NaCleqv, 水溶液包裹体均一温度峰值为 190~210 °C, 盐度峰值为 5.0%~9.0% NaCleqv. 尽管前人已获得成矿流体的温度、盐度等基本物理化学参数; 但是, 成矿流体的空间演化特征如何? 流体演化如何促进金的沉淀富集? 流体的空间变化特征能否指示矿区深部成矿的潜力? 目前尚无人研究. 基于此, 本文在详细的野外矿床地质及室内岩相学观察等工作的基础上, 对金

窝子金矿床的成矿阶段进行详细划分, 结合不同成矿阶段、不同海拔标高样品中包裹体的显微测温结果和激光拉曼成分特征, 对比分析该矿床流体包裹体的性质、时间和空间演化规律, 进而探讨金的沉淀机制以及矿区的成矿潜力.

## 1 区域地质背景

北山地区地处哈萨克斯坦—准噶尔板块和塔里木板块交汇部位(Pan *et al.*, 2014), 作为中亚造山带的重要组成部分(图 1a; Xiao *et al.*, 2010, 2013; Chen *et al.*, 2012a; Guy *et al.*, 2014; Deng *et al.*, 2017), 该地区经历了新元古代古陆块裂解、古生代岛弧和大陆弧的形成、弧—弧碰撞和弧—陆碰撞等多个阶段最终碰撞拼合, 进入陆内演化阶段又先后经历多次伸展挤压过程, 长期的多阶段构造演化致使北山地区地球动力学背景非常复杂(Ao *et al.*, 2010, 2012; Xiao *et al.*, 2010; 苗来成等, 2014; Pan *et al.*, 2014). 该造山带从北向南发育 4 个重要的蛇绿岩带或缝合线, 依次为: 红石山—黑鹰山断裂带, 明水—石板井断裂带, 红柳河—洗肠井断裂带以及柳园—大奇山断裂带(图 1b; Ao *et al.*, 2010, 2012; Zhang *et al.*, 2012b).

区域内出露的地层主要包括长城系、石炭系、白垩系, 局部为志留系、泥盆系、二叠系和侏罗系. 早古生代地层主要分布在马鬃山、公婆泉附近, 晚古生代地层在区内分布十分广泛, 是区内的重要赋矿地层(图 1b). 北山地区区内岩浆岩较发育: 火山岩主要产在除寒武系外的古生代地层中, 大多呈 EW 向带状展布, 严格受区域构造的控制; 侵入岩以中酸性花岗岩类为主(图 1b), 超基性—基性岩仅有小面积出露(江思宏, 2004).

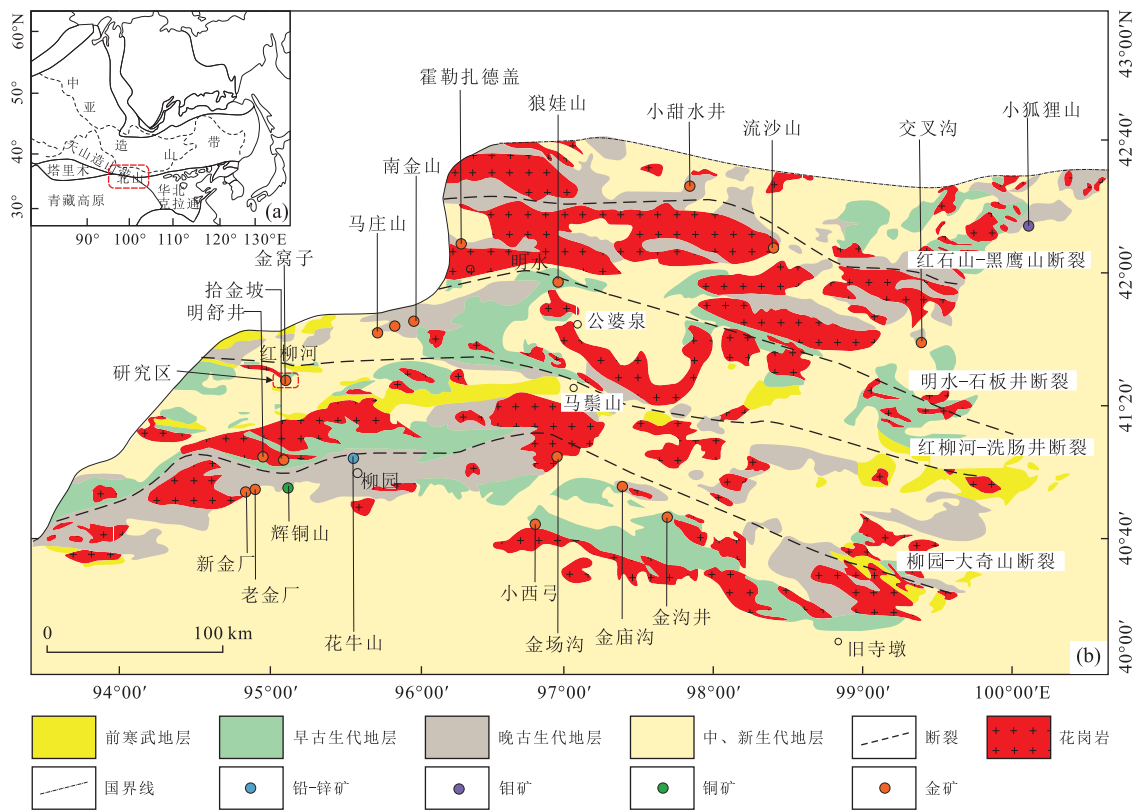


图 1 北山地区大地构造位置(a)及区域地质简图(b)

Fig.1 Location of the Beishan area in the south of the Altai collages (a), geological sketch of the Beishan area (b)

图 a 据 Xiao *et al.* (2010) 修改; 图 b 据 Zhang *et al.* (2012b)、苗来成等 (2014) 修改

北山地区的矿产资源以 Au、Cu、Fe、Pb、Zn 为主。Cu-Pb-Zn 矿床主要分布在柳园地区, 以辉铜山铜矿和花牛山铅锌矿为代表。Mo 矿主要分布在北山的东北部, 如小狐狸山钼矿床。Au 矿主要集中在柳园和明水地区, 代表性矿床包括金窝子、马庄山、南金山、霍勒扎德盖等金矿床(图 1b)。

2 矿区地质

金窝子金矿床位于新疆哈密市南东 230 km 处, 大地构造上位于塔里木板块与哈萨克斯坦板块俯冲碰撞带南缘的北山裂谷中, 产于金窝子晚古生代裂陷带马莲井复向斜核部北侧(陈柏林等, 2003; 牛亮等, 2014)。

矿区出露的地层主要为上泥盆统金窝子组, 呈 NE-SW 向展布, 为一套轻微变质的火山岩—沉积碎屑岩系, 从底部到顶部可划分为 4 个岩性段: 钙质砂岩、千枚岩、中细屑沉凝灰岩; 碳质泥质粉砂岩、变质凝灰岩、薄层灰岩; 凝灰质砾岩、含砾粗砂岩; 泥质砂岩、碳质板岩(陈柏林等, 2003; Liu *et al.*, 2003; 牛

亮等, 2014; Zhang *et al.*, 2014)。

矿区断裂构造发育, 主体呈 NE 向。按断裂性质可以划分出南、中、北 3 个断裂带(图 2), 各自控制着矿田内金矿床的成矿系列和空间分布。金窝子岩体南侧为低角度逆冲断裂带。张性断裂带主要发育在矿田中部的金窝子岩体内, 为一对共轭的 NW 和 NNE 向两组剪切断裂, 基本控制了岩体内含金石英脉的产出特点、赋矿构造部位和控矿特征。高角度逆冲断裂带位于金窝子岩体北部, 即金窝子北带含金破碎带(张旺生等, 2010)。

矿区岩浆岩以黑云母花岗闪长岩为主, 局部出露石英闪长岩、花岗岩。其中黑云母花岗闪长岩岩体侵位于金窝子背斜核部, 呈 NEE-SWW 向展布, 地表形态似长舌状, 长约 5.5 km, 宽 500~900 m, 是金窝子金矿床主要的赋矿围岩。在黑云母花岗闪长岩岩体内还可见呈脉状产出的辉绿岩、伟晶岩、闪长岩以及大量的石英脉体, 反映了该区经历了多期岩浆侵入(图 2)。

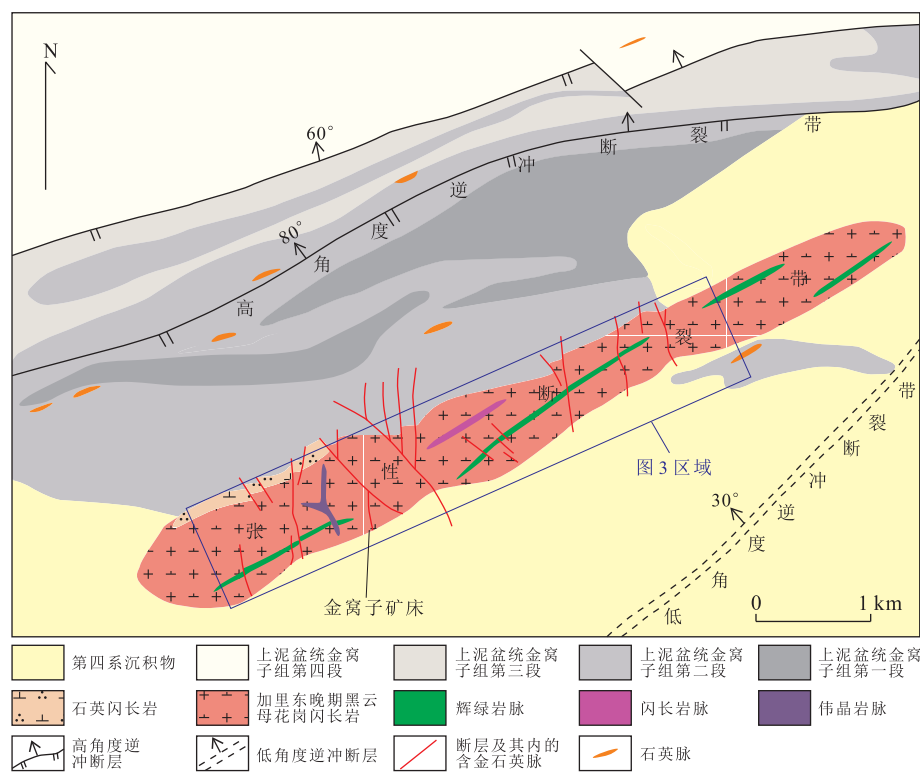


图 2 金窝子金矿床地质简图

Fig.2 Geological sketch of the Jinwozi gold deposit  
据张旺生等(2010)和牛亮等(2014)修改

3 矿床地质

3.1 矿体特征

金矿床的含金石英脉主要产于矿区中部的花岗闪长岩岩体内.区内分布的大小含金石英脉可达 200 条,大致平行等距排列分布,规模较大的脉体一般以 100~150 m 间距展布,而规模较小的脉体间距一般为 20~50 m(图 3).脉体常呈脉状、透镜状产出,沿走向和倾向上具有分枝复合、尖灭再生、膨胀狭窄等特征;矿脉长数米至上千米,一般为数十米至数百米,厚度 0.1~8.0 m,延深可达数百米.

3.2 矿石类型及围岩蚀变

金窝子金矿床的矿石类型为石英黄铁矿型、石英多金属硫化物型.矿石中金属矿物包括黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、黄铜矿、银金矿、自然金等(图 4i),脉石矿物主要为石英,其次为绢云母、绿泥石、方解石等,次生矿物主要有铜蓝、孔雀石等.矿床的矿石结构类型比较简单,主要有压碎结构、自形一半自形粒状结构、他形结构、交代结构、包含结构、乳滴状结构、填隙结构.矿石的构造主要有块状构造、浸染状构造、条带状构造、脉状构造、网脉状构造等.

矿床围岩蚀变比较发育,主要有硅化、绢英岩化、绢云母化、黄铁矿化、绿泥石化以及碳酸盐化等(图 4g, 4h).其中,绢英岩化、黄铁矿化和硅化与金矿化具有密切联系.此外,井下巷道可见花岗闪长岩扭动变形(图 4a),显微镜下可观察到石英中发育明显的波状消光以及黑云母受力扭曲变形等现象,表明成岩后经历过较强的构造作用.

3.3 成矿阶段划分

金窝子金矿的成矿过程可以分为热液期和表生氧化期,其中前者是矿床的主成矿期.结合野外及室内薄片观察,根据矿脉的穿插关系以及矿石的结构和构造、矿物共生组合方式等特征,可以将金窝子的热液成矿期划分为以下 3 个阶段.

(1)黄铁矿—石英阶段(早阶段).存在无矿化的纯净石英,黄铁矿的含量极少,多呈浸染状分布.石英构成了矿脉主体,呈半透明乳白色和强油脂光泽,结晶颗粒粗大,脉状产出.该阶段矿石主要分布在矿脉的边部或被后期矿体包裹,金富集程度低,矿化程度弱.

(2)石英—黄铁矿—多金属硫化物阶段(中阶段).最主要的矿化阶段,以出现大量的黄铁矿(含量可在 5%~10%)及黄铜矿、闪锌矿、方铅矿等多金



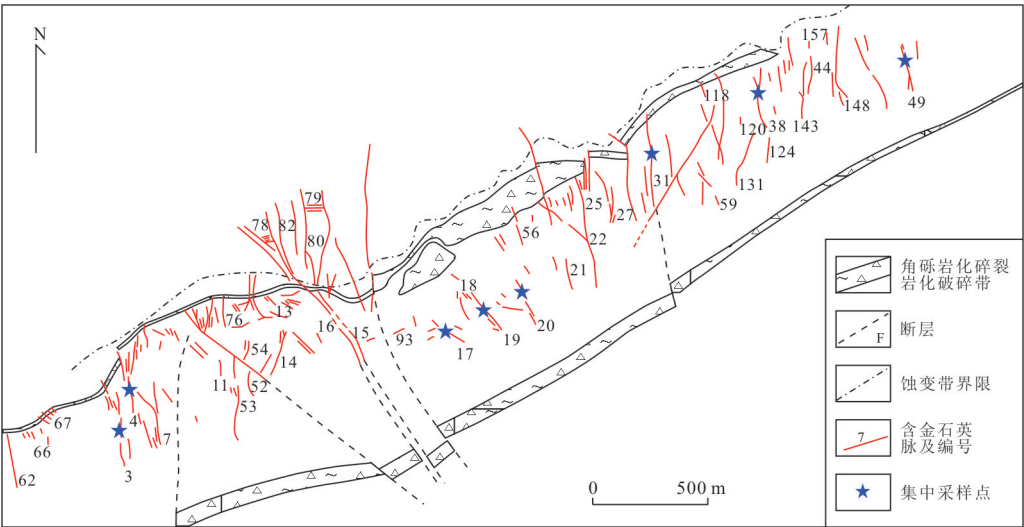


图 3 金窝子矿区含金石英脉平面分布

Fig.3 The plane distribution of auriferous quartz veins of the Jinwozi gold deposit

据张文璟(2015)修改

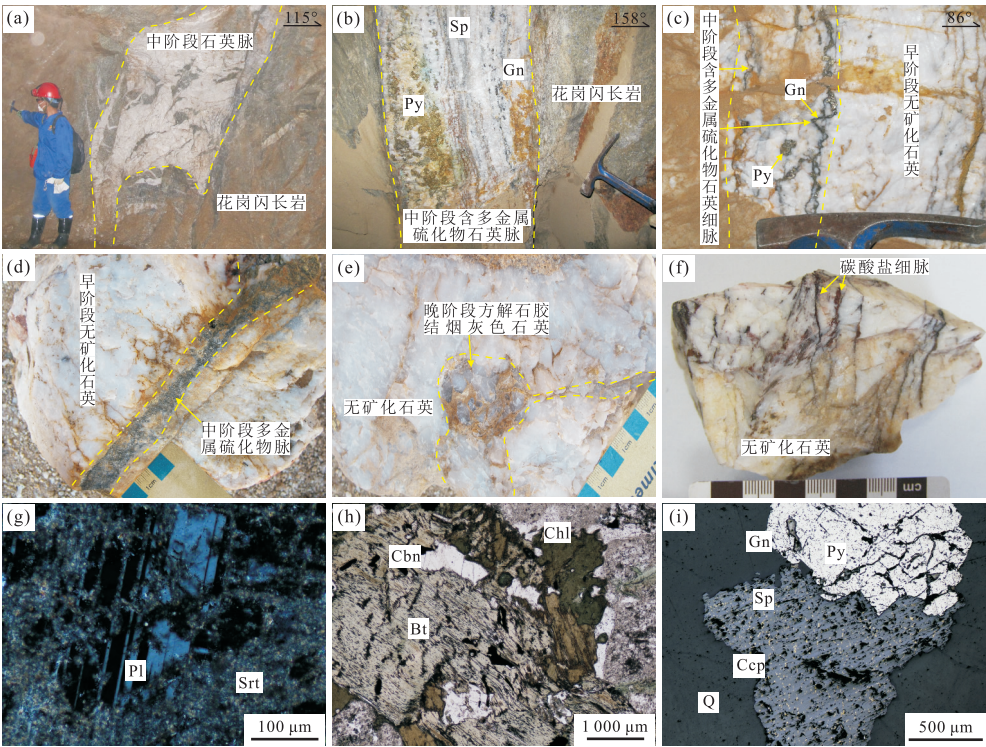


图 4 金窝子金矿床野外手标本及镜下特征

Fig.4 Photographs and photomicrographs showing geological characteristics of the Jinwozi gold deposit

a.含金石英脉沿 NE-SW 向断裂侵入花岗闪长岩,花岗闪长岩被揉搓拉伸;b.中阶段含多金属硫化物石英脉贯入花岗闪长岩岩体中;c.中阶段含多金属硫化物石英细脉贯入早阶段洁净无矿化石英中;d.中阶段多金属硫化物脉贯入早阶段无矿化石英中;e.乳白色无矿化石英中的烟灰色石英,烟灰色石英颗粒被方解石胶结;f.晚阶段碳酸盐细脉沿微裂隙侵入无矿化石英中;g.花岗闪长岩中的斜长石绢云母化;h.黑云母花岗闪长岩中的黑云母转变为绿泥石和碳酸盐矿物;i.多金属硫化物共生;Q.石英;Py.黄铁矿;Gn.方铅矿;Sp.闪锌矿;Ccp.黄铜矿;Pl.斜长石;Srt.绢云母;Bt.黑云母;Cbn.碳酸盐;Chl.绿泥石

属硫化物为特征,硫化物常呈细脉状、团块状产出,多分布于矿体中心部位,穿插早期的石英(图 4c,4d).

(3)石英—碳酸盐阶段(晚阶段).形成的石英—方解石脉、方解石脉沿矿脉或近矿围岩中的微细裂

隙充填(图 4e,4f),存在梳状或晶簇状石英及粗粒自形的方解石.此阶段为热液活动的晚期阶段,基本没有金矿化,含金品位较低,工业意义不大.

成矿后由于地壳的抬升作用,矿体出露地表或处在近地表时,原生矿石发生次生改造作用,出现铜蓝、孔雀石、褐铁矿等表生矿物.

4 流体包裹体研究

4.1 样品采集及测试方法

研究样品采自金窝子矿区井下和地表,涵盖了不同矿脉(图 3)、不同成矿阶段、不同海拔标高(图 5),能够直接反映成矿流体的性质和组成,以期获得成矿过程中流体的时间和空间演化.首先,将采集的样品磨制成厚度约 0.3 mm 的包裹体片,然后进行包裹体岩相学特征观察,最终选择 25 件透明度高、包裹体发育且体积较大的样品进行显微测温 and 激光拉曼成分分析.

实验测试工作均在中国地质大学(北京)资源勘查实验室完成.显微测温的仪器为英国产 Linkam-MDSG600 型冷/热台,其温度控制范围为-196~600℃,测试精度为±0.1℃,测试过程中,升/降温速率设置为 0.2~20.0℃/min,临近相变点时,温度变化速率设置为 0.2℃/min.流体包裹体激光拉曼

成分分析使用英国 Renishaw inVia 型激光拉曼光谱仪,采用 514.5 nm Ar 原子激光器,计数时间 30 s,每 1 cm<sup>-1</sup>(波数)计数一次,1 000~4 000 cm<sup>-1</sup>全波段一次取峰,激光斑束最小直径约 1 μm,激光功率 20 mW,光谱分辨率 1~2 cm<sup>-1</sup>.

4.2 流体包裹体岩相学及成分

根据室温下(25℃)流体包裹体的相态以及冷冻-加热过程中出现的相变特征,结合激光拉曼光谱成分的测定,可以将金窝子矿区的流体包裹体分为两种类型:NaCl-H<sub>2</sub>O 包裹体(W 型)和 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-NaCl 包裹体(C 型).在室温下,W 型包裹体可以进一步分为 W1 和 W2 两种亚类,W1 型为纯 L<sub>H<sub>2</sub>O</sub>包裹体,该类型包裹体数量较少,呈纯液相形态产出;W2 为 V<sub>H<sub>2</sub>O</sub>+L<sub>H<sub>2</sub>O</sub>气液两相包裹体.C 型包裹体可进一步分为 C1 和 C2 两种,其中,C1 型包裹体在室温下为三相,即 CO<sub>2</sub> 气相(V<sub>CO<sub>2</sub></sub>)、CO<sub>2</sub> 液相(L<sub>CO<sub>2</sub></sub>)和水溶液(L<sub>H<sub>2</sub>O</sub>),具有“双眼皮”特征;C2 型包裹体在室温下为两相,即 CO<sub>2</sub> 液相(L<sub>CO<sub>2</sub></sub>)和水溶液(L<sub>H<sub>2</sub>O</sub>),在降温过程中出现气相 CO<sub>2</sub>,该类型包裹体数量较少.

早阶段石英样品中可见 W 型和 C 型包裹体(图 6c),包裹体的大小一般为 4~10 μm,个别包裹体可达 10 μm 以上,气液比一般在 15%~30%(体积比,下同),C 型包裹体气液比可达 45%~60%.包裹体

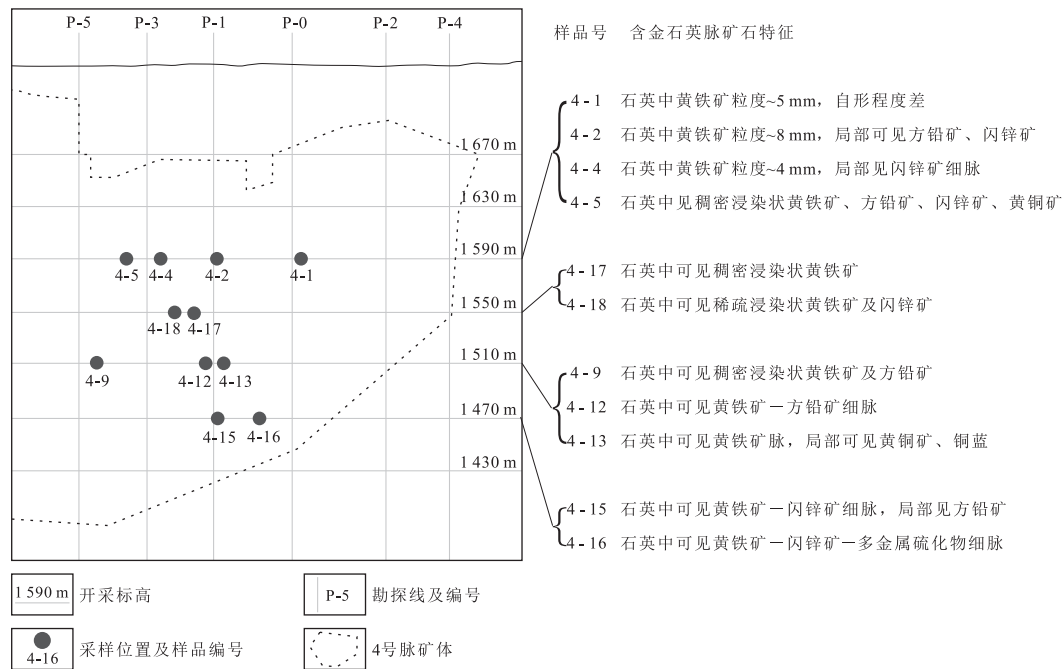


图 5 金窝子金矿 4 号矿脉采样位置及样品特征描述

Fig.5 Sample locations and characteristics of the 4th vein in the Jinwozi gold deposit

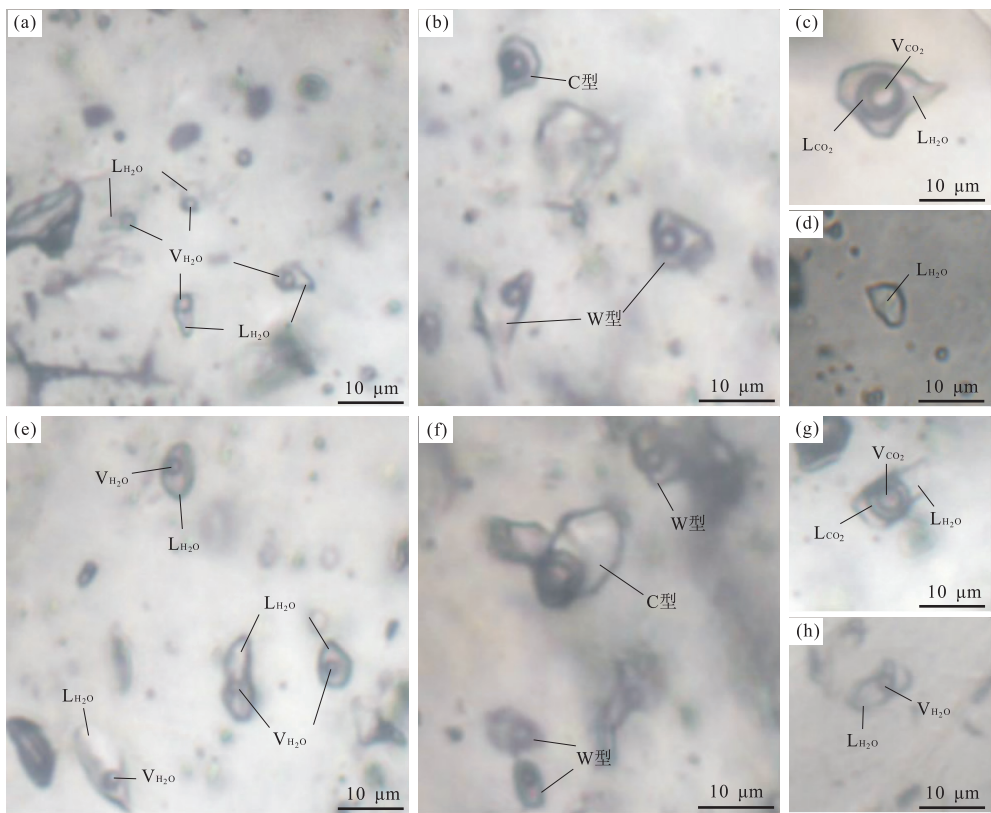


图 6 不同成矿阶段流体石英和方解石中流体包裹体组合和特征

Fig.6 Fluid inclusions in quartz and calcite in different ore-forming stages

a.中阶段石英中不同气液比的 W2 型包裹体;b.中阶段石英中的 W2 型包裹体和富 CO<sub>2</sub> 三相包裹体;c.早阶段石英中富 CO<sub>2</sub> 三相包裹体;d.中阶段石英中纯液相 W1 型包裹体;e.中阶段石英中的 W2 型包裹体;f.中阶段石英中的 W2 型包裹体和富 CO<sub>2</sub> 三相包裹体;g.中阶段石英中富 CO<sub>2</sub> 三相包裹体;h.晚阶段方解石中的 W2 型包裹体

形态多呈椭圆形、长条状、不规则形，多数孤立分布。C 型包裹体的气泡中可以检测到显著的 CO<sub>2</sub> 双峰（拉曼峰谱位于 1 282、1 385 cm<sup>-1</sup> 附近）（图 7a），液相部分则显示出很强的水峰（图 7b）。

中阶段石英样品中可见 W 型（图 6a, 6b, 6e, 6f）和 C 型包裹体（图 6b, 6f, 6g），大小一般为 4~12 μm，体积较大者可达 16 μm，W 型包裹体气液比变化较大，在 5%~45% 不等，C 型包裹体气液比可达 55%~80%。包裹体形态呈椭圆状、纺锤状、不规则状、负晶形，孤立、成群、带状产出。W 型包裹体可以检测到 CO<sub>2</sub> 双峰（拉曼峰谱位于 1 282、1 385 cm<sup>-1</sup> 附近），同时显示出很强的水峰（图 7e, 7f）。C 型包裹体的气泡中可以检测到显著的 CO<sub>2</sub> 双峰（拉曼峰谱位于 1 282、1 385 cm<sup>-1</sup> 附近），同时可见 CH<sub>4</sub> 成分（拉曼峰谱位于 2 912 cm<sup>-1</sup> 附近）（图 7c），液相部分则显示出很强的水峰（图 7d）。

晚阶段方解石样品仅发育 W 型包裹体（图 6h），形态以不规则状、椭圆形为主，多为孤立随机产出，包裹体数量较少，大小集中在 4~7 μm，气液

比为 5%~15%。该阶段 W 型包裹体的成分主要以 H<sub>2</sub>O 为主。

4.3 流体包裹体热力学参数

不同成矿阶段、不同类型的流体包裹体的测温结果见表 1 和图 8，其中，W 型包裹体的盐度依据冰点温度通过 Bodnar(1993)的公式计算，密度根据刘斌和段光贤(1987)的公式计算；C 型包裹体的盐度根据 CO<sub>2</sub> 笼合物熔化温度利用 Collins(1979)的公式计算，密度使用 FLINCOR 软件（Brown and Lamb, 1989）计算获得。

早阶段石英样品中，W 型包裹体的冰点温度为 -10.8~-0.8 °C，对应的盐度为 1.4%~14.8% NaCleqv，主要分布在 4.0%~11.0% NaCleqv，包裹体向液相或气相均一，以液相均一为主，完全均一温度为 147~326 °C，主要集中在 200~300 °C；C 型包裹体的固态 CO<sub>2</sub> 熔化温度为 -60.8~-55.3 °C，CO<sub>2</sub> 笼合物熔化温度为 3.1~8.8 °C，其对应的盐度为 2.4%~11.8% NaCleqv，CO<sub>2</sub> 主要均一到液相，少数均一到气相，均一到液相的 CO<sub>2</sub> 部分均一温度



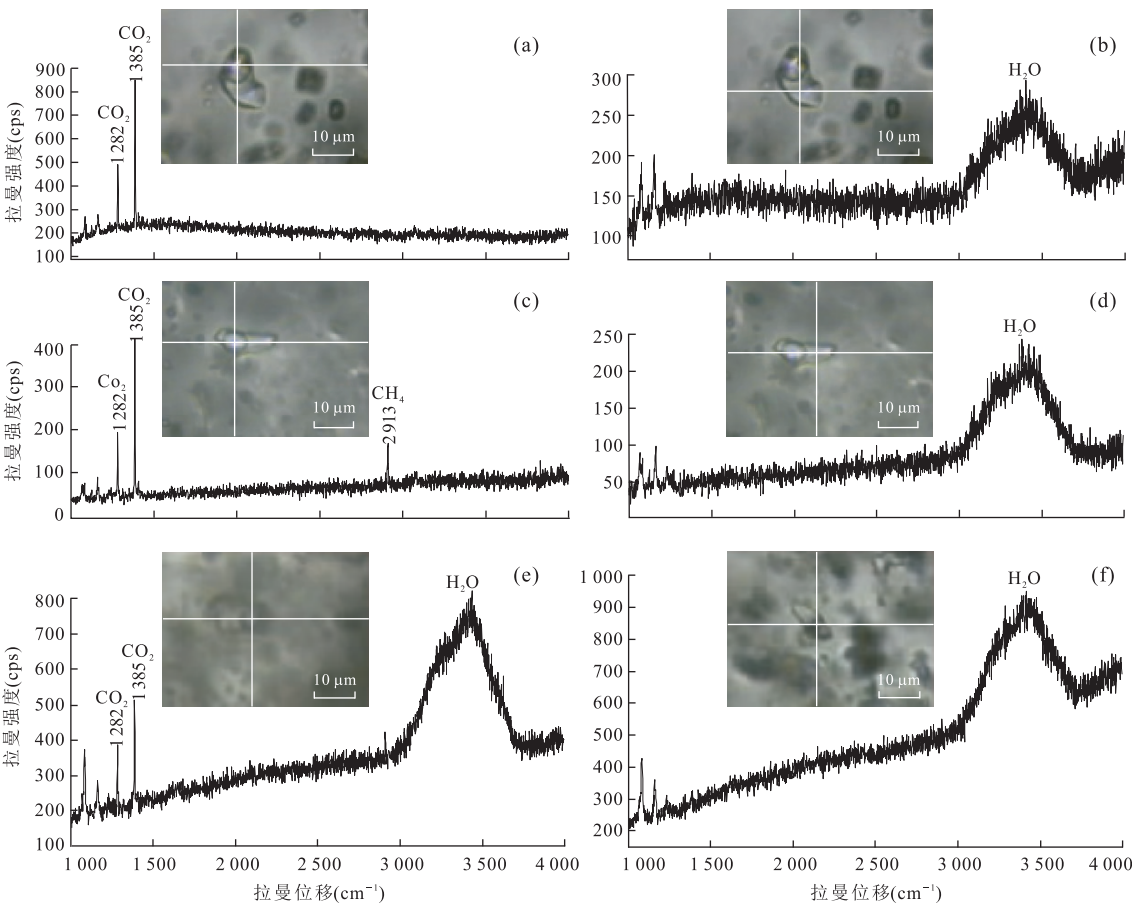


图 7 流体包裹体激光拉曼光谱分析

Fig.7 Laser-Raman spectrum of fluid inclusions

a.早阶段石英中三相包裹体中的 CO<sub>2</sub>; b.早阶段石英中三相包裹体中的 H<sub>2</sub>O; c.中阶段石英中三相包裹体中的 CO<sub>2</sub> 和 CH<sub>4</sub>; d.中阶段石英中三相包裹体中的 H<sub>2</sub>O; e.中阶段气液两相包裹体中的 CO<sub>2</sub> 和 H<sub>2</sub>O; f.中阶段气液两相包裹体中的 H<sub>2</sub>O

为 26.6~30.3 ℃,均一到气相的 CO<sub>2</sub> 部分均一温度为 28.7~30.8 ℃,包裹体液相均一,完全均一温度为 245~346 ℃,个别包裹体在升温过程中发生爆裂,爆裂温度为 281~312 ℃.该阶段 W 型包裹体密度为 0.74~1.01 g/cm<sup>3</sup>; C 型包裹体 CO<sub>2</sub> 的密度分布在 0.30~0.39 g/cm<sup>3</sup> 和 0.58~0.69 g/cm<sup>3</sup> 两个区间,包裹体总密度为 0.59~0.90 g/cm<sup>3</sup>(图 8a,8b 和表 1).

中阶段石英样品中,W 型包裹体的冰点温度为 -10.5~-0.2 ℃,对应的盐度为 0.4%~14.5% NaCleqv,主要集中在 4.0%~10.0% NaCleqv,包裹体向液相或气相均一,主要为液相均一,完全均一温度为 101~334 ℃,主要集中在 160~240 ℃; C 型包裹体的固态 CO<sub>2</sub> 熔化温度为 -62.4~-54.5 ℃,CO<sub>2</sub> 笼合物熔化温度为 3.4~9.0 ℃,其对应的盐度为 2.0%~11.3% NaCleqv,CO<sub>2</sub> 液相均一,部分均一温度为 24.9~30.9 ℃,包裹体主要为液相均一,完全均一温度为 226~364 ℃,少数气相均一的包裹体的完全均一温度为 258~345 ℃,部分包裹体在均一

之前发生爆裂,爆裂温度为 240~348 ℃.该阶段 W 型包裹体密度为 0.73~1.01 g/cm<sup>3</sup>; C 型包裹体 CO<sub>2</sub> 的密度为 0.53~0.71 g/cm<sup>3</sup>,包裹体总密度为 0.68~0.92 g/cm<sup>3</sup>(图 8c,8d 和表 1).

晚阶段方解石中 W 型包裹体的冰点温度为 -4.8~-0.1 ℃,对应的盐度为 0.2%~7.6% NaCleqv,盐度主要集中在 0.0~3.0% NaCleqv,包裹体为液相均一,完全均一温度为 101~218 ℃,主要分布在 120~180 ℃,该阶段 W 型包裹体的密度 0.91~0.98 g/cm<sup>3</sup>(图 8e,8f 和表 1).

早、中阶段部分 C 型包裹体的固态 CO<sub>2</sub> 熔化温度低于纯 CO<sub>2</sub> 三相点温度(-56.6 ℃),表明包裹体中除含 CO<sub>2</sub> 外,可能含有 CH<sub>4</sub> 等挥发性组分,这与激光拉曼检测出 CH<sub>4</sub> 成分相吻合(图 7c).C 型包裹体通过 CO<sub>2</sub> 笼合物熔化温度计算获得的盐度与 W 型包裹体冰点温度计算获得的盐度值大致相当(图 8b,8d 和表 1).



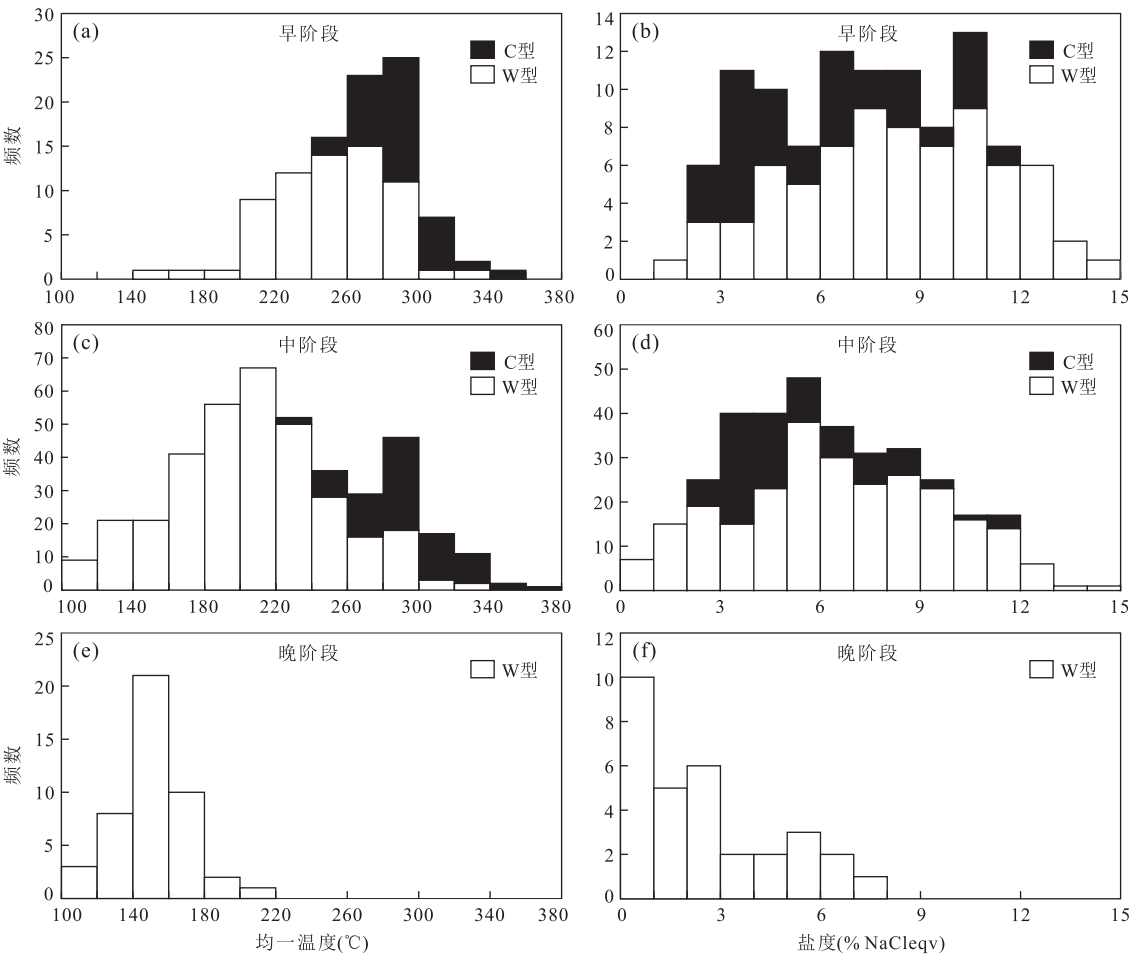


图 8 金窝子金矿不同成矿阶段流体包裹体完全均一温度和盐度直方图

Fig.8 Histograms of homogenization temperatures and salinities of fluid inclusions in different ore-forming stages of the Jinwozi gold deposit

表 1 金窝子金矿流体包裹体显微测温结果

Table 1 Microthermometric data of fluid inclusions of the Jinwozi gold deposit

| 成矿阶段 | 寄主矿物 | 类型 | 数量(个) | 固态 CO <sub>2</sub> 熔化温度(℃) | CO <sub>2</sub> 笼合物 熔化温度(℃) | CO <sub>2</sub> 部分均一温度(℃) | 冰点温度(℃)    | 完全均一温度(℃)  | 盐度 (% NaCleqv) |
|------|------|----|-------|----------------------------|-----------------------------|---------------------------|------------|------------|----------------|
| 早    | 石英   | C  | 12    | −60.5~−56.0                | 3.8~8.8                     | 28.7~30.8(V)              |            | 245~319(L) | 2.4~10.8       |
| 早    | 石英   | C  | 22    | −60.8~−55.3                | 3.1~8.3                     | 26.6~30.3(L)              |            | 248~346(L) | 3.3~11.8       |
| 早    | 石英   | W  | 84    |                            |                             |                           | −10.8~−0.8 | 147~326    | 1.4~14.8       |
| 中    | 石英   | C  | 13    | −62.4~−54.9                | 3.6~8.8                     | 25.9~30.9(L)              |            | 258~345(V) | 2.4~11.0       |
| 中    | 石英   | C  | 73    | −61.8~−54.5                | 3.4~9.0                     | 24.9~30.9(L)              |            | 226~364(L) | 2.0~11.3       |
| 中    | 石英   | W  | 357   |                            |                             |                           | −10.5~−0.2 | 101~334    | 0.4~14.5       |
| 晚    | 方解石  | W  | 50    |                            |                             |                           | −4.8~−0.1  | 101~218    | 0.2~7.6        |

注:括号内 V 指气相, L 指液相.

5 讨论

5.1 成矿流体压力和深度估算

依据 C 型包裹体的部分均一温度和均一方式、部分均一时 CO<sub>2</sub> 相所占比例及完全均一温度,利用 FLINCOR 软件(Brown and Lamb, 1989) 计算获得各成矿阶段流体包裹体最低捕获压力:早阶段捕获

压力为 137~282 MPa;中阶段捕获压力为 134~301 MPa;晚阶段由于缺少 C 型包裹体,未得到相应的捕获压力.考虑到含金石英脉的赋矿围岩主要为花岗闪长岩,假设其密度为 2.76 t/m<sup>3</sup>,按静岩压力分别求得早阶段深度为 5.1~10.4 km,中阶段深度为 4.9~11.1 km.早、中阶段对应深度与金矿床的成矿深度相近,表明金窝子金矿床的成矿深度为 5~11 km.

5.2 流体包裹体演化特征及矿床成因

通过前文的数据和分析可以看出,金窝子金矿的流体包裹体随时间具有如下演化趋势:(1)早、中阶段发育 W 型和 C 型包裹体,而晚阶段只发育 W 型包裹体,即前两个阶段流体成分主要为 CO<sub>2</sub> 和 H<sub>2</sub>O,晚阶段则以 H<sub>2</sub>O 为主;(2)流体包裹体完全均一温度峰值由早阶段的 200~300 ℃,经中阶段的 160~240 ℃,至晚阶段的 120~180 ℃,完全均一温度呈现出降低的趋势(图 9a);(3)盐度从早阶段的 1.4%~14.8% NaCleqv,经中阶段的 0.4%~14.5% NaCleqv,到晚阶段的 0.2%~7.6% NaCleqv,盐度呈现出降低趋势(图 9a);(4)早阶段(1 种)、中阶段(2 种)C 型包裹体 CO<sub>2</sub> 密度分别为:0.30~0.39 g/cm<sup>3</sup> 和 0.58~0.69 g/cm<sup>3</sup>、0.53~0.71 g/cm<sup>3</sup>,包裹体总密度为 0.59~0.90 g/cm<sup>3</sup>、0.68~0.92 g/cm<sup>3</sup>,晚阶段包裹体总密度为 0.91~0.98 g/cm<sup>3</sup>。

综上,成矿流体成分从早阶段到晚阶段由 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-NaCl 体系向 NaCl-H<sub>2</sub>O 体系演化,流体来源由中温、中低盐度、富 CO<sub>2</sub> 的变质流体向中低温、低盐度、贫 CO<sub>2</sub> 的大气降水演化。该特征同造山型矿床流体性质相似(陈衍景,2006;陈衍景等,2007;Chen *et al.*, 2012a; Zhang *et al.*, 2012a; Zheng *et al.*, 2012; Deng *et al.*, 2014),进一步佐证了该矿床为造山型金矿的认识。

此外,金窝子含金石英脉石英流体包裹体 Rb-Sr 等时线年龄为 228±22 Ma(陈富文等,1999),黄铁绢英岩化矿石中绢云母<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar 年龄为 243 Ma(王清利等,2008),表明成矿年龄为 220~245 Ma;而矿区赋矿岩体花岗闪长岩的侵位时间为 425±6 Ma(LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄,未发表),成矿年龄明显晚于岩浆活动时间,表明成矿流体不可能为与花岗闪长岩体有关的岩浆流体。这印证了本文基于流体包裹体成分和物理化学条件所获得的认识。

5.3 流体包裹体空间演化及找矿勘查前景

5.3.1 流体包裹体在深度上的变化 为系统研究金矿床在垂向范围内成矿流体的性质和演化规律,将金矿床 4 号脉中阶段不同深度石英样品显微测温数据进行统计(表 2),发现流体包裹体特征随深度的变化具有如下特征:

在 1 590 m 标高,流体包裹体的完全均一温度为 101~334 ℃,集中在 160~240 ℃;流体包裹体盐度为 0.5%~10.1% NaCleqv,峰值集中在 1.0%~3.0% NaCleqv 和 4.0%~6.0% NaCleqv。

在 1 550 m 标高,流体包裹体的完全均一温度

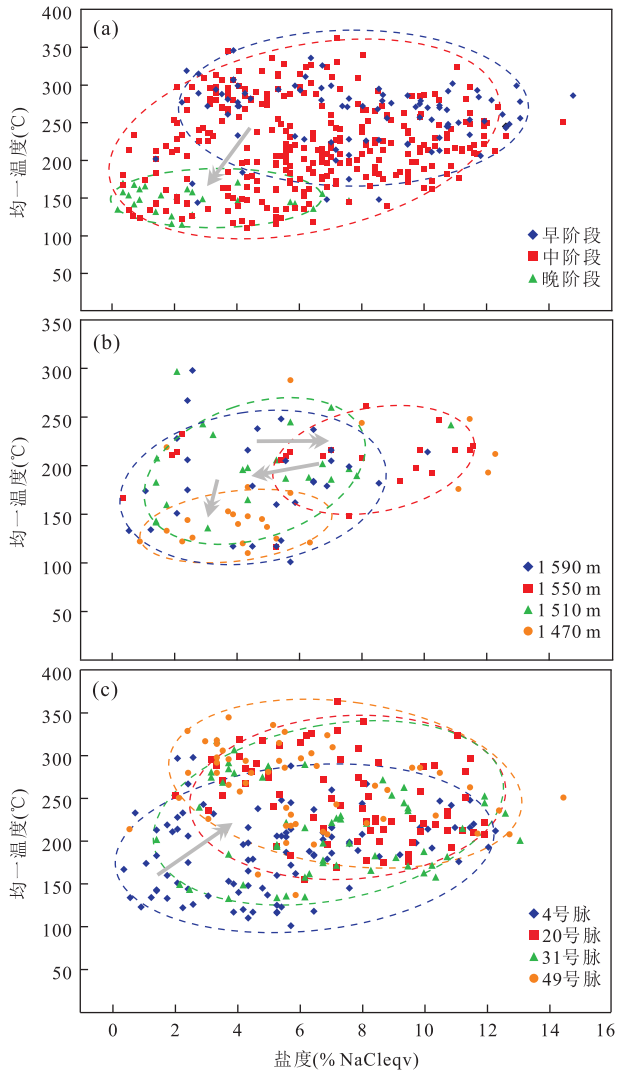


图 9 金窝子成矿流体均一温度、盐度及其演化  
Fig.9 Temperatures and salinities and their evolution of the Jinwozi ore-forming fluid-system  
a.金窝子不同成矿阶段;b.金窝子 4 号脉中阶段不同标高;c.金窝子中阶段不同脉体

表 2 金窝子金矿 4 号脉中阶段 W 型流体包裹体显微测温及相关参数计算结果

| Table 2 Microthermometric data of W-type fluid inclusions at different depths of the middle-stage from 4th vein |           |             |               |                   |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|-------------|---------------|-------------------|
| 标高<br>(m)                                                                                                       | 数量<br>(个) | 冰点温度<br>(℃) | 完全均一<br>温度(℃) | 盐度<br>(% NaCleqv) |
| 1 590                                                                                                           | 55        | -6.7~-0.3   | 101~334       | 0.5~10.1          |
| 1 550                                                                                                           | 36        | -7.9~-0.2   | 116~274       | 0.4~11.6          |
| 1 510                                                                                                           | 35        | -7.3~-0.8   | 136~297       | 1.4~10.9          |
| 1 470                                                                                                           | 36        | -8.5~-0.5   | 110~328       | 0.9~12.3          |

为 116~274 ℃,集中在 180~240 ℃;流体包裹体盐度为 0.4%~11.6% NaCleqv,峰值集中在 5.0%~11.0% NaCleqv。

在 1 510 m 标高,流体包裹体的完全均一温度为 136~297 °C,峰值为 180~200 °C、240~260 °C 和 260~300 °C;流体包裹体的盐度为 1.4%~10.9% NaCleqv,峰值为 1.0%~2.0% NaCleqv、3.0%~6.0% NaCleqv 和 7.0%~8.0% NaCleqv.

在 1 470 m 标高,流体包裹体的完全均一温度为 110~328 °C,峰值集中在 120~180 °C;流体包裹体盐度为 0.9%~12.3% NaCleqv,集中分布在 4.0%~6.0% NaCleqv.

总体上,随着标高的降低,包裹体完全均一温度呈现出先小幅度升高后降低的趋势;除 1 550 m 标高流体包裹体的盐度较高外,其他 3 个标高流体包裹体的盐度分布范围相近,总体呈现出随标高的降低,盐度先升高后降低的趋势,但仍表现为中低盐度的特征(图 9b 和表 2).4 号脉包裹体完全均一温度和盐度随深度增加呈现出“低—高一低”的变化特点可能与不同阶段成矿流体多期次叠加有关.

**5.3.2 流体包裹体在水平方向的变化** 从矿区西南到东北,依次分布着 4 号脉、20 号脉、31 号脉、49 号脉(图 3).通过对以上脉体中阶段石英样品中的流体包裹体的显微测温数据加以统计,探讨不同矿脉间成矿流体的联系.4 号脉 C 型包裹体体积过小,不便于显微测温观察,因此仅有 W 型包裹体显微测温数据.

4 号脉中阶段 W 型包裹体完全均一温度范围为 110~328 °C,峰值在 160~260 °C,盐度为 0.7%~12.3% NaCleqv,峰值集中在 4.0%~6.0% NaCleqv(图 10a,10b 和表 3).

20 号脉中阶段 W 型包裹体完全均一温度范围为 153~297 °C,峰值为 180~240 °C,盐度为 3.1%~11.9% NaCleqv,峰值集中在 6.0%~12.0% NaCleqv.C 型包裹体 CO<sub>2</sub> 笼合物熔化温度为 3.4~9.0 °C,CO<sub>2</sub> 部分均一温度范围为 25.6~30.9 °C,完全均一温度范围为 241~364 °C,峰值为 240~340 °C,盐度为 2.0%~11.3% NaCleqv,峰值为 2.0%~8.0% NaCleqv,CO<sub>2</sub> 的密度 0.53~0.70 g/cm<sup>3</sup>,成矿压力为 135~260 MPa,对应的成矿深度为 5.0~9.6 km(图 10c,10d 和表 3).

31 号脉中阶段 W 型包裹体完全均一温度范围为 114~290 °C,主要分布在 120~260 °C,峰值集中在 160~240 °C,盐度为 1.4%~13.1% NaCleqv,峰值为 6.0%~10.0% NaCleqv.C 型包裹体 CO<sub>2</sub> 笼合物熔化温度为 5.2~8.6 °C,CO<sub>2</sub> 部分均一温度范围为 26.3~30.0 °C,完全均一温度范围为 240~

318 °C,峰值为 260~300 °C,盐度为 2.8%~8.7% NaCleqv,峰值集中在 2.0%~6.0% NaCleqv,CO<sub>2</sub> 的密度 0.60~0.69 g/cm<sup>3</sup>,成矿压力为 134~279 MPa,对应的成矿深度为 4.9~10.3 km(图 10e,10f 和表 3).

49 号脉中阶段 W 型包裹体完全均一温度范围为 129~310 °C,峰值集中在 200~260 °C,盐度为 0.5%~14.5% NaCleqv,峰值为 5.0%~6.0% NaCleqv、8.0%~9.0% NaCleqv.C 型包裹体 CO<sub>2</sub> 笼合物熔化温度为 5.1~8.8 °C,CO<sub>2</sub> 部分均一温度范围为 24.9~30.9 °C,完全均一温度范围为 258~345 °C,主要分布在 280~320 °C,盐度分布在 2.4%~8.8% NaCleqv 内,其中在区间 3.0%~6.0% NaCleqv 内出现峰值,CO<sub>2</sub> 的密度为 0.53~0.71 g/cm<sup>3</sup>,成矿压力为 145~301 MPa,对应的成矿深度为 5.4~11.1 km(图 10g,10h 和表 3).

对比以上数据发现,4 号脉 W 型包裹体完全均一温度和盐度较同阶段 20 号脉、31 号脉和 49 号脉略低.自矿区西南的 4 号脉向矿区东北的 49 号脉,流体包裹体均一温度逐渐升高(图 9c,图 10),成矿深度逐渐增加(表 3),反映了矿区东北部可能为热源中心,表明矿区东北部应具有深部找矿前景.

空间上,矿脉流体特征与赋矿岩体花岗岩闪长岩内产出的岩脉的距离远近无联系,表明成矿流体与形成岩脉的岩浆流体无关.矿脉近平行分布于矿田中部断裂破碎带中,不同矿脉与破碎带距离相近,流体特征相似,并且裂隙密度和规模越大矿化越好,表明成矿严格受构造控制,与造山型矿床的特征一致(陈衍景,2006;陈衍景等,2007).

## 5.4 成矿物质沉淀机制探讨

通过包裹体岩相学观察可知在同一视域中可见不同相比(5%~60%)的 C 型包裹体和 W 型包裹体同时出现(图 6b,6f),并且没有任何岩相学证据显示这些包裹体是不同期次捕获的.显微测温结果显示尽管存在部分 C 型包裹体与 W 型包裹体的完全均一温度接近(250~300 °C),盐度接近(5.0%~9.0% NaCleqv),但是较大比例的 C 型包裹体比同视域的 W 型包裹体的完全均一温度高几十度,同时多数包裹体的盐度也存在较大差异,这与沸腾包裹体群的特征不符.因此笔者认为金窝子金矿床可能存在局部的流体沸腾,但不是造成大规模金沉淀的主要机制.考虑到从早阶段到晚阶段,流体温度和盐度逐渐减低,流体混合可能是该矿床金沉淀富集的主要机制.



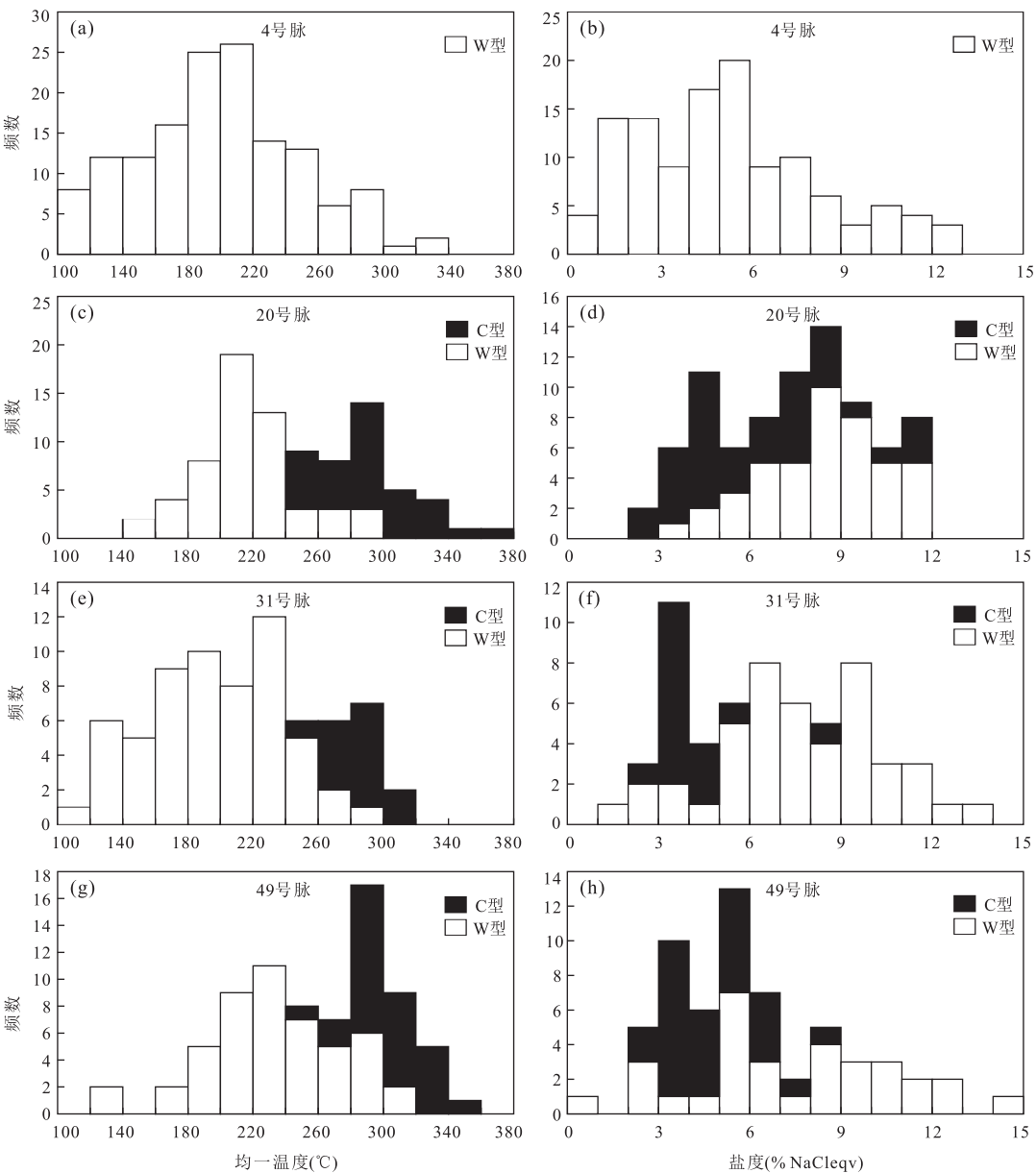


图 10 不同矿脉中阶段流体包裹体完全均一温度和盐度直方图

Fig.10 Histograms of homogenization temperatures and salinities of fluid inclusions in the middle-stage from different veins

表 3 不同矿脉中阶段流体包裹体显微测温结果

Table 3 Microthermometric data of fluid inclusions in the middle-stage from different veins

| 矿脉 | 类型 | 数量<br>(个) | CO <sub>2</sub> 笼合物熔<br>化温度(℃) | CO <sub>2</sub> 部分均一<br>温度(℃) | 冰点温度<br>(℃) | 完全均一<br>温度(℃) | 盐度<br>(% NaCleqv) | CO <sub>2</sub> 密度<br>(g/cm <sup>3</sup> ) | 包裹体总密度<br>(g/cm <sup>3</sup> ) | 压力<br>(MPa) | 静岩深度<br>(km) |
|----|----|-----------|--------------------------------|-------------------------------|-------------|---------------|-------------------|--------------------------------------------|--------------------------------|-------------|--------------|
| 4  | W  | 106       |                                |                               | -8.5~-0.4   | 110~328       | 0.7~12.3          |                                            | 0.79~0.99                      |             |              |
| 20 | C  | 38        | 3.4~9.0                        | 25.6~30.9                     |             | 241~364       | 2.0~11.3          | 0.53~0.70                                  | 0.70~0.92                      | 135~260     | 5.0~9.6      |
| 20 | W  | 58        |                                |                               | -8.2~-1.8   | 153~297       | 3.1~11.9          |                                            | 0.79~0.96                      |             |              |
| 31 | C  | 15        | 5.2~8.6                        | 26.3~30.0                     |             | 240~318       | 2.8~8.7           | 0.60~0.69                                  | 0.73~0.91                      | 134~279     | 9.9~10.3     |
| 31 | W  | 59        |                                |                               | -9.2~-0.8   | 114~290       | 1.4~13.1          |                                            | 0.79~0.99                      |             |              |
| 49 | C  | 29        | 5.1~8.8                        | 24.9~30.9                     |             | 258~345       | 2.4~8.8           | 0.53~0.71                                  | 0.68~0.91                      | 145~301     | 5.4~11.1     |
| 49 | W  | 52        |                                |                               | -10.5~-0.3  | 129~310       | 0.5~14.5          |                                            | 0.81~0.97                      |             |              |

大量造山型矿床氢氧同位素研究表明,早阶段流体为中高温的变质水热液,晚阶段为低温的大气降水热液,主成矿阶段为两种流体的混合(Chen *et al.*, 2012b; Yue *et al.*, 2014; Wang *et al.*, 2015;

Chai *et al.*, 2016; Zhang *et al.*, 2016). 显然, 主成矿阶段低温低盐度的大气降水混入到中高温的变质流体系统中, 必然引起流体性质的改变, 原有的物质平衡被破坏, 络合物失稳分解, 导致成矿物质大规模析出沉淀. 流体混合成矿机制已经在许多造山型矿床的研究中被证实 (Chen *et al.*, 2004, 2012a, 2012b; Zhang *et al.*, 2012a, 2016; Yue *et al.*, 2014). 金窝子主成矿期流体的氢氧同位素数据表明矿床成矿流体源于变质水, 并非岩浆热液来源, 在成矿晚阶段有大气水混入 (Zhang *et al.*, 2014). 结合前文针对流体包裹体研究的认识, 表明流体的混合作用可能是金沉淀的主要机制.

## 6 结论

(1) 金窝子金矿床不同成矿阶段的脉石矿物中广泛发育两类流体包裹体: NaCl-H<sub>2</sub>O 包裹体 (W 型) 和 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-NaCl 包裹体 (C 型). 成矿早、中阶段发育 W 型和 C 型包裹体, 晚阶段只发育 W 型包裹体. 从早阶段到晚阶段, 流体由 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-NaCl 体系向 NaCl-H<sub>2</sub>O 体系演变, 完全均一温度和盐度均呈现出降低趋势, 表现为由中温、中低盐度、富 CO<sub>2</sub> 的变质流体向中低温、低盐度、贫 CO<sub>2</sub> 的大气降水演化的趋势.

(2) 矿脉垂向上的均一温度和盐度随深度增加表现出“低—高—低”的特点, 可能与成矿流体多期次叠加有关. 自矿区西南向东北, 流体包裹体均一温度逐渐升高, 成矿深度逐渐增加, 反映了矿区东北部可能为热源中心, 表明矿区东北部应具有深部找矿前景.

(3) 流体的混合作用是金窝子矿床金等成矿物质大规模沉淀的主要机制, 可能局部存在流体沸腾作用.

致谢: 野外工作得到了新疆哈密市西部黄金哈密金矿有限责任公司的大力支持和帮助, 流体包裹体实验得到中国地质大学 (北京) 刘丽老师、褚海霞老师的指导, 室内研究工作得到中国地质大学 (北京) 佟子达博士、王文博硕士、李腾建硕士的帮助, 匿名审稿专家提供了很多建设性意见, 在此一并表示感谢!

## References

- Ao, S. J., Xiao, W. J., Han, C. M., et al., 2010. Geochronology and Geochemistry of Early Permian Mafic-ultramafic Complexes in the Beishan Area, Xinjiang, NW China: Implications for Late Paleozoic Tectonic Evolution of the Southern Altaids. *Gondwana Research*, 18 (2–3): 466–478. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2010.01.004>
- Ao, S. J., Xiao, W. J., Han, C. M., et al., 2012. Cambrian to Early Silurian Ophiolite and Accretionary Processes in the Beishan Collage, NW China: Implications for the Architecture of the Southern Altaids. *Geological Magazine*, 149 (4): 606–625. <https://doi.org/10.1017/s0016756811000884>
- Bodnar, R. J., 1993. Revised Equation and Table for Determining the Freezing Point Depression of H<sub>2</sub>O-NaCl Solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57 (3): 683–684. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(93\)90378-a](https://doi.org/10.1016/0016-7037(93)90378-a)
- Brown, P. E., Lamb, W. M., 1989. P-V-T Properties of Fluids in the System H<sub>2</sub>O±CO<sub>2</sub>±NaCl: New Graphical Presentations and Implications for Fluid Inclusion Studies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53 (6): 1209–1221. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(89\)90057-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(89)90057-4)
- Chai, P., Sun, J. G., Hou, Z. Q., et al., 2016. Geological, Fluid Inclusion, H-O-S-Pb Isotope, and Ar-Ar Geochronology Constraints on the Genesis of the Nancha Gold Deposit, Southern Jilin Province, Northeast China. *Ore Geology Reviews*, 72: 1053–1071. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.09.027>
- Chen, B. L., Wu, G. G., Ye, D. J., et al., 2003. An Analysis of Ore-Controlling Structures in the Jinwozi Gold Orefield, Beishan Area, Gansu and Xinjiang. *Acta Geoscientica Sinica*, 24 (4): 305–310 (in Chinese with English abstract).
- Chen, F. W., Li, H. Q., Cai, H., et al., 1999. The Origin of the Jinwozi Gold Deposit in Eastern Xinjiang—Evidence from Isotope Geochronology. *Geological Review*, 45 (3): 247–254 (in Chinese with English abstract).
- Chen, H. Y., Chen, Y. J., Baker, M. J., 2012a. Evolution of Ore-Forming Fluids in the Sawayaerdun Gold Deposit in the Southwestern Chinese Tianshan Metallogenic Belt, Northwest China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 49: 131–144. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.05.011>
- Chen, H. Y., Chen, Y. J., Baker, M. J., 2012b. Isotopic Geochemistry of the Sawayaerdun Orogenic-Type Gold Deposit, Tianshan, Northwest China: Implications for Ore Genesis and Mineral Exploration. *Chemical Geology*, 310–311: 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.03.026>
- Chen, Y. J., 2006. Orogenic-Type Deposits and Their Metallogenic Model and Exploration Potential. *Geology in China*, 33 (6): 1181–1196 (in Chinese with English abstract).
- Chen, Y. J., Ni, P., Fan, H. R., et al., 2007. Diagnostic Fluid

- Inclusions of Different Types Hydrothermal Gold Deposits, *Acta Petrologica Sinica*, 23(9): 2085—2108 (in Chinese with English abstract).
- Chen, Y.J., Pirajno, F., Sui, Y.H., 2004. Isotope Geochemistry of the Tieluping Silver-Lead Deposit, Henan, China: A Case Study of Orogenic Silver-Dominated Deposits and Related Tectonic Setting, *Mineralium Deposita*, 39(5—6): 560—575. <https://doi.org/10.1007/s00126-004-0429-9>
- Collins, P.L.F., 1979. Gas Hydrates in CO<sub>2</sub>-Bearing Fluid Inclusions and the Use of Freezing Data for Estimation of Salinity, *Economic Geology*, 74(6): 1435—1444. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.74.6.1435>
- Deng, X.H., Chen, Y.J., Santosh, M., et al., 2017. U-Pb Zircon, Re-Os Molybdenite Geochronology and Rb-Sr Geochemistry from the Xiaobaishitou W(-Mo) Deposit: Implications for Triassic Tectonic Setting in Eastern Tianshan, NW China, *Ore Geology Reviews*, 80: 332—351. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.05.013>
- Deng, X.H., Santosh, M., Yao, J.M., et al., 2014. Geology, Fluid Inclusions and Sulphur Isotopes of the Zhifang Mo Deposit in Qinling Orogen, Central China: A Case Study of Orogenic-Type Mo Deposits, *Geological Journal*, 49(4—5): 515—533. <https://doi.org/10.1002/gj.2559>
- Guy, A., Schulmann, K., Clauer, N., et al., 2014. Late Paleozoic-Mesozoic Tectonic Evolution of the Trans-Altai and South Gobi Zones in Southern Mongolia Based on Structural and Geochronological Data, *Gondwana Research*, 25(1): 309—337. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.03.014>
- Jiang, S.H., 2004. Magmatism and Gold Metallogeny in Beishan Mt., Northwestern China (Dissertation). Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing (in Chinese with English abstract).
- Li, D.F., Zhang, L., Chen, H.Y., et al., 2014. Ore Genesis of the Unusual Talate Pb-Zn(-Fe) Skarn-Type Deposit, Altay, NW China: Constraints from Geology, Geochemistry and Geochronology, *Geological Journal*, 49(6): 599—616. <https://doi.org/10.1002/gj.2570>
- Liu, B., Duan, G.X., 1987. The Density and Isochoric Formulae for NaCl-H<sub>2</sub>O Fluid Inclusions (Salinity ≤ 25 wt%) and Their Applications, *Acta Mineralogica Sinica*, 7(4): 345—352 (in Chinese with English abstract).
- Liu, W., Li, X.J., Deng, J., 2003. Sources of Ore-Forming Fluids and Metallic Materials in the Jinwozi Lode Gold Deposit, Eastern Tianshan Mountains of China, *Science China Earth Sciences*, 46(S1): 135—153. <https://doi.org/10.1360/03dz9034>
- Miao, L.C., Zhu, M.S., Zhang, F.Q., et al., 2014. Tectonic Setting of Mesozoic Magmatism and Associated Metallogenes in Beishan Area, *Geology in China*, 41(4): 1190—1204 (in Chinese with English abstract).
- Niu, L., Li, P., Ka, H.E., et al., 2014. Geological Characteristics and Mineralization Conditions of the Jinwozi Gold Deposit, Xinjiang, *Geology and Exploration*, 50(1): 8—17 (in Chinese with English abstract).
- Pan, X.F., Liu, W., 2006. Fluid Inclusions Characteristics and Ore-Forming Evolution of Jinwozi Gold Deposit, *Acta Petrologica Sinica*, 22(1): 253—263 (in Chinese with English abstract).
- Pan, X.F., Liu, W., Hou, Z.Q., 2014. Ore-Forming Fluids as Sampled by Sulfide- and Quartz-Hosted Fluid Inclusions in the Jinwozi Lode Gold Deposit, Eastern Tianshan Mountains of China, *Resource Geology*, 64(3): 183—208. <https://doi.org/10.1111/rge.12036>
- Wang, J., Sun, F.Y., Yu, L., et al., 2017. Fluid Inclusions and H-O-S-Pb Isotope Systematics of the Galonggema Cu Deposit in Yushu, Qinghai Province, China, *Earth Science*, 42(6): 941—956 (in Chinese with English abstract). <https://doi.org/10.3799/dqkx.2017.074>
- Wang, M.F., Cao, X.Z., Zhao, Y.X., et al., 2009. Fluid Inclusion Characteristics of the Jinwozi Gold Deposit and the Prospecting Significance, *Contributions to Geology and Mineral Resources Research*, 24(4): 276—281 (in Chinese with English abstract).
- Wang, Q.L., Chen, W., Han, D., et al., 2008. The Age and Mechanism of Formation of the Jinwozi Gold Deposit, Xinjiang, *Geology in China*, 35(2): 286—292 (in Chinese with English abstract).
- Wang, Y.H., Xue, C.J., Zhang, F.F., et al., 2015. SHRIMP Zircon U-Pb Geochronology, Geochemistry and H-O-Si-S-Pb Isotope Systematics of the Kanggur Gold Deposit in Eastern Tianshan, NW China: Implication for Ore Genesis, *Ore Geology Reviews*, 68: 1—13. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.01.009>
- Xiao, W.J., Mao, Q.G., Windley, B.F., et al., 2010. Paleozoic Multiple Accretionary and Collisional Processes of the Beishan Orogenic Collage, *American Journal of Science*, 310(10): 1553—1594. <https://doi.org/10.2475/10.2010.12>
- Xiao, W.J., Windley, B.F., Allen, M.B., et al., 2013. Paleozoic Multiple Accretionary and Collisional Tectonics of the Chinese Tianshan Orogenic Collage, *Gondwana Research*, 23(4): 1316—1341. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.01.012>
- Xiong, S.F., Yao, S.Z., Gong, Y.J., et al., 2016. Ore-Forming Fluid and Thermochemical Sulfate Reduction in the Wusihe Lead-Zinc Deposit, Sichuan Province, China,

- Earth Science*, 41(1): 105–120 (in Chinese with English abstract). <https://doi.org/10.3799/dqkx.2016.008>
- Yue, S. W., Deng, X. H., Bagas, L., 2014. Geology, Isotope Geochemistry, and Ore Genesis of the Yindonggou Ag-Au(-Pb-Zn) Deposit, Hubei Province, China. *Geological Journal*, 49(4–5): 442–462. <https://doi.org/10.1002/gj.2561>
- Zhang, J., Chen, Y. J., Su, Q. W., et al., 2016. Geology and Genesis of the Xiaguan Ag-Pb-Zn Orefield in Qinling Orogen, Henan Province, China: Fluid Inclusion and Isotope Constraints. *Ore Geology Reviews*, 76: 79–93. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.01.003>
- Zhang, L., Chen, H. Y., Chen, Y. J., et al., 2012a. Geology and Fluid Evolution of the Wangfeng Orogenic-Type Gold Deposit, Western Tian Shan, China. *Ore Geology Reviews*, 49: 85–95. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2012.09.002>
- Zhang, W. J., 2015. The Metallogenic Characteristics and Deep Prediction of Jinwozi Gold Deposit in Hami, Xinjiang Province (Dissertation). Chang'an University, Xi'an (in Chinese with English abstract).
- Zhang, W. S., Cao, X. Z., Xu, B. J., 2010. Thrusting Nappe Structure and Its Controlling on Mineralization in Jinwozi Orefield in Hami, Xinjiang. *Geological Science and Technology Information*, 29(6): 29–34 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, W., Pease, V., Wu, T. R., et al., 2012b. Discovery of an Adakite-Like Pluton near Dongqiyishan (Beishan, NW China)—Its Age and Tectonic Significance. *Lithos*, 142–143: 148–160. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.02.021>
- Zhang, Z. J., Chen, H. Y., Hu, M. Y., et al., 2014. Isotopic Geochemistry of the Jinwozi Gold Deposit in the Eastern Tianshan Orogen, NW China: Implications for the Ore Genesis. *Geological Journal*, 49(6): 574–583. <https://doi.org/10.1002/gj.2593>
- Zheng, Y., Zhang, L., Chen, H. Y., et al., 2014. CO<sub>2</sub>-Rich Fluid from Metamorphic Devolatilization of the Triassic Orogeny: An Example from the Qiaxia Copper Deposit in Altay, NW China. *Geological Journal*, 49(6): 617–634. <https://doi.org/10.1002/gj.2536>
- Zheng, Y., Zhang, L., Chen, Y. J., et al., 2012. Geology, Fluid Inclusion Geochemistry, and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar Geochronology of the Wulasigou Cu Deposit, and Their Implications for Ore Genesis, Altay, Xinjiang, China. *Ore Geology Reviews*, 49: 128–140. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2012.09.005>
- Zhou, X. B., Li, J. F., Wang, K. Y., et al., 2016. Geochemical Characteristics of Ore-Forming Fluid in Huanggoushan Gold Deposit, Jilin Province. *Earth Science*, 41(1): 121–130 (in Chinese with English abstract). <https://doi.org/10.3799/dqkx.2016.009>

## 附中文参考文献

- 陈柏林, 吴淦国, 叶得金, 等, 2003. 甘—新北山金窝子金矿田构造控矿解析. *地球学报*, 24(4): 305–310.
- 陈富文, 李华芹, 蔡红, 等, 1999. 新疆东部金窝子金矿成因讨论——同位素地质年代学证据. *地质论评*, 45(3): 247–254.
- 陈衍景, 2006. 造山型矿床、成矿模式及找矿潜力. *中国地质*, 33(6): 1181–1196.
- 陈衍景, 倪培, 范宏瑞, 等, 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.
- 江思宏, 2004. 北山地区岩浆活动与金的成矿作用(博士学位论文). 北京: 中国地质科学院.
- 刘斌, 段光贤, 1987. NaCl-H<sub>2</sub>O 溶液包裹体的密度式和等容式及其应用. *矿物学报*, 7(4): 345–352.
- 苗来成, 朱明帅, 张福勤, 2014. 北山地区中生代岩浆活动与成矿构造背景分析. *中国地质*, 41(4): 1190–1204.
- 牛亮, 李鹏, 卡哈尔, 等, 2014. 新疆金窝子金矿田地质特征及成矿条件分析. *地质与勘探*, 50(1): 8–17.
- 潘小菲, 刘伟, 2006. 北山金窝子金矿床流体包裹体特征及成矿流体演化. *岩石学报*, 22(1): 253–263.
- 王键, 孙丰月, 禹禄, 等, 2017. 青海玉树杂龙格玛 VMS 型矿床流体包裹体及 H-O-S-Pb 同位素特征. *地球科学*, 42(6): 941–956.
- 王敏芳, 曹新志, 赵渊新, 等, 2009. 北山金窝子金矿床流体包裹体特征及找矿意义. *地质找矿论丛*, 24(4): 276–281.
- 王清利, 陈文, 韩丹, 等, 2008. 新疆金窝子金矿床形成时代研究及成因机制讨论. *中国地质*, 35(2): 286–292.
- 熊索菲, 姚书振, 宫勇军, 等, 2016. 四川乌斯河铅锌矿床成矿流体特征及 TSR 作用初探. *地球科学*, 41(1): 105–120.
- 张文璟, 2015. 新疆金窝子金矿床成矿特征及深部预测(硕士学位论文). 西安: 长安大学.
- 张旺生, 曹新志, 徐伯骏, 2010. 新疆哈密金窝子矿田逆冲推覆构造及其控矿作用. *地质科技情报*, 29(6): 29–34.
- 周向斌, 李剑锋, 王可勇, 等, 2016. 吉林荒沟山金矿床成矿流体特征. *地球科学*, 41(1): 121–130.