



山西灵丘县梨园金矿流体包裹体特征及成矿作用

鞠培姣¹, 赖健清¹, 杨洪基², 王乐进², 宋吉杰², 李龙义², 徐兴保², 董文国², 杨冰²

(1. 中南大学 地球科学与信息物理学院 有色金属成矿预测教育部重点实验室, 长沙 410083;

2. 灵丘县梨园金矿有限责任公司, 灵丘 034403)

摘 要: 山西梨园金矿位于太行山构造-岩浆-多金属成矿带上, 矿体赋存于北北东向的构造带中, 矿床热液作用包括石英脉阶段(A)、石英-黄铁矿阶段(B)、石英-多金属硫化物阶段(C)和石英-碳酸盐阶段(D)。B、C、D 阶段的石英中发育 3 类包裹体: 气液两相包裹体(I 型)、水溶液-CO₂ 包裹体(II 型)以及纯 CO₂ 包裹体(III 型)。B 阶段发育 I 型包裹体、部分 II 型及 III 型包裹体, 均一温度集中于 230~350℃, 盐度为 1.82%~12.63%; C 阶段发育 I 型包裹体, II 型及 III 型包裹体明显增多, 均一温度集中于 200~330℃, 盐度为 1.82%~9.71%; D 阶段主要发育 I 型包裹体, 均一温度集中于 140~170℃, 盐度为 1.16%~9.58%。包裹体气相成分含有较高密度的 CO₂ 和 CO、N₂、H₂、CH₄ 等, 液相成分主要为 Ca²⁺、Na⁺、K⁺、SO₄²⁻、Cl⁻、F⁻。估算成矿压力为 68~114 MPa, 对应的捕获温度为 200~430℃, 估算最大成矿深度为 4.3km。梨园金矿成矿流体为低盐度、中低温、富 CO₂ 的 Ca²⁺(Na⁺、K⁺)-SO₄²⁻(Cl⁻、F⁻)-H₂O-CO₂ 体系, 可能为后期岩浆热液流体。矿床形成于陆内造山环境, 为受断裂破碎带控制的岩浆热液蚀变岩型金矿。

关键词: 流体包裹体; 成矿流体; 包裹体成分; 矿床成因; 梨园金矿

中图分类号: P611.1

文献标志码: A

Characteristics of fluid inclusions and mineralization of Liyuan Gold Deposit in Lingqiu County, Shanxi Province, China

JU Pei-jiao¹, LAI Jian-qing¹, YANG Hong-ji², WANG Yue-jin²,

SONG Ji-jie², LI Long-yi², XU Xing-bao², DONG Wen-guo², YANG Bing²

(1. Key Laboratory of Metallogenic Prediction of Nonferrous Metals, Ministry of Education, School of Geosciences and Info-Physics, Central South University, Changsha 410083, China;

2. Liyuan Gold Deposit Limited Liability Company, Lingqiu 034403, China)

Abstract: Liyuan Gold Deposit is located at the Taihang Mountain tectonic-magma-polymetallic metallogenic belt. Ore bodies mainly occur in the NNE-trending structural zone. The hydrothermal process can be divided into four stages, namely, A stage (quartz vein stage), B stage (quartz-pyrite stage), C stage (quartz-polymetallic sulfide stage) and D stage (quartz-carbonate stage). Three types of fluid inclusions are developed in B, C and D stages: aqueous inclusion (type I), CO₂-aqueous inclusion (type II) and pure CO₂ inclusion (type III). All three types of inclusions, mainly type I inclusions present in stage B, with homogenization temperatures ranging in 230~350℃, and salinities ranging from 1.82% to 12.63%. In addition to development of type I inclusions, type II and III inclusions increase significantly in stage C, with homogenization temperatures ranging from 200℃ to 330℃, salinities ranging in 1.82%~9.71%. Type I inclusions relatively develop in stage D, with homogenization temperatures concentrating in 140~170℃, and salinities ranging from 1.16% to 9.58%. High density of CO₂ and CH₄, H₂ and N₂ are found as gas

基金项目: 国家“十一五”科技支撑计划资助项目(2006BAB01B07); 国家重点基础研究发展计划资助项目(2007CB416608)

收稿日期: 2014-09-09; 修订日期: 2015-06-03

通信作者: 赖健清, 教授, 博士; 电话: 0731-88879330, 13875983805; E-mail: lj@csu.edu.cn

compositions in the inclusions. Liquid phase of fluid is mainly composed of Ca^{2+} , Na^+ , K^+ , SO_4^{2-} , Cl^- , F^- . The calculated metallogenic pressures are in the range of 68–114 MPa, corresponding to capture temperature of 200–430 °C, and the maximum estimated mineralization depth is 4.3 km. To sum up, the mineralization fluid of Liyuan Gold Deposit may be late magmatic hydrothermal fluid, belongs to low salinity, medium-low temperature, CO_2 -rich $\text{Ca}^{2+}(\text{Na}^+, \text{K}^+)-\text{SO}_4^{2-}(\text{Cl}^-, \text{F}^-)-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ system. Liyuan Gold Deposit formed in intracontinental orogeny belongs to magmatic hydrothermal altered rock type gold deposit controlled by fracture zone.

Key words: fluid inclusion; mineralization fluid; fluid inclusion composition; ore genesis; Liyuan Gold Deposit

梨园金矿位于晋冀境界结合部,是新发现的一个以金矿为主的矿床。该矿床的地质研究程度较低,仅有许小平^[1]对矿体的赋存特征及矿床成因进行过分析,认为矿床属于构造蚀变岩型金矿,但至今未有学者对其成矿流体的特征进行研究。作为古流体的样品,流体包裹体就可以很好地指示流体的成矿过程^[2-3],研究其保存温度、压力及成分等对了解成矿过程、成矿流体的特征、成矿条件以及成矿物质的搬运方式等具有重要意义^[4-5]。本文作者首次通过对区内矿化石英脉、蚀变岩及岩体石英中的流体包裹体的岩相学研究、成分分析和显微测温,查明不同成矿阶段流体包裹体的基本类型,探讨成矿流体的来源、性质、演化以及成矿物理化学条件,为研究成矿作用过程及矿床成因

提供依据。

1 成矿地质背景

梨园金矿在大地构造上位于太行山北段,属于大兴安岭-太行山-武陵山重力梯级带的中段^[6],由一系列 NNE 向等断裂构造和 NNE 向展布的中生代深成侵入岩体组成紫荆关断裂岩浆岩构造带^[7]。图 1 所示为大地构造位置及区域矿产分布图^[8-9]。

梨园金矿区地层较为简单,广泛分布太古宇阜平群索家庄组的高级变质岩。岩性主要为混合岩化强烈的条带状片麻岩夹斜长角闪岩。

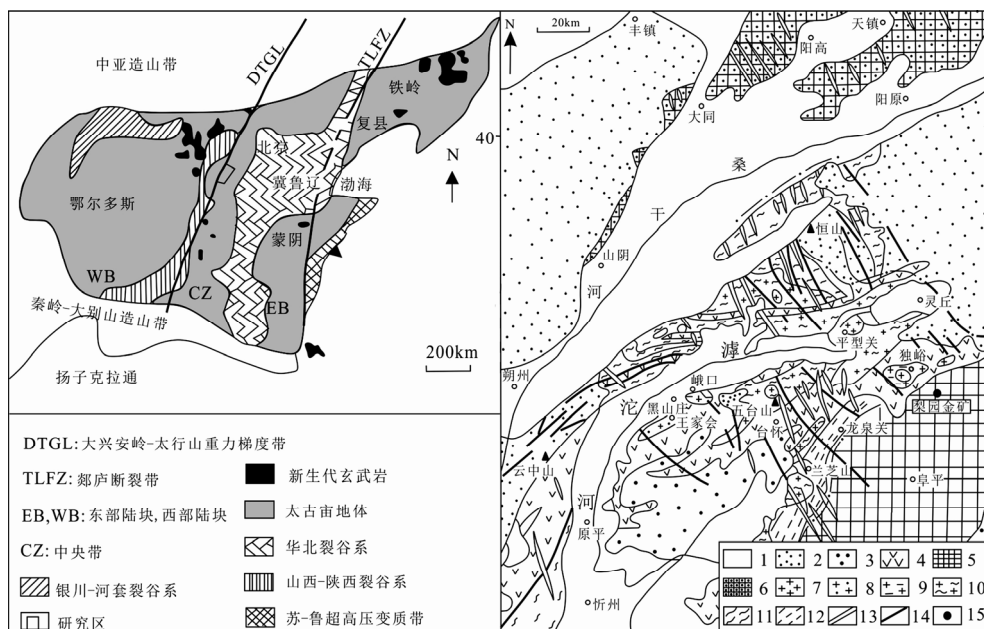


图 1 梨园金矿区大地构造位置及区域矿产分布图^[8-9]: 1—第四系; 2—长城系-中生界; 3—古元古代滹沱群; 4—新太古代五台群; 5—新太古代阜平群; 6—太古代集宁群; 7—滹沱纪钾质花岗岩; 8—五台纪钾质花岗岩; 9—五台纪钠质花岗岩; 10—阜平纪钠质花岗岩; 11—恒山混合岩; 12—龙泉关韧性剪切带; 13—滹沱纪辉绿岩墙; 14—断层; 15—矿床

Fig. 1 Tectonic location and regional mineral distribution map of Liyuan Gold Deposit (modified from Refs. [8-9]): 1—Quaternary; 2—Changcheng series-Mesozoic; 3—Paleoproterozoic Hutuo group; 4—Late Archean Wutai group; 5—Late Archean Fuping group; 6—Archean Jining group; 7—Hutuo period potassic granite; 8—Wutai period potassic granite; 9—Wutai period sodium granite; 10—Fuping period sodium granite; 11—Hengshan mixed rock; 12—Longquanguan ductile shear zone; 13—Hutuo period diabase dyke; 14—Fault; 15—Deposit

区内断裂构造可分为NNE向、近EW向、NE-NEE向和NW向4组。其中,NNE向断裂(燕山期构造)与成矿密切相关,在区内表现为宽1~15 m、长2000 m以上的控矿断裂带,具压、扭性及多期活动性等特点^[1],主断裂两侧劈理较发育,主矿区浅部矿体受此断裂控制,沿断层形成角砾状矿体;NE-NEE向断裂是多期活动的产物,成矿前即已存在,成矿期局部被矿体追踪,成矿后存在破坏性活动;NW向断裂生成较早,可能是共轭的两组剪裂面,在矿区深部与NE-NEE向断裂交汇,形成成矿热液的重要通道及容矿空间;近EW向断裂为成矿后断裂。

矿区内岩浆活动强烈,发育有粗粒(伟晶状)钾长花岗岩、辉绿岩、石英斑岩、细晶闪长岩等。其中以粗粒(伟晶状)钾长花岗岩体分布最为广泛;辉绿岩为全区最为发育的一种脉岩,呈NNW向展布,一般宽为20~30 m,延长可达2000 m以上(见图2)。

2 矿床地质特征

梨园金矿体赋存于太古界阜平群索家庄组一段条带状片麻岩及粗粒钾长花岗岩中,局部在辉绿岩中亦可见矿化。矿体受NNE(10°~30°)向的断裂带控制,产于主断裂及其派生断裂带和角砾岩带中。

浅部和深部的矿体特征不同。浅部矿体产于NNE向断裂带(及其旁侧断层)的蚀变角砾岩中,呈脉

状产出。矿体总体受构造带控制,有尖灭再现和尖灭侧现等现象。随着矿体向下延伸,在北东向矿体的中部出现一个走向近东西的分支,该分支状矿体近于直立,但向西方向侧伏,侧角为24°,矿体延伸方向代表一个近于直立的断层面。在延伸的过程中分支状矿体由近东西向转向北西向。再向下延伸,北东向矿脉消失,而北西向分支矿体膨大成管状,仍保持原矿体向下倾伏的趋势,该管状矿体倾伏方向较稳定,约为310°方向倾伏未侧伏,说明存在另一组走向北西、近于直立的断裂面构造。在深部,矿体边界又受走向北西,倾向南西的断裂控制,矿体形态由上部向北西倾伏、南西侧伏,转变为向南西倾伏、北西侧伏,矿体的延伸方向发生了扭转。除了主矿体以外,旁侧还出现许多脉状小矿体,为角砾状含矿蚀变岩,一般沿围岩的片理方向或小型裂隙空间充填和交代,矿体的产状不一。

矿石类型比较简单,主要为石英-金属硫化物型,其中金属矿物主要为黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、方铅矿,有细小的自然金存在;非金属矿物主要是石英、长石、绢云母,其次为方解石、铁白云石、绿泥石。矿石结构包括交代结构、固溶体分离结构和残余结构等,构造主要为角砾状、条带状、蜂窝状和细脉浸染状等。矿区围岩蚀变种类多,主要有碳酸盐化、黄铁绢英岩化、硅化、铁白云石化和褐铁矿化等,以碳酸盐化、黄铁绢英岩化最为强烈,与矿化关系密切。

本文作者在许小平^[1]的研究基础上,结合矿物的

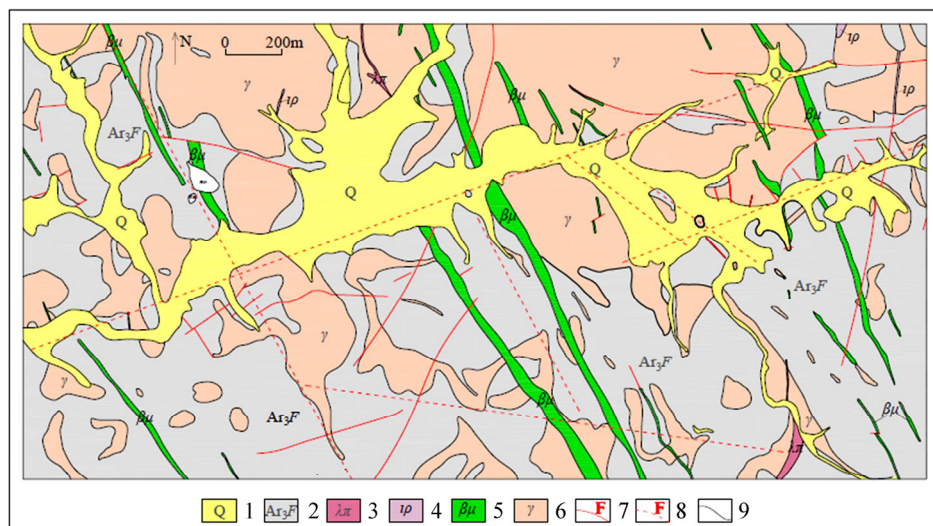


图2 梨园金矿矿区地质图:1—第四系冲积物、洪积物;2—阜平群混合岩化条带状片麻岩夹斜长角闪岩;3—石英斑岩;4—花岗细晶岩;5—辉绿岩;6—粗粒钾长文象花岗岩;7—断层;8—推测断层;9—地质界线

Fig. 2 Geological map of Liyuan Gold Deposit: 1—Quaternary alluvium and diluvium; 2—Fuping Group banded gneisses and amphibolite with strong migmatization; 3—Quartz porphyry; 4—Granite aplite; 5—Diabase; 6—Coarse potassium graphic granite; 7—Fault; 8—Speculated fault; 9—Geological boundary

共生组合, 将该区成矿期可以归纳为两期, 即热液期和表生期, 其中热液期是原生金矿的主要形成期, 又可划分为 4 个矿化阶段, 矿物生成顺序如表 1 所列。梨园金矿不同成矿阶段特征如图 3 所示。

石英脉阶段(A)。成矿热液活动的开始。热液蚀变主要以硅化为主, 形成纯白色致密块状的石英脉(见图 3(a)), 有少量黄铁矿及金矿化存在, 构成了主成矿阶段金矿化的基体。

石英-黄铁矿阶段(B)。出现呈粗粒自形立方体的黄铁矿(见图 3(b)), 矿物主要以块状、角砾状分布, 伴随有强烈的黄铁绢英岩化、金矿化趋势(见图 3(c))。

石英-多金属硫化物阶段(C)。矿化的主要阶段, 呈细脉状错断早期硅化细脉。主要金属矿物为黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、黄铜矿和银金矿等, 以残余结构(见图 3(d))、固溶体分离结构(见图 3(e))及交代结构为主, 方铅矿的形成略晚于黄铁矿的(见图 3(f))。银金矿多集中在矿体内部的网脉状、团块状多金属硫化物矿脉中(见图 3(g))。

石英-碳酸盐阶段(D)。热液晚期阶段。以出现碳酸盐矿物为主要的标志特征(见图 3(h)), 矿物组合以石英、方解石和铁白云石为主, 金属矿物较少见。金属矿物和方解石等呈细脉状充填于岩石的劈理及裂隙中, 可能有弱的金银矿化。

3 样品采集及研究方法

3.1 包裹体显微测温研究

本实验中样品均采自梨园金矿床的矿化石英脉及

蚀变围岩, 选取了 4 个不同成矿阶段的样品进行观测, 发现其中有 3 个阶段(B、C、D 阶段)的 13 件样品中发育有流体包裹体(见表 2)。

将样品磨制成厚度约 0.06 mm~0.08 mm、双面抛光的测温片, 首先进行岩相、矿相研究, 再确定测温对象进行显微测温。显微测温工作中南大学流体包裹体实验室完成。

实验仪器为 Linkam THMS-600 型地质用冷热台, 可操作温度范围为-196~600 ℃, 经标准人工包裹体校准, 在温度为-196~30 ℃时, 设备精度为 0.1 ℃; 温度为 30~600 ℃时, 精度为 1 ℃。测定了包裹体的完全冷冻温度 t_f , 完全均一温度 t_h , 固态 CO_2 的熔化温度 $t_{m(\text{CO}_2)}$, CO_2 相部分均一温度 $t_{h(\text{CO}_2)}$, 笼合物的最终熔化温度 $t_{m(\text{cla})}$ 以及冰的最终熔化温度 $t_{m(\text{ice})}$ 。利用冰的最终熔化温度 $t_{m(\text{ice})}$ (水溶液包裹体)或笼合物的最终熔化温度 $t_{m(\text{cla})}$ (水溶液- CO_2 包裹体), 通过 BROWN 等^[10] 的 FLINCOR 计算机程序, 采用 BROWN 等^[11] 的等式计算了流体包裹体的盐度。

3.2 群体包裹体成分分析

群体包裹体成分分析包括液相和气相成分分析, 国内多采用液相离子色谱法测定流体包裹体中的 K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} 等离子和离子团成分, 采用热爆法打开包裹体, 用气相色谱法分析包裹体中的气相成分^[12]。

流体包裹体的无机气相及离子色谱分析在核工业北京地质研究院分析测试研究中心完成, 测试仪器为 PE.Clarius600 型气象色谱仪和 DIONEX-500 型离子色谱仪, 研究选用 4 件样品(Ly-05、Ly-25、Ly-29 和 Ly-30), 挑取纯度大于 98% 的石英单矿物测定其中离

表 1 梨园金矿床主要矿物生成顺序表
Table 1 Sequential table of minerals' generation of Liyuan gold deposit

矿物	热液期			
	石英脉阶段(A)	石英-黄铁矿阶段(B)	石英-多金属硫化物阶段(C)	石英-碳酸盐阶段(D)
石英	—————	—————	—————	—————
黄铁矿	-----	—————	—————	-----
黄铜矿			—————	
闪锌矿			—————	
方铅矿			—————	
银金矿	---	———	—————	---
绢云母		—————		
铁白云石				—————
绿泥石				—————
方解石				—————

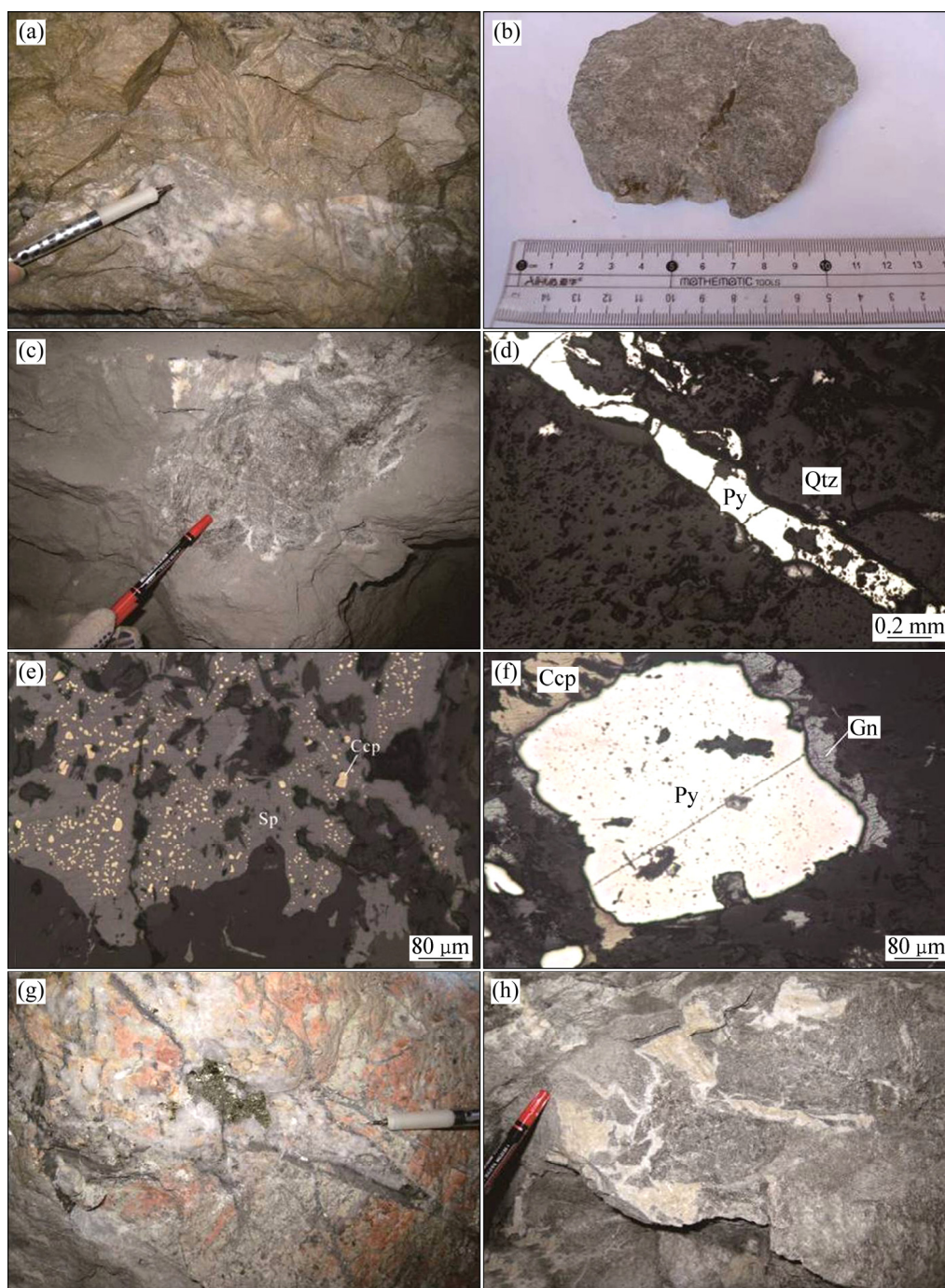


图 3 梨园金矿床不同成矿阶段特征(Py—黄铁矿; Ccp—黄铜矿; Sp—闪锌矿; Gn—方铅矿; Qtz—石英): (a) 石英脉阶段纯白色致密块状的石英脉; (b) 石英-黄铁矿阶段的粗粒黄铁矿-石英脉; (c) 石英-黄铁矿阶段的黄铁绢英岩化; (d) 石英-多金属硫化物阶段的黄铁矿颗粒被石英错断; (e) 石英-多金属硫化物阶段的黄铜矿、闪锌矿呈固溶体分离结构; (f) 石英-多金属硫化物阶段方铅矿沿边缘交代黄铁矿颗粒; (g) 石英-团包状黄铜矿脉错断早期硅化细脉; (h) 石英-碳酸盐阶段的铁白云石化

Fig. 3 Mineralization and alteration characteristics of different stages in Liyuan Gold Deposit (Py—pyrite; Ccp—chalcopyrite; Sp—sphalerite; Gn—galena; Qtz—quartz): (a) Pure white dense block quartz vein, quartz vein stage; (b) Coarse-grained pyrite-quartz vein, quartz-pyrite stage; (c) Pyrite-phyllitic alteration, quartz-pyrite stage; (d) Pyrite faulted by quartz, quartz-polymetallic sulfide stage; (e) Exsolution structure of chalcopyrite and sphalerite, quartz-polymetallic sulfide stage; (f) Quartz-sulfide stage galena replaced pyrite particle along its margin; (g) Quartz-brass chalcopyrite vein faulted early silicification veinlet; (h) Iron dolomitization, quartz-carbonate stage

表 2 梨园矿区流体包裹体测温样品特征

Table 2 Characteristics of microthermometric samples in Liyuan gold deposit

样品号	采样位置	样品特征	主矿物	成矿阶段
Ly-05	2 号矿体	含矿石英脉	石英	D
Ly-09	2 号矿体	矿化石英脉	石英	B
Ly-22	1 号矿体	含石英脉矿石	石英	C
Ly-23	1 号矿体	含石英硫化物矿脉	石英	C
Ly-25	1 号矿体	含铁白云石、石英、粘土质及硫化物脉的蚀变岩体	石英	C
Ly-26	1 号矿体	被石英脉切过的蚀变围岩	石英	B
Ly-29	2 号矿体	含黄铁矿、方铅矿石英脉	石英	C
Ly-30	2 号矿体	含矿岩体(辉绿玢岩脉)	石英	B
Ly-41	2 号井 1 层	含方铅矿、闪锌矿的石英脉	石英	C
Ly-42	2 号井 1 层	含石英脉及黄铁矿脉的硅质岩	石英	B
Ly-43	2 级 1 中	含团包状黄铜矿的石英脉	石英	C
Ly-47	2 号矿体	含细脉状黄铁矿的角砾岩	石英	C
Ly-51	1 号矿体	含细脉状/浸染状黄铁矿、黄铜矿的角砾岩	石英	B

子和气相组分的含量。

4 测试结果

4.1 流体包裹体的显微测温

4.1.1 流体包裹体类型

包裹体的岩相学研究表明, 矿区石英中原生包裹体发育。流体包裹体的显微特征如图 4 所示。根据其在室温下(20 ℃)的相态特征, 将这些包裹体分为如下 3 类。

1) I 型包裹体。室温下呈气液两相产出, 由盐水溶液及气泡组成, 气相体积分数为 10%~50%, 大部分最终均一为液相, 直径约 3~14 μm, 多呈椭圆、长条及不规则状(图 4(a)), 随机孤立分布在石英中。

2) II 型包裹体。室温下呈水溶液相、气相 CO₂ 及液相 CO₂ 三相产出, 根据 CO₂ 相占包裹体总体积的比例, 可进一步分为 II a 和 II b 2 种亚类型。前者 CO₂ 相所占体积分数低于 50%, 最终均一为水溶液相, 气相 CO₂ 占 CO₂ 相的体积比例变化较大, 最低为 10%, 最高达 90%, 大多为 30%~50%, 多数部分均一为碳质液相; CO₂ 相所占体积分数大于 50%, 最终均一为碳质相, 气相 CO₂ 占 CO₂ 相的体积分数范围约 10%~70%, 多集中在 10%~25%, 大多部分均一为碳质液相。该类包裹体的形态以椭圆、长条及不规则状为主, 直径约为 2~8 μm(见图 4(b))。

3) III 型包裹体。在室温下呈液相 CO₂、气相 CO₂ 两相产出(见图 4(c))。包裹体大小为 4~11 μm, 气相体

积分数为 15%~80%, 以椭圆形为主。

在观测过程中可见这些不同类型的包裹体常呈密集成群分布且可见其分布在同一石英颗粒中, 表明这些不同类型包裹体的捕获时间可能相近。

4.1.2 显微测温结果

本研究中共对 253 个包裹体进行了显微测温, 其结果如表 4 所列, 不同成矿阶段(B、C、D)的均一温度及盐度统计结果如图 5 所列。

1) B 阶段包裹体显微测温特征

本阶段包裹体较发育, 共测得 98 个包裹体, 3 种类型包裹体均可见, 但直径大部分较小。以 I 型水溶液包裹体最为发育, 占该阶段包裹体总数的 70%, 其次为 II 型水溶液-CO₂ 三相包裹体, 占 25%, 仅发育少量 III 型纯 CO₂ 包裹体。

I 型包裹体: 冻结温度为-31~-50 ℃, 初融温度为-22~-34 ℃, 冰的最终融化温度范围为-1.1~-8.8 ℃, 盐度为 1.82%~12.63%(见图 5(b)), 平均值为 7.43%。均一温度变化较大, 范围为 166~322 ℃, 集中于 230~290 ℃(见图 5(a)), 最终均一为液相。

II 型包裹体: II a 及 II b 型包裹体共生, 碳质相的体积比例变化范围为 20%~80%。包裹体冻结温度为-99~-105 ℃, 固态 CO₂ 熔化温度为-58.2~-60.8 ℃, 笼合物的最终融化温度为 6.3~8.1 ℃, 相应盐度为 3.71%~6.88%(见图 5(b)), 平均为 5.27%, CO₂ 相部分均一温度为 26.7~30.8 ℃, 均一为液相, 最终均一温度范围 230~350 ℃(见图 5(a)), 集中于 270~350 ℃, 大部分均一为水溶液相。

III 型包裹体: 冻结温度为-99.1~-100.1 ℃, 固态

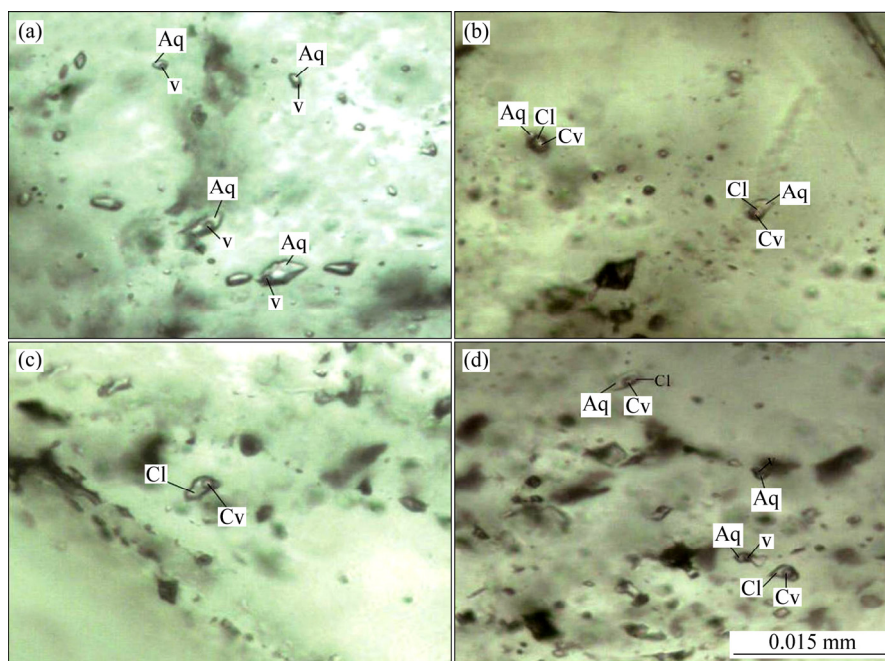


图 4 梨园金矿流体包裹体的显微特征(Aq—水溶液相; V—气相; Cl—CO₂ 液相; Cv—CO₂ 气相): (a) I 型包裹体; (b) II 型包裹体; (c) III型包裹体; (d) I 型、II 型包裹体与III型包裹体共生

Fig. 4 Microphotographs of fluid inclusions in Liyuan Gold Deposit (Aq—Aqueous solution; V—Vapor; Cl—CO₂ liquid; Cv—CO₂ vapor): (a) Type I inclusion; (b) Type II inclusion; (c) Type III inclusion; (d) Type I inclusion coexisting with types II and III inclusions

CO₂ 熔化温度为-57.9~-58.6 °C, CO₂ 相均一温度为 24.6~28.8 °C, 最终均一为液相。

2) C 阶段包裹体显微测温特征

本阶段中包裹体发育很好, 共测得 140 个包裹体的存在, 3 种包裹体均可见, 直径较大, 且 II 型包裹体、III型包裹体明显增多。

I 型包裹体: 冻结温度为-34~-52 °C, 初融温度-21.2~-34.8 °C, 冰的最终熔化温度为-1.7~-6.4 °C, 盐度为 1.82%~9.71%, 平均为 6.1%(见图 5(d))。均一温度变化较大, 范围为 164~344 °C, 集中于 200~260 °C(见图 5(c)), 最终均一为液相。

II 型包裹体: II a 型和 II b 型包裹体共生, 碳质相的体积比例变化范围较大, 约为 20%~90%。冻结温度范围-93~-105 °C, 固态 CO₂ 的熔化温度为-57.9~-60.7 °C, CO₂ 笼合物的熔化温度为 5.8~8.3 °C, 相应的盐度为 3.33%~7.7%(见图 5(d)), 平均为 5.37%, CO₂ 相部分均一温度为 26.7 °C~30.9 °C, 大部分均一为碳质液相, 最终均一温度为 210~350 °C, 集中于 260~330 °C(见图 5(c)), 大部分均一为水溶液相。

III型包裹体: 纯 CO₂ 两相包裹体冻结温度范围为-96~-100 °C, 升温过程中, 固态 CO₂ 的熔化温度为-58.1~-59.9 °C, 均一温度为 21.2~30.2 °C, 最终均一

为碳质液相。

3) D 阶段包裹体显微测温特征

该阶段只有一个样品, 包裹体发育不甚完全, 共测得 15 个包裹体的存在, 直径较小, 其中 1 个为III型包裹体, 其他均为 I 型包裹体, 气相的体积分数约为 10%~30%。

I 型包裹体: 冻结温度为-36.2~-49.8 °C, 包裹体太小初融温度未能测到, 冰的最终熔化温度为-0.8~-6.3 °C, 盐度为 1.16%~9.58%(见图 5(f)), 平均盐度为 6.0%, 均一温度范围为 140~280 °C, 集中于 140~170 °C(见图 5(e)), 最终均一为水溶液相。

III型包裹体: 冻结温度为-92.3 °C, 固态 CO₂ 的熔化温度为-58.6 °C, 均一温度为 27.6 °C, 最终均一为碳质液相。

4.2 群体包裹体成分特征

4 个样品群体包裹体气、液相成分分析如表 5 和 6 所示, 成矿流体具有以下特征。

气相成分以 H₂O 和 CO₂ 为主, 可含有少量的 CO、H₂、N₂ 和 CH₄ 等气体, 液相阳离子以 Ca²⁺ 为主, 并含有 Na⁺, Mg²⁺ 和 K⁺, 阴离子以 SO₄²⁻ 为主, 另含有部分 Cl⁻, F⁻ 和 NO₃⁻。成矿流体主要属于

NaCl-KCl-CaSO₄-H₂O 体系。

5 讨论

5.1 成矿流体特征

梨园金矿流体包裹体的岩相学研究表明, 原生包

裹体主要有3种类型: 纯CO₂包裹体、含CO₂水溶液包裹体和水溶液包裹体, 与造山型金矿的包裹体类型相同^[13-14]。II型和III型包裹体在冷冻回温的过程中, 固相熔化温度为-57.7~-60.8℃, 接近CO₂的三相点温度-56.6℃, 表明此两类包裹体气相成份以CO₂为主, 含有少量杂质^[15]。群体包裹体成分分析证实这些组分为CO₂、CO、H₂、N₂和CH₄等气体。

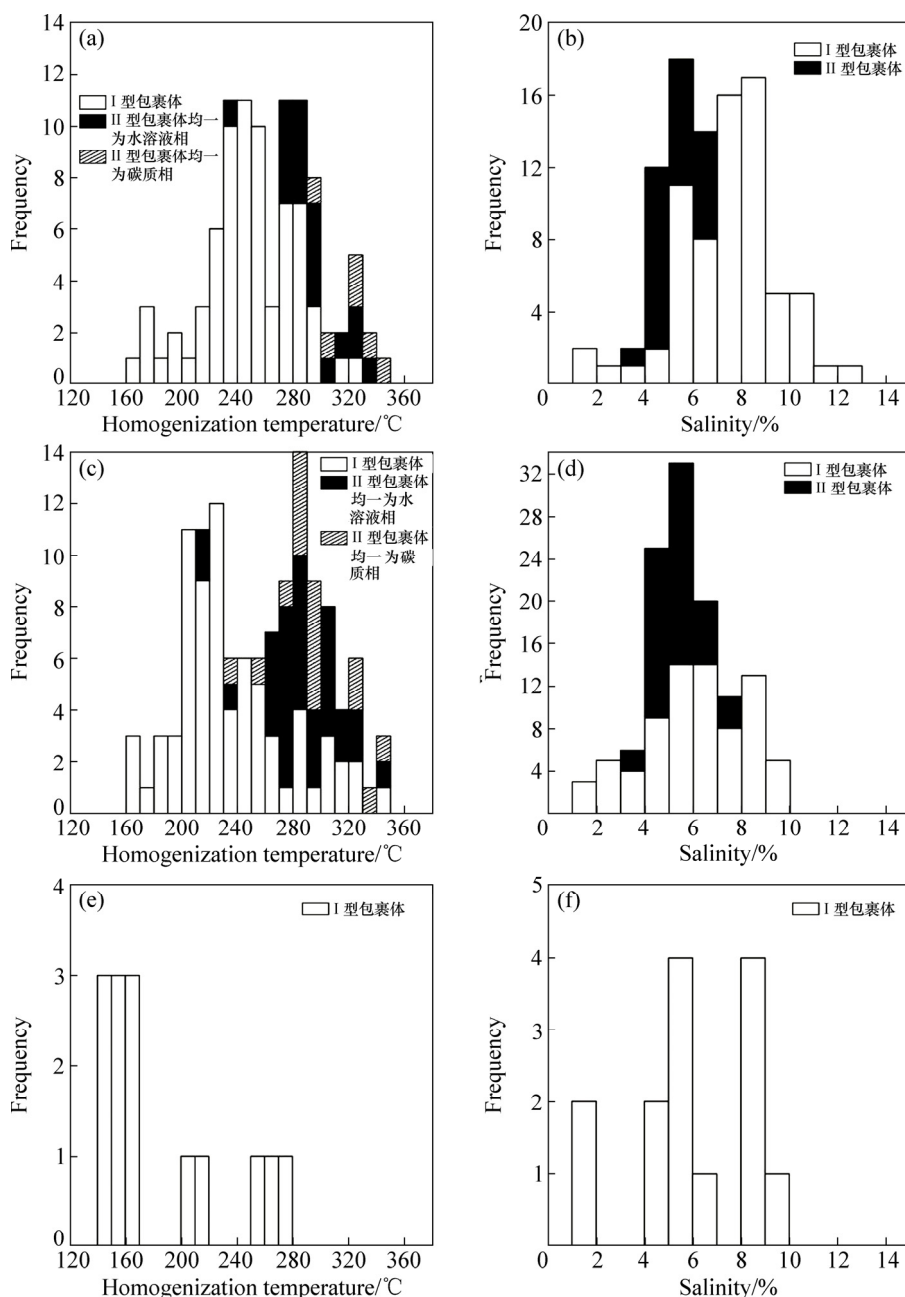


图5 梨园金矿流体包裹体不同成矿阶段均一温度和盐度直方图: (a) 石英-黄铁矿阶段均一温度; (b) 石英-黄铁矿阶段盐度; (c) 石英-多金属硫化物阶段均一温度; (d) 石英-多金属硫化物阶段盐度; (e) 石英-碳酸盐阶段均一温度; (f) 石英-碳酸盐阶段盐度

Fig. 5 Histograms of homogenization temperature and salinities of fluid inclusions in different stages of Liyuan Gold Deposit: (a) Quartz-pyrite stage homogenization temperatures; (b) Quartz-pyrite stage salinities; (c) Quartz-polymetallic sulfide stage homogenization temperatures; (d) Quartz-polymetallic sulfide stage salinities; (e) Quartz-carbonate stage homogenization temperatures; (f) Quartz-carbonate stage salinities

表 4 梨园金矿流体包裹体不同成矿阶段的显微测温结果

Table 4 Microthermometric data of fluid inclusions in different stages of Liyuan Gold Deposit

Sample No.	Stage	Type	Number	Size/ μm	$\varphi_v/\%$ ¹⁾	$t_{m(CO_2)}/$ ℃	$t_{m(ice)}/$ ℃	$t_{m(cia)}/$ ℃	$t_{hc}/$ ℃	$t_h/$ ℃	Salinity/%	Density/ (g·cm ⁻³)
Ly-05	D	I	14	2~12	10~40		-0.7~-6.3			142~276	1.16~9.58	0.800~0.978
		III	1	4	15	-58.6			27.6			0.665
Ly-09	B	I	13	3~11	10~40		-2.3~-6.2			142~322	3.76~9.45	0.752~0.954
		II a	2	6~8	40~50	-59.7~-60.3		6.3~7.3	29.7~30.1	284~334	3.71~6.71	0.722~0.773
		II b	3	6~9	50~80	-58.7~-60.8		6.4~8.1	27.1~30.7	325~350(C)	5.15~6.88	0.839~0.840
		III	2	5	35~40	-57.9~-58.1			24.6~26.4			0.689~0.718
Ly-22	C	I	13	5~12	15~25		-1.1~-5.3			178~275	1.82~8.24	0.768~0.947
		II b	5	5~14	50~85	-58.1~-58.7		6.0~7.6	26.8~30.2	284~329(C)	4.62~7.38	0.652~0.854
		III	2	8~11	20~50	-57.7~-58.9			28.1~28.6			0.642~0.654
Ly-23	C	I	11	5~13	10~60		-2.2~-6.4			258~327	3.60~9.71	0.762~0.846
		II a	2	9~10	30~40	-59.3~-60.5		6.5~6.7	30.7~30.8(V)	280~308	6.20~6.54	0.747~0.810
		II b	4	7~11	50~65	-58.4~-60.1		6.1~7.6	28.3~30.1	283~341(C)	4.62~7.21	0.732~0.843
		III	3	5~8	20~80	-58.3~-58.6			24.7~27.7			0.663~0.716
Ly-25	C	I	13	5~12	10~25		-2.5~-5.1			164~273	4.10~7.96	0.812~0.946
		II a	3	10~23	30~50	-58.1~-58.5		7.2~8.3	29.4 30.2~30.7(V)	269~282	3.33~5.33	0.667~0.845
		III	4	8~10	25~50	-58.6~-59.5			21.2~26.5			0.687~0.761
Ly-26	B	I	14	5~12	10~40		-2.5~-5.5			230~286	4.10~8.51	0.817~0.899
		II a	3	7~11	20~40	-58.2~-58.7		6.9~7.9	26.7~30.6	249~301	4.07~5.86	0.814~0.944
		II b	2	7~9	50~55	-58.6~-59.1		7.5~7.6	29.5~29.7	297~303(C)	4.62~4.80	0.780~0.838
		III	1	11	40	-58.6			28.8			0.637
Ly-29	C	I	11	6~12	15~25		-2.1~-5.5			201~253	3.44~8.51	0.838~0.932
		II b	4	6~8	40~90	-59.6~-60.7		5.8~7.2	26.7~29.6	232~336(C)	5.33~7.70	0.702~0.86
		III	5	6~10	20~60	-59.2~-59.9			19.9~27.4			0.67~0.775
Ly-30	B	I	15	4~12	10~35		-1.1~-5.9			166~289	1.82~9.05	0.787~0.959
		II a	4	7~13	30~50	-58.4~-59.9		6.5~7.9	28.7~29.7 30.1~30.6(V)	273~327	4.07~6.54	0.516~0.857
		II b	1		70	-59.3		7.3	30.6	323(C)	5.15	0.538
Ly-41	C	I	5	4~8	10~25		-3.4~-5.3			184~248	5.47~8.24	0.88~0.944
		II a	13	3~8	10~50	-58.1~-59.7		6.9~8.2	29.1~30.7	265~311	3.52~5.86	0.672~0.983
		II b	1	7	50	-60.2		7.1	29.9	254(C)	5.51	0.838
		III	1	4	90	-58.6			28.1			0.654
Ly-42	B	I	17	3~8	15~30		-3.9~-6.7			175~278	6.23~10.23	0.839~0.954
		II a	3	3~5	30~50	-58.3~-60.2		6.4~7.4	28.9~30.9	274~294	4.98~6.71	0.797~0.838
Ly-43	C	I	20	2~6	10~50		-1.7~-6.3			187~272	2.79~9.58	0.82~0.94
Ly-47	C	I	4	2~6	25~50		-2.3~-5.7			244~344	3.76~8.79	0.667~0.89
		II a	12	3~7	20~50	-57.9~-58.5		6.8~7.7	29.3~30.9	237~325	4.07~6.03	0.693~0.946
		II b	2	3~5	80~90	-58.1~-58.2		6.9~7.1	29.8~29.9	292~329(C)	5.51~5.86	0.647~0.687
		III	2	3~5	10~35	-58.1~-58.3			22.4~30.2			0.586~0.747
Ly-51	B	I	13	3~6	10~30		-4.4~-8.8			191~300	6.96~12.63	0.791~0.939
		II a	5	3~6	25~50	-58.2~-60.1		6.6~7.9	28.9~30.8	285~330	4.07~6.37	0.674~0.899

1) 20 ℃; φ_v —I 型包裹体时气相占包裹体总体积的分数, II 型时表示 CO₂ 相占包裹体总体积分数。 $t_{m(CO_2)}$ —二氧化碳熔化温度; $t_{m(ice)}$ —冰的最终融化温度; $t_{m(cia)}$ —二氧化碳笼合物熔化温度; t_{hc} —二氧化碳部分均一温度, 标明(V)均一为气相, 未标明者均一为液相; t_h —均一温度, 未标明者均一为水溶液相, 标明(C)者均一为碳质相。

表 5 梨园金矿床流体包裹体气相成分分析结果

Table 5 Vapor component analysis of fluid inclusions in Liyuan Gold Deposit

样号	矿物名称	气相成分/($\mu\text{L}\cdot\text{g}^{-1}$)						还原参数 R
		H ₂	N ₂	CO	CH ₄	CO ₂	H ₂ O(g)	CH ₄ +CO+H ₂ /CO ₂
Ly-05	石英	0.516	0.415	1.176	0.037	27.50	1.611×10^5	0.063
Ly-25	石英	0.845	0.197	2.625	0.024	44.97	1.461×10^5	0.078
Ly-29	石英	0.355	0.275	0.217	0.053	11.90	1.223×10^5	0.053
Ly-30	石英	0.448	0.372	2.609	0.043	45.36	3.752×10^4	0.068

表 6 梨园金矿床包裹体液相阴、阳离子成分分析结果

Table 6 Anion and cation component analysis of fluid inclusions in Liyuan Gold Deposit

样号	矿物名称	液相成分/($\mu\text{L}\cdot\text{g}^{-1}$)							
		F ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺
Ly-05	石英	0.422	8.035	0.123	87.68	5.73	3.856	4.941	25.22
Ly-25	石英	0.185	7.443	0.355	80.34	10.61	15.920	7.261	34.41
Ly-29	石英	0.135	7.209	—	21.74	7.22	1.487	2.468	11.57
Ly-30	石英	—	6.455	—	102.80	7.83	4.392	8.215	33.47

一般认为氟是深源物质的指示剂^[16],成矿流体中的 F⁻含量很少。实验证明: Au-S 络合物多稳定于中低温热液, Au-Cl 络合物可稳定于中高温热液^[17],在整个成矿作用过程中,流体中 SO₄²⁻的含量很高,次为 Cl⁻,金主要以 Au-S 络合物形式存在于流体中,次为 Au-Cl 络合物形式,说明整个成矿过程为中低温环境,与显微测温结果一致。根据 ROEDDER(1971)^[18]研究,流体的 $n(\text{Na}^+)/n(\text{K}^+)$ 比以及 $n(\text{Na}^+)/n(\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+})$ 比可作为判断其来源的标志,当 $n(\text{Na}^+)/n(\text{K}^+)<2$, $n(\text{Na}^+)/n(\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+})>4$ 时,为典型的岩浆热液型;当 $n(\text{Na}^+)/n(\text{K}^+)=2\sim 10$, $n(\text{Na}^+)/n(\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+})=1.5\sim 4$ 时,为沉积型或层控热液型;当 $n(\text{Na}^+)/n(\text{K}^+)>10$, $n(\text{Na}^+)/n(\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+})<1.5$ 时,为热卤水型。梨园金矿床各成矿阶段 $n(\text{Na}^+)/n(\text{K}^+)=0.67\sim 4.86$, $n(\text{Na}^+)/n(\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+})=0.25\sim 0.51$,由此可推测,该矿床成矿流体有多种来源。根据包裹体的气相成分计算流体的还原参数^[19] $R=n(\text{H}_2+\text{CO}+\text{CH}_4)/n(\text{CO}_2)$ (见表 5)可知,在整个成矿作用过程中,流体的还原参数均很低,为 0.053~0.078,表明该区成矿流体为弱还原性流体,同时在包裹体中还发现了 N₂,可能预示着流体并非单源,有其他来源流体的混入^[20]。

矿区矿石中广泛发育角砾状构造和中低温热液蚀变(黄铁绢英岩化)现象,尤其是角砾岩和高压特征表明,深部存在液压致裂现象。而浅部构造带狭窄,构造边界清楚,角砾岩具有张性构造角砾的特征。综合以上现象可知,梨园金矿成矿流体可能主要为后期岩浆热液流体,推断其可能来源于矿区酸性岩浆热液。

但这种高温的 CO₂ 水溶液是一种超临界流体,只有温度和压力降低到中温范围时(270 ℃左右)才会发生不混溶现象。另一方面,岩浆期后热液的盐度通常很高,一般超过 20%,甚至达到 70%以上^[21],远高于本区域中包裹体测试结果,说明本矿区的成矿流体已被稀释。

图 6 所示为不同成矿阶段流体包裹体温度-盐度散点图。由图 6 可知,该区成矿流体的盐度较低,从 B 阶段至 D 阶段,盐度并没有随温度的降低而发生明显变化,水溶液包裹体与含 CO₂ 包裹体的盐度值也相近,可能说明流体在成矿作用期间发生了内部演

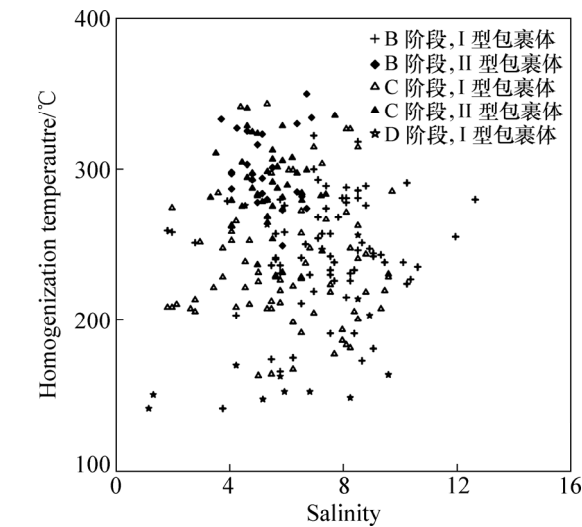


图 6 不同成矿阶段流体包裹体温度-盐度散点图

Fig. 6 Diagrams of homogenization temperatures versus salinities of fluid inclusions in different stages

化^[22],但流体的盐度范围很大(1.16%~12.63%),反映其并不是单一来源的流体,而是可能混入了外来的低盐度流体(地下水)。

由此可见,矿区成矿流体属于富 CO_2 、中低温(140~350℃)、低盐度(1.16%~12.63%)的 $\text{Ca}^{2+}(\text{Na}^+、\text{K}^+)-\text{SO}_4^{2-}(\text{Cl}^-、\text{F}^-)-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 体系,可能为后期岩浆热液,并混入了低盐度的外来流体。岩浆气液在向上迁移的过程中,伴随着压力的积聚,造成超高压的流体条件,使构造密集部位的岩石发生液压致裂和角砾化,并向浅部扩展,引起成矿流体的压力急剧降低、地下水溶液大量涌入、流体发生相分离,从而造成金的沉淀成矿。

5.2 成矿物理化学条件

卢焕章等^[23]研究认为,若在薄片见到同时捕获的纯 H_2O 包裹体和纯 CO_2 包裹体,则可以在 H_2O 和 CO_2 体系联合 p - t 图上获得包裹体的捕获压力。采用等容线相交法对捕获压力进行估算,其中水端元密度由I型包裹体计算得出, CO_2 密度由III型包裹体计算得出。因此,矿区不混溶流体中水端元组分的密度0.667~0.942 g/cm³, CO_2 端元的密度0.586~0.775 g/cm³,将两端元流体密度投影 p - t 图上(见图7),捕获压力范围为68~114 MPa,对应的捕获温度为200~430℃,集中于200~350℃。一般而言,成矿期属于挤压环境,可推测为静岩压力,由于研究区属挤压造山环境,故本处应用静岩压力去换算成矿深度。用最高压力114 MPa估算得出的深度4.3 km为深度的上限(大陆平均岩石密度为2.7 g/cm³)。根据对矿床基础地质研究可知,矿石多呈角砾状构造,说明在成矿过程中内压大、外压小,且矿体附近也有浅成脉岩

出现,均反映成矿深度不是很大,应不超过3 km,与估算值相差不大。显微测温结果显示,该矿床的流体捕获温度介于140~350℃,范围较广,反应较长的成矿过程。将等容线相交法得到的捕获温度(200~430℃)与显微测温结果(140~350℃)相对比可知,随着温度的降低,压力也降低,由静岩压力转变为半静水压力,说明构造扩张,可能带来地下水的涌入。

5.3 成矿流体的演化

已有研究表明^[25-26],金的成矿作用与流体的不混溶作用(相分离作用)密切相关。梨园矿区的石英主矿物中同时存在I、II、III型原生流体包裹体,且成群共生,表明富 H_2O 包裹体和富 CO_2 包裹体是从原始均一的 CO_2 - H_2O 流体中由不混溶作用选择性捕获而来的^[23]。在不同的成矿阶段,其流体包裹体类型、均一温度等具有一定的差异,反映了流体在成矿过程中的演化规律。

从矿床的流体包裹体温度和盐度分布直方图(见图5)可见,矿床的均一温度范围较大,约为140~350℃,不同阶段的流体盐度没有很大的变化,均为低盐度,但其变化范围很宽(为1.16%~12.63%)。根据显微测温结果,在B阶段和C阶段,IIa型与IIb型包裹体共生,且碳质相的体积比例变化显著,为20%~90%,产生这种现象的原因就是不均一捕获。

B成矿阶段(石英-黄铁矿阶段)大量发育I型水溶液包裹体,并含有少量II型含 CO_2 包裹体以及III型纯 CO_2 包裹体,表明成矿流体在该阶段已经发生了相分离,形成相对富含 H_2O 的流体和相对富含 CO_2 的流体,包裹体捕获于不混溶体系中,其I型包裹体的均一温度集中于230~290℃,II型包裹体的均一温度集中于270~350℃;C成矿阶段(主成矿阶段),除发育I型包裹体外,该阶段II型及III型包裹体大量增多,I型包裹体均一温度集中于200~260℃,II型包裹体的均一温度集中于260~330℃,由上可知从B阶段到C阶段,随着温度的降低,流体在成矿作用过程中发生了更加彻底的相分离作用, CO_2 的含量明显增多, CO_2 是一种弱酸,作为缓冲剂存在于成矿流体中,对流体pH值进行缓冲调节。在这种弱酸的pH范围内,Au形成溶解度很高的Au-S络合物^[27],并在相分离的过程中大量沉淀;到D阶段(石英-碳酸盐阶段),由于 CO_2 气体的大量逸失,导致含 CO_2 包裹体的急剧减少,在有限的样品中仅见1个 CO_2 包裹体,其余为水溶液包裹体,均一温度集中于140~170℃,盐度较低,范围为1.16%~9.58%(平均为6.00%),可知从早阶段到晚阶段,温度出现明显的变化,但随着温度的降低,流体

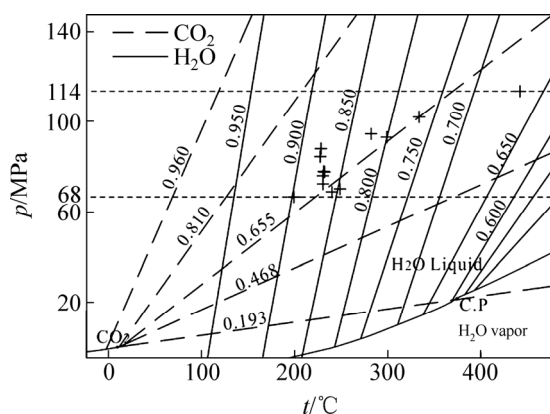


图7 H_2O 和 CO_2 体系联合 p - t 图(图中数据为密度(g/cm³)据文献[24]修改)

Fig. 7 p - t diagrams of H_2O - CO_2 system (Data on line is density (g/cm³), modified from Ref. [24])

的盐度并没有发生出现明显减小,可能反映整个热液系统的自然降温过程。

5.4 成矿作用过程分析

矿区的围岩蚀变特征表明含矿热液为富碱、富硅、富 CO_2 的超临界流体。在这种弱酸性,还原环境的中低温热液中, Au 以 Au-S 络合物的形式大量溶解并运移,当流体经过断裂通道时,成分由富含 CO_2 演变为水溶液,发生了以 CO_2 、 CH_4 、 H_2S 分离为特征的不混溶现象,同时伴随着温度、压力和流体酸度的降低,氧化还原电位与氧逸度的降低,从而降低了 Au-S 络合物的溶解度,导致金的大量沉淀,并形成金与硫化物的共生^[16, 28-29]。

热液蚀变作用可以改变环境 pH,引起金属的沉淀,也可以引起成矿流体物理化学条件的改变,造成硫化物的沉淀^[30]。含矿热液沿断裂构造带向上迁移的过程中,围岩发生强烈的蚀变。较高的温度使得原岩中的角闪石类矿物发生黑云母化,释放出 SiO_2 和 Fe、Mg;斜长石发生钾长石化,释放出 Na 和 Al_2O_3 。随着压力由超静岩压力降低至接近静水压力^[31],角闪石、黑云母等矿物在 CO_2 和 H_2O 的作用下,生成绿泥石;当作用继续进行,绿泥石、长石等矿物蚀变成绢云母,区内碳酸盐化、绢云母化和绿泥石化可以固定 K 和 CO_2 ^[32],使 H^+ 离子进入流体,降低了 pH 值, SiO_2 析出为石英, S 和 Fe 形成黄铁矿,这种硫化作用又引起流体含水硫化物的失去,造成了含金二硫化物络合物失稳,引起 Au 析出沉淀。

5.5 矿床成因及成矿模式

梨园金矿所处的太行山地区经历了复杂的造山演化过程,其中燕山期为本区贵金属及有色金属的成矿高峰期。在燕山期,区内发生强烈的陆内造山运动,剧烈的构造作用及岩浆活动为成矿提供了动力和物质来源。阜平运动时形成的一系列 NW、NE 及 SN 向的断裂经过后期的多次构造作用改造而形成 NNE 向、NE 向断裂,这些断裂控制了矿床的定位。金矿体类型主要为破碎带蚀变岩型,以脉状与角砾状为主。

梨园金矿的成矿机制大致如下:矿床经历阜平群的沉积,然后经历区域变质作用和混合岩化作用,使全区的沉积建造变质成为一套以角闪岩相为主的中高级变质岩系,并形成了各类混合岩。在燕山期,我国东部环太平洋构造带发生强烈的 NE 及 NNE 向构造-岩浆活动,区域大规模的岩浆活动开始,并伴有多期强烈的中、基性火山活动及中酸性岩浆的侵位。随着岩浆的上侵作用和持续的构造抬升作用,大量的下部地

壳和上地幔物质导入,为区域成矿提供了重要的成矿流体和热源,促进了 Au 等多金属元素的富集。含有较高浓度金的成矿溶液形成后,沿大裂隙上升至较浅部位。随着高温岩浆热液沿构造裂隙向地壳浅部聚集,热液通道附近流体压力升高,造成局部超高压环境,引起岩石薄弱带的液压致裂和角砾化作用,并沿着原有的北东向断裂向浅部扩展,浅部地下水涌入,流体压力急剧降低,成矿流体发生不混溶分离作用,形成富水溶液流体和富二氧化碳流体,与角砾化围岩中的粉状碎屑强烈反应和蚀变交代作用,同时造成金的成矿作用。

综上所述,梨园金矿矿床成矿物质主要为深源,成矿流体以岩浆热液为主;矿体严格受断裂构造控制,形成角砾岩筒和断层角砾岩中的黄铁绢英岩型金矿,认为梨园金矿形成于陆内造山环境,为受断裂破碎带控制的岩浆热液蚀变岩型金矿床。成矿模式如图 8 所示。

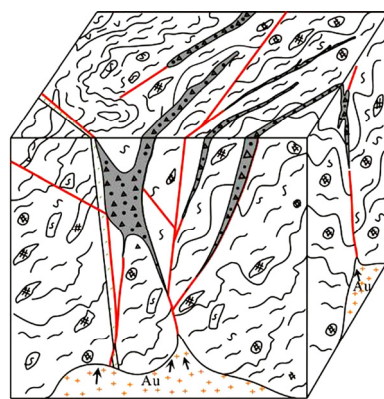


图 8 梨园金矿成矿模式图: 1—阜平群混合岩化条带状片麻岩夹斜长角闪岩; 2—混合岩及残留体; 3—破碎带蚀变岩; 4—蚀变岩型金矿; 5—深部岩体, 提供成矿物质; 6—辉绿岩脉; 7—成矿溶液运移方向; 8—成矿断裂构造

图 8 梨园金矿成矿模式图: 1—阜平群混合岩化条带状片麻岩夹斜长角闪岩; 2—混合岩及残留体; 3—破碎带蚀变岩; 4—蚀变岩型金矿; 5—深部岩体, 提供成矿物质; 6—辉绿岩脉; 7—成矿溶液运移方向; 8—成矿断裂构造

Fig. 8 Metallogenic model diagram of Liyuan gold deposit: 1—Fuping Group banded gneisses and amphibolite with strong migmatization; 2—Migmatites and residual body; 3—Structural alteration rock; 4—Altered rock type gold deposit; 5—Deep rock mass, provided ore-forming material; 6—Diabase dikes; 7—Migration direction of mineralization solution; 8—Mineralization faults

6 结论

1) 矿体主要赋存于太古界阜平群索家庄组一段条带状片麻岩及粗粒钾长花岗岩中, 受 NNE 向的断

裂带控制,产于主断裂及其派生断裂带和角砾岩带中。依据矿物的共生组合规律,成矿期可以划分为热液期和表生期,其中热液期是原生金矿的主要形成期,又可划分为4个矿化阶段:石英脉阶段(A)、石英-黄铁矿阶段(B)、石英-多金属硫化物阶段(C)和石英-碳酸盐阶段(D)。

2) 梨园金矿含矿石英脉及蚀变围岩的石英(B、C、D阶段)中发育大量流体包裹体,主要类型有I型水溶液包裹体、II型水溶液-CO₂包裹体和III型纯CO₂包裹体。群体包裹体成分分析显示成矿流体气相成分主要为CO₂,并含有少量CO、H₂、N₂、CH₄,液相成分主要为SO₄²⁻、Cl⁻、Ca²⁺、Na⁺,成矿溶液属于CO₂-CH₄-Ca²⁺(Na⁺、K⁺)-SO₄²⁻(Cl⁻、F⁻)-H₂O体系。

3) 显微测温研究表明,在石英-黄铁矿阶段(B)包裹体捕获温度集中于230~350℃,在石英-多金属硫化物阶段(C)捕获温度集中于200~330℃,在石英-碳酸盐阶段(D)温度集中于140~170℃,各阶段盐度相差不大,均为低盐度,范围为1.16%~12.63%,成矿流体为一套中低温、低盐度的流体。盐度变化范围较大,反映了流体来源较广,可能混入了低盐度的外来流体(地下水)。包裹体H₂O和CO₂联合体系图显示矿床的成矿压力范围介于68~114 MPa,估算最大深度为4.3 km。

4) 成矿流体可能主要为后期岩浆热液流体,推断其可能来源于矿区酸性岩浆热液。含矿溶液沿构造带运移时发生不混溶,使原本均一的体系发生相分离,导致流体pH值及温度、压力等物理化学条件发生变化,引起Au-S络合物的分解,金沉淀富集成矿。梨园金矿床形成于陆内造山环境,成因类型为受断裂破碎带控制的岩浆热液蚀变岩型金矿床。

REFERENCES

- [1] 许小平. 山西省灵丘县梨园金矿矿体赋存特征及成因浅析[J]. 华北国土资源, 2009(3): 3-5.
XU Xiao-ping. Characteristics and genesis of Liyuan gold deposit in Lingqiu County, Shanxi province[J]. North China Land and Resources, 2009(3): 3-5.
- [2] 范宏瑞, 金成伟, 沈远超. 新疆哈图金矿成矿流体地球化学[J]. 矿床地质, 1998, 17(2): 135-149.
FAN Hong-rui, JIN Cheng-wei, SHEN Yuan-chao. Ore-forming fluid geochemistry of the Hatu gold deposit in Xinjiang, northwest China[J]. Mineral Deposits, 1998, 17(2): 135-149.
- [3] 李晓峰, 陈振宇, 王汝成, 王平安, 朱和平. 江苏东海水晶矿床成因初探: 流体包裹体和硅氧同位素证据[J]. 岩石学报, 2006, 22(7): 2018-2028.
- LI Xiao-feng, CHEN Zhen-yu, WANG Ru-cheng, WANG Ping-an, ZHU He-ping. Preliminary study on the genesis of rocked quartz in Donghai, Jiangsu province: Evidences from fluid inclusions and Si, O isotope[J]. Acta Petrologica Sinica, 2006, 22(7): 2018-2028.
- [4] LI Huan, XI Xiao-shuang, WU Cheng-ming, KOICHIRO W. Genesis of the Zhaokalong Fe-Cu polymetallic deposit at Yushu, China: Evidence from ore geochemistry and fluid inclusions[J]. Acta Geologica Sinica (English Edition), 2013, 87(2): 486-500.
- [5] 池国祥, 赖健清. 流体包裹体在矿床研究中的作用[J]. 矿床地质, 2009, 28(6): 850-855.
CHI Guo-xiang, LAI Jian-qing. Roles of fluid inclusions in study of mineral deposits[J]. Mineral Deposits, 2009, 28(6): 850-855.
- [6] 牛树银, 国连杰, 王礼胜. 太行山北段金矿的控矿构造研究[J]. 矿产与地质, 1994, 8(3): 192-196.
NIU Shu-yin, GUO Lian-jie, WANG Li-sheng. Study on ore-controlling structure of gold deposits in north Taihang Mountain[J]. Mineral Resources and Geology, 1994, 8(3): 192-196.
- [7] 李向东, 葛峰, 王纪东. 太行山北段金矿分布规律及深部找矿[J]. 河北地质, 2011(3): 10-12.
LI Xiang-dong, GE Feng, WANG Ji-dong. Distribution and deep prospecting of gold deposits in north Taihang Mountain[J]. Hebei Geology, 2011(3): 10-12.
- [8] 汤艳杰, 张宏福, 英基丰, 张瑾. 太行山地区中、新生代玄武质岩浆的源区特征与时空演化[J]. 岩石学报, 2006, 22(6): 1657-1664.
TANG Yan-jie, ZHANG Hong-fu, YING Ji-feng, ZHANG Jin. Source characteristics and temporal-spatial evolution of Mesozoic and Cenozoic basaltic magmatism in the Taihang Mountains [J]. Acta Petrologica Sinica, 2006, 22(6): 1657-1664.
- [9] 李生元. 晋东北次火山岩型银锰金矿[M]. 北京: 中国地质大学出版社, 2000: 1-240.
LI Sheng-yuan. Volcano rock type Ag-Mn-Au deposit of northeast Shanxi[M]. Beijing: China University of Geosciences Press, 2000: 1-240.
- [10] BROWN P E. FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data[J]. American Mineralogist, 1989, 74(11/12): 1390-1393.
- [11] BROWN P E, LAMB W M. P-V-T properties of fluids in the system H₂O±CO₂±NaCl: New graphical presentation and implications for fluid inclusion studies[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1989, 53(6): 1209-1221.
- [12] 王莉娟. 流体包裹体成分分析研究[J]. 地质论评, 1998, 44(5): 496-501.
WANG Li-juan. Analysis and study of the composition of fluid inclusions[J]. Geological Review, 1998, 44(5): 496-501.
- [13] GROVES D I, GOLDFARB R J, GEBRE-MARIAM M, HAGEMANN S G, AND ROBERT F. Orogenic Au deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution

- and relationship to other Au deposit types[J]. *Ore Geology Reviews*, 1998, 13: 7–27.
- [14] PITCAIRN I K, TEAGLE D A H, CRAW D, OLIVO G R, KERRICH R, BREWER T S. Sources of metals and fluids in orogenic gold deposits: Insights from the Otago and Alpine Schists, New Zealand[J]. *Economic Geology*, 2005, 101: 1525–1546.
- [15] 丁清峰, 金圣凯, 王冠, 张本龙. 青海省都兰县果洛洼金矿成矿流体[J]. *吉林大学学报(地球科学版)*, 2013, 43(2): 415–426.
- DING Qing-feng, JIN Sheng-kai, WANG Guan, ZHANG Ben-long. Ore-forming fluid of the Guoluolungwa gold deposit in Dulan County, Qinghai Province[J]. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 2013, 43(2): 415–426.
- [16] 侯林, 邓军, 丁俊, 汪雄武, 彭慧娟. 四川丹巴燕子沟造山型金矿床成矿流体特征研究[J]. *地质学报*, 2012, 86(12): 1957–1971.
- HOU Lin, DENG Jun, DING Jun, WANG Xiong-wu, PENG Hui-juan. Ore-forming fluids features of the Yanzigou orogenic gold deposit, Danba County, Sichuan Province, China[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2012, 86(12): 1957–1971.
- [17] GLEB S P, BORIS R T, JACQUES S. An in situ X-ray absorption spectroscopy study of gold-chloride complexing in hydrothermal fluids[J]. *Chemical Geology*, 2009, 25: 917–929.
- [18] ROEDDER E. Fluid inclusion studies on the porphyry-type ore deposits at Bingham, Utah, Butte, Montana, and Climax, Colorado[J]. *Economic Geology*, 1971, 66: 98–120.
- [19] 李秉伦, 石岗. 矿物中包裹体气体成分的物理化学参数图解[J]. *地球化学*, 1986(2): 126–137.
- LI Bing-lun, SHI Gang. Diagrams of physico-chemical parameters for gas compositions of inclusions in minerals[J]. *Geochimica*, 1986(2): 126–137.
- [20] 罗小平, 薛春纪, 李建全, 王伟, 李天虎, 彭桥梁, 田海. 新疆西天山查汗萨拉金矿床流体包裹体特征及稳定同位素研究[J]. *地质学报*, 2011, 85(4): 505–515.
- LUO Xiao-ping, XUE Chun-ji, LI Jian-quan, WANG Wei, LI Tian-hu, PENG Qiao-liang, TIAN Hai. Fluid inclusion characteristics and stable isotope composition of the Chahansala gold deposit, western Tianshan, Xinjiang, China[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2011, 85(4): 505–515.
- [21] LAI J Q, CHI Q X, PENG S L, SHAO Y J, YANG B. Fluid evolution in the formation of the Fenghuangshan Cu-Fe-Au deposit, Tong-ling, Anhui, China[J]. *Economic Geology*, 2007, 102(5): 949–970.
- [22] 翟伟, 孙晓明, 贺小平, 苏丽薇, 吴有良, 董艺辛. 新疆阿希低硫型金矿床流体地球化学特征与成矿机制[J]. *地质学报*, 2007, 81(5): 659–669.
- ZHAI Wei, SUN Xiao-ming, HE Xiao-ping, SU Li-wei, WU You-liang, DONG Yi-xin. Geochemistry of ore forming fluid and metallogenic mechanism of Axi low-sulfidation gold deposit in Xinjiang, China[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2007, 81(5): 659–669.
- [23] 卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 欧光习, 沈昆, 张文淮. 流体包裹体[M]. 北京: 科学出版社, 2004: 1–492.
- LU Huan-zhang, FAN Hong-rui, NI Pei, OU Guang-xi, SHEN Kun, ZHANG Wen-huai. Fluid inclusions[M]. Beijing: Science Press, 2004: 1–492.
- [24] ROEDDER E, BODNAR R J. Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 1980, 8: 263–301.
- [25] CRAW D. Fluid evolution, fluid immiscibility and gold deposition during Cretaceous-recent tectonics and uplift of the Otago and Alpine schist, New Zealand[J]. *Chemical Geology*, 1992, 98(3/4): 221–236.
- [26] 孙晓明, 韦慧晓, 翟伟, 石贵勇, 梁业恒, 莫儒伟, 韩墨香, 张相国. 藏南邦布大型造山型金矿成矿流体地球化学和成矿机制[J]. *岩石学报*, 2010, 26(6): 1672–1684.
- SUN Xiao-ming, WEI Hui-xiao, ZHAI Wei, SHI Gui-yong, LIANG Ye-heng, MO Ru-wei, HAN Mo-xiang, ZHANG Xiang-guo. Ore-forming fluid geochemistry and metallogenic mechanism of Bangbu large-scale orogenic gold deposit in southern Tibet, China[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2010, 26(6): 1672–1684.
- [27] PHILLIPS G N, EVANS K A. Role of CO₂ in the formation of gold deposits[J]. *Nature*, 2004, 429(6994): 860–863.
- [28] 卢焕章. CO₂流体与金矿化: 流体包裹体的证据[J]. *地球化学*, 2008, 37(4): 321–328.
- LU Huan-zhang. Role of CO₂ fluid in the formation of gold deposits: Fluid inclusion evidences[J]. *Geochimica*, 2008, 37(4): 321–328.
- [29] 熊得信, 孙晓明, 翟伟, 石贵勇, 王生伟. 云南大坪韧性剪切带型金矿富CO₂流体包裹体及其成矿意义[J]. *地质学报*, 2007, 81(5): 640–651.
- XIONG De-xin, SUN Xiao-ming, ZHAI Wei, SHI Gui-yong, WANG Sheng-wei. CO₂-rich fluid inclusions in auriferous quartz veins from the Daping ductile shear zone hosted gold deposit in Yunnan Province, China, and its implications for gold mineralization[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2007, 81(5): 640–651.
- [30] BRIMHALL G H, CRERAR D A. Ore fluids: Magmatic to supergene[C]//CARMICHAEL I S E, EUGSTER H P. The modynamic modeling of geological materials, fluids and melts. *Reviews of Mineralogy*, 1987, 17: 235–322.
- [31] 陈衍景. 造山型矿床、成矿模式及找矿潜力[J]. *中国地质*, 2006, 33(6): 1181–1196.
- CHEN Yan-jing. Orogenic-tupe deposits and their metallogenic model and exploration potential[J]. *Geology in China*, 2006, 33(6): 1181–1196.
- [32] 张德会. 成矿流体中金的沉淀机理研究评述[J]. *矿物岩石*, 1997, 73(3): 45–50.
- ZHANG De-hui. A review on depositional mechanisms of Au from hydrothermal ore-forming fluid[J]. *Mineral Petrol*, 1997, 73(3): 45–50.

(编辑 龙怀中)