

甘肃阳山金矿流体包裹体地球化学和矿床成因类型*

李晶^{1,2,3} 陈衍景^{1,2**} 李强之⁴ 赖勇² 杨荣生² 毛世东^{1,4}

LI Jing^{1,3}, CHEN YanJing^{1,2**}, LI QiangZhi⁴, LAI Yong², YANG RongSheng² and MAO ShiDong^{1,4}

1. 中国科学院广州地球化学研究所 成矿动力学重点实验室, 广州 510640

2. 北京大学 造山带与地壳演化实验室, 北京 100871

3. 中国科学院研究生院, 北京 100049

4. 武警黄金部队指挥部, 北京 100102

1. KLMD, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

2. Key Laboratory of Orogen and Crust Evolution, Peking University, Beijing 100871, China

3. Graduate School of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

4. Headquarter of Gold Exploration Branch of Armed Police, Beijing 100102, China

2007-02-30 收稿, 2007-05-08 改回.

Li J, Chen YJ, Li QZ, Lai Y, Yang RS and Mao SD. 2007. Fluid inclusion geochemistry and genetic type of the Yangshan gold deposit, Gansu, China. *Acta Petrologica Sinica*, 23(9):2144–2154

Abstract The Yangshan gold deposit, Gansu province, is the China's largest gold deposit recently found in the western Qinling Orogen. It is controlled by an E-trending shear zone and hosted in the Devonian carbonaceous carbonate-phyllite-slate sequence and the granite-porphry dikes intruding into the Devonian strata. Its hydrothermal ore-forming process includes several stages: (1) the early stage forming quartz-sericite-pyrite assemblage; (2) the main stage forming from early to late quartz-pyrite-arsenide, quartz-arsenide-pyrite and quartz-carbonate-stibnite-native gold assemblages, respectively; and (3) the late stage forming carbonate-quartz veinlets. A comprehensive study, including microthermometry and compositional analysis using laser Raman spectrometry for single fluid inclusion and quadrupole mass spectrometer for bulk fluid inclusions, shows that the early stage fluid inclusions are CO₂-bearing, with CO₂ contents ranging 7.3% ~ 21.5mol%, homogenization temperatures clustering 270°C ~ 300°C, and the salinities lower than 3 wt. % NaCl eqv. The main stage fluid inclusions are dominated by pure CO₂, H₂O-solution and minor of CO₂-bearing in compositions, with homogenization temperatures clustering 210°C ~ 270°C, and the salinities clustering in two spans of <2 and 3 ~ 5 wt. % NaCl eqv. All the late stage fluid inclusions are H₂O-solution with homogenization temperatures between 160°C ~ 210°C and salinities lower than 3 wt. % NaCl eqv. Fluid boiling in the main stage are evidenced by the co-existence of three types of fluid inclusions with similar homogenization temperatures, and by bimodality of the salinities clustering in two spans of <2 and 3 ~ 5 wt. % NaCl eqv, respectively. Fluid inclusions of main stage were trapped at temperatures of 210°C ~ 375°C and pressures of 85 ~ 222MPa. Fault-valve activity resulted in a fluid-system with alternating lithostatic-hydrostatic pressures at the depths of about 8.5km. The ore-forming fluid-system developed during early Jurassic continental collision orogenesis. Orebodies of the Yangshan gold deposit are geologically similar to the Carlin-type, with exception of those hosted in granite-porphry dikes, which are not similar to the orogenic-type either. The ore-forming fluid-system of the Yangshan deposit is same to the orogenic-type. Hence the Yangshan gold deposit possibly represents a new type of gold deposits called as "Yangshan type" in this paper.

Key words Yangshan gold deposit, Yangshan-type gold deposit, Fluid inclusion, Ore-fluid, Qinling Orogen

* 国家 973 项目 2006CB403508 课题、国家自然科学基金项目 (Nos. 40425006 和 40572065)、科学院百人计划项目和武警黄金部队科研项目、南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室开放研究基金资助。

第一作者简介: 李晶, 女, 1981 年生, 博士研究生, 矿床学方向, E-mail: crystalheibao@sohu.com

** 通讯作者: 陈衍景, E-mail: yjchen@pku.edu.cn; gigyjchen@126.com

摘要 西秦岭造山带内的甘肃阳山金矿是我国最新发现的规模最大的金矿床。矿床受EW 韧脆性剪切带控制,赋矿围岩为泥盆系碳质碳酸盐-千枚岩-板岩和侵入其中的花岗斑岩脉。流体成矿过程包括:形成石英-绢云母-黄铁矿组合的早阶段,形成石英-黄铁矿-毒砂和石英-毒砂-黄铁矿以及石英-碳酸盐-辉铋矿-自然金组合的主成矿阶段,形成碳酸盐-石英网脉的晚阶段。早阶段流体包裹体以含 CO_2 包裹体为主, CO_2 含量为 7.3% ~ 21.5mol%, 均一温度集中于 270°C ~ 300°C , 盐度 < 3 wt. % NaCl eqv; 主阶段发育纯 CO_2 包裹体、水溶液包裹体和少量含 CO_2 包裹体, 均一温度集中于 210°C ~ 270°C , 盐度集中在 < 2 wt. % NaCl eqv 和 3 ~ 5 wt. % NaCl eqv 两个范围; 晚阶段只发育水溶液包裹体, 均一温度集中在 160°C ~ 210°C , 盐度 < 3 wt. % NaCl eqv。主阶段流体包裹体类型的多样性、相似的均一温度和流体盐度的双峰特征均指示流体沸腾现象的存在, 其流体包裹体捕获温度为 210°C ~ 375°C , 压力为 85 ~ 222MPa; 赋矿断层的阀门式活动导致主阶段流体系统交替于静岩和静水压力之间, 成矿深度为 8.5km 左右, 成矿流体系统发育在早侏罗世大陆碰撞造山过程。矿床地质特征类似于卡林型金矿, 但赋存于蚀变花岗斑岩中矿体既非造山型, 也不同于卡林型, 成矿流体具造山型矿床特征。因此, 阳山金矿可能代表一种新的金矿类型, 建议称为“阳山型金矿”。

关键词 阳山金矿; 阳山型金矿床; 流体包裹体; 成矿流体; 秦岭造山带

中图法分类号 P618.51

甘肃阳山金矿田是由武警黄金部队历经 20 多年的艰苦工作而发现的超大型独立金矿床, 矿带位于甘肃省南部文县境内, 地理坐标为东经 $104^\circ30'$ ~ $104^\circ50'$, 北纬 $33^\circ00'$ ~ $33^\circ08'$ 。在构造上, 阳山矿田位于勉略缝合带内, 是秦岭微板块、碧口体地和松潘褶皱带的交汇带, 含矿带受文县弧形构造带的安昌河-观音坝断裂控制, 呈近东西向展布, 长约 60km, 宽约 3 ~ 5km, 包括泥山、葛条湾、安坝、高楼山、观音坝

(阳山)、张家山、北金山 7 个矿段(图 1)。至 2006 年底, 发现矿脉 91 条, 探明黄金储量 258t, 平均品位 5.64t/g, 其中安坝矿段 4 个矿体初步探获 201.521t 黄金资源量(平均品位 4.05 ~ 6.07g/t)。因此, 阳山金矿是目前我国地质勘探储量规模最大的独立金矿床, 也是陕甘川“金三角”, 即西秦岭卡林-类卡林型金矿省(陈衍景等, 2004)的代表性矿床。

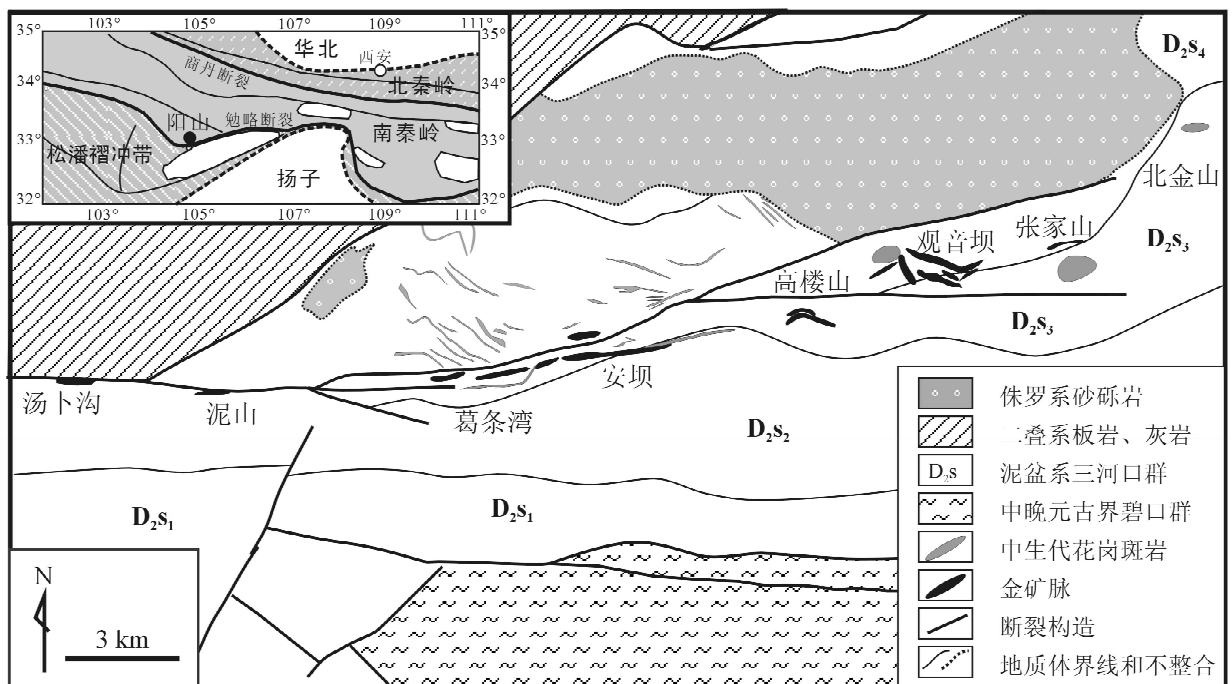


图 1 阳山金矿地质简图

Fig. 1 Simplified geologic map of Yangshan gold deposit

阳山金矿的地质科学研究和成因颇受关注, 学者们提出了一些认识和观点, 郭俊华等(2002)认为是叠加改造形成的

微细浸染型金矿床; 齐金忠等(2003)认为阳山金矿与微细浸染型金矿的特征类似, 但与岩浆活动有关的热液叠加是成

矿关键; 罗锡明等(2004)认为阳山金矿不同于卡林型及类卡林型金矿床,是富含 Au、Hg、As、Sb、Bi 等元素的成矿流体作用所致; 孙树浩(2005)认为阳山金矿属于造山(带)型。综观前人研究和观点,认为阳山金矿的复杂性和地质地球化学研究程度的薄弱是导致认识分歧的根源,系统而深入的地质地球化学研究,准确揭示阳山金矿的地质地球化学特征,是正确厘定矿床成因类型并科学建立矿床成因模型的关键。因此,作者们初步完成了这一综合研究(李晶,2006; 杨荣生,2006),本文介绍阳山金矿流体包裹体研究结果,并据此讨论矿床成因类型和成矿模式。

1 矿床地质

阳山金矿位于西秦岭造山带的秦岭微陆块、松潘褶皱带(隐伏的阿坝地块)和碧口地体的三联点(图1),即勉略构造混杂带(张国伟等,2001)北缘,属于典型碰撞造山带地区的矿床,其构造背景显著不同于活动大陆边缘的弧后盆岭省(Kerrich *et al.*, 2000)的美国卡林型金矿床(Zhang *et al.*, 2000; 张静等, 2002; 陈衍景等, 2004)。控制阳山金矿产出的主要构造为文县弧形构造,它由一系列近 EW 向断裂及褶皱构成。其中,安昌河-观音坝断裂为含矿构造,由一系列次级断裂及强变形带构成。

区域地层主要有元古宇碧口群、上古生界(泥盆系、石炭系、二叠系)和中生界的三叠系及侏罗系,新生界主要为第四系黄土和陆相冲积物。就西秦岭卡林-类卡林型金矿省而言,泥盆系和三叠系是最主要的赋矿地层(陈衍景等, 2004),而阳山金矿则赋存于泥盆系三河口群地层。矿区的三河口群发生了强烈构造变形和不均匀的低级变质,主要由(碳质)千枚岩、板岩、砂岩、碳酸盐岩、硅质岩和绿片岩等组成,部分样品含重晶石等矿物,原岩为浅海相碎屑岩-泥质岩-碳酸盐岩建造,并夹杂热水沉积物和火山凝灰岩。据王学明等(1999)研究,砂质岩、泥质岩、碳质岩和碳酸盐类的金丰度分别为 7.8×10^{-9} 、 3.3×10^{-9} 、 4.5×10^{-9} 和 2.6×10^{-9} ,显著高于东秦岭不同时代的地层(陈衍景和富士谷,1992),有利于大型、超大型矿床的形成。

区域岩浆活动与重要构造时间关系密切,勉略缝合带以北大量发育多时期的花岗岩类(Sun *et al.*, 2002; Zhang *et al.*, 2002),特别是晚古生代和中生代的花岗岩类; 勉略带以南花岗岩类较少,仅见少量中生代小岩脉和小岩株。阳山金矿田主要发育花岗岩脉和岩株,多为黑云母花岗细晶岩、黑云母花岗斑岩、黑云母斜长花岗斑岩,部分岩脉破碎、蚀变强烈,甚至个别岩脉已经蚀变矿化而构成金矿体。对金矿化花岗斑岩脉中黄铁矿的独居石 U-Th-Pb 年龄电子探针测年(杨荣生等,2006)显示,花岗斑岩的侵入年龄为 220 ± 3 Ma,蚀变矿化年龄为 190 ± 3 Ma,与前人(陈衍景和富士谷,1992; 杜子图和吴淦国,1998; Li *et al.*, 2001; 张国伟等,2001; Zhang *et al.*, 2002; Sun *et al.*, 2002)确定的秦岭地区

同碰撞早期的构造岩浆事件发生时间相一致,也与西秦岭卡林-类卡林型金矿省开始发育的时间(陈衍景等,2004; 雷时斌和齐金忠,2007)相吻合。

阳山金矿带的矿体赋存于切穿泥盆系三河口群的安昌河-观音坝断裂带内,矿体平面上呈舒缓波状,剖面上为脉状、似层状。矿石主要为各类蚀变岩,局部为石英-碳酸盐脉,按原岩类型分为蚀变砂岩型、蚀变千枚岩型、蚀变灰岩型和蚀变斑岩型等。其中,黄铁矿化蚀变千枚岩和黄铁矿化蚀变斜长花岗斑岩型是最主要矿石类型。围岩蚀变主要为去碳酸盐化、硅化、绢云母化、黄铁矿化、毒砂化、褐铁矿化、高岭土化及碳酸盐化等。矿体与围岩界限模糊,主要依靠化学分析确定矿体边界。

据杨荣生(2006)研究和总结,矿石中的最主要金属矿物为细粒(< 2 mm)黄铁矿和毒砂,且毒砂含量常常略高于黄铁矿,其次为自然金、银金矿、毒砂、黄铁矿、辉铋矿、钛铁矿、钒钛磁铁矿、磁铁矿、磁黄铁矿、闪锌矿、方铅矿、白铁矿、硫铋铅矿、软锰矿、硬锰矿、褐铁矿等。脉石矿物主要为石英、绢云母、方解石、白云石、长石,次为高岭土、绿泥石、叶腊石、绿帘石、重晶石、雄黄等; 微量矿物有锆石、电气石、透辉石、臭葱石、萤石等。金矿物以自然金为主,其次为银金矿。总体而言,阳山金矿床硫化物含量较低、各类矿物粒度细小。自然金和银金矿主要赋存于毒砂、褐铁矿、辉铋矿和粘土矿物中,有3种赋存状态:(1)主要以包裹体形式赋存于毒砂、褐铁矿和粘土矿物中,占镜下统计数的75.46%; (2)以裂隙金赋存于黄铁矿和褐铁矿的微裂隙中,占统计数的11.82%; (3)以粒间金赋存于粘土矿物中,占12.72%。总体而言,自然金多以次显微金形式存在于金属矿物中,但阳山矿段13号矿脉和安坝矿段311号矿脉中发现了明金,其粒度可达2~3mm,明金均产于扁豆状石英(方解石)脉中; 此外,在葛条湾矿段矿石光片中也发现少量金矿物,呈他形粒状产于碳酸盐的微裂隙中,常与草霉状黄铁矿共生。

根据脉体之间的穿切关系,矿石组构和矿物组合及其特征,初步确定阳山金矿热液成矿过程包括早、主和晚3个阶段:(1)早阶段主要形成石英-绢云母-黄铁矿组合,以广泛发育的遭受构造变形的石英脉体为代表; 石英晶粒边缘细粒化、波状消光等特征明显,甚至破碎成角砾状,通常蚀变千枚岩中的脉体变形强于蚀变花岗斑岩中的脉体; 黄铁矿呈自形-半自形晶体或集合体,粒径100~1000 μ m,多破碎,并为后期黄铁矿生长的核心。(2)主阶段形成多金属硫化物组合,具体包括M1、M2和M3等3个亚阶段,分别相当于杨荣生等(2006)划分的第2、3、4阶段。其中,M1亚阶段形成黄铁矿-毒砂-石英组合(黄铁矿约70%,毒砂约20%),以大量发育含显微一次显微状自然金的环带状含砷黄铁矿为特征; 石英的特征受围岩影响较大,产于花岗斑岩和地层接触破碎带的石英多呈脉状,乳白-灰白色,局部破碎; 产于蚀变千枚岩中的石英颗粒细小,灰白-灰色,结晶度差,不透明,与环带状黄铁矿密切共生。M2亚阶段形成毒砂-黄铁矿-石英

组合,以毒砂广泛发育为特征,主要呈微细的浸染状网脉充填于裂隙中,石英多呈自形晶,透明度较好。M3 亚阶段以局部发育的自然金-辉锑矿-石英-碳酸盐网脉为特征,主要金属矿物为辉锑矿、辉锑铅矿、脆硫锑矿、车轮矿、黝铜矿、方铅矿、雄黄和雌黄等矿物,可见粗粒自然金,自然金可包裹于先成的细粒黄铁矿、毒砂等矿物。(3)晚阶段以发育透明度较高的碳酸盐-石英网脉为特征,它们多沿裂隙充填,充填于张性裂隙者具有梳状或晶簇构造。上述 3 个阶段的叠加明显,且叠加越强矿化越强,金矿化富集作用主要发生在主成矿阶段。

2 样品和测试

本文研究样品主要采自安坝、葛条湾和观音坝(阳山)3 个矿段,以安坝 305 和 311 脉群为主,样品包括了前述不同矿石类型和不同阶段的矿物组合或脉体。总体而言,61 件包裹体薄片流体包裹体广泛发育,但多数因过于微小(长径 $< 5\mu\text{m}$) 而不适合于进一步研究。为确保测试数据的可靠性,我们主要研究了 $> 5\mu\text{m}$ 的盐水溶液包裹体和 $> 8\mu\text{m}$ 的富 CO_2 包裹体。最终,我们只研究了 17 件样品,其中安坝 14 件、葛条湾 2 件、观音坝 1 件。

流体包裹体冷热台研究在南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室完成,使用仪器为 Linkam THMS 600 型冷热台,测试温度范围是 $-196^\circ\text{C} \sim +600^\circ\text{C}$,在小于 0°C 时的测试精度为 0.1°C , $0^\circ\text{C} \sim 30^\circ\text{C}$ 范围的测试精度为 0.5°C , $> 30^\circ\text{C}$ 时的测试精度为 1°C ,以美国 FLUID INC 公司的人工流体包裹体标准样品进行温度标定。测试过程中,升温速率一般为 $0.2^\circ\text{C} \sim 5^\circ\text{C}/\text{min}$,含 CO_2 包裹体相转变点附近的升温速率为 $0.2^\circ\text{C}/\text{min}$,水溶液包裹体相转变点附近的升温速率为 $0.2^\circ\text{C} \sim 0.5^\circ\text{C}/\text{min}$,基本保证了相转变温度的准确性。

流体包裹体气相成分原位激光拉曼分析在北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室完成,使用 Renishaw RW-1000 型激光拉曼光谱仪,采用 514.5nm 的 Ar 原子激光束。

用于群体包裹体成分测试的样品为人工挑选的纯度大于 99% 的石英颗粒,粒度在 $0.2 \sim 0.5\text{mm}$ 。取石英颗粒样品 3.5g 放入 100mL 玻璃烧杯,加入 $80\text{mL}(1:1)$ 盐酸,在 $80^\circ\text{C} \sim 100^\circ\text{C}$ 电热板上加热 12h ;倒掉酸,用去离子水清洗样品数次,超声震荡 5min ,再用去离子水清洗反复漂洗,至漂洗液的电导值与去离子水的电导值一致;将清洗干净的样品于 80°C 烘箱内烘干备用。群体包裹体气相成分测试在中科院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室完成,分析过程是:取清洗干净的样品 0.0500g 放入石英管内,逐渐升温至 100°C ,抽真空至分析管真空度为 $< 6 \times 10^{-6}\text{Pa}$ 后,以 $1^\circ\text{C}/3\text{s}$ 的速度将爆裂炉内的温度逐渐升高到 550°C ,爆裂释放出的气体进入日本真空技术株式会社生产的 RG202 型四极质谱仪,测得气体成分,仪器重复测定精密度 $< 5\%$ (参见 Zhu and Wang, 2002)。

3 流体包裹体显微测温

3.1 流体包裹体类型和分布

按照成分和常温下的相态,包裹体可分成以下类型:

(1) 水溶液包裹体(W型)。常温下呈气、液两相($\text{L}_{\text{H}_2\text{O}} + \text{V}_{\text{H}_2\text{O}}$),充填度 $> 90\%$,低盐度,多呈负晶形或椭圆形,大小为 $2 \sim 18\mu\text{m}$ 。晚阶段石英和方解石中的包裹体全部属于这种类型,因此代表着晚阶段的流体特征;在主成矿阶段石英中,该类包裹体与纯 CO_2 包裹体共生,随机分布,占总数的 $30\% \sim 40\%$;在早阶段石英中,此类包裹体多属次生或假次生包裹体,呈线形排列,并穿过颗粒边缘(如样品 Y-TC291)。

(2) 含 CO_2 包裹体(C型)。根据相态进一步分为 C1 和 C2 亚型。C1 亚型常温下呈三相($\text{L}_{\text{H}_2\text{O}} + \text{L}_{\text{CO}_2} + \text{V}_{\text{CO}_2}$),液态水的充填度 $60\% \sim 80\%$,大小为 $2 \sim 30\mu\text{m}$;C1 亚型只见于早阶段石英中,占早阶段石英中包裹体总数的 70% 左右,随机分布。C2 亚型呈两相($\text{L}_{\text{H}_2\text{O}} + \text{L}_{\text{CO}_2}$),冷冻时液相 CO_2 中出现气相 CO_2 (图 2-A1、-A2),充填度 $70\% \sim 80\%$,负晶形、椭圆形或不规则形,直径 $2 \sim 18\mu\text{m}$;C2 亚型主要见于早阶段石英中,占早阶段石英中包裹体总数的 25% 左右,随机分布,在主成矿阶段的石英中也可见到。

(3) 纯 CO_2 包裹体(PC型)。常温下呈单一相(L_{CO_2}), CO_2 含量达 100% ,负晶形、椭圆形或不规则形,个别边缘呈黑色而中心透明,直径为 $2 \sim 25\mu\text{m}$,占主成矿阶段石英中包裹体数量的 40% 。

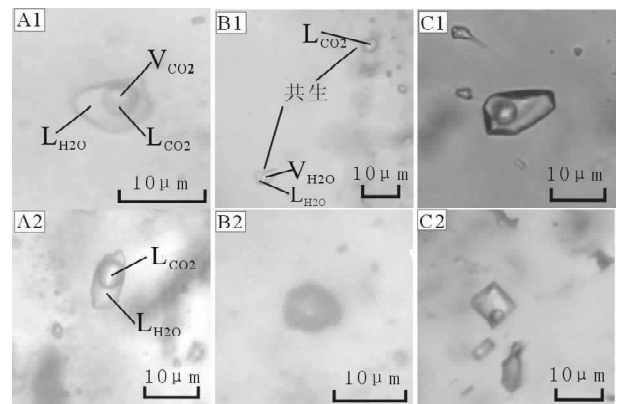


图2 各阶段流体包裹体

照片 A1 和 A2 分别示早阶段石英中富 CO_2 三相和两相流体包裹体;照片 B1 和 B2 分别示主成矿阶段纯 CO_2 流体包裹体与盐水溶液包裹体共生现象以及纯 CO_2 流体包裹体;照片 C1 和 C2 分别示晚阶段石英和方解石中的盐水溶液包裹体

Fig. 2 fluid inclusions of different ore stages

Figures A1 and A2 show CO_2 inclusions in early stage quartz. Figures B1 and B2 show the co-existence of pure CO_2 and $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ inclusions in main stage quartz. Figures C1 and C2 show $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ solution inclusions in late stage quartz and calcite, respectively

由上可见,早阶段包裹体主要为C型,晚阶段为W型,中阶段包裹体复杂,以PC型和W型为主,C型为次。

3.2 显微测温和拉曼光谱研究

成矿早阶段石英中的包裹体主要为C型(含CO₂包裹体,如图2-A1、-A2),它们均为原生包裹体。全冻回温时,在-60.6℃~-56.7℃时固相CO₂融化(T_{m-CO_2}),此温度低于纯CO₂的三相点,说明CO₂相中存在CH₄或其他气体,且包裹体群体成分测试也证实这一结论(见下述);继续回温,测

得笼合物融化温度(T_{m-cla})为9.8℃~15℃。包裹体完全均一温度介于240℃~326℃(表1),多数集中于270℃~300℃(图3)。据卢焕章等(2004),CO₂水合物融化温度高于10℃,指示包裹体含有CH₄等其它气体成分,无法利用CO₂水合物融化温度精确估算包裹体的盐度。依据CO₂部分均一温度和包裹体完全均一温度,利用CO₂-H₂O体系V-X图(Diamond,2001),求得包裹体中X_{CO₂}为10%~18.5mol%。此外,部分早阶段石英受到后期流体作用叠加,含有部分次生盐水溶液包裹体,其均一温度低于210℃(图3)。

表1 阳山金矿显微测温结果(℃)

Table 1 Microthermometric data of the Yangshan gold deposit (℃)

阶段	包裹体类型	T_{m-cla}	T_{h-CO_2}	T_{m-ice}	T_{h-tot}
早阶段	L _{H₂O} + L _{CO₂} + V _{CO₂}	9.8 ~ 15	17.8 ~ 29.9 (L)	-1.3 ~ -0.8	255 ~ 326 (L)
	L _{H₂O} + L _{CO₂}				240 ~ 320 (L)
主阶段 M1	L _{H₂O} + L _{CO₂} (+ V _{CO₂})	10.2 ~ 11.6	20.7 ~ 29.8 (L); 32.5 (g)	-2.1 ~ -1	234 ~ 284 (L)
	L _{CO₂}		9.2 ~ 21.3 (L)		
	L _{H₂O} + V _{H₂O}		205 ~ 260 (L)		
主阶段 M2	L _{CO₂}	8.6 ~ 22.4 (L)		-3 ~ -2.3	179 ~ 226 (L)
	L _{H₂O} + V _{H₂O}				160 ~ 238 (L)
晚阶段	L _{H₂O} + V _{H₂O}			-1.6 ~ -0.9	160 ~ 238 (L)

注: T_{m-cla} , 笼合物融化温度; T_{h-CO_2} , CO₂相均一温度; T_{m-ice} , 冰点; T_{h-tot} , 完全均一温度

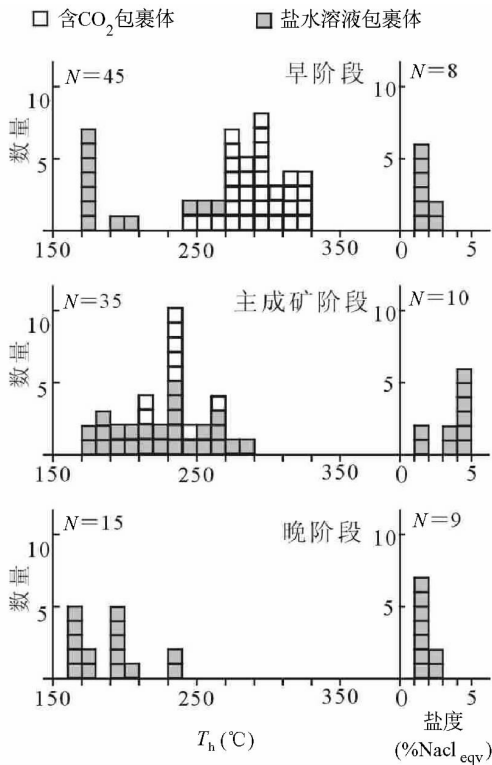


图3 石英中流体包裹体均一温度和盐度直方图

Fig. 3 Histograms of homogenization temperatures and salinities of fluid inclusions in quartz.

主成矿阶段包裹体组合的特征是大量W型(水溶液)和PC型(纯CO₂)包裹体共存(图2-B1)。如图4所示,PC型包裹体冷冻时出现V_{CO₂},在-108℃~-102℃范围全冻,在-61.9℃~-56.7℃范围固相完全熔化;包裹体完全均一至液相,均一温度为8.6℃~29.8℃,变化范围较大,显示包裹体密度和流体压力的差异较大,说明在不同成矿深度或不同压力条件下CO₂可从均一流体中逸出。拉曼光谱分析显示,CO₂特征峰明显(图5-A),个别PC型包裹体含有N₂。主阶段包裹体的均一温度变化范围为179℃~284℃,主要介于210℃~270℃之间,在230℃~240℃出现高峰(图3)。根据

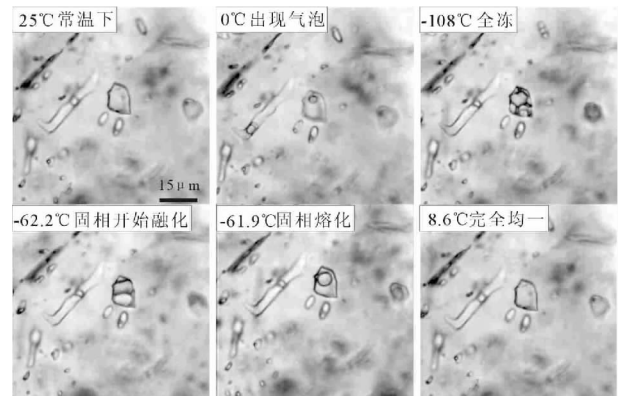


图4 纯CO₂包裹体相变过程

Fig. 4 The phase change process of liquid CO₂ inclusions

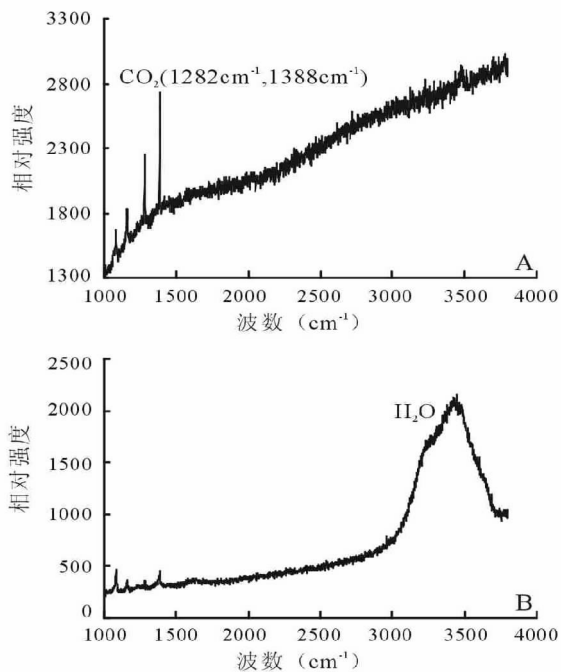


图5 主阶段纯 CO₂ 包裹体(A)和晚段水溶液包裹体气相部分(B)的激光拉曼分析

Fig. 5 Laser-Raman analyses of fluid inclusions of the Yangshan gold deposit

A: pure CO₂ inclusion in the third stage quartz; B: gas bubble of water solution inclusion in the fourth stage quartz

W 型包裹体冰点温度, 利用冰点-盐度关系表 (Bodnar, 1993), 估算主阶段流体盐度为 1.4 ~ 5 wt. % NaCl eqv, 略高于早阶段和晚阶段 (图 3)。主成矿阶段流体盐度增高的现象可能缘于大量 CO₂ 从流体中逃逸。此外, 与早阶段流体盐度的另一差异是, 直方图上略显 < 3 wt. % NaCl eqv 和 > 3 wt. % NaCl eqv 的双峰现象, 指示早阶段流体演变为中阶段的非均一流体, 即流体发生沸腾。

主成矿阶段内部, 即 M1 和 M2 亚阶段之间, 流体包裹体特征没有显著差异, 而呈现连续性的变化。在 M1 亚阶段石英中偶见 C 型包裹体, 其均一温度为 234℃ ~ 284℃, W 型包裹体均一温度为 205℃ ~ 260℃, 两类包裹体均一温度相近, 很大程度上反映了流体沸腾现象的存在; M2 亚阶段的石英主要来自蚀变千枚岩型矿石中的张性细脉, 没有发现 C 型包裹体, 仅见纯 PC 型包裹体与 W 型包裹体共生, W 型包裹体均一温度为 179℃ ~ 226℃, 略低于 M1 亚阶段。

成矿晚阶段的样品分别来自安坝矿段的 073 钻孔和阳山矿段的 1309 平洞, 没有受到地表作用的影响。晚阶段只发育 W 型包裹体 (L_{H₂O} + V_{H₂O}) (图 2-C1、-C2), 拉曼光谱测试等未检测到 CO₂ 的存在 (图 5-B), 表明流体不含 CO₂ 或 CO₂ 含量非常低。晚阶段包裹体的均一温度为 160℃ ~ 210℃, 明显低于早阶段和主成矿阶段; 流体盐度为 1.5 ~

2.7 wt. % NaCl eqv, 低于中阶段, 而与早阶段流体盐度相当; 晚阶段流体低温、低盐度、低 CO₂ 含量的特点表明流体可能属于循环的大气降水热液。

综上所述, 阳山金矿成矿流体为中-低温、低盐度的碳水体系, 早阶段、主阶段和晚阶段流体包裹体均一温度分别集中在 270℃ ~ 300℃、210℃ ~ 270℃ 和 160℃ ~ 210℃。主阶段发育均一温度相近的多种类型包裹体, 指示流体发生沸腾, CO₂ 大量逸出, 流体盐度升高, 与大量成矿物质沉淀事实相耦合; 同时, 纯 CO₂ 包裹体密度和压力变化较大, 指示主成矿阶段流体系统进入到振荡性温度降低、压力释放的逐渐开放环境, 与矿物组合逐渐具有梳状构造的特征相吻合。

3.3 成矿流体压力和深度估算

主成矿阶段普遍发育纯 CO₂ 包裹体和低盐度 (< 5 wt. % NaCl eqv) 的水溶液包裹体, 它们可分别近似代表纯 CO₂ 体系和纯 H₂O 体系, 为准确估算流体包裹体的捕获压力提供了有利条件。根据纯 CO₂ 包裹体的均一温度和均一相态, 利用含 CO₂ 包裹体均一温度和 CO₂ 相密度关系图 (Shepherd *et al.*, 1985) 求得流体中 CO₂ 的密度 (ρ_{CO₂}); 根据 NaCl-H₂O 体系的温度和密度关系相图 (Bischoff, 1991) 获得水溶液包裹体的密度 (ρ_{H₂O}); 根据 H₂O-CO₂ 体系的 P-T 图解 (图 6; Roedder, 1984), 即可获得流体的捕获温度范围和捕获压力范围 (表 2)。

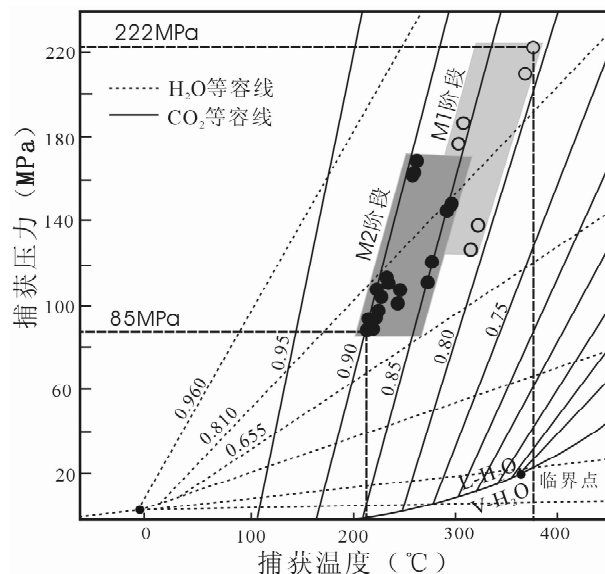


图6 H₂O-CO₂ 体系的 ρ-P-T 图解 (底图据 Roedder, 1984) 和阳山金矿成矿温度和压力

Fig. 6 Relationship of density, pressure and temperature of H₂O-CO₂ system (base diagram from Roedder, 1984), showing estimated fluid-trapping temperature and pressure of the main ore-forming stage

表2 主成矿阶段流体包裹体密度及估算的温压条件

Table 2 Density and trapping temperature and pressure of fluid inclusions of main ore-forming stage

阶段	样品号	L _{CO₂} 型包裹体		L _{H₂O} + V _{H₂O} 型包裹体		流体捕获条件	
		T _{hCO₂} (°C)	ρ _{CO₂} (g/cm ³)	T _{hH₂O} (°C)	ρ _{H₂O} (g/cm ³)	T (°C)	P (MPa)
主阶段 M1	PD112-5	9.2 ~ 12.2	0.85 ~ 0.87	205 ~ 237.1	0.82 ~ 0.86	310 ~ 375	178 ~ 222
	ZK1716-5	20.8 ~ 21.3	0.76 ~ 0.78	260	0.81	315 ~ 320	128 ~ 138
主阶段 M2	5	19	0.79	179.3 ~ 202.9	0.89 ~ 0.90	225 ~ 230	108 ~ 115
	ZK1716-1	21.3 ~ 22.4	0.74 ~ 0.76	195 ~ 226	0.85 ~ 0.88	210 ~ 275	85 ~ 120
	Y-P-3B	8.6 ~ 9.7	0.86 ~ 0.87	180.6 ~ 188.4	0.89	260 ~ 265	162 ~ 168
	Y-TC291	18.5 ~ 19	0.79 ~ 0.8	210 ~ 220	0.85	290 ~ 295	143 ~ 148
	20	18.9	0.79	195	0.88	230	112

注: T_{hCO₂} 和 ρ_{CO₂} 分别是 CO₂ 包裹体的均一温度和密度; T_{hH₂O} 和 ρ_{H₂O} 分别是水溶液包裹体的均一温度和密度; 两类包裹体都均一至液相

从图6可见, M1和M2阶段流体的温度和压力呈连续而振荡性的变化, 从早到晚降低。整体而言, 流体捕获温度为210°C ~ 375°C, 捕获压力为85 ~ 222 MPa。

考虑到矿区和较大区域范围内的岩石主要为浅变质的碳硅泥岩建造, 岩石密度较小(约2.5 ~ 2.7 t/m³), 以26 MPa/km的静岩压力梯度计算, 求得成矿深度为3.3 ~ 8.5 km; 考虑到主成矿阶段发生流体沸腾现象, M2亚阶段和晚阶段矿物组合具有梳状或晶簇构造, 流体系统转换为静水压力系统, 则按照静水压力梯度求得成矿深度为8.5 ~ 22.2 km, 显然深度偏大。有趣的是, 按静水压力梯度计算的最低深度与按静岩压力梯度求得的深度竟然相同, 均为8.5 km, 充分表明成矿深度为8.5 km左右, 只是由于断层阀作用, 流体系统交替于封闭与开放之间, 即静岩压力系统与静水压力系统之间。

4 包裹体气相成分

前述冷热台研究和激光拉曼光谱分析都证明了流体包裹体组分以H₂O和CO₂为主, V_{CO₂}中含有其他气体。然而, 上述研究无法说明所含气体的种类与含量。显然, 群体包裹体成分分析可在很大程度上弥补这一不足, 使我们更好地认识成矿流体的性质。

表3列出了早阶段和主成矿阶段石英样品的群体包裹体气相成分, 显示出如下特征:

(1) H₂O + CO₂ 的含量占99%以上。此结果与激光拉曼光谱分析和冷热台研究结果一致, 彼此印证, 共同说明成矿流体确属碳-水体系。

(2) CO₂ 含量为7.3% ~ 21.5 mol%, 且在早阶段高于10 mol%, 在主成矿阶段总体低于10 mol%, 指示主成矿阶段确实发生了以CO₂ 逃逸为特征的流体沸腾作用。无疑, 此结果与包裹体岩相学和冷热台研究结论完全一致。

(3) 流体中普遍含有一定量的CH₄和H₂S等气体, 它们的存在影响了流体包裹体的相变温度, 使固相CO₂ 融化温度(T_{m-CO₂}) 低于纯CO₂ 三相点, CO₂ 水合物融化温度高于10°C。

(4) 早阶段流体还原参数[R = (CH₄ + C₂H₆ + H₂S)/CO₂] 为0.01 ~ 0.02, 主成矿阶段流体还原参数为0.03 ~ 0.07, 显著升高, 表明主成矿阶段流体还原性增强, 有利于Au⁺ → Au⁰, 也有利于大量硫化物、砷化物等低价态矿物沉淀。此与主成矿阶段大量发育含自然金的毒砂、含砷黄铁矿的地质事实相互验证。

(5) 多数样品中含有C₂H₆, 指示有机碳或有机质参与了流体成矿作用。此分析结果与赋矿围岩富含碳质的地质事实吻合, 很大程度上排除了岩浆热液主导成矿流体系统的可能性; 有机组分可与金形成有机化合物和螯合物(Boyle, 1984), 有利于金迁移、富集, 而形成超大型矿床。

5 矿床成因讨论

5.1 阳山金矿成因类型

阳山金矿作为西秦岭金矿省储量最大的金矿床, 其成因类型仍存在分歧(郭俊华等, 2002; 齐金忠等, 2003; 陈衍景等, 2004; 罗锡明等, 2004; 孙树浩, 2005), 前人提出了卡林型、类卡林型和造山型3种观点。为较好探讨其成因类型, 表4综合对比了其造山型和卡林型金矿的地质和成矿流体特征。

表4显示, 阳山金矿的地质地球化学特征复杂、独特, 部分特征与造山型金矿一致, 部分与卡林型金矿一致, 部分特征兼与造山型和卡林型两类矿床一致, 个别特征又与二者均不相同。总体而言, 矿床地质特征与卡林型金矿一致, 突出地表现为矿石矿物组合、成矿元素组合、赋矿围岩和矿体地质等方面; 而成矿流体特征与造山型矿床一致, 突出地表现在富含CO₂ (含量达7.3% ~ 21.5 mol%)、盐度低、成矿温度和压力较高等方面; 在产出构造背景、赋矿地体特征、赋矿构造

表3 陽山金礦流體包裹體氣相成分(mol%)

Table 3 Composition of gas phase in fluid inclusions of the Yangshan gold deposit (mol%)

样品号	产地	阶段	CH ₄	H ₂ O	C ₂ H ₆	H ₂ S	Ar	CO ₂	H ₂ O/CO ₂	R
Y-P-27	安坝	早	0.23	78.311	—	0.004	—	21.454	3.65	0.01
P-5	安坝	早	0.244	85.049	0.016	—	—	14.691	5.79	0.02
L-305-1	安坝	早	0.364	81.902	0.048	—	—	17.687	4.63	0.02
TC291	安坝	早	0.24	84.961	0.09	—	—	14.708	5.78	0.02
PD112-1	安坝	早	0.379	78.572	—	0.023	0.072	20.954	3.75	0.02
Y-P-3A	安坝	主	0.211	89.844	0.042	0.003	—	9.900	9.08	0.03
PD112-8	安坝	主	0.472	91.138	—	0.004	—	8.386	10.87	0.06
ZK1716-1	安坝	主	0.232	91.393	0.008	0.005	—	8.363	10.93	0.03
1309	观音坝	主	0.351	92.175	0.109	—	—	7.365	12.52	0.06
gt-402-2	葛条湾	主	0.454	91.672	0.104	0.004	—	7.767	11.80	0.07
ym621-1	葛条湾	主	0.377	89.446	0.135	0.004	0.011	10.027	8.92	0.05

“—”表示含量低于仪器检测限； $R = (\text{CH}_4 + \text{C}_2\text{H}_6 + \text{H}_2\text{S})/\text{CO}_2$

表4 陽山金礦與造山型和卡林型金礦的地质和成礦流體特征对比

Table 4 The geological and ore-fluid features of the Yangshan deposit and their comparison with the orogenic- and Carlin-types gold deposits

对比项目	造山型金矿 ^a	卡林型金矿 ^b	陽山金矿 ^c	备注 ^d
构造背景	造山带	弧后伸展区或造山带	碰撞造山带	兼二
赋矿地质体	变质地体	沉积地体	浅变质沉积建造	兼二
岩性控制	任意岩性	钙质粉砂岩	碳质千枚岩、钙质粉砂岩、花岗斑岩	兼二 + 独特
控矿构造	韧脆性剪切带	层间或正断层	剪切带和层间断层	兼二
矿体形态, 矿体边界	脉状, 边界清楚	脉状, 似层状, 边界模糊	脉状, 边界模糊	卡林型
矿石类型	石英脉, 蚀变岩	蚀变的沉积岩	石英脉, 蚀变千枚岩, 蚀变花岗斑岩	独特 + 兼二
矿石矿物组合	黄铁矿为主	黄铁矿、毒砂等	黄铁矿、毒砂等	卡林型
矿化元素组合	Au, Ag (± As, Sb, Te, W, Mo, Bi, B)	Au-As-Sb-Hg	Au-As-Sb-Hg	卡林型
自然金粒度	较粗, 可见明金	较细, 无明金	较细, 偶见明金	过渡
包裹体类型	CO ₂ , 含 CO ₂ , 水溶液	水溶液	CO ₂ , 含 CO ₂ , 水溶液	造山型
流体 CO ₂ 含量	> 5mol% ~ 30mol%	< 10mol%	7.3 ~ 21.5mol%	造山型
流体盐度	< 6 wt. % NaCl eqv	< 8 wt. % NaCl eqv	< 5 wt. % NaCl eqv	兼二
起始流体来源	变质流体	建造水或大气降水	变质流体	造山型
主成矿温度	200℃ ~ 500℃	160℃ ~ 250℃	210℃ ~ 375℃ (捕获)	造山型
成矿压力	50 ~ 400MPa	25 ~ 65MPa	85 ~ 222MPa (捕获)	造山型
流体压力系统	> 静岩- < 静岩 (静水)	静水- (静岩)	静岩-静水	造山型
流体不混容	有	无	有	造山型

上角 a 者资料主要参照 Kerrich *et al.* (2000) 和陈衍景(2006); 上角 b 者资料主要参照 Kerrich *et al.* (2000)、Cline and Hofstra (2000) 和 Hofstra and Cline (2000); 上角 c 者资料参照杨荣生(2006); 上角 d 者表示陽山金礦與造山型、卡林型金礦的关系。

等方面兼有造山型和卡林型金矿的特征;自然金总体为显微一次显微金,与卡林型金矿一致,但局部可见明金,又与造山型金矿一致,表现出由卡林型向造山型金矿过渡的特征;然而,阳山金矿部分矿体赋存在花岗斑岩脉中,矿石即为蚀变花岗斑岩,且成矿时间尾随花岗斑岩侵入作用,这是造山型或卡林型所不具备的独特的地质特征。

鉴于阳山金矿地质地球化学特征与已有金矿成因类型均有显著差异,成矿发生在前人重视不够的碰撞造山作用的挤压向伸展转变期(陈衍景等,2004;杨荣生等,2006),且矿床规模较大,在西秦岭甚至滇黔桂地区具有较广泛的代表性,作者认为其代表一种新类型,本文称之为“阳山型”,或者视为广义的类卡林型金矿。

5.2 阳山型金矿的成矿构造背景和机制

阳山金矿流体包裹体冷热台测试和激光拉曼光谱分析均显示成矿流体富含 CO_2 , 达 7.3% ~ 21.5mol%, 如此高的 CO_2 含量说明成矿深度较大, 压力较高, 初始成矿流体来自变质脱水作用。早阶段矿物主要发育含 CO_2 包裹体, 主阶段包裹体以纯 CO_2 包裹体和水溶液包裹体为主, 且发育沸腾包裹体组合, 晚阶段只发育水溶液包裹体, 表明成矿作用发生在流体 CO_2 含量不断降低的过程(表3)。主成矿阶段流体沸腾作用强烈, 导致 CO_2 等气体大量逃逸, 流体盐度增高(图3), 大量成矿物质(含砷黄铁矿、毒砂、自然金等)快速沉淀。主成矿阶段流体包裹体捕获压力变化于 85 ~ 222MPa, 捕获温度范围为 210°C ~ 375°C, 加之沸腾包裹体组合的存在, 表明主阶段流体压力交替于静岩压力与静水压力系统之间, 是赋矿断裂的断层阀作用(Sibson *et al.*, 1988)的结果, 成矿深度为 8.5km 左右。

阳山金矿床的赋矿地层为泥盆系—三叠系沉积建造, 矿石中黄铁矿之独居石电子探针 U-Th-Pb 年龄测定(杨荣生等, 2006)显示流体成矿年龄为 $190 \pm 3\text{Ma}$, 石英细脉中锆石 SHRIMP 年龄为 $197.6 \pm 1.7\text{Ma}$ (齐金忠等, 2005), 金矿石(含金的石英-黄铁矿细脉)石英 Ar-Ar 坪年龄为 $195.31 \pm 0.86\text{Ma}$, 等时线年龄为 $190.71 \pm 2.37\text{Ma}$, 5 件蚀变花岗斑岩的绢云母 K-Ar 年龄变化于 171Ma 和 209Ma 之间, 平均 189Ma(齐金忠等, 2003), 充分证明阳山金矿形成于早侏罗世。研究表明, 秦岭造山带的地壳缩短、加厚隆升和大规模花岗岩发育与地壳硅铝化作用等主要发生晚三叠世—早白垩世, 并以侏罗纪为造山作用高峰, 属于印支燕山期的大陆碰撞造山带(Yuan, 1996; Zhu *et al.*, 1998; Chen *et al.*, 2007; Li *et al.*, 2001; Zhang *et al.*, 2000, 2006; 杨荣生等, 2006), 如此以来, 阳山金矿属于典型的同碰撞造山期形成的超大型矿床。

挤压造山作用导致造山带物质的改造脱水和变质脱水(陈衍景和富士谷, 1992), 为成矿系统发育提供流体; 同时造就区域压力和地温梯度差异, 驱动流体循环并向低压区域运移。显然, 断裂带是有利的流体运移通道和聚集场所, 断

裂带的振荡式活动或挤压-伸展交替导致流体系统交替于超静岩压力系统和静水压力系统之间, 引发流体沸腾、成矿物质沉淀以及断裂构造的愈合(Healing)和破裂(Broken), 此即阳山金矿的成矿构造背景和机制。由于阳山金矿区和整个西秦岭造山带以广泛发育含碳质的细碎屑岩(砂岩、页岩和泥质岩)-碳酸盐-硅质岩建造(即碳硅泥岩系), 这类岩性通常富含 Au、Ag、As、Hg、Sb、Bi、Te、Tl、U、Ba 等元素, 并向成矿系统提供成矿物质, 致使矿床往往具有卡林型金矿床的矿石矿物组合和成矿元素组合。而且, 随断裂构造带的围岩不同, 可以出现如下情况: (1) 当断裂构造的围岩为钙质胶结的碎屑岩(如粉砂岩)时, 岩石由于具有较好的渗透性和较强的化学活动性而有利于成矿流体圈蔽和水岩相互作用发生, 形成兼有层控和断控特征的矿体, 此即典型的卡林型金矿体。(2) 当断裂构造(特别是剪切带)切穿泥质岩或碳质地层时, 虽然围岩本身的透水性较差, 但围岩的强塑性特征导致显微构造裂隙系统发育, 同样有利于流体运移、圈蔽和成矿, 此即穆龙套式或银洞坡式的造山型金矿, 即兼有碳质层控特征的造山型金矿(张静等, 2006; 陈华勇等, 2004, 2007)。(3) 当有岩浆沿断裂构造带侵入时, 可以发育岩浆-流体成矿系统, 形成浆控系列的金矿床(包括斑岩型、夕卡岩型、浅成低温热液型和铁氧化物型)。(4) 当断裂构造切穿先成的侵入于碳硅泥岩系的花岗斑岩脉时, 花岗斑岩相对于碳硅泥岩系表现为能干岩性, 易于发育脆性变形和破裂, 且被强塑性变形的围岩所包罗, 组合成典型的韧性-脆性构造、封闭-开放构造体系, 是十分理想的储矿构造空间, 从而形成蚀变花岗斑岩矿石和矿体, 但此类矿体既非斑岩型、也非造山型或卡林型, 而是阳山金矿带所特有。

6 结论

(1) 阳山金矿流体成矿过程包括了 3 个成矿阶段和若干亚阶段, 早阶段流体包裹体以含 CO_2 包裹体为主, 均一温度集中于 270°C ~ 300°C, 盐度 < 3 wt. % NaCl eqv; 主阶段发育纯 CO_2 、水溶液和含 CO_2 包裹体, 均一温度集中于 210°C ~ 270°C, 盐度集中在 < 2 wt. % NaCl eqv 和 3 ~ 5 wt. % NaCl eqv; 晚阶段只发育水溶液包裹体, 均一温度集中在 160°C ~ 210°C, 盐度 < 3 wt. % NaCl eqv。表明阳山金矿是由低盐度、富 CO_2 流体形成的中温热液矿床。

(2) 主成矿阶段多类流体包裹体共存, 均一温度相似, 指示成矿流体在主成矿阶段发生沸腾, CO_2 等挥发份逃逸, 大量成矿物质沉淀。估算表明, 主阶段流体包裹体捕获压力为 85 ~ 222MPa, 变化范围较大, 交替于静岩和静水压力之间, 属赋矿断层间歇性愈合和破裂的结果, 因此成矿深度在 8.5km 左右。

(3) 单个和群体包裹体成分研究表明, 早阶段和主阶段流体 CO_2 含量为 7.3% ~ 21.5mol%, 与造山型金矿流体性质一致; 从早到晚流体包裹体 CO_2 含量显著降低, 表明成矿过

程是流体 CO₂ 含量降低的过程。

(4) 对比研究表明, 阳山金矿的成矿流体性质与造山型金矿一致, 地质特征总体与卡林型金矿一致, 部分方面兼有造山型和卡林型金矿的特征, 而产于花岗斑岩脉中的金矿体既非斑岩型, 也与造山型或卡林型差别较大。因此, 阳山金矿地质地球化学特征复杂, 形成于陆陆碰撞造山过程, 代表了一种新的金矿类型, 即“阳山型”金矿床。

致谢 南京大学倪培教授和丁俊英老师指导了流体包裹体测试工作, 野外调研得到武警黄金部队第十二支队的大力支持和张复新教授指导, 特此致谢。

References

Bischoff JL. 1991. Densities of liquids and vapors in boiling NaCl-H₂O solutions: A PVTX summary from 300°C to 500°C. *American Journal of Science*, 291: 309–338

Bodnar RJ. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57: 683–684

Boyle RW. 1984. *Geochemistry of Au and gold deposits*. Beijing: Geological Publishing House, 785 (in Chinese)

Chen HY, Chen YJ, Ni P and Zhang ZJ. 2004. Fluid inclusion study of the Sawayardun Au deposit in southern Tianshan, China; Implication for ore genesis and exploration. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 24(3): 46–54 (in Chinese with English abstract)

Chen HY, Chen YJ, Ni P, Zhang L and Zhang ZJ. 2007. Chemical composition of fluid inclusions of the Sawayardun gold deposit, Xinjiang; Implications for ore genesis and prediction. *Acta Petrologica Sinica*, 23(9): 2189–2197 (in Chinese with English abstract)

Chen YJ, Chen HY, Zaw K, Pirajno F and Zhang ZJ. 2007. Geodynamic settings and tectonic model of skarn gold deposits in China; An overview. *Ore Geology Review*, 31: 139–169

Chen YJ and Fu SG. 1992. *Gold Mineralization in West Henan, China*. Beijing: Seismological Press, 234 (in Chinese with English abstract)

Chen YJ, Zhang J, Zhang FX, Pirajno F and Li C. 2004. Carlin and Carlin-like gold deposits in Western Qinling Mountains and their metallogenic time, tectonic setting and model. *Geological Review*, 50: 134–152 (in Chinese with English Abstract)

Chen YJ. 2006. Orogenic-type deposits and their metallogenic model and exploration potential. *Geology in China*, 33, 1181–1196 (in Chinese with English abstract)

Cline JS and Hofstra AA. 2000. Ore-fluid evolution at the Getchell Carlin-type gold deposit, Nevada, USA. *Eur. J. Mineral*, 12: 195–212

Diamond LW. 2001. Reviews of the systematics of CO₂-H₂O fluid inclusions. *Lithos*, 55: 69–99

Du ZT and Wu GG. 1998. *Tectonic dynamics and tectono-metallogenic dynamics of gold deposits in West Qinling*. Beijing: Geological Publishing House, 145 (in Chinese with English Abstract)

Guo JH, Qi JZ, Sun B, Yu JY, Yuan SS. 2002. Geological features and origin of Yangshan super large gold deposit, Gansu. *Gold Geology*, 8(2): 15–19 (in Chinese with English abstract)

Hofstra AH and Cline JS. 2000. Characteristics and models for Carlin-type gold deposits. *Reviews in Economic Geology*, 13: 163–220

Kerrick R, Goldfarb RJ, Groves DI, Garwin S and Jia YF. 2000. The characteristics, origins and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces. *Science in China Series D*, 43 (Supp.): 1–68

Lei SB and Qi JZ. 2007. Geodynamic system and multi-factor coupling mineralization in the Yangshan gold belt, Gansu. *Geology and Prospecting*, 43(2): 33–39 (In Chinese with English abstract)

Li C, Chen YJ and He SD. 2001. East Qinling-Dabieshan lithosphere delaminating age, mechanism and direction-petrological evidences and stipulation. *Chinese Journal of Geochemistry*, 20(1): 59–72

Li J. 2006. *Studies on hydrothermal metallogeny of the Yangshan gold deposit, Gansu province*. Master degree thesis of Peking University, 54 (in Chinese with English Abstract)

Lu HZ, Fan HR and Ni P. 2004. *Fluid inclusion*. Beijing: Science Press, 487 (in Chinese)

Luo XM, Qi JZ, Yuan SS, Li ZH. 2004. Geological and microelement geochemical study of Yangshan gold deposit, Gansu province. *Geoscience*, 18(2): 203–209 (in Chinese with English abstract)

Qi JZ, Li L, Yuan SS, Liu ZJ, Liu DY, Wang YB and Li ZH. 2005. A SHRIMP U-Pb chronological study of zircons from quartz veins of Yangshan gold deposit, Gansu province. *Mineral Deposits*, 24: 141–150 (in Chinese with English Abstract)

Qi JZ, Yuan SS, Li L, Sun B, Guo JH, Li ZH, Fan YX, Liu W and Gao QB. 2003. Geological features and ore controlling factors of Yangshan superlarge gold deposit. *Geological Review*, 49: 85–92 (in Chinese with English Abstract)

Roedder E. 1984. *Fluid Inclusions*. *Reviews in Mineralogy*, 12: 1–644

Shepherd TJ, Rankin AH and Alderton DHM. 1985. *A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies*. Blackie: Chapman & Hall, 1–239

Sibson RH, Robert F and Poulsen H. 1988. High angle reverse faults, fluid pressure cycling and mesothermal gold quartz deposits. *Geology*, 16: 551–555

Sun SH. 2005. Geological and geochemical signature of Carlin-like gold deposits in the north Sichuan-south Gansu area. *Collections of Geology and Exploration*, 20(1): 8–14 (in Chinese with English abstract)

Sun WD, Li SG, Chen YD and Li YJ. 2002. Timing of synorogenic granitoids in the South Qinling, Central China; Constraints on the evolution of the Qinling-Dabie orogenic belt. *Journal of Geology*, 110: 457–468

Wang XM, Shao SC, Wang DP, Chen Y, Lin GF. 1999. Metallogenic geologic feature and prospecting criteria of gold deposits in the Wenxian-Kangxian area, Gansu province. *Geological Exploration for Non-ferrous Metals*, 8(4): 220–226 (in Chinese with English abstract)

Yang RS, Chen YJ, Zhang FX, Li ZH, Mao SD, Liu HJ and Zhao CH. 2006. The chemical Th-U-Pb ages of monazite from the Yangshan gold deposit, Gansu province and their geologic and metallogenic implications. *Acta Petrologica Sinica*, 22(10): 2603–2610 (in Chinese with English Abstract)

Yuan XC. 1996. Velocity structure of the Qinling lithosphere and mushroom cloud model. *Science in China Series D*, 39: 235–243

Zhang FX, Chen YJ, Li C, Zhang J and Ma JQ. 2000. Geological and geochemical character and genesis of the Jinlongshan-Qinling gold deposits in Qinling orogen: Metallogenic mechanism of the Qinling-pattern Carlin-type gold deposits. *Science in China Series D*, 43 (Supp.): 95–107

Zhang GW, Zhang BR, Yuan XC and Xiao QH. 2001. Qinling orogenic belt and continental dynamics. Beijing: Science Press, 855 (in Chinese)

Zhang J, Chen YJ, Chen HY, Wan SQ, Zhang G and Wang JM. 2006. Isotope geochemistry of the Yindongpo gold deposit, Tongbai County, Henan Province, China. *Acta Petrologica Sinica*, 22(10): 2551–2560 (in Chinese with English abstract)

Zhang J, Chen YJ, Shu GM, Zhang FX and Li C. 2002. Compositional study of minerals within the Qinlingiang granite, Southwestern Shaanxi and discussions on the related problems. *Science in China Series D*, 45: 662–672

Zhang J, Chen YJ, Zhang FX and Li C. 2006. Ore fluid geochemistry of the Jinlongshan Carlin-type gold deposit ore belt in Shaanxi Province, China. *Chinese Journal of Geochemistry*, 25: 23–32

Zhang J, Chen YJ, Zhang FX and Li C. 2002. *Geochemical study of Ore*

Fluid in Jinlongshan Carlin-type gold ore belt in southwestern Shanxi province. *Mineral Deposits*, 21(3): 283 – 291 (in Chinese with English abstract)

- Zhu HP and Wang LJ. 2002. Determining gaseous composition of fluid inclusions with Quadrupole Mass Spectrometer. *Science in China Series D*, 45: 97 – 102
- Zhu RX, Yang ZY, Wu HN, Ma XH, Huang BC, Meng ZF and Fang DJ. 1998. Palaeomagnetic constraints on the tectonic history of the major blocks of China during the Phanerozoic. *Science in China Series D*, 41(Supp.): 1 – 19

附中文参考文献

- Boyle RW. 1984. 金的地球化学及金矿床. 北京: 地质出版社, 785
- 陈华勇, 陈衍景, 倪培, 张增杰. 2004. 南天山萨瓦亚尔顿金矿流体包裹体研究. *矿物岩石*, 24(3): 46 – 54
- 陈华勇, 陈衍景, 倪培, 张莉, 张增杰. 2007. 新疆萨瓦亚尔顿金矿流体包裹体成分及其成矿和勘探意义. *岩石学报*, 23(9): 2189 – 2197
- 陈衍景, 富士谷. 1992. 豫西金矿成矿规律. 北京: 地震出版社, 234
- 陈衍景, 张静, 张复新, F Pirajno, 李超. 2004. 西秦岭地区卡林-类卡林型金矿床及其成矿时间、构造背景和模式. *地质论评*, 50: 134 – 152
- 陈衍景. 2006. 造山型矿床、成矿模式及找矿潜力. *中国地质*, 33, 1181 – 1196
- 杜子图, 吴淦国. 1998. 西秦岭地区构造体系及金成矿构造动力学. 北京: 地质出版社, 145
- 郭俊华, 齐金忠, 孙彬, 余金元, 袁士松. 2002. 甘肃阳山特大型金矿床地质特征及成因. *黄金地质*, 8(2): 15 – 19
- 雷时斌, 齐金忠. 2007. 甘肃阳山金矿带地球动力学机制与多因耦合成矿作用. *地质与勘探*, 43(2): 33 – 39

- 李晶. 2006. 甘肃阳山金矿成矿流体研究. 北京大学硕士学位论文, 54
- 卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 欧光习, 沈昆, 张文淮. 2004. 流体包裹体. 北京: 科学出版社, 487
- 罗锡明, 齐金忠, 袁士松, 李志宏. 2004. 甘肃阳山金矿床微量元素及稳定同位素的地球化学研究. *现代地质*, 18: 203 – 209
- 齐金忠, 李莉, 袁士松, 刘志杰, 刘敦一, 王彦斌, 李志宏. 2005. 甘肃省阳山金矿床石英脉中锆石 SHRIMP U-Pb 年代学研究. *矿床地质*, 24: 141 – 150
- 齐金忠, 袁士松, 李莉, 孙彬, 郭俊华, 李志宏, 范永香, 刘伟, 高秋斌. 2003. 甘肃省文县阳山金矿床地质特征及控矿因素研究. *地质论评*, 49: 85 – 92
- 孙树浩. 2005. 川北—甘南地区类卡林型金矿床的地质-地球化学特征. *地质找矿论丛*, 20(1): 8 – 14
- 王学明, 邵世才, 汪东波. 1999. 甘肃文康地区金矿地质特征与找矿标志, 有色金属矿产与勘查, 8(4): 220 – 226
- 杨荣生, 陈衍景, 张复新, 李志宏, 毛世东, 刘红杰, 赵成海. 2006. 甘肃阳山金矿独居石 Th-U-Pb 化学年龄及其地质和成矿意义. *岩石学报*, 22(10): 2603 – 2610
- 张国伟, 张本仁, 袁学诚, 肖庆辉. 2001. 秦岭造山带与大陆动力学. 北京: 科学出版社, 855
- 张静, 陈衍景, 陈华勇, 万守全, 张冠, 王建明. 2006. 河南省桐柏县银洞坡金矿床同位素地球化学. *岩石学报*, 22(10): 2551 – 2560
- 张静, 陈衍景, 张复新, 李超. 2002. 陕西金龙山卡林型金矿带成矿流体地球化学研究. *矿床地质*, 21(3): 283 – 291