

文章编号: 0258-7106(2012)06-1289-12

冀东华尖金矿床流体包裹体特征与成矿作用研究*

宋 扬¹, 王瑞江¹, 胡建中², 王小龙², 孙 艳¹, 辛洪波¹, 武 晗²

(1 中国地质科学院矿产资源研究所 国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室, 北京 100037;

2 中国地质大学科学研究院, 北京 100083)

摘 要 华尖金矿床是冀东地区典型的石英脉型金矿床之一, 金主要产在多金属硫化物石英脉中。流体包裹体研究表明, 该金矿床各成矿阶段矿石中的流体包裹体主要有 3 种类型: $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 包裹体、 H_2O 溶液包裹体和含子晶多相包裹体。成矿早期的流体为 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ 体系, 均一温度为 320°C 左右; 主成矿阶段的流体为 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ 体系, 均一温度为 280°C 左右, 不混溶作用以及控矿构造由挤压向拉张的转换是金沉淀的主要原因。氢、氧同位素研究表明, 华尖金矿床主成矿期流体既有岩浆水又有大气降水参与, 成矿晚期流体是以大气降水为主的混合流体。硫、铅同位素示踪表明, 该矿床内的金主要来自在深部重熔的太古宙变质岩, 成矿物质直接来源为牛心山花岗岩, 间接来源于太古宙遵化群变质岩系, 成矿过程与下地壳或上地幔物质的演化和改造有关。华尖金矿床的形成与燕山陆内造山作用的伸展期构造及侵入作用有关, 岩浆活动带来了稳定的热源和大量的含金流体, 随着成矿流体物理化学性质的改变, 含金硫化物在张性构造部位沉淀成矿。

关键词 地球化学; 流体包裹体; 同位素; 金矿床; 华尖; 冀东

中图分类号: P618.51

文献标志码: A

Fluid inclusion characteristics and metallogenic evolution of Huajian gold deposit in eastern Hebei Province

SONG Yang¹, WANG RuiJiang¹, HU JianZhong², WANG XiaoLong², SUN Yan¹,
XIN HongBo¹ and WU Han²

(1 MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 2 Institute of Science Research, China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

Abstract

The Huajian gold deposit is a typical quartz vein type gold deposit in eastern Hebei Province, and gold occurs mainly in polymetallic sulfide-quartz veins. Fluid inclusion studies show that there are three major types of fluid inclusions in gold ores of different ore-forming stages, i. e., $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ inclusions, aqueous fluid inclusions and high-salinity inclusions with daughter minerals. Microthermometric and Laser Raman spectrum analyses indicate that the $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ fluid system of the early stage changed into the $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ fluid system at the main metallogenic stage, with the peak value of homogenization temperatures reduced from 320°C to 280°C . Ore-controlling structures from compression to extension and fluid immiscibility seem to be the main factors for gold precipitation. Hydrogen and oxygen isotope studies suggest that at the ore-forming stage the mineralizing fluids were mainly magmatic water, but at the end of the ore-forming process the mineralizing fluids became mixed fluids mainly due to the addition of meteoric water. Characteristics of sulfur and lead isotopes show that Au mainly came from the anatexis of Archean metamorphic rocks. The direct and indirect sources of ore materials

* 本文得到全国危机矿山接替资源找矿专项典型矿床研究项目(编号: 200899363)资助

第一作者简介 宋 扬, 男, 1983 年生, 助理研究员, 从事矿床学及区域成矿规律研究。Email: songyang100@126.com

收稿日期 2011-11-17; 改回日期 2012-08-03。许德焕编辑。

were Niuxinshan garnites and Archean Zunhua Group respectively. The mineralization was related to deep magmatic activation. There existed direct genetic relation between the gold mineralization and the intrusion and stretching structure in Yanshanian intracontinental orogenesis. The magmatic activity brought stabilized thermal energy and Au-bearing fluid. Gold precipitated in the favorable fracture with the physical and chemical changes of the ore-forming fluid.

Key Words: geochemistry, fluid inclusion, isotope, gold deposit, Huajian, eastern Hebei Province (Jidong area)

华尖金矿床位于河北省承德市宽城县境内,是冀东金矿成矿带内典型的石英脉型金矿床之一。早在清朝时期就有人在此进行采矿活动,1970 年建立了国有矿山,迄今已经累计生产黄金 10 t 左右。2005 年,该矿被列入全国危机矿山专项的深部找矿计划,在矿床的深部新发现了金资源量 2.3 t, $w(Au)$ 均为 9.18 g/t,显示出良好的找矿潜力。上世纪 90 年代前后,对该矿床的地质特征进行了研究,对其成矿作用做了有限的探讨,认为华尖金矿的成矿作用与中生代岩浆作用有一定的成因联系(余昌涛,1989;张秋生等,1991;钟汉等,1996;邹继兴,1996)。由于对该矿床成矿作用的认识尚显滞后,故在一定程度上制约了矿山的进一步发展。本文对华尖金矿不同成矿阶段流体包裹体的特征进行了研究,结合氢、氧、硫、铅同位素测试,确定了其成矿作用与该矿区内的牛心山岩体有关,探讨了成矿流体的演化

成矿机制,为今后的深部找矿提供依据。

1 矿床地质特征

华尖金矿处于金厂峪-遵化-马兰峪紧密褶皱绿岩带与都山-太平寨-迁安片麻岩穹状隆起带的过渡部位(图 1)。矿区分为牛心山、华尖和马尾沟 3 个矿段(图 2),共有含金脉体 200 多条。矿区内广泛出露太古界变质岩系,可进一步划分为遵化群斜长角闪岩与小关庄片麻岩。在牛心山矿段的西南部,出露有牛心山花岗岩体,由肉红色中-粗粒二长花岗岩和青灰色似斑状二长花岗岩组成,罗镇宽等(2001a)及郭少丰等(2009)测得这两期不同颜色的二长花岗岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄分别为 $(173 \pm 2) Ma$ 和 $(172 \pm 2) Ma$ 。矿区内存在两个世代褶皱的叠加:一是发育于太古界基底的 NW 向褶皱,主要表现为

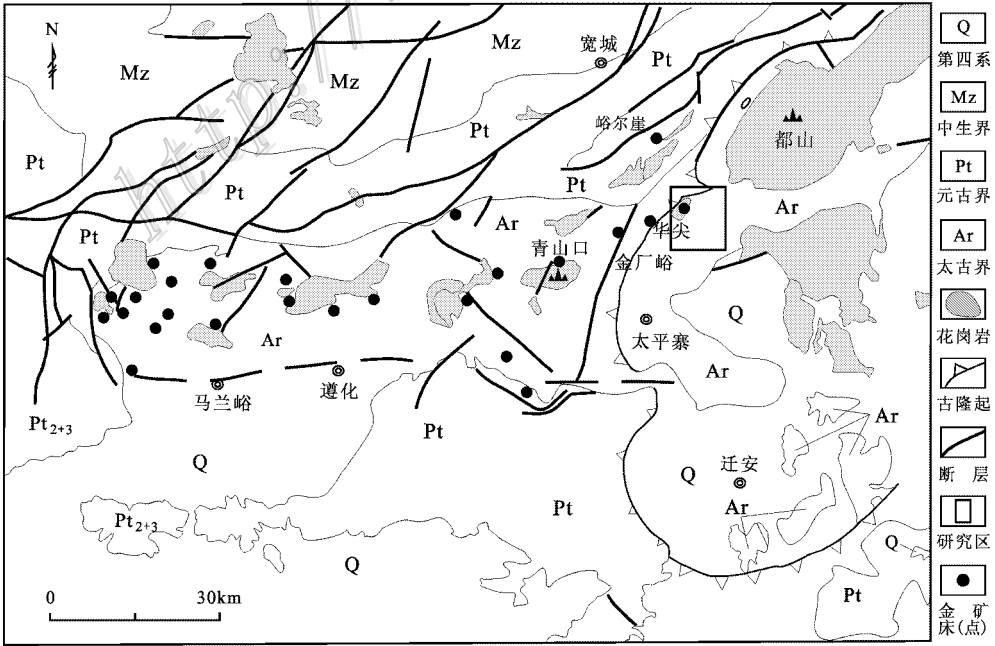


图 1 冀东区域地质及金矿分布略图(据梅燕雄,1997 改绘)

Fig. 1 Regional geological sketch map of Jidong area, showing locations of gold deposits(modified after Mei, 1997)

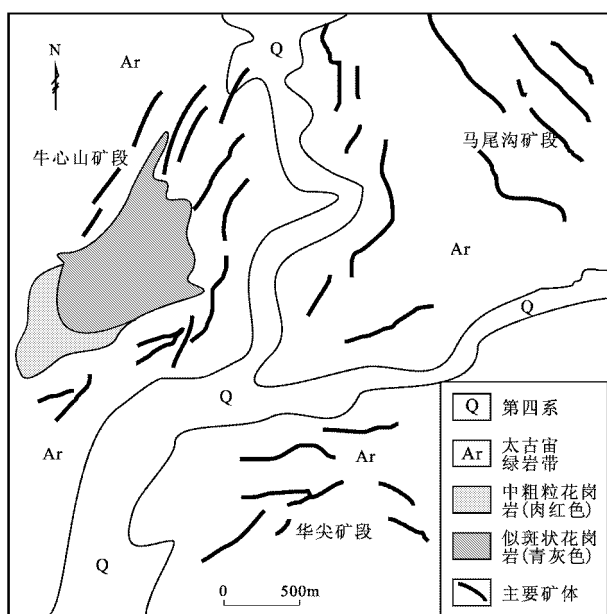


图2 华尖金矿区地质图

Fig. 2 Geological map of the Huajian gold ore district

紧密的同斜倒转褶皱,具有塑流变形特点;二是形成于燕山期的横跨叠加的NE向褶皱,控制着牛心山岩体及主要矿体的展布。

牛心山矿段赋存有78条含金石英脉,基本上呈NNE向或NE向近平行展布,倾向NW,倾角 $30^{\circ} \sim 60^{\circ}$,延长一般为200~500 m,脉体较宽,平均为0.5~1 m,大者可达3~7 m。由于断层两盘的错动,使石英脉两侧常发育有平行脉壁和垂直脉壁的两组裂隙,将脉体切割成长方形和/或菱形,有热液贯入时即形成网脉状含金石英脉(图3a)。该矿段内90%以上的矿脉赋存在此类裂隙中。

构造碎裂以及石英垂直脉壁生长,表明热液充填时断裂处于拉张状态。矿体在走向上常向东转折弯曲,表明局部应力由拉张转变为挤压或压剪性,导致石英脉在转折部位变细,甚至尖灭(图3b)。在垂向上,矿体的产状呈波动变化,在产状较缓处,断层两盘以压应力为主,成矿空间狭小,脉体变薄或尖灭,而在产状相对较陡的部位,则以张应力为主,成矿空间扩大,矿体厚度变大。因此,在剖面上,金矿脉出现尖灭再现、尖灭侧现的雁列现象,而其平面效应则是矿体往往呈右行羽状雁列展布(图2)。

由于断裂活动的多阶段性,NNE向断裂也具有成矿后构造的特点,主要表现为矿体的错动、分支与复合、尖灭与再现等现象。NNE向断裂是发育在

牛心山背斜转折端处的纵张断裂,是成矿期断裂;在成矿后期,因受到区域挤压应力的作用,使NNE向断裂转变为压扭性断层,对矿体起着改造和破坏作用。

华尖金矿的主要蚀变类型包括硅化、绢云母化、黄铁矿化、绿泥石化、钾长石化等。根据井下及地表脉体穿插关系、矿物共生组合和结构等特征,该矿床的成矿作用从早到晚可分为3个阶段:第Ⅰ阶段为成矿早期石英-黄铁矿阶段,主要矿物为石英和黄铁矿,黄铁矿结晶较好,脉宽0.2~0.5 m, $w(\text{Au})$ 为3%左右(图3a、b、c);第Ⅱ阶段为主成矿期石英-多金属硫化物阶段,以石英、黄铁矿、方铅矿为主,次有闪锌矿、黄铜矿,偶见辉铜矿、菱铁矿和白钨矿等,脉体普遍较宽, $w(\text{Au})$ 为7%~20%,是金的主要成矿阶段(图3d、e);第Ⅲ阶段为成矿晚期石英-碳酸盐阶段,矿物组合为石英和方解石,脉体多在地表产出,基本无矿化(图3f)。

2 流体包裹体研究

含矿流体是成矿作用的精髓,其来源、运移和卸载代表了整个成矿过程(翟裕生,1996;毛景文,2001)。包裹体分析是研究成矿流体的重要手段,对矿床类型的划分及成矿流体成分、温度、压力的确定具有重要作用(池国祥等,2009)。本文对采自华尖金矿不同成矿阶段的12件样品进行了流体包裹体研究,其中,主成矿期的样品采自牛心山矿段井下4、6中段21号、23号、67号含金石英脉矿体。先将样品磨制成厚度约为0.2 mm的双面抛光薄片,在单偏光镜下进行包裹体岩相学观察,选出10件有代表性的样品进行了显微测温 and 激光拉曼光谱测试。

流体包裹体岩相学观察和显微测温在中国地质大学(北京)地质过程与矿产资源国家重点实验室完成,测试仪器为Linkam THM 600冷热台。首先进行冷冻测温,在包裹体完全冷冻后开始升温,升温速度开始为 $10^{\circ}\text{C}/\text{min}$,逐渐降低到 $5^{\circ}\text{C}/\text{min}$,在接近相变温度时降低到 $0.2^{\circ}\text{C}/\text{min}$,测出冰点温度。对盐度不饱和的流体包裹体,根据包裹体冷冻回温后冰完全融化的温度(冰点),应用冰点-盐度关系表(Bodnar,1993)得到相应的盐度。

流体包裹体激光拉曼光谱测试在中国科学院地质与地球物理研究所流体包裹体实验室完成。测试仪器为英国Ranishaw公司生产的Raman2000型激光

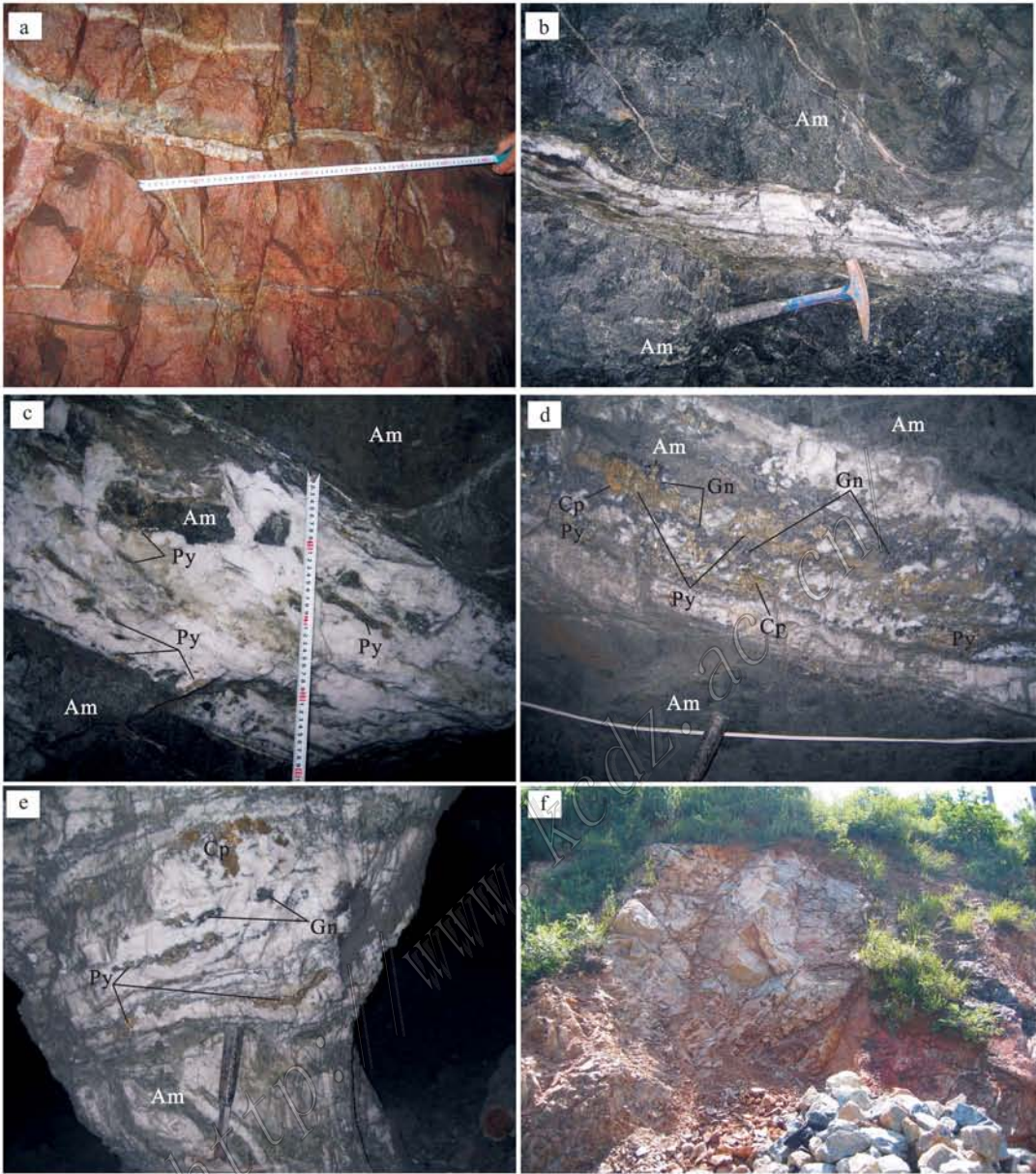


图 3 华尖金矿不同成矿阶段热液脉体的野外照片

a. 二长花岗岩内的网脉状石英-黄铁矿脉; b, c. 围岩中的石英-黄铁矿脉; d, e. 石英-多金属硫化物脉;
f. 地表的石英-碳酸盐脉; Am—斜长角闪岩; Py—黄铁矿; Cp—黄铜矿; Gn—方铅矿

Fig. 3 Photographs of hydrothermal veins in different metallogenic stages from the Huajian gold deposit

a. Stock work quartz-pyrite vein in monzonitic granite; b, c. Quartz-pyrite vein in wall rocks; d, e. Quartz-polymetallic sulfide vein;
f. Quartz and calcite vein in surface; Am—Amphibolite; Py—Pyrite; Cp—Chalcopyrite; Gn—Galena

拉曼光谱仪, 激发波长为 514.5 nm, 光谱范围为 50 ~ 9000 cm^{-1} , 光谱分辨率为 2 cm^{-1} 。对具代表性的流体包裹体中气、液相成分进行了激光拉曼光谱测试, 具体测试方法见文献 Fan 等(2003)。

2. 1 包裹体类型及特征

根据对矿区各成矿阶段石英脉中流体包裹体的显微镜下观察, 按室温下包裹体中物相组成, 将成矿

各阶段的包裹体分为 3 种类型: $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 包裹体, H_2O 溶液包裹体, 含子晶多相包裹体。

$\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 包裹体 负晶形, 多数为不规则形状, 大小为 4~8 μm , 室温下呈两或三相, 通常为 H_2O 液相($\text{L}_{\text{H}_2\text{O}}$) + CO_2 液相(L_{CO_2}) + CO_2 气相(V_{CO_2})三相包裹体(图 4a、b), 或 H_2O 液相($\text{L}_{\text{H}_2\text{O}}$) + CO_2 气相(V_{CO_2})两相包裹体(图 6a、b), 还可见富 CO_2 包裹体,

其 CO_2 相 ($L_{\text{CO}_2} + V_{\text{CO}_2}$) 占包裹体体积的 35% ~ 70%, 其中常见有原生 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 三相包裹体与 H_2O 溶液包裹体共存的现象(图 4b), 而且 根据显微测温结果, 其均一温度众值相近, 这反映出流体在捕获时可能发生了不混溶现象(Shepherd et al., 1985 ; 卢焕章等 2004)。该类包裹体主要发育在成矿早期阶段的黄铁矿-石英脉中。

H_2O 溶液包裹体 发育于各成矿阶段, 约占原生包裹体总数的 70% 以上, 呈长条形、负晶形、椭圆形或不规则形, 大小为 4~12 μm , 室温下呈气液两

相 ($L_{\text{H}_2\text{O}} + V_{\text{H}_2\text{O}}$), 气相分数为 20% ~ 50%(图 4e, f)。
含子晶多相包裹体 大小一般为 6~10 μm , 常为不规则形状, 与 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 包裹体共生, 子晶矿物较小, 为 0.5~2 μm , 呈透明的类立方体, 推测为石盐(图 4c, d)。其流体相一般为液相 H_2O ($L_{\text{H}_2\text{O}}$) 和气相 H_2O ($V_{\text{H}_2\text{O}}$)。此类包裹体数量较少, 占原生包裹体总数的 3% 左右, 主要出现在成矿期石英脉中。

2.2 流体包裹体均一温度和盐度

对华尖金矿不同成矿阶段代表性样品中各类流体包裹体进行了显微测温研究, 测试结果见表 1 和

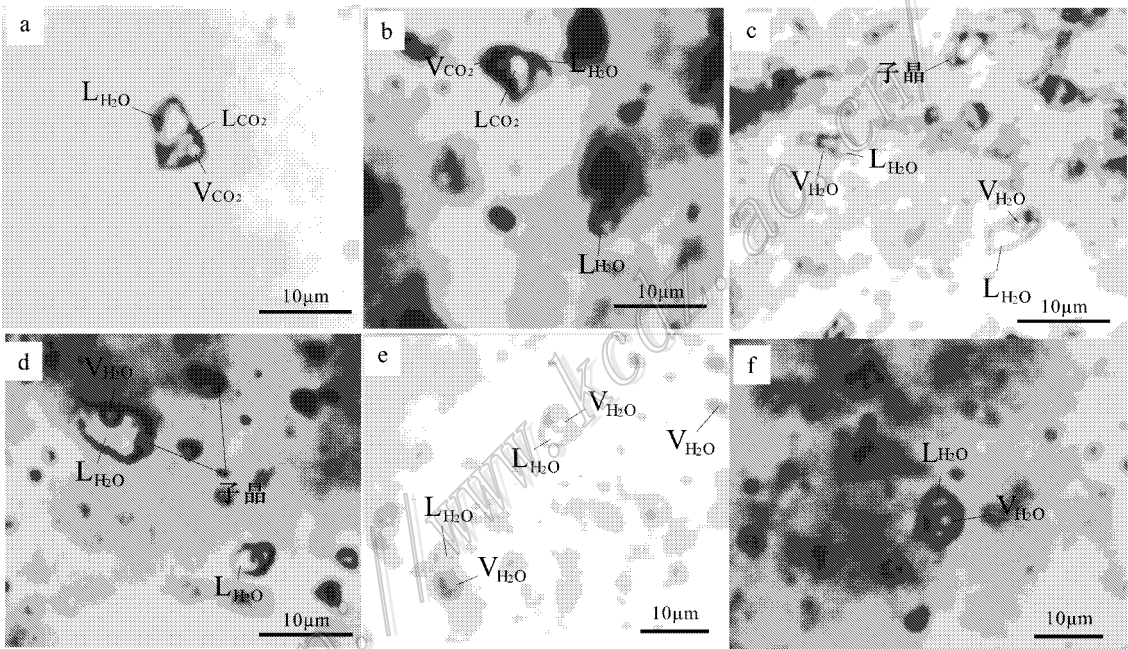


图 4 华尖金矿床石英中流体包裹体显微照片

a. 成矿早期(第Ⅰ阶段)原生 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 三相包裹体 b. 成矿早期(第Ⅰ阶段)原生 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 三相包裹体与 H_2O 溶液包裹体共存;
c, d. 主成矿期(第Ⅱ阶段)含子晶包裹体与 H_2O 溶液包裹共存; e, f. 成矿晚期(第Ⅲ阶段) H_2O 溶液包裹体

Fig. 4 Microphotograph of fluid inclusions in quartz of the Huajian gold deposit

a. Primary $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ three-phase inclusions of the early ore-forming stage(Stage I); b. Coexistence of primary $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ three-phase inclusions and H_2O solution inclusions of the early ore-forming stage(Stage I); c, d. Coexistence of daughter-crystal inclusions and H_2O solution inclusions of the major ore-forming stage(Stage II); e, f. H_2O solution inclusions of the late ore-forming stage(Stage III)

表 1 华尖金矿床流体包裹体显微测温结果

Table 1 Microthermometric data of fluid inclusions in the Huajian gold deposit

成矿阶段	包裹体类型	$t_{m, \text{CO}_2}/^{\circ}\text{C}$	$t_{m, \text{cla}}/^{\circ}\text{C}$	$t_{h, \text{CO}_2}/^{\circ}\text{C}$	$t_{m, \text{ice}}/^{\circ}\text{C}$	$t_{h, \text{TOT}}/^{\circ}\text{C}$	t_D
成矿早期(第Ⅰ阶段)	$\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 包裹体	-56.6~-57.0	7.0~9.4	25.7~30.0		306~408	
	H_2O 溶液包裹体				-2.2~-7.4	195~384	
主成矿期(第Ⅱ阶段)	含子晶多相包裹体						340~400
	H_2O 溶液包裹体				-1.1~-14.4	178~392	
成矿晚期(第Ⅲ阶段)	H_2O 溶液包裹体				-1.2~-13.0	130~325	

注： t_{m, CO_2} 为固相 CO_2 熔化温度； $t_{m, \text{cla}}$ 为笼合物熔化温度； t_{h, CO_2} 为 CO_2 部分均一温度； $t_{m, \text{ice}}$ 为冰点； $t_{h, \text{act}}$ 为完全均一温度； t_D 为爆裂温度。

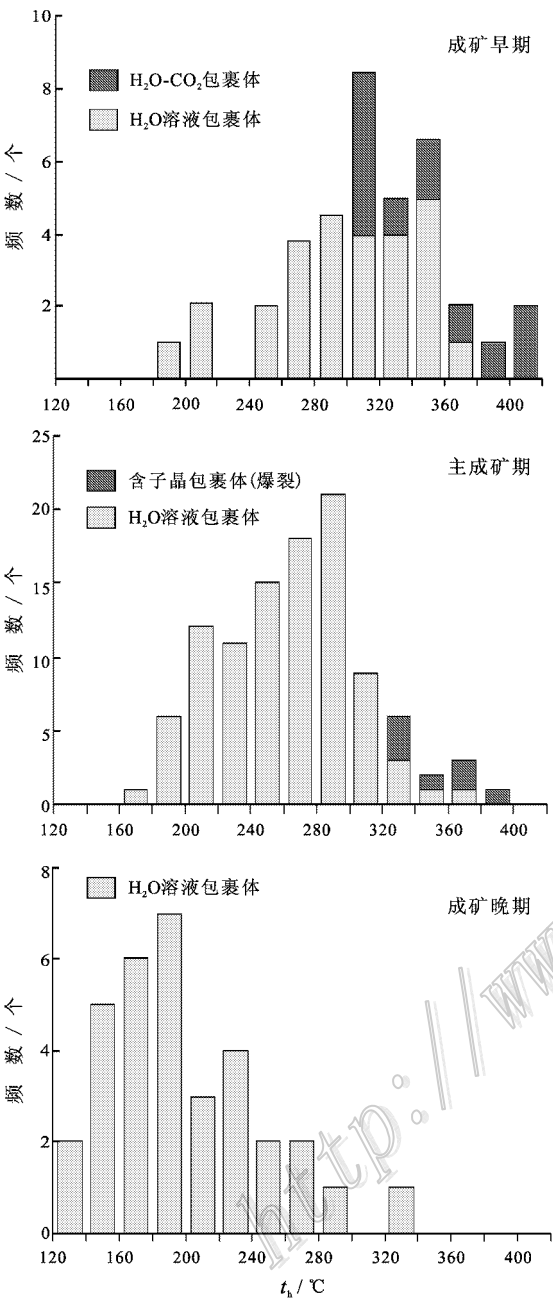


图5 华尖金矿床流体包裹体均一温度直方图

Fig. 5 Histogram showing total homogenization temperatures of fluid inclusions in the Huajian gold deposit

图5。现分述如下。

(1) 成矿早期(第Ⅰ阶段)

发育 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 包裹体和 H_2O 溶液包裹体。 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 包裹体在完全冷冻后的回温过程中,固态 CO_2 初熔温度(t_{m,CO_2})为 $-56.6 \sim -57.0^\circ\text{C}$,与纯 CO_2 三相点温度一致,而且,激光拉曼光谱测试并未检测到其他物质的特征峰,说明其成分为纯 CO_2 ; 笼

合物熔化温度($t_{m,\text{cla}}$)为 $7.0 \sim 9.4^\circ\text{C}$,应用 Collins (1979) 的笼形化合物熔化温度与盐度关系表,求得 CO_2 型包裹体的 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $1.3\% \sim 5.3\%$; 包裹体内液相 CO_2 和气相 CO_2 部分均一至液相的温度(t_{h,CO_2})为 $25.7 \sim 30^\circ\text{C}$; 包裹体完全均一温度($t_{h,\text{tot}}$)为 $306 \sim 408^\circ\text{C}$ (多均一为液相); CO_2 的密度是 $0.66 \sim 0.72 \text{ g/cm}^3$,包裹体内流体的总密度为 $1.03 \sim 1.04 \text{ g/cm}^3$ 。

H_2O 溶液包裹体在 -40°C 左右冻结,升温至 $-2.2 \sim -7.4^\circ\text{C}$,冰融化($t_{m,\text{ice}}$),在 $195 \sim 384^\circ\text{C}$ 发生完全均一(至液相); $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $3.69\% \sim 10.99\%$,平均 6.53% ; 总密度为 $0.46 \sim 0.57 \text{ g/cm}^3$ 。该类包裹体的均一温度平均值略低于 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 包裹体,但两者的峰值均为 320°C 左右。

(2) 主成矿期(第Ⅱ阶段)

发育含子晶多相包裹体和 H_2O 溶液包裹体。加热含子晶多相包裹体时,气泡比子晶先消失,为过饱和盐水包裹体,气泡消失温度为 $325 \sim 367^\circ\text{C}$,在继续加热过程中,由于内压过高,包裹体往往在子矿物熔化前就发生爆裂,测得的爆裂温度(t_D)为 $340 \sim 400^\circ\text{C}$,未获得完全均一温度($t_{h,\text{tot}}$)。气泡先于子晶消失表明,该包裹体中的流体可能是在低压状态下直接从岩浆中最后出溶的高盐度流体,子晶可能是过饱和溶液中的结晶颗粒。

H_2O 溶液包裹体,升温至 $-1.1 \sim -14.4^\circ\text{C}$,冰融化($t_{m,\text{ice}}$),至 $178 \sim 392^\circ\text{C}$,发生完全均一(至液相),峰值在 280°C 左右,计算所得的 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $1.9\% \sim 18.27\%$,主要峰值在 $5\% \sim 9\%$ 之间,平均为 7.9% ,计算获得其流体的总密度为 $0.41 \sim 0.63 \text{ g/cm}^3$ 。

(3) 成矿晚期(第Ⅲ阶段)

多为 H_2O 溶液包裹体,其冰点温度($t_{m,\text{ice}}$)为 $-1.2 \sim -13^\circ\text{C}$,获得其水溶液的 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $2.06\% \sim 17\%$,平均为 6.93% ; 均一温度($t_{h,\text{tot}}$)为 $130 \sim 325^\circ\text{C}$,多在 190°C 左右均一到液相; 其流体总密度为 $0.42 \sim 0.62 \text{ g/cm}^3$ 。与主成矿期相比,成矿晚期包裹体的均一温度和盐度都略有降低。

2.3 包裹体成分

对第Ⅰ~Ⅲ阶段的气液两相包裹体进行了单个包裹体激光拉曼光谱测试。测试结果表明,除了寄主矿物石英的特征峰外,包裹体的气相成分出现了 CO_2 特征峰 (1281 cm^{-1} 和 1387 cm^{-1}) 以及液相 H_2O

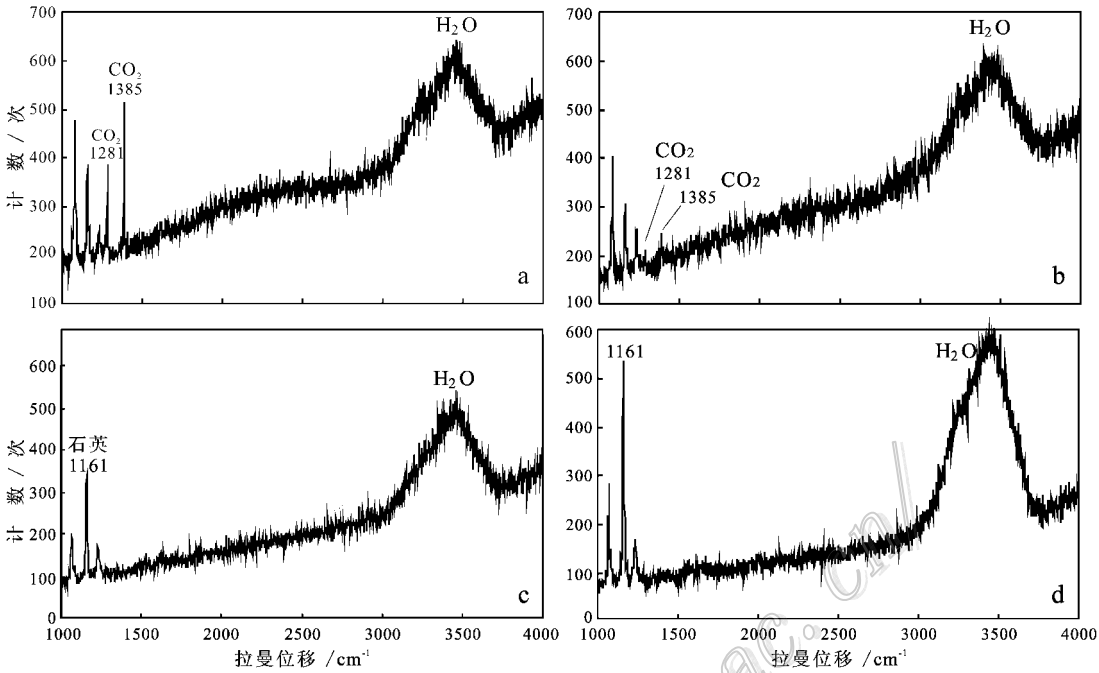


图 6 华尖金矿床包裹体激光拉曼光谱

a, b. H₂O-CO₂ 包裹体 ; c, d. H₂O 溶液包裹体

Fig. 6 Laser Raman spectra of fluid inclusions in the Huajian gold deposit

a, b. H₂O-CO₂ inclusion ; c, d. H₂O inclusion

特征峰(3310~3610 cm⁻¹)。成矿早期(第Ⅰ阶段)包裹体的气体成分除水蒸气外,普遍还有大量 CO₂(图 6a、b),而主成矿期(第Ⅱ阶段)和成矿晚期(第Ⅲ阶段)包裹体的成分主要为 H₂O(图 6c、d),说明在多金属硫化物沉淀过程中存在 CO₂ 的散失。

3 同位素研究

3.1 测试方法

本文选取主成矿期(第Ⅱ阶段)和成矿晚期(第Ⅲ阶段)的石英进行了氢、氧同位素测试;对主成矿期多金属硫化物中的黄铁矿进行了硫、铅同位素测试。测试工作在核工业北京地质研究院完成。

测试氢、氧、硫同位素的仪器为 MAT-253 和 MAT-251 气体同位素质谱仪。测试结果以 V-SMOW 和 V-CDT 为标准,分别记为 δ¹⁸O_{V-SMOW}、δ³⁴S_{V-CDT}、δD_{V-SMOW}。前两者的测试精度优于 ±0.2‰, δD_{V-SMOW} 的测试精度优于 ±1‰。δ¹⁸O_{H₂O} 由 10³lnα = δ¹⁸O_{石英}-δ¹⁸O_{H₂O} 计算得出,公式中的 10³lnα 采用

3.38×10⁶/T²-2.90(Clayton et al., 1972), T 是所测第Ⅱ、Ⅲ阶段相应样品中包裹体均一温度众值。铅同位素运用 ISOPROBE-T 热电离质谱仪测定。测试结果分别列于表 2 和表 3。

3.2 氢、氧同位素

第Ⅱ和第Ⅲ阶段石英的 δD 及 δ¹⁸O_{V-SMOW} 值变化范围较小,分别为 -63.1‰~-70.9‰和 10.3‰~14.2‰,计算所得此两阶段的 δ¹⁸O_{H₂O} 值明显不同,主成矿期(第Ⅱ阶段)的 δ¹⁸O_{H₂O} 稍大,为 3.04‰~6.24‰,平均 4.56‰,成矿晚期(第Ⅲ阶段)的 δ¹⁸O_{H₂O} 值均为负值(-0.67‰~-2.57‰,平均 -1.54‰)。

在 δ¹⁸O_{H₂O}-δD 图(图 7)中,主成矿期样品的数据点投影在岩浆水区域附近,同时偏向大气降水线,说明主成矿期的流体既有岩浆水又有部分大气降水的参与,但总体偏向岩浆水的方向。成矿晚期样品的投点向岩浆水的左侧偏离,更靠近大气降水线,表明成矿晚期的流体为岩浆水与大气降水的混合流体。

表 2 华尖金矿氢、氧同位素组成
Table 2 Hydrogen and oxygen isotope values of the Huajian gold deposit

样品号	成矿阶段	测试矿物	$\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{‰}$	计算温度/℃
HNK-1	主成矿期(第Ⅱ阶段)	石英	-65.0	12.5	4.54	280
HNK-2		石英	-70.9	13.1	5.14	
HNK-3		石英	-67.9	11.0	3.04	
HNK-4		石英	-63.6	11.8	3.84	
HNK-5		石英	-63.1	14.2	6.24	
HNK-14	成矿晚期(第Ⅲ阶段)	石英	-68.1	10.3	-2.57	190
HNK-15		石英	-63.1	11.5	-1.37	
HNK-16		石英	-64.6	12.2	-0.67	

表 3 华尖金矿床硫、铅同位素组成
Table 3 Sulfur isotope values of sulfides in the Huajian gold deposit

样品名称	测试矿物	$\delta^{34}\text{S}/\text{‰}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	μ	ω	Th/U
HNK-H1(矿石)	黄铁矿	3.2	16.086	15.181	35.981	1.059	9.03	35.47	3.80
HNK-H2(矿石)	黄铁矿	1.5	16.087	15.169	35.953	1.060	9.00	35.19	3.78
HNK-H3(矿石)	黄铁矿	4.2	16.250	15.200	36.104	1.069	9.02	35.14	3.77
HNK-H4(矿石)	黄铁矿	3.1	16.056	15.161	35.953	1.059	8.99	35.34	3.80
HNK-H5(矿石)	黄铁矿	4.0	16.225	15.209	36.120	1.066	9.05	35.49	3.80
HNK-H6(矿石)	黄铁矿	3.9	16.058	15.171	35.956	1.058	9.02	35.44	3.80
HNK-H7(矿石)	黄铁矿	5.4	16.020	15.181	35.967	1.055	9.05	35.89	3.84
HNK-H8(矿石)	黄铁矿	4.4	16.172	15.213	36.111	1.063	9.08	35.87	3.82
牛心山花岗岩	黄铁矿		16.254	15.197	36.117	1.069	9.01	35.15	3.78
牛心山花岗岩	黄铁矿		15.927	15.109	35.784	1.054	8.92	34.83	3.78
牛心山花岗岩*	钾长石		16.390	15.180	36.070	1.079	8.94	33.81	3.66
水峪沟片麻岩	钾长石		14.456	14.880	34.446	0.971	9.17	37.18	3.92
涟水峪片麻岩	钾长石		15.065	15.042	34.982	1.001	9.16	36.53	3.86
渔户寨斜长角闪岩	斜长石		15.007	14.918	34.596	1.006	8.87	33.14	3.62
渔户寨斜长角闪岩	全岩		15.666	15.040	35.202	1.041	8.85	32.80	3.59
黄槐峪斜长角闪岩	斜长石		14.888	14.967	34.746	0.994	9.08	35.79	3.81
黄槐峪斜长角闪岩	全岩		14.979	15.020	34.921	0.997	9.16	36.70	3.88
马兰峪斜长角闪岩	方铅矿		15.145	14.977	35.001	1.011	8.94	35.17	3.81
迁西斜长角闪岩	方铅矿		15.958	15.169	35.935	1.052	9.05	36.06	3.86
遵化斜长角闪岩	方铅矿		16.023	15.171	35.926	1.056	9.03	35.54	3.81
迁西斜长角闪岩	方铅矿		14.890	15.023	35.076	0.991	9.23	38.71	4.06
马蹄峪斜长角闪岩	方铅矿		15.681	15.037	35.457	1.042	8.84	34.12	3.74
岔沟斜长角闪岩	方铅矿		14.910	15.055	35.296	0.990	9.31	40.43	4.20

注：矿石样品数据来自本文；* 测试数据引自余昌涛(1989)；其他测试数据引自林尔等为(1985)。测试单位：核工业北京地质研究院。

3.3 硫同位素

在华尖金矿主成矿期的多金属硫化物中,黄铁矿的含量大于 80%,且未见有硫酸盐类矿物,因此认为,黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值可近似代表成矿溶液的总硫同位素值。该矿床 8 件黄铁矿样品的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围很小,为 $+1.5\text{‰} \sim +5.4\text{‰}$ (表 3),峰值在 $+4\text{‰}$ 附近,与王可南(1988)获得的总硫同位素值($\delta^{34}\text{S}_{\Sigma} = 5.5\text{‰}$)基本一致。 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围小,表明成矿热

液中硫化物的硫源单一,以 H_2S 占绝对优势,具有独特的狭窄的物理化学条件(如温度、压力、氧化还原条件等)。同时,该矿床内黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 平均值为 $+3.7\text{‰}$,与该地区三家子金矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值($+0.1\text{‰} \sim +4.4\text{‰}$)、峪耳崖金矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值($+2.0\text{‰} \sim +3.2\text{‰}$)十分接近(钟汉等,1996),反映出其矿石中的硫总体具有深源硫的特征。同时,矿石的硫同位素组成与杨连生等(1984)^①所测金厂峪地区遵化

① 杨连生,侯印伟,孙宝珊. 1984. 河北省金厂峪早太古代绿岩带金矿矿床地质特征和矿床成因(兼典型矿床)研究报告. 内部资料.

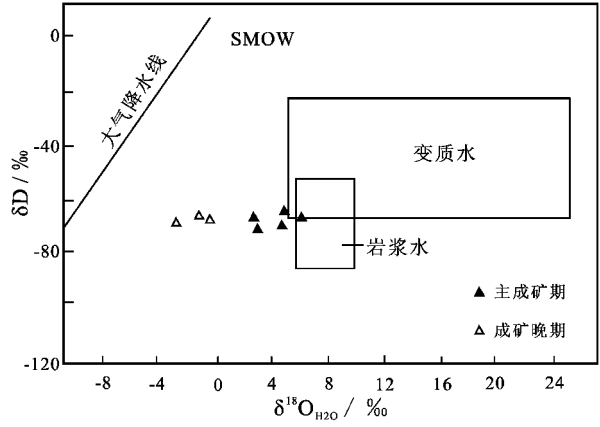


图 7 华尖金矿成矿流体 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}-\delta\text{D}$ 分布图

(底图据 Taylor, 1974; Craig et al., 1976)

Fig. 7 Diagram of $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}-\delta\text{D}$ in the Huajian gold deposit (base map after Taylor, 1974; Craig et al., 1976)

群地层的 $\delta^{34}\text{S}$ 值 ($+0.8\text{‰} \sim +5.2\text{‰}$) 基本一致, 由于金厂峪与华尖距离很近 ($<15\text{ km}$), 且出露同一套太古宙岩石, 故本文认为, 华尖金矿成矿流体中的硫主要来自太古宙遵化群变质岩。

3.4 铅同位素

本文对采自牛心山矿段主成矿期石英脉中的 8 件黄铁矿样品进行了铅同位素测试, 测试结果见表 3。据本文测试结果, 结合余昌涛 (1989) 和林尔为等 (1985) 所测数据表明, 硫化物的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值分别为 $16.020 \sim 16.250$ 、 $15.161 \sim 15.213$ 、 $35.953 \sim 36.120$; 花岗岩分别为 $15.927 \sim 16.390$ 、 $15.109 \sim 15.197$ 、 $35.784 \sim 36.117$; 冀东地区太古代地层分别为 $14.456 \sim 16.023$ 、 $14.880 \sim 15.171$ 、 $34.446 \sim 35.935$ 。

由上述数据可见, 矿石与花岗岩的铅同位素组成一致, 且各自的变化范围都不大, 反映出两者的铅同位素具有一致的来源。在铅构造模式图解 (图 8) 中, 矿石铅数据投影点位于下地壳线以下 (图 8b), 在 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图 (图 8a) 中则落在造山带与下地壳之间, 偏向下地壳的区域。同时, 矿石和花岗岩的铅同位素 μ 值较低, 平均为 9.01。这都指示出其铅来自下地壳或上地幔。上述特征均反映了铅源主要来自深部岩浆, 并与造山运动有关。

与牛心山花岗岩及矿石的铅同位素组成相比, 太古代地层的铅同位素组成中, 放射性成因铅的含量较少, 这可能是成矿过程中放射性成因铅更易被淋滤出来进入成矿流体所致。虽然林尔为等 (1985)

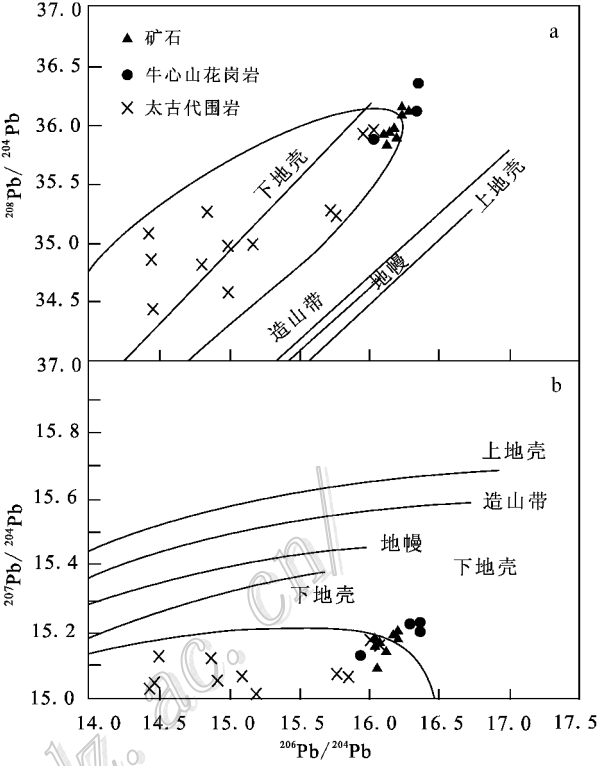


图 8 华尖金矿床铅同位素构造模式

(底图据 Zartman et al., 1981)

Fig. 8 Plumbotectonic model for the Huajian gold deposit (base map after Zartman et al., 1981)

所采集的太古宙地层样品的分布范围较广, 但如图 8 所示, 地层铅的数据点与矿石铅有部分重叠, 说明太古代围岩是矿石铅的来源之一。冀东地区的矿石、变质岩的硫同位素组成以及矿石、变质岩和花岗岩的铅同位素组成都有重叠, 说明该地区金矿床的成矿物质来源与基底变质岩系和花岗岩有一定的关联, 这与胶东地区的成矿特征相似 (李士先等, 2007)。

4 讨论

4.1 流体及成矿物质来源

冀东地区分布着众多的石英脉型金矿床, 暗示着可能存在大量的流体。上世纪 80~90 年代, 学者们对该地区成矿流体的来源有着变质水、大气降水混合岩浆水 (大气降水或岩浆水为主) 等不同的认识 (余昌涛, 1989; 张秋生等, 1991; 钟汉等, 1996), 几个主要金矿床矿石中石英脉内包裹体的氢、氧同位素组成均十分接近岩浆水, 但都不同程度地向大气降

水方向偏移(钟汉等,1996)。本文对华尖金矿主成矿期和成矿晚期石英的氢、氧同位素研究表明,成矿期流体来源偏向于岩浆水,但在向成矿晚期迁移和成矿过程中,不同程度地受到了大气降水的混合,这完全符合与岩浆作用有关的浅成中-低温热液矿床的一般规律。岩浆来源水(岩浆水)是在壳幔作用中逐渐形成的一种 C-H-O 体系流体,其挥发分以 H_2O 和 CO_2 为主,具有使溶质和各种微量元素活化和再沉淀的特性,因而,在各种交代作用和水-岩反应过程中异常活跃,可使高含量成矿金属元素稀释后再富集(Menzies et al., 1987; Rubin, 1997; Mao et al., 2008)。

华尖金矿床成矿流体中的挥发分主要为 H_2O 和 CO_2 ,与岩浆水所含挥发分特征相同;成矿期流体包裹体中存在部分含 NaCl 子晶的包裹体,也证明成矿系统遭受了岩浆热液作用的叠加(陈衍景等, 2007)。因此,该矿床成矿流体来源以岩浆热液流体为主,从成矿早期、主成矿期到成矿晚期,具有明显的从岩浆水向大气降水演化的趋势(图 7),成矿早期岩浆水占主要,到主成矿期,大气降水不断地参与进来,成矿晚期就以大气降水为主。李俊健等(2002)研究了冀东肖营子岩体中金矿床成矿晚期方解石脉的 $\delta^{13}C$ - $\delta^{18}O$ 同位素,也证明了成矿流体既具有岩浆(火山)热液性质,又有地下循环水参与,是一种混合流体。

成矿物质来源是矿床成因研究中一个十分重要和难解决的问题。前人对冀东地区不同地质体内成矿元素含量进行了大量的对比研究,探讨了金矿床的成矿物质来源。李俊健等(2002)经统计得出,在冀东各类基底岩系中,Au 丰度值以斜长角闪岩(原岩为镁铁质火山岩)最高。邹继兴(1996)也曾提出,冀东地区广泛发育的斜长角闪岩是金成矿的最佳“矿源层”。钟汉等(1996)则认为,成矿物质来源于区内的花岗岩侵入体。然而,矿体围岩中某些成矿元素含量较高常常是由多种因素造成的,可能是矿化期成矿元素向围岩中扩散或含矿热液运移时扩散的结果,因此,根据矿体直接围岩中成矿元素含量的多少(与克拉克值比较)来确定矿源层,缺少科学依据。

本文通过华尖金矿各地质体硫、铅同位素组成,来探讨成矿物质的直接和间接来源。该矿床的 8 件黄铁矿样品的 $\delta^{34}S$ 值为 $+1.5\% \sim +5.4\%$ (表 3),平均为 $+3.7\%$,具有深源岩浆 $\delta^{34}S$ 值的特征,而且

与前人所测得的遵化群地层的 $\delta^{34}S$ 值($+0.8\% \sim +5.2\%$)基本一致。因此,成矿流体中的硫主要来自太古宙遵化群变质岩,其原岩为海底基性火山岩。本文所测华尖金矿矿石的铅同位素组成与牛心山花岗岩的基本一致,其包裹体特征也表明成矿流体与岩浆水有关,说明成矿作用与岩浆活动有密切的关系。牛心山花岗岩的地球化学特点表明,牛心山燕山期花岗岩浆的主体为壳源重熔岩浆(梅燕雄, 1997)地层铅的数据点与矿石铅部分重叠,说明岩浆在上升过程中,与遵化群变质岩发生了水-岩反应,萃取了地层中的矿化剂(硫等)和成矿物质,形成了成矿热液。

矿石和花岗岩的铅同位素 μ 值指示出铅来自下地壳或上地幔(表 3),放射性成因铅含量增高可能与多次造山运动中的构造热事件有关,因此,华尖金矿中的金主要来自在地壳深部重熔的太古宙变质岩,可以说,成矿物质的直接来源为牛心山花岗岩,间接来源为太古宙遵化群变质岩系。

4.2 流体成矿过程

流体包裹体测试表明,华尖金矿成矿早期的流体属中-低温、含 CO_2 、低盐度的 H_2O - CO_2 -NaCl 体系,包裹体的均一温度峰值在 $320^\circ C$ 左右,常见富水的 H_2O - CO_2 三相包裹体或富 CO_2 的 H_2O - CO_2 三相包裹体与两相 H_2O 溶液包裹体共存的现象(图 4a、b),虽然两者的密度有差别,但显微测温结果显示出这两类包裹体的均一温度众值相近,反映出该期流体曾发生过不混溶。Phillips 等(2004)认为, CO_2 在金的运移过程中起着非常重要的作用, CO_2 使金的络合物保持稳定并且提高了金的溶解度,早期富 CO_2 流体的存在表明流体捕获时压力较高,此时的构造主要以压扭性为主。值得注意的是,虽然该阶段流体发生了不混溶现象,但金质沉淀却很有限,这可能与成矿早期的构造环境有关,该期石英脉大多受压性或压扭性构造的控制,石英脉较窄,呈条带状或透镜状展布,受到构造空间和流体压力、温度等内外条件的限制,不混溶作用仅使热液中的硅质沉淀下来,形成了早期黄铁矿-石英脉,而含金多金属硫化物保存在残余热液中,未在此阶段大量沉淀,此时期的温度大约为 $320^\circ C$ 。

主成矿阶段的流体属中-偏低温、低盐度的 H_2O -NaCl 体系,均一温度峰值为 $280^\circ C$ 左右,其总密度为 $0.41 \sim 0.63 g/cm^3$ 。该阶段的包裹体以 H_2O 溶液包裹体为主,形态和大小变化较大,出现了盐度较低的

H₂O 溶液包裹体和盐度过饱和的含子晶多相包裹体,说明流体可能仍存在不混溶状态。由于受到张性构造的控制,此时期形成的石英脉宽度增大,含金的多金属硫化物发育,表明在主成矿期,压扭性构造向张性构造转变,压力得到释放,导致流体温度和压力下降,使得含金的多金属硫化物沉淀。由于构造空间开放,当温度降至 280℃ 左右时,流体中的 CO₂ 大多逸失,使成矿流体中金的溶解度逐渐降低,导致金的沉淀。

随着大气降水加入量的增多,成矿后期流体属低温、低盐度的 H₂O-NaCl 体系,其温度、盐度、挥发分含量均下降到最低,流体成分简单,表明成矿已经进入晚期阶段,流体的温度在 220℃ 以下,流体逐渐向低温钙质溶液演化,成矿作用结束。

4.3 成矿动力学背景

遵化群斜长角闪岩是冀东太古宙绿岩带的组成部分之一,与胶东的荆山群、胶东群、太行山的五台群、小秦岭的太华群类似,是华北克拉通重要的含金建造层。新太古代早期,在遵化运动自西向东挤压应力的作用下,遵化岩群形成了一系列近 SN 向的轴面西倾的倒转-同斜复杂褶皱,以及大量积压片理化或剪切带(金厂峪金矿即位于剪切带中)。中生代以来,板块间的相互作用引起了燕山陆内碰撞造山运动,上地幔局部上涌使得下地壳重熔,在牛心山复背斜的核部形成了低熔组分的牛心山花岗岩(曲以秀, 1993)。牛心山岩浆作用对金矿化具有明显的控制作用,主要表现在燕山期岩浆活动不仅为该地区金矿床的形成提供了成矿物质,还提供了热液运移的驱动力和成矿必须的热能。梅燕雄(1997)提出,含金建造及矿源地体、构造及变质变形作用、花岗岩和成矿流体在时间上的有序发展和空间上的叠置、耦合是冀东金矿形成的必要而充分的条件,构成了有该地区特色的“四位一体”成矿模式。以往的研究虽然未曾获得成矿期硫化物或蚀变作用等能够直接代表金矿床形成的同位素年龄,但由于含金石英脉穿过牛心山二长花岗岩,说明金成矿作用晚于牛心山岩体的形成。罗镇宽等(2001a)及郭少丰等(2009)测得二长花岗岩的年龄为(173±2) Ma 和(172±2) Ma,据此可判断,华尖金矿形成于中生代,成矿时代晚于 172 Ma 左右。

近年来,有关华北板块大陆动力学的研究取得了许多重要成果,华北板块北缘地区许多大型-超大型矿床形成的动力学机制,都与近几年所公认的华

北板块在燕山期发生的大规模岩石圈减薄作用有关(曾庆栋等, 2012),这与毛景文等(2005)提出的华北克拉通 200~160 Ma 之间的碰撞造山阶段的伸展期构造环境也相一致,可以说,松弛的构造环境对深部岩浆及含矿流体持续上涌十分有利。许文良等(2004)认为,华北克拉通东部中生代岩浆作用可划分成 4 个阶段,即晚三叠世碱性岩浆作用、中-晚侏罗世花岗质岩浆作用、早白垩世双峰式岩浆作用和晚白垩世碱性玄武质岩浆作用。冀东地区都山、青山口钙碱性花岗岩形成于 200 Ma 左右(罗镇宽等, 2001b, 2003),属于第一期岩浆作用,该期花岗岩钠化作用强烈,其碱性特征明显暗示出冀东地区中生代岩石圈减薄作用已经开始。牛心山花岗岩形成于侏罗纪中-晚期,代表了中生代岩石圈减薄的持续和发展。因此,华尖金矿是在构造体制转折、岩石圈大规模减薄的动力背景下形成的,赋矿石英脉由压扭性向张性构造应力的转变也印证了这一背景。

华北板块在经历了前古生代复杂的地质演化后,中生代期间发生了区域性构造体制转折,岩石圈大规模减薄,在此背景下发生的陆内造山作用是该区域大规模岩浆活动和成矿作用的重要动力机制。

5 结 论

(1)冀东华尖金矿不同成矿阶段矿石中的流体包裹体有 3 种类型: H₂O-CO₂ 包裹体、H₂O 溶液包裹体和含子晶多相包裹体。成矿早期的流体属 H₂O-CO₂-NaCl 体系,均一温度在 320℃ 左右;主成矿阶段 CO₂ 散失,流体属 H₂O-NaCl 体系,均一温度为 280℃ 左右,流体的不混溶以及控矿构造由挤压向拉伸的应力转换是金沉淀的主要原因。

(2)氢、氧同位素研究表明,华尖金矿的成矿流体来源于以岩浆水为主的混合水,从成矿早期到晚期,成矿流体具有从岩浆水向大气降水演化的趋势。该矿床 8 件黄铁矿样品的 δ³⁴S 值变化范围很小,为 +1.5‰~+5.4‰,平均 +3.7‰,具有深源岩浆 δ³⁴S 值的特征,与前人所测遵化群地层 δ³⁴S 值(+0.8‰~+5.2‰)基本一致。硫、铅同位素研究表明,该矿床中的金主要来自在地壳深部重熔的太古宙变质岩,成矿物质的直接来源为牛心山花岗岩,间接来源为太古宙遵化群变质岩系。

(3)中生代期间,冀东地区发生了区域性构造体制转折和岩石圈减薄,在此背景下发生的陆内造

山作用是该区域大规模岩浆活动和成矿作用的重要动力机制。华尖金矿形成于燕山陆内碰撞造山过程的应力松弛阶段,岩浆物质在上涌过程中带来了大量含矿流体和充分热能,构造作用由压扭性到张性的转换导致了成矿流体物理化学条件的改变,使得金赋存在宽大的多金属硫化物石英脉中。

参考文献/References

陈衍景,倪培,范宏瑞, Pirajno F, 赖勇, 苏文超, 张辉. 2007. 不同类型热液金矿系统的流体包裹体特征[J]. 岩石学报, 23(9): 2085-2108.

池国祥, 赖健清. 2009. 流体包裹体在矿床研究中的作用[J]. 矿床地质, 28(6): 850-855.

郭少丰, 汤中立, 罗照华, 赵文浩. 2009. 冀东唐杖子、牛心山花岗岩体锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其地质意义[J]. 地质通报, 28(10): 1458-1464.

李俊建, 沈保丰, 翟安民, 路辉, 曹秀兰. 2002. 冀东地区金矿床类型及其地质特征[J]. 前寒武纪研究进展, 25(2): 73-79.

李士先, 刘长春, 安郁宏. 2007. 胶东金矿地质[M]. 北京: 地质出版社. 423 页.

林尔为, 郭裕嘉. 1985. 冀东金矿集中区的铅同位素研究[J]. 长春地质学院学报, 42(4): 1-10.

卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 欧光习, 沈昆, 张文淮. 2004. 流体包裹体[M]. 北京: 科学出版社. 450 页.

罗镇宽, 裘有守, 关康, 苗来成, Qiu Y M, McNaughton N J, Groves D I. 2001a. 冀东峪耳崖和牛心山花岗岩体 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年及其意义[J]. 矿物岩石地球化学通报, 20(2): 278-285.

罗镇宽, 关康, 裘有守, 苗来成, Qiu Y M, McNaughton N J, Groves D I. 2001b. 冀东金厂峪金矿区钠长岩脉及青山口花岗岩体 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年及其意义[J]. 地质找矿论丛, 16(4): 226-231.

罗镇宽, 苗来成, 关康, 裘有守, Qiu Y M, McNaughton N J, Groves D I. 2003. 冀东都山花岗岩基及相关花岗斑岩脉 SHRIMP 锆石 U-Pb 法定年及其意义[J]. 地球化学, 32(2): 173-180.

毛景文. 2001. 西秦岭地区造山型与卡林型金矿床[J]. 矿物岩石地球化学通报, 20(1): 11-13.

毛景文, 谢桂青, 张作衡, 李晓峰, 王义天, 张长青, 李永峰. 2005. 中国北方中生代大规模成矿作用的期次及其地球动力学背景[J]. 岩石学报, 21(1): 169-188.

梅燕雄. 1997. 冀东金矿成矿特征及成矿演化[D]. 北京: 中国地质科学院. 116 页.

曲以秀. 1993. 冀东牛心山金矿区岩浆岩特征及其成因探讨[J]. 长春地质学院学报, 23(3): 268-272.

许文良, 王清海, 王冬艳, 裴福萍, 高山. 2004. 华北克拉通东部中生代岩石圈减薄的过程与机制: 中生代火成岩和深源捕虏体证据[J]. 地学前缘, 11(3): 309-317.

王可南. 1988. 牛心山金矿床的硫同位素组成及其地质意义[J]. 地质与勘探, 24(1): 26-29.

余昌涛. 1989. 冀东主要类型金矿床的成因及形成机理研究[A]. 中国金矿主要类型区域成矿条件文集[C]. 北京: 中国地质出版社. 1-48.

翟裕生. 1996. 关于构造-流体-成矿作用研究的几个问题[J]. 地学前缘, 3(4): 230-236.

张秋生, 唐静轩. 1991. 冀东金厂峪地区高级变质区地质与金矿床[M]. 北京: 地质出版社. 451 页.

钟汉, 赵寅震, 颜琳. 1996. 冀东东部地区金矿[M]. 北京: 冶金工业出版社. 223 页.

邹继兴. 1996. 华尖金矿床特征成因及找矿分析[J]. 石家庄经济学院学报, 19(6): 657-659.

曾庆栋, 刘建明, 肖文交, 褚少雄, 王永彬, 段晓侠, 孙燕, 周伶俐. 2012. 华北克拉通南北缘三叠纪铝矿化类型、特征及地球动力学背景[J]. 岩石学报, 28(2): 357-371.

Bodnar R J. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 57(3): 683-684.

Clayton R N, James R O and Mayeda T K. 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water[J]. Journal of Geophysical Research, 77(17): 3057-3067.

Collins P L F. 1979. Gas hydrates in CO₂-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity[J]. Econ. Geol., 74: 1435-1444.

Craig H and Lupton J E. 1976. Primordial neon, helium and hydrogen in oceanic basalts[J]. Earth Planet. Sci. Lett., 92: 12507-12521.

Fan H R, Zhai M G, Xie Y H and Yang J H. 2003. Ore-forming fluids associated with granite-hosted gold mineralization at the Sanshandao deposit[J]. Mineralium Deposita, 38(6): 739-750.

Mao J W, Wang Y T, Li H M, Pirajno F, Zhang C Q and Wang R T. 2008. The relationship of mantle-derived fluids to gold metallogenesis in the Jiaodong Peninsula: Evidence from D-O-C-S isotope systematic[J]. Ore Geology Reviews, 33(3-4): 361-381.

Menzies M A and Hawkesworth C J. 1987. Mantle metasomatism[M]. London: Academic Press. 407p.

Phillips G N and Evans K A. 2004. Role of CO₂ in the formation of gold deposits[J]. Nature, 429: 860-863.

Rubin K. 1997. Degassing of metals and metalloids from erupting seamount and mid-ocean ridge volcanoes: Observations and prediction[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 61(17): 3525-3542.

Shepherd T J, Rankin A H and Alderton D H M. 1985. A practical guide to fluid inclusion studies[M]. London: Blackie. 239p.

Taylor H P. 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition[J]. Econ. Geol., 69(6): 843-883.

Zartman R E and Doe R B. 1981. Plumbotectonics: The model[J]. Tectonophysics, 75: 135-162.