

编号: 0258-7106(2011)03-0522-11

## 胶西北新城金矿成矿流体与矿床成因\*

陆丽娜<sup>1</sup>, 范宏瑞<sup>1\*</sup>, 胡芳芳<sup>1</sup>, 杨奎锋<sup>1</sup>, 郑小礼<sup>2</sup>, 赵海<sup>2</sup>

(1 中国科学院地质与地球物理研究所矿产资源研究重点实验室, 北京 100029;

2 山东黄金集团有限公司, 山东 莱州 264000)

**摘要** 新城金矿是胶东招远-莱州成矿带内重要的蚀变岩型金矿。流体包裹体研究表明, 新城金矿蚀变岩石和各成矿阶段金矿石中的流体包裹体主要有3种类型: H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>包裹体、富CO<sub>2</sub>包裹体和H<sub>2</sub>O溶液包裹体。早期乳白色石英中主要赋存原生的H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>包裹体, 成矿期黄铁矿石英脉中的富CO<sub>2</sub>包裹体主要为原生, 随机分布, 常与同时期的H<sub>2</sub>O溶液包裹体共生且均一温度接近, 在成矿晚期的石英和方解石中主要发育原生H<sub>2</sub>O溶液包裹体。显微测温结果显示, 完全均一温度: 成矿早期H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>包裹体为310~380℃, 主成矿期富CO<sub>2</sub>包裹体为240~315℃, 同期的H<sub>2</sub>O溶液包裹体为209~311℃, 成矿晚期H<sub>2</sub>O溶液包裹体为147~170℃。氢、氧同位素表明新城金矿成矿流体为岩浆水与大气水形成的混合热液, 硫同位素进一步揭示了金矿的物质来源为以围岩S或壳源S与幔源S相互作用的结果。区域应力场转变导致的流体减压沸腾作用可能是新城金矿金沉淀成矿的主要因素。

**关键词** 地球化学 流体包裹体 稳定同位素 蚀变岩型金矿床 新城 胶西北

中图分类号: P618.51

文献标志码: A

## Ore-forming fluids and genesis of Xincheng altered rock gold deposit in northwestern Jiaodong Peninsula

LU LiNa<sup>1</sup>, FAN HongRui<sup>1</sup>, HU FangFang<sup>1</sup>, YANG KuiFeng<sup>1</sup>, ZHENG XiaoLi<sup>2</sup> and ZHAO Hai<sup>2</sup>

(1 Key Laboratory of Mineral Resources, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China; 2 Shandong Gold Group Co. Ltd., Laizhou 264000, Shandong, China)

### Abstract

The Xincheng gold deposit is a typical altered rock type gold deposit in the Zhaoyuan-Laizhou gold ore belt of Jiaodong Peninsula, eastern China. Fluid inclusions in altered wall rocks and gold ores show that CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-NaCl fluids have three main types, namely H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>-rich and aqueous inclusions. Early milky white quartz contains original H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> inclusions. In the pyrite quartz vein, CO<sub>2</sub>-rich inclusions occur in isolation or cluster, whereas the aqueous inclusions occur as secondary trails in microfractures cutting earlier quartz grains. Quartz and calcite of the late ore-forming stage developed original aqueous inclusions. Microthermometric data show that the homogenization temperatures of H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> inclusions at the early stage fall in the range between 310℃ and 380℃, CO<sub>2</sub>-rich inclusions at the main stage range from 240℃ and 315℃, aqueous inclusions at the same stage are between 209℃ and 311℃. Aqueous inclusions at the late stage range from 147℃ to 170℃. D-O stable isotopes indicate that the main ore-forming fluid of the Xincheng gold deposit was the product of mixing between magmatic fluid and meteoric water, S stable isotopes further reveal that Au came from the source in-

\* 本文受国家自然科学基金项目(40625010)和全国危机矿山接替资源找矿项目(20089930)资助

第一作者简介 陆丽娜,女,1983年生,博士研究生,主要从事岩石学和矿床学研究。Email: luln@mail.iggcas.ac.cn

\*\*通讯作者 范宏瑞,男,1963年生,研究员,岩石学和地球化学专业。Email: fanhr@mail.iggcas.ac.cn

收稿日期 2011-02-20; 改回日期 2011-04-03。张绮玲编辑。

duced by the interaction between crustal/rock S and mantle S. Fluid immiscibility caused by change of mineralization stress possibly led to gold precipitation at Xincheng.

**Key words:** geochemistry, fluid inclusions, stable isotopes, altered rock type gold deposit, Xincheng, northwestern Jiaodong Peninsula

胶东半岛是中国最重要的金矿产出集中区之一,也是环太平洋中生代金成矿系统的重要组成部分(Goldfarb et al., 1998)。该矿集区以金矿密集分布、矿床规模巨大著称,由西向东依次分布着招远-莱州、蓬莱-栖霞、牟平-乳山三大金成矿带(陈光远等, 1989),占据着全国 1/4 多的黄金储量。目前普遍认为金的成矿与中生代岩石圈减薄及相应的构造体制转折、岩浆热液活动等密切联系(Wang et al., 1998; Zhai et al., 2001; Qiu et al., 2002; Fan et al., 2003; 2007; Mao et al., 2003; Yang et al., 2003; Chen et al., 2005)。新城金矿是胶西北招远-莱州成矿带上的最重要金矿床之一,但前人对其研究主要集中在矿床地质、围岩蚀变和原生晕地球化学及找矿预测等方面(李惠等, 1998; 陈国华等, 1998; 赵海等, 2004; 王龙振等, 2008)。本文对新城金矿的流体包裹体及稳定同位素进行了详细的研究,并根据其结果探讨了成矿流体的性质及演化。

## 1 区域与矿床地质

新城金矿位于胶西北焦(家)新(城)主干断裂带北段 NE 向 NEE 向转折处(图 1),为“焦家式”蚀变岩型金矿的典型代表。矿体上盘为中生代玲珑黑云母二长花岗岩,下盘为中生代郭家岭花岗闪长岩,岩体的侵位时代分别为 160~152 Ma 和 130~126 Ma (SHRIMP U-Pb 年龄; Miao et al., 1997; Wang et al., 1998; Qiu et al., 2002)。矿区范围内未见太古界胶东群基底地层出露,郭家岭花岗闪长岩之上庄岩体出露于矿区东部地表。

焦新断裂带由焦新主干断裂、上庄-望儿山分支断裂、河西分支断裂组成(图 1),它控制了矿田内金矿床的分布。新城金矿床的主导控矿构造为焦新主干断裂,控矿断裂早期表现出中深成的韧性剪切带性质,后期表现出浅成的脆性断裂性质,总体呈现出缓倾斜的韧脆性多期活动叠加的特征。该主干断裂总体走向 40°,倾向 NW,倾角 26~30°。矿体的产出受控于主干断裂,浸染状和细脉浸染状矿体产于主裂面下盘,与主裂面大致平行,以 45°角向 SW 侧伏。

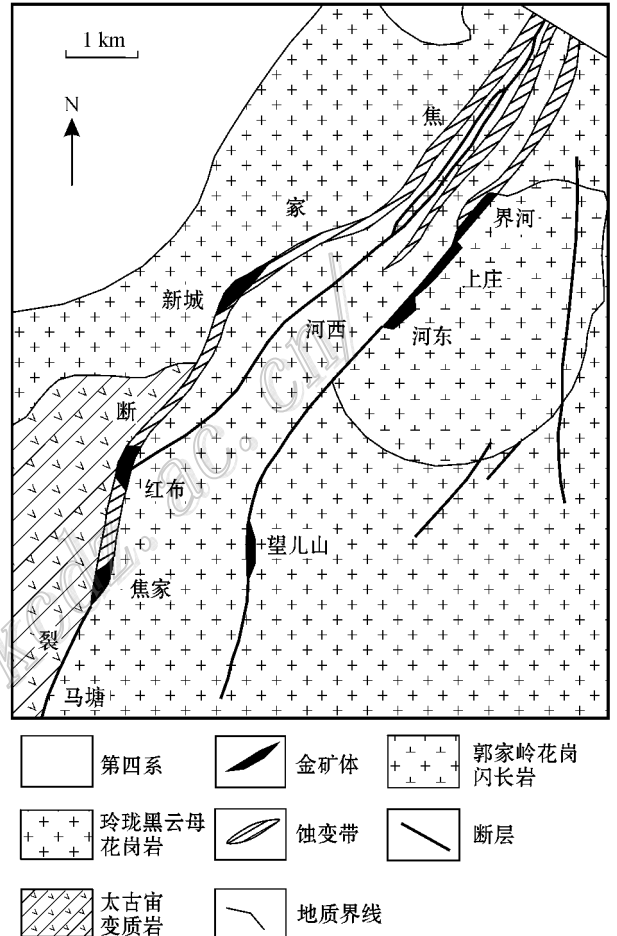


图 1 胶东新城金矿区域地质简图(据李士先等 2007)  
Fig. 1 Simplified geological map of the Xincheng gold ore district in Jiaodong Peninsula showing lithologic distribution, regional structure and locations of gold deposits (after Li et al., 2007)

矿区内构成开采价值的主要是 I 号矿体和 V 号矿体(图 2)。

矿石类型主要为浸染状黄铁绢云岩和细脉-网脉状黄铁石英脉型。金属矿物以黄铁矿为主,有少量黄铜矿、方铅矿等。金主要有自然金、银金矿、辉银矿,其中自然金仅在 V 号矿体中可见,以晶隙金、裂隙金、包体金形式赋存在黄铁矿、黄铜矿、石英等中。脉石矿物以石英为主,其次是绢云母、长石、角闪石、黑云母、方解石等。围岩蚀变往往表现为不对

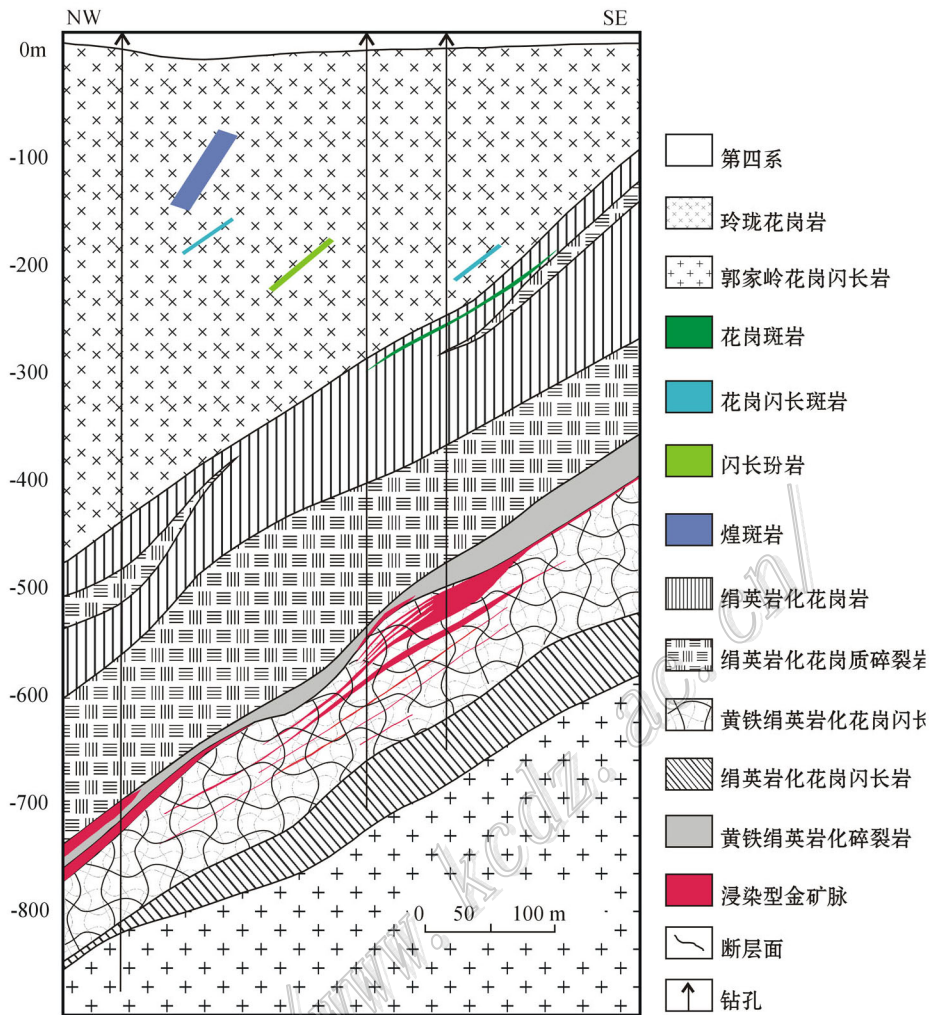


图2 新城金矿床183'勘探线V号矿体剖面图<sup>①</sup>

Fig. 2 Geological section along 183' exploration line of the Xincheng gold deposit in Jiadong Peninsula

称分带特征,矿体上盘蚀变带相对较窄,蚀变类型发育不全,矿体下盘蚀变强,宽度大,蚀变类型发育齐全。从主断裂面向下盘外侧,依次分为断层泥带、黄铁绢英岩带、绢英岩化蚀变岩、钾化花岗岩带及未蚀变的新鲜花岗闪长岩。不同蚀变带之间呈渐变过渡关系。

根据野外穿插关系、矿物共生组合和结构构造特点,新城金矿床成矿作用从早到晚可分为3个阶段:Ⅰ石英-钾长石阶段,最常见的矿物是钾长石、透明度较差的乳白色石英,一般石英脉体不完整,石英中散布着少量浸染状粗粒黄铁矿;Ⅱ石英-黄铁矿阶段,主要矿物有石英、黄铁矿,不同于招莱成矿带内

的三山岛等金矿床,区内石英-多金属硫化物阶段并不发育,但仍零星可见浸染状中粗粒黄铁矿、方铅矿、黄铜矿等,其中石英呈烟灰色,黄铁矿以脉状、细脉状、浸染状为主,此外还伴有绢云母化;Ⅲ石英-碳酸盐阶段,以方解石为主,并含有极少量的黄铁矿和石英。其中第Ⅰ阶段为成矿作用的早期,第Ⅱ阶段为主要成矿阶段,第Ⅲ阶段为成矿作用的晚期。

另外,区内发育一些基性脉岩,走向多为近南北向,少数为NNE向和NEE向,倾角比较陡。相对胶东东部乳山地区金矿床的基性脉岩发育程度,新城金矿的脉岩相对较少。

① 山东黄金集团有限公司. 2007. 山东省莱州市新城金矿区V号矿体深部普查报告.

## 2 流体包裹体研究

本次研究分别在 I 号矿体的 -520、-500 和 -175 中段以及 V 号矿体的 -630、-580 和 -570 中段采集了不同成矿阶段的矿石及蚀变岩样品共 50 件,进行了流体包裹体研究。先将这些样品磨制成厚度为 200~150  $\mu\text{m}$  双面抛光薄片做矿相学和流体包裹体观察,然后选择有代表性的包裹体进行显微测温 and 激光拉曼探针分析。

流体包裹体的温度测试工作是在中国科学院地质与地球物理研究所流体包裹体实验室 Linkam THMS 600 型显微冷热台上完成的,并利用 FLUID INC 公司提供的人工合成包裹体标样对冷热台进行温度标定,该冷热台在  $< -120^\circ\text{C}$  时的测定精度约为  $\pm 1^\circ\text{C}$ 、 $-120 \sim -70^\circ\text{C}$  区间为  $\pm 0.5^\circ\text{C}$ 、 $-70 \sim +100^\circ\text{C}$  区间为  $\pm 0.2^\circ\text{C}$ 、 $+100 \sim +500^\circ\text{C}$  区间为  $\pm 2^\circ\text{C}$ 。流体包裹体显微测温过程中,低温下 ( $< 30^\circ\text{C}$ )

升温速率为  $1^\circ\text{C}/\text{min}$ ,中、高温下 ( $> 100^\circ\text{C}$ ) 升温速率约为  $3^\circ\text{C}/\text{min}$ ,而在相变化温度附近,升温速率减小到  $< 0.2^\circ\text{C}/\text{min}$ 。利用流体包裹体计算程序 MacFlinco (Brown et al., 1995) 对测试结果进行了数据计算。低盐度  $\text{H}_2\text{O}$  溶液流体包裹体的盐度是根据包裹体冷冻回温后得到的最后一块冰融化的温度(冰点)再利用 Bodnar (1993) 的方程式计算获得。

### 2.1 岩相学

显微镜下不同蚀变带岩石及各成矿阶段脉体石英中均含有较丰富的流体包裹体,根据室温及冷冻回温过程中的相态变化,含金脉体及蚀变岩石英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、富  $\text{CO}_2$  包裹体和  $\text{H}_2\text{O}$  溶液包裹体。 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$  包裹体为负晶形、椭圆形、长条形、规则形或不规则形,大小一般  $4 \sim 10 \mu\text{m}$ ,室温下呈 2~3 相 [ $\text{H}_2\text{O}$  溶液相 +  $\text{CO}_2$  液相 ( $\text{L}_{\text{CO}_2}$ )  $\pm$   $\text{CO}_2$  气相 ( $\text{V}_{\text{CO}_2}$ )],  $\text{V}_{\text{CO}_2} + \text{L}_{\text{CO}_2}$  通常占包裹体体积的 50% 以下(图 3a)。室温下富  $\text{CO}_2$  包裹体也呈 2~3 相 ( $\text{H}_2\text{O}$  溶液相 +  $\text{CO}_2$  液相  $\pm$   $\text{CO}_2$

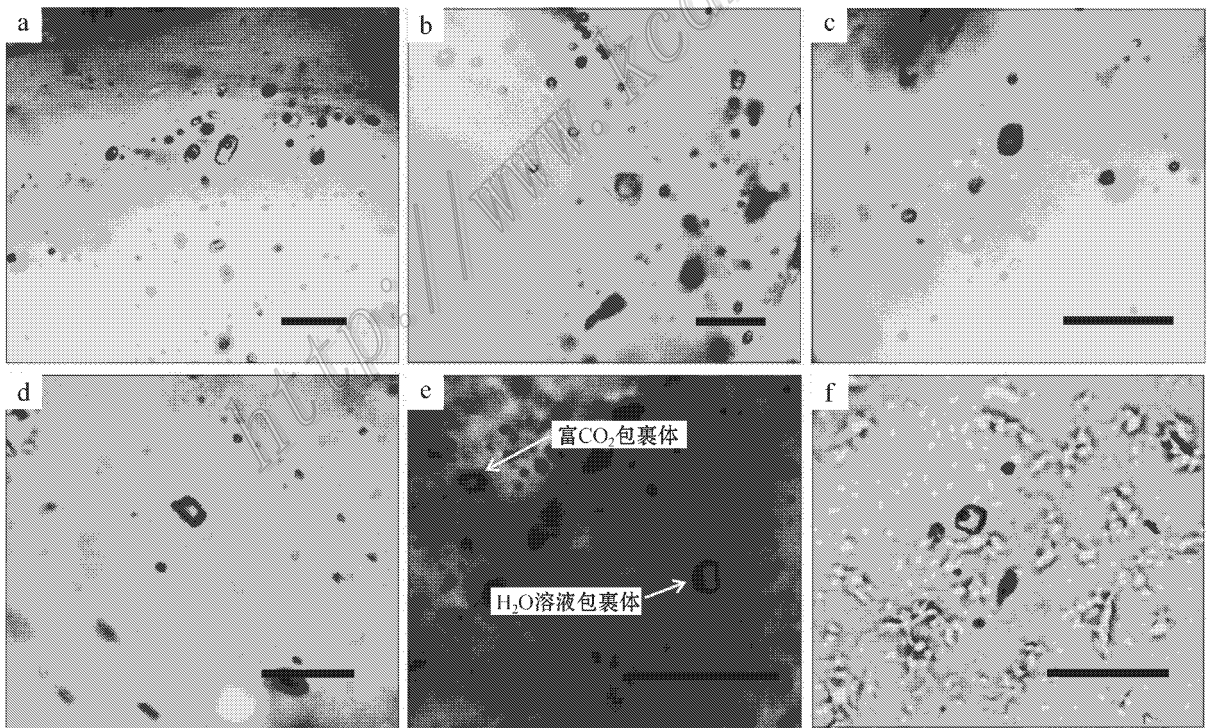


图3 新城金矿石英中的流体包裹体照片(图中比例尺为  $20 \mu\text{m}$ )

a. 成矿早期(第 I 阶段)  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$  包裹体; b-d. 主成矿期(第 II 阶段)富  $\text{CO}_2$  包裹体; e. 主成矿期(第 II 阶段)富  $\text{CO}_2$  包裹体和  $\text{H}_2\text{O}$  溶液包裹体; f. 成矿晚期(第 III 阶段)  $\text{H}_2\text{O}$  溶液包裹体

Fig. 3 Photographs of fluid inclusions in the Xincheng gold deposit (scale:  $20 \mu\text{m}$ )

a.  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$  inclusion of the first stage; b, c, d.  $\text{CO}_2$  rich inclusion of the second stage; e.  $\text{CO}_2$  rich inclusion and  $\text{H}_2\text{O}$  inclusion of the second stage; f.  $\text{H}_2\text{O}$  inclusion of the last stage

气相),  $V_{CO_2} + L_{CO_2}$  变化较大, 占总体积的 40% ~ 80% (图 3b、3c、3d)。这类包裹体为负晶形、椭圆形或长条形, 一般  $< 4 \sim 14 \mu m$ ;  $H_2O$  溶液包裹体由  $H_2O$  气相和液相 ( $V_{H_2O} + L_{H_2O}$ ) 组成, 气相分数 1% ~ 10%, 长条形、负晶形、椭圆形或不规则状 (图 3e、3f), 个体变化较大  $4 \sim 15 \mu m$ 。

各热液阶段形成的脉石英和碳酸盐矿物内有数量不均及类型不同的流体包裹体组合。第 I 阶段乳白色石英中含有大量细小的流体包裹体, 包括原生  $H_2O-CO_2$  包裹体 (图 3a) 以及后期在强烈的微裂隙化和愈合作用下形成的次生  $H_2O$  溶液包裹体。富  $CO_2$  包裹体在第 I 阶段脉石英中沿愈合裂隙分布 (图 3b), 明显为次生, 在第 II 阶段石英中则呈孤立状或随机分布 (图 3c、3d、3e), 为原生或假次生; 在第 II 阶段石英中, 常见到富  $CO_2$  包裹体和  $H_2O$  溶液共存现象 (图 3e), 其均一温度接近, 这反映出该期流体在被捕获时可能有不混溶现象发生 (Ramboz et al.,

1982; Roedder, 1984; Shepherd et al., 1985; 卢焕章等, 2004)。在主成矿期烟灰色石英中  $H_2O$  溶液包裹体也呈孤立状分布 (图 3e), 气相分数 (5% ~ 20%) 相对较大, 呈负晶形、椭圆形或长条形; 而明显呈次生状的流体包裹体 (图 3f), 其气相分数相对较小 (1% ~ 5%), 被认为是从最晚期热液中捕获的流体包裹体。

## 2.2 显微测温结果

对新城金矿不同成矿阶段代表性样品中各类流体包裹体进行了详细的显微测温, 结果见表 1、图 4 和图 5, 现分述如下。

### (1) 成矿早期 (第 I 阶段) $H_2O-CO_2$ 包裹体

$H_2O-CO_2$  包裹体完全被冷冻后回温, 发生的第一个相变化为固态  $CO_2$  的熔化 ( $t_{m, CO_2}$ ), 其温度区间为  $-57.4 \sim -56.6^\circ C$  (表 1, 图 4), 激光拉曼光谱测试并没有检测到其他物质的特征峰, 且与纯  $CO_2$  的三相点 ( $-56.6^\circ C$ ) 比较接近, 表明成分可能基本为

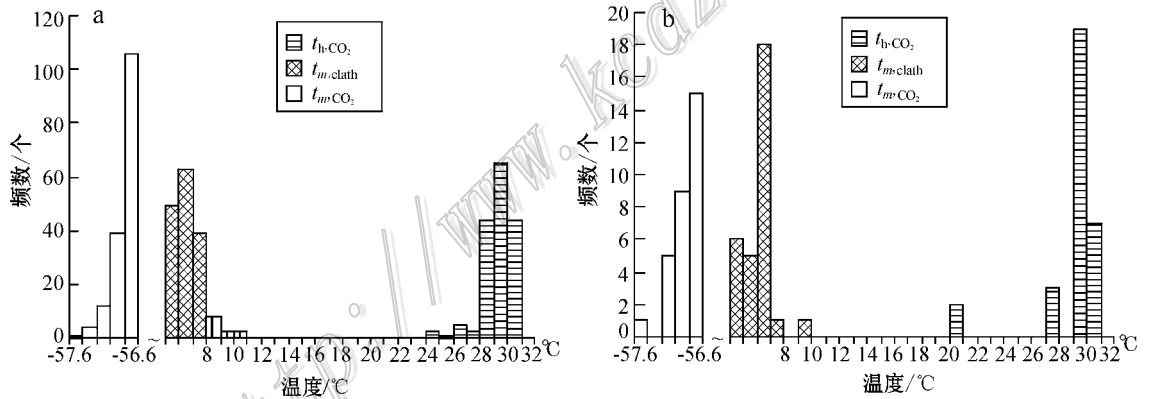


图 4 新城金矿富  $CO_2$  包裹体和  $H_2O-CO_2$  包裹体低温下相变直方图

a. 成矿期富  $CO_2$  包裹体固相  $CO_2$  熔化温度、笼合物熔化温度和部分均一温度直方图; b. 成矿早期  $H_2O-CO_2$  包裹体固相  $CO_2$  熔化温度、笼合物熔化温度和部分均一温度直方图

Fig. 4 Histograms showing microthermometric measurements of  $CO_2$ -rich and  $H_2O-CO_2$  fluid inclusions in the Xincheng ore deposit

a. Histogram showing  $t_{m, CO_2}$ ,  $t_{m, clath}$  and  $t_{h, CO_2}$  of  $CO_2$ -rich inclusions at the mineralizing stage; b. Histogram showing  $t_{m, CO_2}$ ,  $t_{m, clath}$  and  $t_{h, CO_2}$  of  $H_2O-CO_2$  inclusions at the early mineralizing stage

表 1 新城金矿流体包裹体显微测温结果

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

成矿阶段	包裹体类型	$t_{m, CO_2}/^\circ C$	$t_{m, clath}/^\circ C$	$t_{h, CO_2}/^\circ C$	$t_{m, ice}/^\circ C$	$t_{h, tot}/^\circ C$
成矿早期 (第 I 阶段)	$H_2O-CO_2$ 包裹体	$-57.4 \sim -56.6$	$4.7 \sim 9.6$	$20.3 \sim 30.7$		$310 \sim 380$
主成矿期 (第 II 阶段)	富 $CO_2$ 包裹体	$-57.0 \sim -56.6$	$5.1 \sim 9.9$	$24.5 \sim 30.9$		$240 \sim 315$
主成矿期 (第 II 阶段)	$H_2O$ 溶液包裹体				$-3.6 \sim -1.0$	$209 \sim 311$
成矿后期 (第 III 阶段)	$H_2O$ 溶液包裹体				$-2.1 \sim -1.0$	$147 \sim 170$

注:  $t_{m, CO_2}$  为固相  $CO_2$  熔化温度;  $t_{m, clath}$  为笼合物熔化温度;  $t_{h, CO_2}$  为  $CO_2$  部分均一温度;  $t_{m, ice}$  为冰点;  $t_{h, tot}$  为完全均一温度

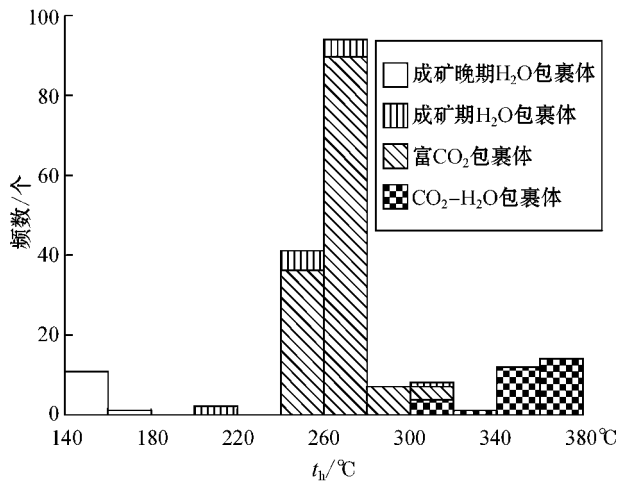


图5 新城金矿不同成矿阶段流体包裹体均一温度直方图

Fig. 5 Histograms showing total homogenization temperature of different stage inclusion in the Xincheng gold deposit

纯 CO<sub>2</sub>; 接下来的相变为笼合物的熔化, 温度 ( $t_{m, clath}$ ) 为 4.7~9.6°C (表 1, 图 4); 包裹体内液相 CO<sub>2</sub> 和气相 CO<sub>2</sub> 部分均一至液相, 少量为临界均一, 部分均一温度 ( $t_{h, CO_2}$ ) 为 20.3~30.7°C (表 1, 图 4); 包裹体的完全均一温度 ( $t_{h, tot}$ , 多至液相) 为 310~380°C (表 1, 图 5)。这类包裹体个别 ( $n=2$ ) 发生了爆裂, 其爆裂温度分别为 341°C 和 345°C, 发生爆裂的包裹体在此类型中气相分数 (40% 和 45%) 相对较大。利用 MacFlinco (Brown et al., 1995) 程序计算获得的含碳相密度 ( $\rho_{CO_2}$ ) 和包裹体总密度 ( $\rho$ ) 分别为 0.55~0.77 g/cm<sup>3</sup> 和 0.79~0.97 g/cm<sup>3</sup>, 水溶液相的盐度  $\omega$  (NaCl<sub>eq</sub>) 为 0.8%~9.4%。

(2) 主成矿期 (第 II 阶段) 富 CO<sub>2</sub> 包裹体和 H<sub>2</sub>O 溶液包裹体

室温下富 CO<sub>2</sub> 包裹体也由 CO<sub>2</sub> 液相 ± 气泡和 H<sub>2</sub>O 溶液相组成。包裹体完全被冷冻并回温后, 固相的初始熔化温度绝大多数集中在 -57.0~-56.6°C, 个别为 -57.4~-57.1°C, 仅占此类型包裹体数量的 4% (表 1, 图 4), 表明包裹体成分以纯 CO<sub>2</sub> 为主, 局部除 CO<sub>2</sub> 外可能还有其他组分, 但经激光拉曼光谱测试, 并没有检测到 CH<sub>4</sub> 或 N<sub>2</sub> 等特征峰。测得笼合物的熔化温度 ( $t_{m, clath}$ ) 为 5.1~9.9°C。进一步回温后, 包裹体在 24.5~30.9°C 温度区间内发生部分均一, 测试的这类包裹体部分为临

界均一, 主要部分均一温度范围为 28.2~30.9°C。获得的完全均一温度 ( $t_{h, tot}$ , 多均一至 CO<sub>2</sub> 液相) 为 240~315°C (表 1, 图 5)。一些包裹体在升温均一化过程中发生了爆裂 ( $n > 10$ )。利用 MacFlinco (Brown et al., 1995) 程序计算, 获得的含碳相密度 ( $\rho_{CO_2}$ ) 和包裹体总密度 ( $\rho$ ) 分别为 0.55~0.72 g/cm<sup>3</sup> 和 0.78~0.90 g/cm<sup>3</sup>, 水溶液相的盐度  $\omega$  (NaCl<sub>eq</sub>) 为 0.2%~8.8%。

主成矿期与富 CO<sub>2</sub> 包裹体共存的或单独出现的 H<sub>2</sub>O 溶液包裹体, 其冰点 ( $t_{m, ice}$ ) 为 -3.6~-1.0°C, 均一温度 ( $t_{h, tot}$ , 至液相) 为 209~311°C (表 1, 图 5) 对应的包裹体盐度  $\omega$  (NaCl<sub>eq</sub>) 为 1.7%~5.9% (表 1)。

(3) 成矿晚期 (第 III 阶段) H<sub>2</sub>O 溶液包裹体

这类 H<sub>2</sub>O 溶液包裹体主要在第 III 阶段石英-碳酸盐中被捕获, 包裹体的冰点、均一温度和盐度都较成矿期的明显低, 分别为 -2.1~-1.0°C (主要集中在 -2.1~-1.0°C), 147~170°C (表 1, 图 5) 和  $\omega$  (NaCl<sub>eq</sub>) 1.7%~5.9% (主要集中在 1.7%~3.4%)。

### 2.3 激光拉曼探针分析

单个包裹体的激光拉曼探针分析在中国科学院地质与地球物理研究所流体包裹体实验室英国 Renishaw 公司生产的 RM-2000 型激光拉曼探针仪上完成, 使用 Ar<sup>+</sup> 激光器, 波长 514 nm, 所测光谱的计数时间为 10 s, 每 1 cm<sup>-1</sup> (波数) 计数一次, 100~4 000 cm<sup>-1</sup> 全波段一次取峰, 激光束斑大小约为 1 μm, 光谱分辨率 2 cm<sup>-1</sup>, 选择部分有代表性的 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 包裹体和富 CO<sub>2</sub> 包裹体进行了激光拉曼探针分析。包裹体激光拉曼探针测试表明, 在拉曼谱图上除了寄主矿物石英的特征峰外, 出现 CO<sub>2</sub> 特征峰 (1 386 cm<sup>-1</sup> 和 1 283 cm<sup>-1</sup>) 和宽泛的液相 H<sub>2</sub>O 峰 (3 310~3 610 cm<sup>-1</sup>) (图 6)。

## 3 稳定同位素

选取不同阶段, 特别是主成矿阶段的石英及黄铁矿进行 H、O、S 稳定同位素分析。首先将不同阶段的代表性样品粉碎到 40~60 目, 挑选出纯度大于 99% 的石英 (10 g) 黄铁矿 (2 g) 用于各种稳定同位素分析。

实验均在核工业地质研究院分析测试研究所稳

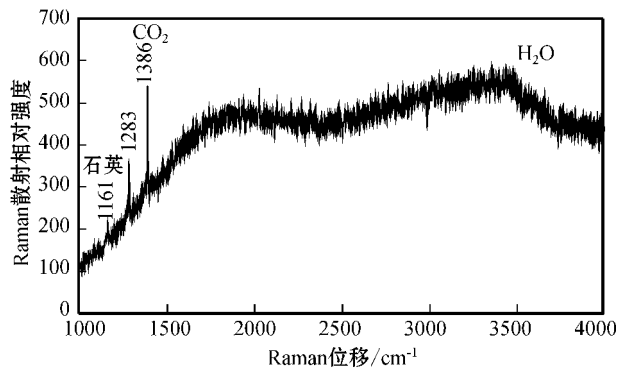


图6 新城金矿富CO<sub>2</sub>包裹体激光拉曼光谱

Fig. 6 Laser Raman spectra of the typical CO<sub>2</sub>-rich inclusions in the Xincheng gold deposit

定同位素地球化学实验室完成。H同位素分析采用热爆法,首先从石英样品中提取包裹体H<sub>2</sub>O,使之与金属铬在800℃条件下反应生成H<sub>2</sub>,然后用质谱仪进行H同位素测定。O同位素分析采用BrF<sub>5</sub>法,将石英在550~700℃条件下与BrF<sub>5</sub>反应生成O<sub>2</sub>,再使O<sub>2</sub>与碳棒反应生成CO<sub>2</sub>,然后用质谱仪测定其中的O同位素。S同位素分析采用V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>法,将硫化物与V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>在高温下反应生成SO<sub>2</sub>,用质谱仪测定其中的S同位素。H、O同位素测定仪器为MAT-253,分

析精度±0.2‰,S同位素测定使用仪器型号MAT-251,分析精度±0.2‰。测试结果见表2和表3。δD和δ<sup>18</sup>O相对于SMOW,δ<sup>34</sup>S相对于CDT。

### 3.1 氢、氧同位素

挑选出2件石英做H、O同位素分析。新城的蚀变岩型金矿中与黄铁矿共存的烟灰色石英含量甚少,所以只挑选出一件符合同位素实验对于石英含量要求的第II阶段样品,另外一件为第I阶段乳白色石英。根据石英-水同位素分馏方程(Clayton et al., 1972):

$$1000 \ln_{\text{石英-水}} = 3.38 \times 10^6 / T^2 - 3.4$$

以及上述流体包裹体测温结果,分别选取不同阶段包裹体完全均一温度平均值330℃、260℃计算第I阶段和第II阶段热液中的H<sub>2</sub>O的δ<sup>18</sup>O值,结果表明第I阶段流体的δ<sup>18</sup>O值为7.0‰,δD为-75.5‰,第II阶段的δ<sup>18</sup>O值为4.3‰,δD为-81.7‰(表2)。

### 3.2 硫同位素

挑选了第I阶段和第II阶段黄铁矿共5件样品做δ<sup>34</sup>S分析,其中第I阶段样品1件,第II阶段样品4件。结果表明第I阶段δ<sup>34</sup>S值为8.7‰,第II阶段δ<sup>34</sup>S值变化为8.5‰~10.6‰,平均9.6‰(表3)。

表2 招莱成矿带主要金矿床氢氧同位素组成

Table 2 D-O stable isotope composition of typical gold deposit in the Zhao-Lai ore belt

序号	矿床	矿物	产状	δ <sup>18</sup> O <sub>石英</sub> /‰	平衡温度/℃	δ <sup>18</sup> O <sub>H<sub>2</sub>O</sub> /‰	δD <sub>H<sub>2</sub>O</sub> /‰	来源
1	新城	石英	乳白色石英	12.9	330	7.0	-75.5	本文
2	新城	石英	黄铁矿石英脉	12.8	260	4.3	-81.7	本文
3	新城	石英	黄铁矿石英脉	13.5		5.4	-91.0	罗镇宽等,2002
4	新城	石英	黄铁矿石英脉	14.7		6.6	-81.0	张理刚,1989*
5	新城	石英	黄铁矿石英脉	13.9		5.7	-89.0	张理刚,1989*
6	焦家	石英	黄铁矿石英脉			5.8	-60.1	张理刚,1989*
7	焦家	石英	黄铁矿石英脉			6.7	-60.1	李兆龙,1993*
8	马塘	石英	含矿石英脉	10.0		3.9	-75.4	李兆龙,1993*
9	马塘	石英	含矿石英脉	13.6		4.6	-88.9	罗镇宽等,2002
10	马塘	石英	含矿石英脉	13.5		5.5	-95.8	罗镇宽等,2002
11	马塘	石英	含矿石英脉	14.0		5.0	-76.6	杜心君,1988*
12	仓上	石英	白色石英脉	12.6	250	3.2	-76.7	王炳成,1993*
13	仓上	石英	灰色石英脉	14.1	250	2.3	-82.0	王炳成,1993*
14	三山岛	石英	乳白色脉	10.2	325	7.8	-63.8	Fan et al., 2003
15	三山岛	石英	含矿石英脉	13.7	275	8.5	-77.2	Fan et al., 2003
16	三山岛	石英	含矿石英脉	13.4	250	7.5	-79.1	Fan et al., 2003
17	三山岛	石英	含矿石英脉	13.2	265	7.7	-66.4	Fan et al., 2003
18	三山岛	石英	含矿石英脉	12.8	280	7.7	-70.4	Fan et al., 2003
19	三山岛	石英	含矿石英脉	13.1	245	7.0	-80.6	Fan et al., 2003

\* 转引自罗镇宽等,2002。

表 3 新城金矿床硫同位素组成

Table 3 S stable isotope composition of Xincheng gold deposit in the Jiaodong Peninsula, China

样号	测试对象	产状	成矿阶段	$\delta^{34}\text{S}/\text{‰}$
09XC55	黄铁矿	自形粒状	第 I 阶段	8.7
09XC33	黄铁矿	浸染状	第 II 阶段	8.5
09XC01	黄铁矿	浸染状	第 II 阶段	9.3
09XC05	黄铁矿	浸染状	第 II 阶段	10.6
10XC33	黄铁矿	浸染状	第 II 阶段	9.8

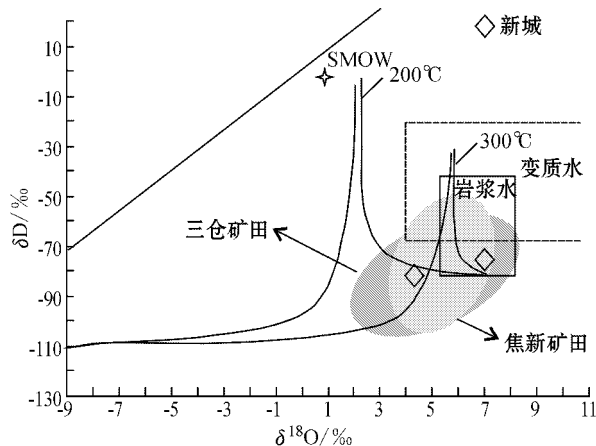


图 7 新城及招莱成矿带内金矿床氢氧同位素组成 (据罗镇宽等, 2002)

焦新矿田即焦(家)新(城)主要由焦家、新城、马塘等金矿床组成, 三仓矿田即三(山岛)仓(上)矿田, 主要由三山岛、仓上金矿床组成

Fig. 7 The  $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$  diagram of Xincheng and other gold deposits in Zhao-Lai ore belt (After Luo et al., 2002)

## 4 讨论

### 4.1 成矿流体来源

本文数据第 I 阶段氢、氧同位素落入岩浆水范围, 第 II 阶段分布在 300°C 大气水演化线与 300°C 岩浆水演化线交接的区域; 他人数据均是采自黄铁矿石英脉, 属第 II 阶段, 也投影在 300°C 大气水演化线与岩浆水演化线交接的区域(图 7)。结合各阶段的流体包裹体特征, 成矿早期流体主要为岩浆水, 主成矿期混入了大气降水, 第 II 阶段富  $\text{CO}_2$  包裹体和  $\text{H}_2\text{O}$  溶液包裹体这 2 种包裹体的同时存在也说明了流体的混合性质; 到第 III 阶段, 则逐渐向大气降水演化, 此时的流体也以  $\text{H}_2\text{O}$  溶液包裹体为主。

以招莱成矿带为例, 焦新矿田内的焦家、新城和马塘 3 个矿床的氢、氧同位素都分散在 300°C 大气水演化线与岩浆演化线之间(图 7), 表明成矿流体从早

期的岩浆水为主过渡到主成矿期以岩浆水和大气水两者为主。三仓矿田内的三山岛、仓上金矿床的氢、氧同位素位于 300°C 大气水的左侧, 显示出大气降水在成矿流体中占有优势地位。此成矿带内的焦新和三仓矿田成矿流体, 大气水参与并占有优势比例, 这可能与这类蚀变岩型金矿的控矿断裂规模大、切割深、破碎程度高有关, 有利于大气水的下渗、加热和循环, 演化为成矿流体(罗镇宽等, 2002)。

新城金矿的硫同位素组成具有相对集中分布、正向偏离陨硫值( $0 \pm 1\text{‰}$ , 郑永飞等, 2000)特征, 且第 II 阶段  $\delta^{34}\text{S}$  值(平均 9.6‰)比第 I 阶段(8.7‰)升高了近 1‰。根据统计数据显示(杨士望等, 1993; 肖武权等, 1995; 杨忠芳等, 1998; 高太忠等, 2001; 王义文等, 2002; 夏林, 2003; 毛景文等, 2005)新城  $\delta^{34}\text{S}$  值与胶东群、荆山群绿岩地体、胶东中基性脉岩、玲珑、栾家河、郭家岭等花岗岩的平均  $\delta^{34}\text{S}$  值相近, 不能排除这些岩类独自或共同提供硫源的可能性。毛景文等(2005)认为, 胶东中生代各类岩石  $\delta^{34}\text{S}$  值的基本类似可能反映出在地质历史过程中随着壳幔相互作用的不断进行, 硫同位素已经基本上均一化, 在中生代金矿形成时, 成矿流体来自一个统一的流体库——壳幔相互作用过程的流体系统。新城矿体产在下盘郭家岭岩体内, 而郭家岭岩体是壳幔混熔成因, 在矿区内又发育基性脉岩, 故此推测壳源 S 或围岩 S 是新城金矿的硫同位素的主要来源, 幔源 S 可能也是来源之一。综上, 新城金矿的硫同位素以围岩 S 或壳源 S 为主, 幔源 S 很可能也做出了贡献, 是它们相互作用的结果。

### 4.2 成矿流体演化

新城金矿成矿流体从早阶段低盐度  $\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$  型, 经主成矿阶段的富  $\text{CO}_2$  型和低盐度  $\text{H}_2\text{O}$  溶液型, 向晚阶段的贫  $\text{CO}_2$  低盐度  $\text{H}_2\text{O}$  溶液型演化。可以认为, 新城金矿成矿流体应为简单的  $\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$  体系, 盐度  $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$  为 8.8%~0.8%, 主成矿温度为 240~315°C, 属于低盐度流体。从获得的流体包裹体参数来看, 成矿流体从早阶段至成矿主阶段,  $\text{CO}_2$  相密度及水溶液相的盐度变化不大, 只是温度由中温向中-低温发展。晚阶段流体温度进一步降低, 基本不含  $\text{CO}_2$  组分。

主成矿阶段石英中最显著的特征是常可见到富  $\text{CO}_2$  包裹体和  $\text{H}_2\text{O}$  溶液包裹体共生(图 3e), 气相分数小的水溶液包裹体均一至液相(209~311°C), 而气相分数大的富  $\text{CO}_2$  包裹体常发生爆裂(260~



320℃)。其中,图 3e 中气液两相水溶液包裹体均一温度为 270℃,与富 CO<sub>2</sub> 包裹体(图 3e)的均一温度(267℃)比较相近,属沸腾流体包裹体组合。可以认为新城金矿床主成矿过程中发生了强烈的流体沸腾现象,也正是流体发生强烈沸腾造成了金的沉淀成矿。从新城金矿井下坑道观察来看,早阶段形成的石英脉在成矿地段明显遭受到了构造破碎,甚至形成石英碎斑,而主成矿阶段形成的硫化物以脉(带)状充填于早期石英脉中,同时张性裂隙中形成了石英晶洞。因此,在主成矿阶段,构造性质由挤压向伸展转变,可以认为,成矿应力场转变导致了流体发生减压沸腾,使成矿物质快速沉淀。

新城金矿床第 I 阶段和第 II 阶段石英中存在含 CO<sub>2</sub> 包裹体,这为流体捕获压力的估算提供了可能。根据上述显微测温结果,利用 MacFlincor 流体包裹体计算程序(Brown et al., 1995),获得的成矿早期流体压力为 210~270 MPa,主成矿期流体压力为 150~210 MPa。因此,随着成矿热液的演化,流体压力趋于降低。

#### 4.3 成矿机理

上述流体包裹体研究表明,新城金矿床成矿流体的性质为中、低盐度 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-NaCl 流体,这与胶东其他地区金矿床的成矿流体性质相似(徐九华等, 1996; 卢焕章等, 1999; 沈昆等, 2000; 范宏瑞等, 2005; Fan et al., 2007; Mao et al., 2008)。对胶东金矿区这种低盐度 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 流体,目前大多数人认为初始流体以岩浆水为主,在成矿期和成矿晚期有大气水加入(凌洪飞等, 2002; Fan et al., 2003)。

越来越多的研究发现,CO<sub>2</sub> 在金矿形成过程中起着非常重要的作用。Seward(1973)、Stefánsson 等(2004)利用  $f(\text{O}_2)$ -pH 图解说明无论是  $f(\text{O}_2)$  还是 pH 值的改变均能降低金的溶解度,而还原和略偏碱性条件有利于金的溶解。Phillips 等(2004)认为金的有效搬运离不开 H<sub>2</sub>S 和 CO<sub>2</sub>,其中 H<sub>2</sub>S 主要是与金形成金硫络合物,而 CO<sub>2</sub> 可调节流体的 pH 值使其保持在金硫络合物稳定存在的范围内,从而提高金的溶解度。Lowenstern(2001)则认为可以加速气相的形成,其沸腾作用可导致残留液相的  $f(\text{CO}_2)$  降低和 pH 升高,从而使金硫络合物失稳和金沉淀。

新城金矿的控矿断裂焦-新断裂,是郯庐断裂带的一条次级、多期活动的构造带。在成矿早期,区域 NNE 向右行张扭性剪切活动,塑造了焦-新断裂带内现今的次级断层组合特征,即以焦-新带为主,河西

带和望儿山带等多条束状右行张扭性断裂面组合。在此区域应力场的控制下,在焦新主干断裂的下盘,形成多个右行张性构造透镜体,其内部岩石发生强烈破碎,受到由断裂活动引起的早期大规模热液流体蚀变,发生大面积钾化、硅化和黄铁绢英岩化,而主干断层靠近上盘的致密断层泥,对上述蚀变的发生起到了至关重要的“隔档层”作用。而主成矿期,区域应力场的性质发生明显转变,以 NNE 向左行压扭性剪切活动为主。早期碎裂蚀变的岩石发生更加强烈的剪切破碎,局部应力集中地段达到糜棱岩化。伴随剪切作用的进行,区内发生主期成矿作用,在靠近主断面下盘的位置,形成了以强硅化(糜棱岩)细粒浸染状黄铁绢英岩型矿石为主的多个小矿体,而受到区域断裂活动的控制,各小矿体在空间上呈明显的左行雁列状。新城金矿形成于 117 Ma(杨进辉等, 2000),这与胶东地区金爆发成矿的时间一致,而胶东地区在(120±10)Ma 正处于构造机制转折、岩石圈强烈减薄的关键时期(Zhai et al., 2004; Chen et al., 2005),新城金矿的情况正好与之吻合。由于成矿应力场的转变导致了成矿流体发生减压沸腾,促使流体介质条件发生强烈变化,引起流体不混溶作用,CO<sub>2</sub> 的出溶造成热液中硅质和黄铁矿,特别是金等金属元素沉淀而形成矿体。在成矿作用晚期,大气降水大量加入,流体的性质又发生变化,温度(147~170℃)和盐度[ $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ ]1.7%~3.4%]明显降低,本期流体中金含量微弱,未能形成矿化。

## 5 结 论

(1)新城金矿不同蚀变带岩石和各成矿阶段金矿石中的流体包裹体有 3 种类型:H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> 包裹体、富 CO<sub>2</sub> 包裹体和 H<sub>2</sub>O 溶液包裹体。

(2)成矿流体为低盐度的 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-NaCl 体系,成矿早期主要为 H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> 流体,经主成矿阶段的富 CO<sub>2</sub> 型和低盐度 H<sub>2</sub>O 溶液型,向晚阶段的贫 CO<sub>2</sub> 低盐度 H<sub>2</sub>O 溶液型演化。主成矿温度为 240~315℃,流体压力为 150~210 MPa。

(3)在成矿早期,成矿流体以岩浆水为主,至主成矿期则以岩浆水和大气水两者为主,物质来源上,硫同位素以围岩硫或壳源硫为主,有幔源硫的加入,它们共同作用形成了新城金矿床的硫同位素组成。焦新主干断裂规模大、切割深,为成矿流体的运移和储存提供了良好的条件,在偏碱性的环境下,有利于

金的溶解和沉淀,并赋存于黄铁矿之中,从而形成新城金矿体。

志 谢 野外工作期间得到山东黄金集团新城金矿领导的关心指导及多位地质同行的鼎力支持和协助,审稿专家提出了宝贵的修改意见,特此感谢!

## References

Bodnar R J. 1993. Revised equation and stable for determining the freezing point depression of H<sub>2</sub>O-NaCl solution[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57: 683-684.

Brown P E and Hagemann S G. 1995. MacFlincon and its application to fluids in Archaean lode-gold deposits[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59: 3943-3952.

Chen G H, Liu L D and Zhong C X. 1998. The study of ore geochemistry of Jiaodong gold deposits[J]. *Global Geology*, 17: 19-26 (in Chinese with english abstract).

Chen G Y, Shao W and Sun D S. 1989. Genetic mineralogy of gold deposit in Jiaodong Region with emphasis on gold prospecting[M]. Chongqing: Chongqing Publishing House. 125-234 (in Chinese with English abstract.)

Chen Y J, Pirajno F and Qi J P. 2005. Origin of gold metallogeny and sources of ore-forming fluids, Jiaodong Province, Eastern China [J]. *International Geology Review*, 47: 530-549.

Clayton R N, O'Neil J R and Mayeda T K. 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water[J]. *Geophysical Research Letters*, 77: 3057-3067.

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

Fan H R, Hu F F and Yang J H. 2005. Fluid evolution and large-scale gold metallogeny during Mesozoic tectonic transition in the eastern Shandong Province[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 21: 1317-1328 (in Chinese with English abstract).

Fan H R, Hu F F, Yang J H and Zhai M G. 2007. Fluid evolution and large-scale gold metallogeny during Mesozoic tectonic transition in the Jiaodong Peninsula, Eastern China[A]. In: Zhai M G, Windley B F, Kusky T M and Meng Q, eds. *Mesozoic sub-continental lithospheric thinning under eastern Asia*[C]. Geological Society of London, Special Publications, 280: 303-316.

Gao T Z, Zhao L S and Yang M Z. 2001. Gold mineralization and its evolution in the Mouping-Rushan gold ore belt, Shandong Province, China[J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 25(2): 155-160 (in Chinese with English abstract).

Goldfarb R J, Phillips G N and Nokleberg W J. 1998. Tectonic setting of synorogenic gold deposits of the Pacific Rim[J]. *Ore Geology Reviews*, 13: 185-218.

Li H, Zhang W H, Liu B L, Li F G and Wang J C. 1993. The model of superimposed halos in Xincheng gold deposit, Shandong Province

[J]. *Contributions to Geology and Mineral Resources Research*, 1: 1-12 (in Chinese with English abstract).

Li S X, Liu C C, An Y H, Wang W C, Huang T L and Yang C H. 2007. *Geology of gold deposits in Jiaodong*[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 1-42 (in Chinese with English abstract).

Ling H F, Hu S X, Sun J G, Ni P and Shen K. 2002. Geochemical study of granitic wall-rock alteration in Dayinggezhuang gold deposit of alteration rock type and Jinqingding gold deposit of quartz-vein type[J]. *Mineral Deposits*, 21(2): 189-199 (in Chinese with English abstract).

Lowenstern J B. 2001. Carbon dioxide in magmas and implications for hydrothermal system[J]. *Mineralium Deposita*, 36: 490-502.

Lu H Z, Guhua J and Fang G B. 1999. Characteristics of ore-forming fluid inclusion in Linglong gold mine, Shandong, China[J]. *Geochimica*, 28: 421-437 (in Chinese with English abstract).

Lu H Z, Fan H R, Ni P, Ou G X, Shen K and Zhang W H. 2004. *Fluid inclusion*[M]. Beijing: Science Press. 1-45 (in Chinese).

Luo Z K and Miao L C. 2002. *Granites and gold deposits in Zhaoyuan-Laizhou area, eastern Shandong Province*[M]. Beijing: Metallurgical Industry Press. 1-13 (in Chinese).

Mao J W, Wang Y T, Zhang Z H, Yu J J and Niu B G. 2003. Geodynamic settings of Mesozoic large-scale mineralization in North China and adjacent areas-Implication from the highly precise and accurate ages of metal deposits[J]. *Science in China (Series D)*, 46: 838-85.

Mao J W, Li H M, Wang Y T, Zhang C Q and Wang R T. 2005. The relationship between mantle-derived fluid and gold ore-forming in the eastern Shandong Peninsula: Evidences from D-O-C-S[J]. *Acta Geological Sinica*, 79(6): 839-857 (in Chinese with English abstract).

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: 361-381.

Miao L C, Luo Z K, Huang J Z, Guan K, Wang L G, McNaughton N J and Groves D I. 1997. Zircon sensitive high resolution ion microprobe (SHRIMP) study of granitoid intrusions in Zhaoye gold belt of Shandong Province and its implication[J]. *Science in China (Series D)*, 40(4): 361-369.

Phillips G N and Evans K A. 2004. Role of CO<sub>2</sub> in the formation of gold deposits[J]. *Nature*, 429: 860-863.

Qiu Y M, Groves D I, McNaughton N J, Wang L G and Zhou T H. 2002. Nature, age, and tectonic setting of granitoid-hosted, orogenic gold deposits of the Jiaodong Peninsula, eastern North China craton, China[J]. *Mineralium Deposita*, 37: 283-305.

Ramboz C, Pichavant M and Weisbrod A. 1982. Fluid immiscibility in natural processes: Use and misuse of fluid inclusion data in terms of immiscibility[J]. *Chemical Geology*, 37: 283-305.

Roedder E. 1984. *Fluid inclusion*[M]. Review in *Mineralogy*, 12: 1-644.

Seward T M. 1973. Thio complexes of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solutions[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37: 379-399.

Shen K, Hu S X, Sun J G, Ling H F, Zhao Y Y and Sun M Z. 2000. Character of ore-forming fluids of the Dayinggezhuang gold deposit in Eastern Shandong, China[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 16(4):

- 542-550 (in Chinese with English abstract).
- Shepherd T J, Rankin A H and Alderton D H M. 1985. A practical guide to fluid inclusion studies [M]. London: Blackie & Son Ltd. 1-239.
- Stefánsson A and Seward T M. 2004. Gold (I) complexing in aqueous sulphide solutions to 500°C at 500 bar [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68: 4121-4143.
- Wang L G, Qiu Y M, McNaughton N J, Groves D I, Luo Z K, Huang J Z, Miao L C and Liu Y K. 1998. Constraints on crustal evolution and gold metallogeny in the northeastern Jiaodong Peninsula, China, from SHRIMP U-Pb zircon studies of granitoids [J]. *Ore Geology Reviews*, 13: 275-291.
- Wang L Z and Zhao H. 2008. The revelation to prospecting concealed deposit in Jiaodong gold deposit: Take the prospecting practice of Xincheng gold deposit as an example [J]. *Gold Science and Technology*, 16(4): 25-28 (in Chinese with English abstract).
- Wang Y W, Zhu F S and Cong R T. 2002. Tectonic isotope geochemistry—further study on sulphur isotope of Jiaodong gold concentration area [J]. *Gold*, 23: 1-16 (in Chinese with English abstract).
- Xia L. 2003. Tectonic physicochemistry study on regional fluid in East Shandong area during Mesozoic gold mineralization (Ph. D. Dissertation) [D]. Beijing: Chinese Academy of Geological Sciences. 1-127 (in Chinese with English abstract).
- Xiao W Q and Dai T Y. 1995. Discussion on conditions of ore-forming materials in Jiaodong gold metallogenic province, Shandong [J]. *Geology and Exploration*, 31(4): 7-13 (in Chinese with English abstract).
- Xu J H, He Z L and Xie Y L. 1996. Geochemistry of ore-forming fluids of gold deposits in greenstone belt [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 1-99 (in Chinese with English abstract).
- Yang J H, Zhou X H and Chen L H. 2000. Dating of gold mineralization for super-large altered tectonite-type gold deposits in northwestern Jiaodong Peninsula and its implications for gold metallogeny [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 16(3): 454-458 (in Chinese with English abstract).
- Yang J H, Wu F Y and Wilde S A. 2003. A review of the geodynamic setting of large-scale Late Mesozoic gold mineralization in the North China Craton: An association with lithospheric thinning [J]. *Ore Geology Reviews*, 23: 125-152.
- Yang S W, Hou J Q and Guo B C. 1993. Geology of gold ore deposits in eastern Jiaodong Peninsula [M]. Qingdao: Qingdao Ocean University Press. 169 (in Chinese).
- Yang Z F, Xu J K and Zhao L S. 1998. Crust evolution and geochemistry of gold deposits in Jiaodong [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 1-125 (in Chinese).
- Zhai M G, Yang J H and Liu W J. 2001. Large clusters of gold deposits and large-scale metallogenesis in the Jiaodong Peninsula, eastern China [J]. *Science in China (Series D)*, 44: 758-76.
- Zhai M G, Zhu R X, Liu J M, Meng Q R, Hou Q L, Hu S B, Li Z, Zhang H F and Liu W. 2004. Time range of Mesozoic tectonic regime inversion in eastern North China Block [J]. *Science in China (Series D)*, 47(2): 151-160.
- Zhao H, Zhao K G, Ma Y L and Xiu C H. 2004. Characteristics of geological structure of the Xincheng gold deposit, Jiaodong, and direction in gold prospecting at depth [J]. *Journal of Geomechanics*, 10(12): 129-136 (in Chinese with English abstract).
- Zheng Y F and Chen J F. 2000. Stable isotope geochemistry [M]. Beijing: Science Press. 1-31 (in Chinese).

### 附中文参考文献

- 陈光远, 邵伟, 孙岱生. 1989. 胶东金矿成因矿物学与找矿 [M]. 重庆: 重庆出版社. 125-234.
- 陈国华, 刘连登, 仲崇学. 1998. 胶东金矿床的矿石地球化学研究 [J]. *世界地质*, 17(2): 19-26.
- 范宏瑞, 胡芳芳, 杨进辉, 沈昆, 翟明国. 2005. 胶东中生代构造体制转折过程中流体演化和金的大规模成矿 [J]. *岩石学报*, 21(25): 1317-1328.
- 高太忠, 赵伦山, 杨敏之. 2001. 山东牟乳金矿带成矿演化机理探讨 [J]. *大地构造与成矿学*, 25(2): 155-160.
- 李惠, 张文华, 刘宝林, 李富国, 王敬臣, 赵可广. 1998. 山东新城金矿床的叠加晕模式 [J]. *地质找矿论丛*, 1: 1-12.
- 李士先, 刘长春, 安郁宏, 王为聪, 黄太岭, 杨承海. 2007. 胶东矿床地质 [M]. 北京: 地质出版社. 1-423.
- 凌洪飞, 胡受奚, 孙景贵, 倪培, 沈昆. 2002. 胶东金青顶和大尹格庄金矿床花岗岩围岩的蚀变地球化学研究 [J]. *矿床地质*, 21(2): 187-199.
- 卢焕章, Guha J, 方根保. 1999. 山东玲珑金矿的成矿流体特征 [J]. *地球化学*, 28(5): 421-437.
- 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. 1-487.
- 罗镇宽, 苗来成. 2002. 胶东招莱地区花岗岩和金矿床 [M]. 北京: 冶金工业出版社. 1-13.
- 毛景文, 李厚民, 王义文, 张长青, 王瑞廷. 2005. 地幔流体参与胶东金矿成矿作用的氢氧硫同位素证据 [J]. *地质学报*, 79(6): 839-857.
- 沈昆, 胡受奚, 孙景贵, 凌洪飞, 赵懿英, 孙明志. 2000. 山东招远大尹格庄金矿成矿流体特征 [J]. *岩石学报*, 16(4): 542-550.
- 王龙振, 赵海. 2008. 对胶东金矿床寻找隐伏矿体的启示——以新城金矿找矿实践为例 [J]. *黄金科学技术*, 16(4): 25-28.
- 王义文, 朱奉三, 高润谭. 2002. 构造同位素地球化学——胶东金矿集中区硫同位素再研究 [J]. *黄金*, 23: 1-16.
- 肖武权, 戴塔银. 1995. 试论胶东金成矿区成矿物质条件 [J]. *地质与勘探*, 31(4): 7-13.
- 夏林. 2003. 胶东中生代金成矿期区域流体的构造物理化学研究 (博士论文) [D]. 导师: 吕古贤. 北京: 中国地质科学院. 1-127.
- 徐九华, 何知礼, 谢玉玲. 1996. 绿岩型金矿床成矿流体的地球化学 [M]. 北京: 地质出版社. 1-99.
- 杨进辉, 周新华, 陈立辉. 2000. 胶东地区破碎带蚀变岩型金矿时代的测定及其地质意义 [J]. *岩石学报*, 16(3): 454-458.
- 杨士望, 侯建琪, 郭百创. 1993. 胶东半岛东部金矿地质 [M]. 青岛: 青岛海洋大学出版社. 169页.
- 杨忠芳, 徐景奎, 赵伦山. 1998. 胶东区域地壳演化与金成矿作用地球化学 [M]. 北京: 地质出版社. 1-125.
- 赵海, 赵可广, 马耀丽, 修春华. 2004. 胶东新城金矿地质构造特征及深部找矿方向 [J]. *地质力学学报*, 10(2): 129-136.
- 郑永飞, 陈江峰. 2000. 稳定同位素地球化学 [M]. 北京: 科学出版社. 1-316.