

文章编号: 0258-7106 (2012) 01-0052-13

滇中小水井金矿床成矿流体地球化学 及成因类型探讨*

周云满¹, 张长青², 王树琼³, 覃修平¹

(1 云南黄金矿业集团股份有限公司, 云南 昆明 650224; 2 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037;

3 云南省地质矿产勘查开发局第一地质大队, 云南 曲靖 655000)

摘 要 小水井金矿床赋存于哀牢山造山带红河断裂东缘韧-脆性剪切构造破碎带中, 容矿岩石为砂泥岩、灰岩之角砾岩、碎裂岩。硫、碳同位素研究表明, 流体中硫、碳来自深部或地幔; 氢、氧同位素组成则显示成矿热液主要为天水下渗及地下水循环从流经岩石获得物质而形成的混合热液流体。矿物中流体包裹体类型以气-液相为主, 少量气相出现。矿石中的石英流体包裹体液相成分阳离子以 Na^+ 、 K^+ 为主, Na^+/K^+ 比值为 3.056~4.940; 阴离子以 Cl^- 、 SO_4^{2-} 为主, 且 $\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{F}^-$; 气相成分以 H_2O 、 CO_2 为主, 间有 CH_4 、 CO 出现, 属 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ 体系。主要成矿阶段流体包裹体均一温度集中于 180~260℃ 之间, 成矿深度约为 1.0 km, 流体密度 0.65~0.9 g/cm³, 流体盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 1.74%~9.08%, 平均 5.33%。小水井金矿床属于浅成条件下, 由中低温、低盐度、低密度的混合热液流体在韧-脆性剪切构造带中形成的金矿床, 其地质-地球化学特征与造山型金矿相似, 成因类型应归属于浅成造山型金矿床, 工业类型为构造蚀变岩型金矿。矿床的形成经历了金元素初始富集成矿源层、成岩期后剪切-逆冲推覆构造活动过程中的构造-热液作用富集成矿、中酸性岩浆沿剪切构造带及裂隙系统侵入活动形成的含矿热液叠加富集、表生氧化-淋滤再富集时期等成矿过程。

关键词 地球化学; 成矿流体; 流体包裹体; 矿床类型; 滇中小水井金矿

中图分类号: P618.51

文献标志码: A

A tentative discussion on ore-forming fluid geochemistry and genetic type of Xiaoshuijing gold deposit in central Yunnan

ZHOU YunMan¹, ZHANG ChangQing², WANG ShuQiong³ and QIN XiuPing¹

(1 Yunnan Gold & Mining Group Co. Ltd., Kunming 650224, Yunnan, China; 2 Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 3 No.1 Geological Party, Yunnan Bureau of Geology and Exploration, Qujing 655000, Yunnan, China)

Abstract

The Xiaoshuijing gold deposit occurs in a ductile-brittle shear zone, with the host rocks being fractured breccia and cataclasite made up of sandstone-mudstone and limestone. Studies of sulfur and carbon isotopic data indicate that the sulfur and carbon in the fluids were mainly derived from the mantle or a deep-seated place. Oxygen-hydrogen stable isotopic data imply that the ore-forming fluids mainly came from the meteoric water through infiltration, circulation and derivation of heat energy from the structural and magmatic activity. Fluid inclusions in

* 本文得到国土资源部公益性行业专项“我国典型金属矿科学基地研究(200911007)”和“滇西地区金多金属成矿作用和成矿系列研究(E1107)”项目的联合资助

第一作者简介 周云满, 男, 1965 年生, 博士, 正高级工程师, 长期从事地质矿产勘查、矿床地质及找矿预测研究工作。

Email: 1965yunman@sina.com

收稿日期: 2011-04-22; 改回日期: 2011-12-11。张绮玲编辑。

minerals are mostly liquid-vapor (aqueous two-phase) inclusions, with minor vapor inclusions. The cations of liquid phase of inclusions in quartz are mainly Na^+ and K^+ , with Na^+/K^+ ratio being 3.056~4.940, while the anions are chiefly Cl^- and SO_4^{2-} , characterized by $\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{F}^-$. The vapor-phase components of inclusions in quartz are composed mainly of H_2O and CO_2 , with minor CH_4 and CO . The ore-forming fluids belong to the $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ system. The homogenization temperatures of fluid inclusions at the main metallogenic stage vary from 180 °C to 260 °C. Metallogenic depth is 1.0 km. Ore fluid density ranges from 0.65 g/cm³ to 0.9 g/cm³ and the salinity $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ ranges from 1.74% to 9.08%, averagely 5.33%. The ore deposit belongs to the structure-controlled alteration rock-type gold deposit. The ore deposit was formed in a ductile brittle shear zone and resulted from a mixture of low salinity, low density, mesothermal and epithermal hydrothermal fluids cycling at the shallow part of the shear zone. The ore deposit is similar to the orogenic gold deposit in geological and geochemical characteristics, its genetic type can therefore be assigned to the epizonal orogenic subtype defined by Groves, and its industrial type can be assigned to the altered cataclastic rock type. The formation of the Xiaoshuijing gold deposit experienced four stages as follows: ① the formation of ore source bed by original concentration of Au element; ② the enrichment metallogenesis of the structure hydrothermal process of shear thrust napping at the post-diagenetic stage; ③ the superimposition enrichment metallogenesis of ore-bearing thermal fluids of intermediate acid magmatic intrusion along the shear zone and the fissure system; and ④ the re-enrichment metallogenesis of epigenetic oxidation-leaching.

Key words: geochemistry, ore-forming fluid, fluid inclusion, deposit type, Xiaoshuijing gold deposit in central Yunnan

滇中小水井金矿床处于哀牢山造山带红河断裂东侧,为哀牢山金矿带之东带(红河金矿带)中的一个中型矿床。矿床自发现以来已有较多的地质工作者对其成矿地质背景、矿床地质特征(刘涛等, 2002; 2003)、控矿构造特征、成矿规律(周云满, 2008; 周云满等, 2009b)、煌斑岩及与金矿化的关系(符德贵等, 2010)、成矿阶段(周云满等, 2009a)、成矿时代(王登红等, 2006)等方面进行了不同程度的研究,取得了较丰富的研究成果,促进了勘查找矿工作,但矿床成因与矿床类型的研究还比较薄弱。本文通过对小水井金矿床不同成矿阶段形成的矿物包裹体特征、成矿流体地球化学特征的研究,并将其与造山型金矿和美国西部卡林型金矿特征进行对比研究,初步确定了矿床成因类型,以期对哀牢山金矿带区域成矿规律的研究提供新资料和思考,同时指导红河金矿带找矿工作的深入开展。

1 地质背景及矿床特征

滇中小水井金矿床在大地构造位置上处于印度板块与扬子板块俯冲-碰撞造山形成的哀牢山-红河断裂带东侧,楚雄盆地西南缘川滇台背斜滇中中台陷楚雄凹陷西南部龙岗背斜一带,毛景文等(2006)

称之为红河金矿带。该区具典型的结晶基底和盖层双层结构特点。结晶基底由下元古界哀牢山群、大红山群复理石和钠质火山岩建造(细碧-角斑岩建造等)组成。盖层为上三叠统含煤磨拉石建造和侏罗系一新近系红色砂泥质建造与膏盐建造、陆相含煤碎屑岩建造等。吕梁期和晋宁期有中酸性岩浆活动、华力西期有镁铁质岩-超镁铁质岩体、燕山晚期有酸性侵入岩体及喜马拉雅期的煌斑岩脉发育。区域构造形变相应比较简单,结晶基底中NEE向、SN向褶皱和片理发育,片麻岩的片麻构造多呈EW向。中生代盖层中以NW向褶皱和剪切断裂为主,少数呈NS向,褶皱一般开阔对称,局部可能因基底断裂影响而呈紧密线状排列。区域构造的形成受印度板块向欧亚板块的俯冲-碰撞造山-挤压走滑作用的制约。

哀牢山金矿带是中国最重要的喜马拉雅期造山型金矿带,形成于三江特提斯复合造山过程中(葛良胜等, 2010; 杨立强等, 2010)。在哀牢山造山带的哀牢山断裂西侧(哀牢山金成矿带)发育了老王寨、金厂、长安、大坪等大型金矿床;在红河断裂东侧沿龙岗背斜(红河金矿带)已发现金矿床(点)十余处,小水井金矿床是目前在该区(带)发现的典型金矿床,规模已达中型。

矿区出露地层为上三叠统云南驿组第二段(T_{3y}^2)深灰色中-厚层状泥质灰岩、微-细晶灰岩夹浅灰、黄绿色薄层状钙质泥岩、砂岩,厚 285 m; 第三段(T_{3y}^3)为浅黄绿色、灰色钙质泥岩、粉砂岩、泥质粉砂岩,下部夹泥灰岩透镜体及钙质页岩,厚度大于 280 m。矿区构造总体为 NW 向展布的破背斜,断裂主要有 NW 向张扭性正断层,其次为 NE 向、NNW 向的横断层(图 1)。在矿区有煌斑岩墙发育,规模较小,它们主要沿 NW 向、SN 向、NE 向断裂、裂隙呈树枝状、脉状、不规则状侵入于上三叠统云南驿组(T_{3y})地层中,岩墙宽度变化较大,最宽达 5 m 左右,

最窄 0.1 m,一般为 2~4 m。

矿区初步探明 11 个金矿体,矿体空间分布范围受控于 NW 向 F_3 断裂破碎蚀变带,其产状与断层大体一致或略有斜交,同一矿带中的矿体在平面和剖面上平行排列。容矿岩石为砂泥岩、灰岩之角砾岩、碎裂岩。矿体长 200~780 m,倾斜延深 50~200 m,厚 0.8~48.8 m,平均 7.86 m, $w(Au)$ 为 $(1.03\sim 5.95)\times 10^{-6}$,平均 1.63×10^{-6} 。矿石中硫化物以黄铁矿为主,见微量黄铜矿、方铅矿、闪锌矿,脉石矿物以石英、方解石为主,占 85% 以上^①。矿石结构以微-细粒结构、中粒半自形及不规则粒状结构、紧密

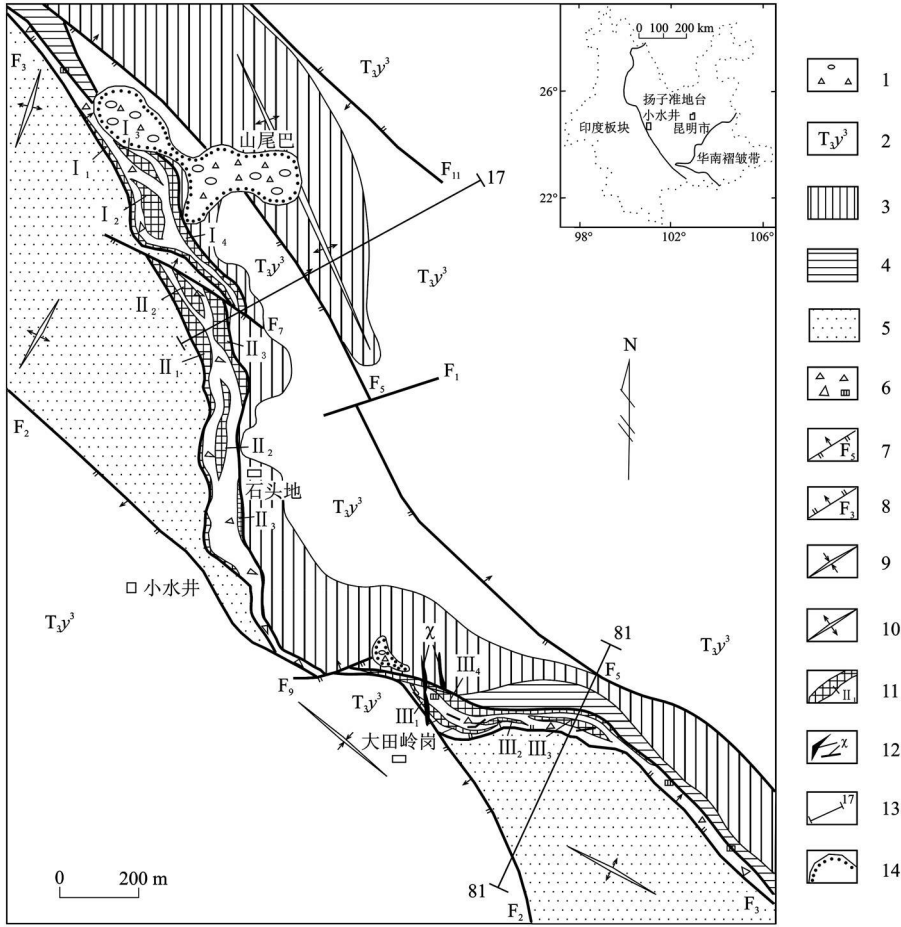


图 1 小水井金矿地质图(据周云满等, 2009b 修改)

1—第四系沉积物; 2~5—上三叠统云南驿组: 2—第三段泥岩(T_{3y}^3); 3—第二段泥灰岩(T_{3y}^{2-3}); 4—第二段砂岩(T_{3y}^{2-2}); 5—第二段灰岩(T_{3y}^{2-1}); 6—断层带; 7—逆断层; 8—正断层; 9—向斜轴; 10—背斜轴; 11—金矿体及编号; 12—煌斑岩; 13—勘探线及编号; 14—不整合界线

Fig. 1 Geological map of the Xiaoshuijing gold deposit (modified after Zhou et al., 2009b)

1—Quaternary sediments; 2~5—Upper Triassic Yunnanyi Formation: 2—Mud of 3rd Member (T_{3y}^3); 3—Marl of 2nd Member (T_{3y}^{2-3}); 4—Sandstone of 2nd Member (T_{3y}^{2-2}); 5—Limestone of 2nd Member (T_{3y}^{2-1}); 6—Fault zone; 7—Reverse fault; 8—Normal fault; 9—Synclinal axis; 10—Anticlinal axis; 11—Gold ore body and its serial number; 12—Lamprophyres; 13—Exploration line and its serial number; 14—Unconformity

① 云南黄金矿业集团股份有限公司. 2008. 云南省楚雄市小水井金矿山尾巴、大田岭矿段资源/储量核实报告.
© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. <http://www.cnki.net>

镶嵌结构为主,砂屑斑状压碎结构、不等粒嵌布变晶结构、边缘交代结构、胶状结构次之。矿石构造以细脉状-细网脉状构造、斑块状、星散状或浸染状构造为主,皮壳状构造、骨架蜂窝状构造、斑点状及土状粉末状构造次之。金主要以自然金的形式存在,有2种赋存状态:①包裹金:自然金被褐铁矿(黄铁矿)、石英包裹,形成于褐铁矿、石英之前或同时;②裂隙金:自然金沿石英、褐铁矿(黄铁矿)裂隙产出。

根据周云满(2009a)对矿床成矿时期和成矿阶段的研究结果,成矿期划分为矿源层形成期、热液期(构造-岩浆热液期)、表生氧化期,其中热液期划分为4个阶段:①石英阶段,主要形成石英脉,呈扁透镜状、杆状、肠状小褶曲,由弥散状、乳滴状微细粒他形不规则粒状石英组成,石英颗粒间含有较多的绢云母残余碎片。伴随本期硅化有相对较弱的金矿化。②黄铁矿-石英阶段,形成含金黄铁矿-石英细脉和网脉。该期硅质交代作用最为强烈,范围较大。硅质矿物主要为石英,少量蛋白石、玉髓。微-中粒,以半晶质-晶质为主。石英呈紧密镶嵌迷雾状、乳滴状交代、充填原岩矿物及间隙中,石英颗粒内可见早期硅化残余物,镜下该残余物颗粒具波状消光等变晶现象。微细不等粒玉髓状石英、蛋白石形成微细层带,层层交叠,构成平直或褶曲层壳状结构,成团斑状分布于构造角砾岩中。部分石英呈透明、半透明的柱状晶体整齐地排列在晶洞或晶腔中,组成梳状晶簇复脉结构。该期黄铁矿呈他形粒状、星散状产于各种蚀变角砾岩中,其粒度较细,粒径0.1~0.01 mm,晶形较差。金在早期黄铁矿中是以亚显微状态存在,含量甚微。③多金属硫化物阶段,主要形成多金属硫化物-石英细脉和网脉。该期黄铁矿化较强,分布范围广,呈他形-自形粒状,以不规则他形、半自形为主,部分为不规则五角十二面体、立方体,在碳酸盐岩中以他形、立方体晶形为主,碎屑岩类中则多为他形-不规则(不完整)五角十二面体。粒度较粗,一般0.1~1 mm左右,部分可达到2 mm。粒度越粗,含矿越差,含金以微-中粒为好,晶形越完整,含金越差,以他形-半自形为好。其他硫化物较少,有铁闪锌矿、方铅矿、黄铜矿等。④石英-萤石-重晶石-碳酸盐化阶段,主要形成无矿石英-碳酸盐脉,切穿其他脉体和剪切面理,为成矿晚阶段产物。该期硅化表现为石英呈半晶质、晶质,他形-半自形,粒度较粗,呈团斑、晶簇梳状、细脉浸染状,或呈网脉状充填交代于裂隙及两侧岩石矿物间,与金

矿生成无关。碳酸盐化主要表现为方解石、白云石的重结晶,粗晶方解石-白云石沿岩石和角砾岩中的裂隙、羽状裂隙呈细网脉状、团块状充填交代。萤石多呈紫色、绿色、无色半透明不规则粒状集合体,脉体沿角砾裂隙间充填,局部见半自形石英沿萤石边缘进行交代,形成不规则的港湾状或岛屿状。

2 测试技术方法及精度

本次流体包裹体测试由河北省地质矿产局廊坊实验室承担,采用英国地质调查所 Shepherd 和 Linkam 公司设计的林克姆(Linkam) THMSG600 型冷-热台进行测试,温度范围从-196~+600℃,冷冻数据和均一温度数据的精度分别为 $\pm 0.1^\circ\text{C}$ 和 $\pm 2^\circ\text{C}$ 。对每个样品中的包裹体进行了多次均一化,采取同一样品测多个包裹体、同一包裹体多次均一化的严密实验测温方式。流体包裹体的盐度是先测定包裹体的冰点温度,然后运用公式换算出的盐度。

石英气-液相包裹体的成分分析样品由中国地质科学院矿产资源研究所流体包裹体实验室测试。气相色谱分析仪器为日本岛津公司 Shimadzu GC2010 气相色谱仪,载气为 He;爆裂炉为澳大利亚 SEG 公司产的热爆裂炉,包裹体爆裂取样温度为100~500℃。分析样品为脉石英破碎至0.3~0.45 mm 后在双目镜下手选的石英单矿物,样品在分析前放入王水在70~80℃时煮3~4 h,然后用二次蒸馏水超声波振荡淋洗20次,放入烘箱在70~80℃下烘4~5 h。色谱分析仪器最低检出限为 10^{-6} 。离子色谱分析仪器为日本岛津公司 Shimadzu HIG-SP SUoer 离子色谱仪,样品经王水清洗、二次蒸馏水淋洗和真空干燥后,放入爆裂炉500℃爆裂,用 Millipore 纯水在超声波振荡下淋洗,直至淋洗液电导率前后无变化,收集淋洗液定溶,送入离子色谱仪进行分析。阳离子最低检出限为 10^{-6} ,阴离子最低检出限为 10^{-9} 。

石英、萤石、白云石、方解石单矿物包裹体的氢、氧同位素测试工作由中国地质科学院矿产资源研究所同位素实验室完成。氢同位素分析针对石英、萤石中的流体包裹体,首先在150℃真空条件下去气4 h以上,除去矿物中的吸附水和次生流体包裹体;在200~350℃下采用加热爆破法提取原生流体包裹体中的 H_2O ,并在400℃条件下与 Zn 反应30 min 制取 H_2 ;最后在 MAT-251EM 质谱仪(Finnigan 公司)上

测定同位素比值。 δD 以 SMOW 为标准计算, 精度 $\pm 2\text{‰}$ 。氧同位素分析针对石英、萤石矿物, 用 BrF_5 和石英、萤石样品在 500°C 真空中反应提取矿物氧, 并与灼热的石墨棒燃烧转化成 CO_2 气体, 在 MAT-253 质谱仪上分析同位素组成; $\delta^{18}\text{O}$ 以 SMOW 为标准计算, 精度 $\pm 0.2\text{‰}$; 与石英、萤石平衡的流体中水的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ 值依据 $1000 \ln \alpha_{\text{石英-水}} = 3.38 \times 10^{-6} / T^2 - 3.4$ 计算。矿化晚期的白云石、方解石碳、氧同位素组成分析采用 IRMS (Isoprime) 仪, $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 分别以 PDB 和 SMOW 为标准计算, 精度均为 $\pm 0.2\text{‰}$ (Mao et al., 2002; 2008)。

硫同位素组成分析由中国地质科学院矿产资源研究所同位素实验室完成。将黄铁矿样品粉碎到 200 目, 以 Cu_2O 和 V_2O_5 作为混合氧化剂, 在高温真空条件下与黄铁矿样品反应, 以将 S 氧化成 SO_2 ; 测试仪器为 MAT251EM 质谱仪, 采用的国际标准为 CDT, 分析精度为 $\pm 0.2\text{‰}$ 。

黄铁矿中铅同位素组成分析在国土资源部同位素地质开放研究实验室完成。黄铁矿单矿物样品在玛瑙研钵中磨到 < 200 目, 采用 HNO_3 浸泡去除表面附着的脉石矿物, 然后通过阴离子交换树脂, 提取 Pb, 晾干后以 $1\% \text{HNO}_3$ 稀释。质谱测试采用 T1 为标准进行质量分馏校正, 在英国 Nu Instrument 公司生产的高分辨多接受等离子质谱仪 (Nu Plasma HR) 上进行分析。在测定样品之前, 用 NBS981 标准校准仪器, 测定过程中, 随时测定 NBS981 以便监测仪器。测定误差 $< 3\%$ 。

3 成矿流体特征及测试结果

为研究矿床成矿流体的特征, 对矿床热液期不同成矿阶段形成的矿物分别开展了流体包裹体的形态、成分、物理化学条件的研究; 对透明矿物石英、方解石中的流体包裹体进行了均一法测温; 开展了硫、氢、氧和铅同位素的研究。

3.1 流体包裹体特征

矿区金矿石中, 热液期 4 个成矿阶段的共生石英、方解石透明矿物的流体包裹体较发育, 多为成群密集分布, 孤星状者甚少。包裹体形态多为椭圆状、规则状, 少数为不规则状, 大小为 $2 \times 2 \sim 14 \times 18 \mu\text{m}^2$, 多数为 $3 \times 3 \sim 5 \times 6 \mu\text{m}^2$ 。以原生 $\text{NaCl} \cdot \text{H}_2\text{O}$ 型气-液两相包裹体 (气相分数小于 50%) 为主, 气相包裹体 (气相分数大于 50%) 较少, 其他类型的包裹体

未发现。

第一世代 (石英阶段): 测定 1 件方解石样品内的 3 个原生包裹体, 大小为 $4 \times 5 \sim 4 \times 10 \mu\text{m}^2$, 形态呈椭圆状、规则状, 少数为不规则状, 均为气-液两相包裹体, 气相分数为 30% 。测定 5 件石英样品内的 25 个原生包裹体, 大小为 $2 \times 3 \sim 14 \times 18 \mu\text{m}^2$, 多数为 $3 \times 3 \sim 6 \times 8 \mu\text{m}^2$, 形态以椭圆状、不规则状, 少数为规则状。以气-液两相包裹体为主, 气相分数为 $5\% \sim 30\%$, 多数为 $10\% \sim 20\%$, 约占包裹体总量的 $75\% \sim 89\%$ 。见少数气态包裹体, 气相分数为 $60\% \sim 100\%$ (图 2a、2b), 约占总量的 $11\% \sim 25\%$ 。包裹体呈单个或成群规则分布, 形态相似, 大致定向排列, 长轴方向基本上为石英长柱形的方向。包裹体在被冷冻回温过程中, 在 $-2.1^\circ\text{C} \sim -16.9^\circ\text{C}$ 之间冰晶融化。

第二世代 (黄铁矿-石英阶段): 测定 1 件方解石样品内的 9 个原生包裹体, 大小为 $2 \times 2 \sim 3 \times 8 \mu\text{m}^2$, 大小均匀, 形态以圆形、椭圆状、不规则状为主, 少数为短柱状。均为气-液两相包裹体, 气相分数为 $10\% \sim 40\%$, 多数为 $10\% \sim 20\%$ 。测定 6 件石英样品内的 38 个原生包裹体, 大小为 $2 \times 2 \sim 6 \times 8 \mu\text{m}^2$, 多数为 $2 \times 3 \sim 4 \times 6 \mu\text{m}^2$, 大小均匀, 形态以圆形、椭圆状、不规则状为主, 少数为规则状, 均为气-液两相包裹体, 气相分数为 $5\% \sim 30\%$, 多数为 $10\% \sim 20\%$ (图 2c)。包裹体在被冷冻回温过程中, 在 $-1.7^\circ\text{C} \sim -15.1^\circ\text{C}$ 之间冰晶融化。

第三世代 (多金属硫化物阶段): 测定 1 件方解石样品内的 6 个原生包裹体, 大小为 $2 \times 2 \sim 3 \times 5 \mu\text{m}^2$, 大小均匀, 形态以圆形、椭圆状、不规则状为主, 少数为短柱状。均为气-液两相包裹体, 气相分数为 $10\% \sim 30\%$, 多数在 10% 左右。测定 10 件石英样品内的 81 个原生包裹体, 大小为 $2 \times 2 \sim 10 \times 14 \mu\text{m}^2$, 多数为 $3 \times 3 \sim 5 \times 6 \mu\text{m}^2$, 形态以椭圆状、不规则状为主, 少数为规则状, 均为气-液两相包裹体, 气相分数为 $5\% \sim 30\%$, 多数在 10% 左右 (图 2d、2f), 约占包裹体总量的 $90\% \sim 95\%$ 。见少数气态包裹体, 气相分数为 $80\% \sim 100\%$, 约占包裹体总量的 $5\% \sim 10\%$ 。测定 1 件石英脉样品内的 14 个原生包裹体, 大小为 $3 \times 4 \sim 8 \times 12 \mu\text{m}^2$, 多数为 $4 \times 5 \sim 5 \times 6 \mu\text{m}^2$, 形态以椭圆状、不规则状为主, 少数为规则状, 均为气-液两相包裹体, 气相分数为 $5\% \sim 30\%$, 多数在 10% 左右。包裹体在被冷冻回温过程中, 在 $-1.0^\circ\text{C} \sim -11.5^\circ\text{C}$ (多数为 $-3^\circ\text{C} \sim -4^\circ\text{C}$) 之间冰晶融化。

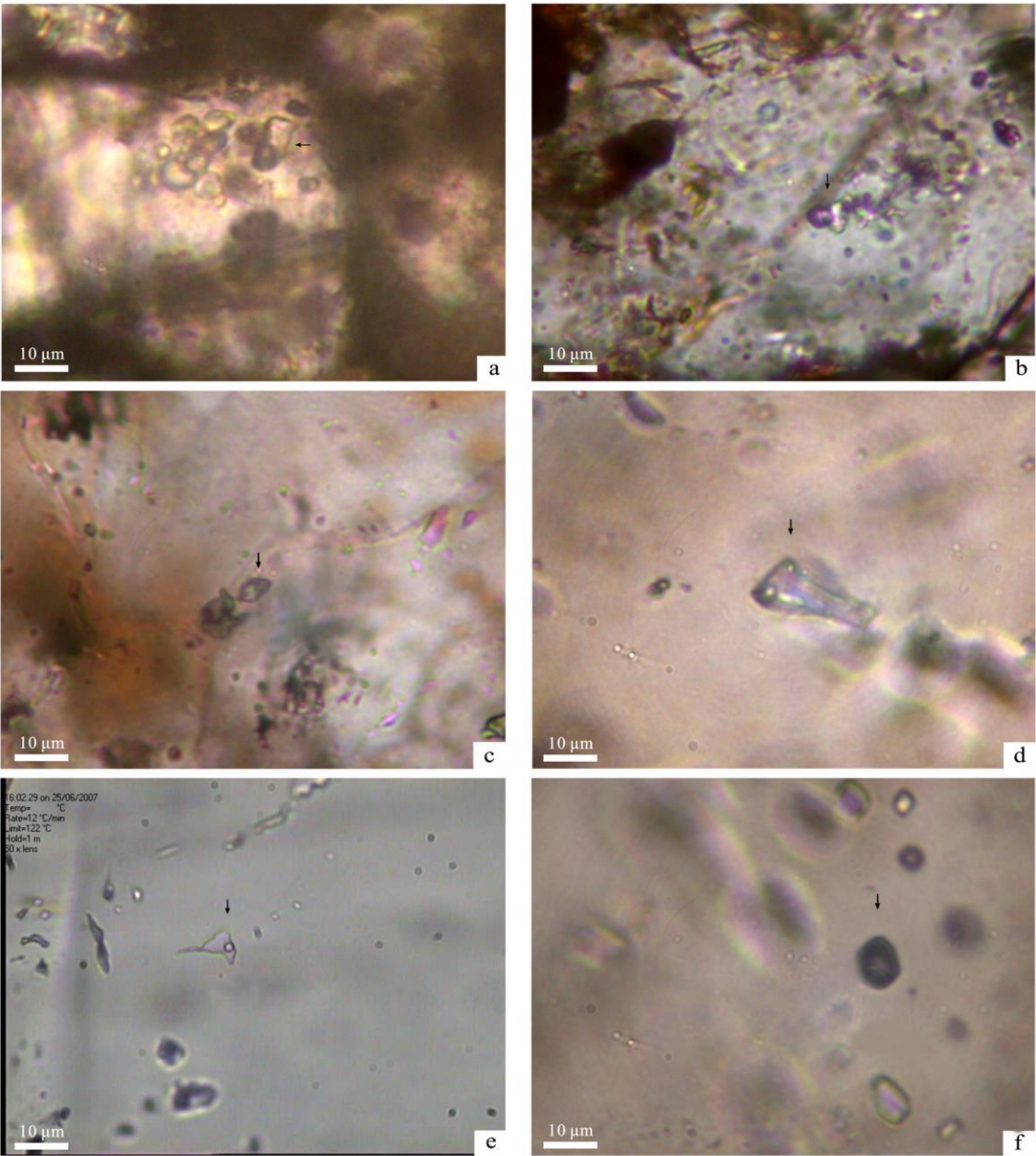


图 2 小水井金矿床流体包裹体显微照片

a. B3401 石英(第一世代)中气-液包裹体; b. B3402 石英(第一世代)中富气包裹体; c. CK8901b2 石英(第二世代)中气-液包裹体; d. CK7101b1 石英(第三世代)中气-液包裹体; e. B3403 石英(第四世代)中气-液包裹体; f. CK7101b1 石英(第三世代)中纯气体包裹体

Fig. 2 Microphotographs of fluid inclusions from the Xiaoshuijing gold deposit

a. Gas-liquid two-phase fluid inclusions in quartz(the first generation) from sample B3401; b. Gas-rich fluid inclusions in quartz(the first generation) from sample B3402; c. Gas-liquid two-phase fluid inclusions in quartz(the second generation) from sample CK8901b2; d. Gas-liquid two-phase fluid inclusions in quartz(the third generation) from sample CK7101b1; e. Gas-liquid two-phase fluid inclusions in quartz(the fourth generation)from sample B3403; f. Pure gas fluid inclusions in quartz(the third generation) from sample CK7101b1

第四世代(石英-碳酸盐化阶段): 测定 3 件石英样品内的 9 个原生包裹体, 大小为 $2 \times 4 \sim 6 \times 10 \mu\text{m}^2$, 多数为 $3 \times 6 \mu\text{m}^2$ 左右, 形态以椭圆状、规则状

为主, 少数为不规则状, 均为气-液两相包裹体, 气相分数为 10% 左右(图 2e)。测定 1 件样品石英脉内的 8 个原生包裹体, 大小为 $2 \times 4 \sim 6 \times 12 \mu\text{m}^2$, 多数为 $2 \times$

表 1 石英流体包裹体成分及特征参数

Table 1 The compositions and characteristic parameter of the fluid inclusions in quartz

样号	矿物名称	w (液相) / 10 ⁻⁶							特征参数		
		Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺	Mg ⁺	F ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Na ⁺ / K ⁺	SO ₄ ²⁻ / Cl ⁻	CO ₂ / H ₂ O
CK8901B4	硅化砂岩中的石英	8.699	2.846	0.304	0.008	0.265	3.021	0.764	3.056	0.253	0.150
PDI701H15	硅化灰岩中的石英	3.769	0.763	0.530	0.027	0.144	2.715	2.648	4.940	0.975	0.139

样号	矿物名称	x (气相) / %								pH
		H ₂ O	CO ₂	CH ₄	CO	C ₂ H ₆	H ₂ S	N ₂	O ₂	
CK8901B4	硅化砂岩中的石英	84.417	12.652	0.388	0.398	0.510	0.008	1.027	0.358	6.5
PDI701H15	硅化灰岩中的石英	80.764	11.231	0.438	0.285	1.217	0.007	1.115	0.638	5.0

注：样品由中国地质科学院矿产资源研究所流体包裹体实验室测试，测试仪器：日本岛津公司 Shimadzu HIG-SP SUoer 离子色谱仪，日本岛津公司 ShimadzuGC2010 气相色谱仪。

6~ 4 × 4 μm²，形态以椭圆状、不规则状为主，少数为规则状，均为气-液两相包裹体，气相分数为 5%~ 10%。该世代矿物中的包裹体数量较少。包裹体在被冷冻回温过程中，在 - 0.5℃~ - 6.2℃ 之间冰晶融化。

对比 4 个世代石英、方解石流体包裹体特征可看出，从第一世代到第四世代，包裹体总量和气相包裹体数量均由多到少，气-液两相包裹体总体占绝对优势，其中以与成矿关系最密切的第三世代石英中流体包裹体较为复杂。

3.2 成矿流体化学成分

经第二、三世代石英气-液包裹体的成分分析结果(表 1)，粗略分析成矿流体化学成分为：液相成分之阳离子以 Na⁺、K⁺ 为主，且 Na⁺ > K⁺，Na⁺ / K⁺ 比值为 3.056~ 4.940，呈现出阳离子富 Na⁺、K⁺ 而贫 Ca²⁺、Mg²⁺ 的特点。阴离子成分以 Cl⁻、SO₄²⁻ 为主，且 Cl⁻ > SO₄²⁻ > F⁻，SO₄²⁻ / Cl⁻ 比值为 0.253~ 0.975。

气相成分以 H₂O、CO₂ 为主，同时有 CH₄、CO 出现。

以上包裹体液相、气相成分说明，矿床成矿流体以 H₂O-CO₂-NaCl 溶液为主，金在 Au⁺-Cl⁻-Na⁺-H₂O 体系中以 Au⁺、Au³⁺ 的各种络合物形式迁移，溶液 pH 值在弱酸性与弱碱性之间变化(王燕等，2003)。

3.3 成矿流体物理化学条件

对不同成矿阶段所形成矿物中的流体包裹体进行了均一法测温。根据中-低盐度 H₂O-NaCl 体系盐度计算公式、温度-盐度-密度相图、p-t 相图、深度-温度图解(卢焕章等，2004)，粗略求得成矿时的压力，并换算成深度(按 1 km ≈ 270 × 10⁵ Pa)。

第一世代(石英阶段)：6 件样品 10 个矿物原生

包裹体的均一温度 393~ 480℃(图 3)。成矿时的压力为(280~ 640) × 10⁵ Pa，相应的成矿深度为 1.04~ 2.37 km，流体密度 < 0.76 g/cm³。

第二世代(黄铁矿-石英阶段)：7 件样品 47 个矿物原生包裹体的均一温度 304~ 449℃，大多数在 320~ 390℃ 之间(图 4)。成矿时的压力为(270~ 340) × 10⁵ Pa，相应的成矿深度为 1.0~ 1.26 km，流体密度小于 0.65~ 0.7 g/cm³。

第三世代(多金属硫化物阶段)：11 件样品 101 个矿物原生包裹体测得均一温度 168~ 373℃，大多数在 180~ 260℃ 之间(图 5)。成矿时的压力为(100~ 260) × 10⁵ Pa，相应的成矿深度为 0.37~ 0.9 km，流体密度 0.65~ 0.9 g/cm³，平均 0.76 g/cm³。

第四世代(石英碳酸盐化阶段)：4 件样品 17 个矿物原生包裹体测得均一温度 157~ 200℃，大多数在 174~ 197℃ 之间(图 6)。成矿时的压力为(5~ 10) × 10⁵ Pa，相应的成矿深度为 0.037 km，流体密度

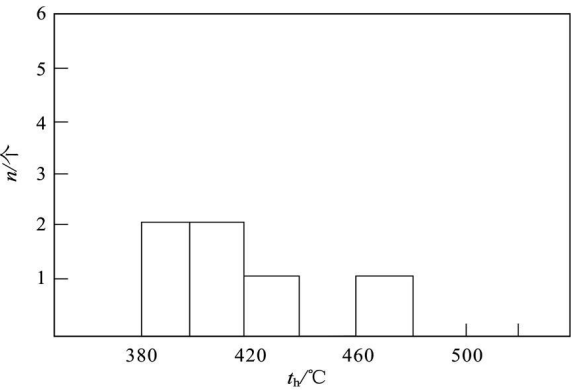


图 3 第一世代流体包裹体均一温度直方图
Fig. 3 Histogram showing homogenization temperatures of fluid inclusions in minerals of the first generation

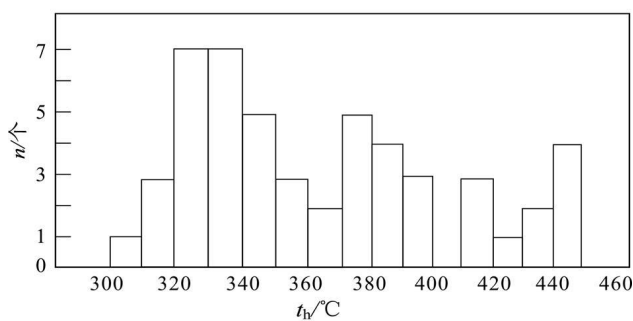


图 4 第二世代流体包裹体均一温度直方图

Fig. 4 Histogram showing homogenization temperatures of fluid inclusions in minerals of the second generation

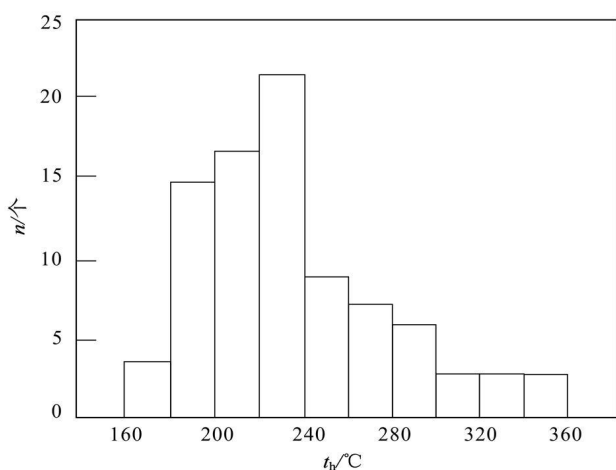


图 5 第三世代流体包裹体均一温度直方图

Fig. 5 Histogram showing homogenization temperatures of fluid inclusions in minerals of the third generation

0.9~0.95 g/cm³.

对石英、方解石中的流体包裹体采用冷冻法测得的冰融化温度(冰点), 利用 Bodnar (1993) 的方程计算获得盐度: 第一世代 1 件方解石样品 2 个原生包裹体的 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 15.9%~18.04%, 平均 16.88%, 5 件石英样品 12 个原生包裹体的 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 3.55%~20.15%, 平均 13.28%, 总平均 14.05%, 属中等盐度包裹体; 第二世代 1 件方解石样品 9 个原生包裹体的 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 2.9%~8.68%, 平均 4.97%, 6 件石英样品 21 个原生包裹体的 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 4.65%~8.95%, 平均 6.74%, 总平均 6.27%, 属低盐度包裹体; 第三世代 1 件方解石样品 10 个原生包裹体的 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 6.16%~6.3%, 平均 6.23%, 10 件石英样品 69 个原生包裹体的 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 1.74%~9.08%, 平均 5.31%, 总

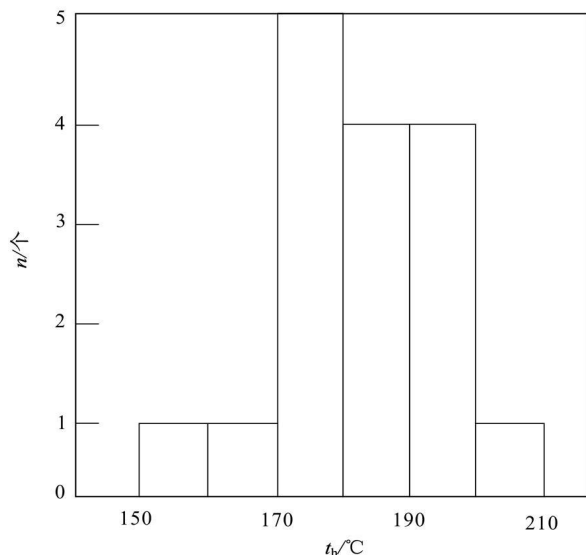


图 6 第四世代流体包裹体均一温度直方图

Fig. 6 Histogram showing homogenization temperatures of fluid inclusions in minerals of the fourth generation

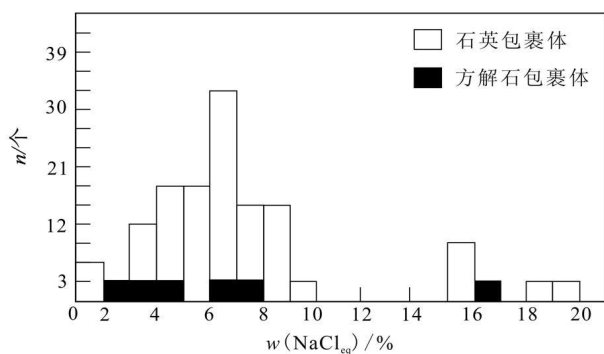


图 7 小水井金矿床流体包裹体盐度直方图

Fig. 7 Histogram showing salinity of fluid inclusions of the Xiaoshuijing gold deposit

平均 5.33%, 属低盐度包裹体; 第四世代 4 件石英样品 9 个原生包裹体的 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 0.88%~9.47%, 平均 4.67%, 属低盐度包裹体。根据包裹体盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 直方图(图 7)分析, 成矿流体的 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 集中分布在 3%~9% 之间, 以 6%~7% 区间分布率为最高(4 个世代 132 个样品总平均为 7.14%), 呈近正态分布, 应属低盐度流体包裹体。

综上所述, 从第一世代到第四世代, 流体包裹体的温度降低, 压力减小, 形成深度变浅, 盐度降低, 密度加大, 表明成矿环境由深变浅的演变过程。第一、二世代的流体处于中等盐度及高-中温环境, 代表早期非矿化阶段的深成环境。主要成矿时期(第三世

表 2 碳、氢、氧同位素组成

Table 2 The compositions of the carbon, hydrogen, oxygen

样品号	原样号	样品名称	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}/\text{‰}$	$\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}/\text{‰}$
KQ20082167	B3401	白云石	- 6. 9	- 12. 9	17. 6	- 129
KQ20082168	B3402	白云石	- 8. 2	- 12. 5	18. 0	- 136
KQ20082169	B3402	方解石	- 10. 3	- 12. 8	17. 7	- 159
KQ20082170	B3403	白云石	- 10. 3	- 15. 1	15. 3	- 152
KQ20082171	PD1701H17	方解石	- 3. 3	- 13. 8	16. 7	- 157
KQ20082152	CK7101B1	石英			7. 2	- 106
KQ20082153	CK7101B1	萤石			- 7. 2	- 135
KQ20082155	B3402	石英			11. 4	- 101
KQ20082159	CK8901B2	石英			9. 3	- 110

注：样品由中国地质科学院矿产资源研究所同位素实验室分析。

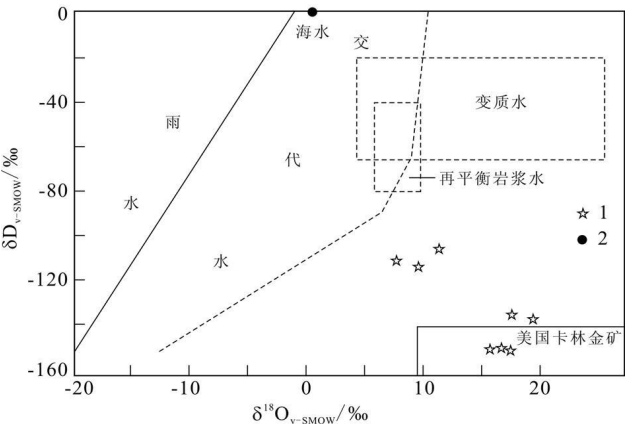


图 8 小水井金矿流体包裹体的 $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ 图解
(据 Radtke et al., 1980)

1—小水井金矿; 2—标准平均海水

Fig. 8 Hydrogen-oxygen isotopic diagram of fluid inclusions in the Xiaoshuijing gold deposit
1—Xiaoshuijing gold deposit; 2—SMOW

代)为浅成环境,成矿流体为中低温、低盐度、低密度的流体,矿床为中-低温热液矿床。

3.4 同位素组成

由于本矿床氧化程度高,硫化物少且较细,仅对 2 件硅化灰岩矿石中黄铁矿样品的硫同位素进行了分析, $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ 值为+ 1. 6‰~ + 4. 8‰,为正向偏离陨石硫,偏离幅度较小,成矿流体中的硫可能主要来自深源岩浆流体,但混有少量周围地层中的硫。

对 1 件硅化灰岩矿石中黄铁矿样品的铅同位素进行了分析,获得 1 组铅同位素数据: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 18. 494±0. 065, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 15. 605±0. 057, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 38. 272±0. 064,属于正常铅,可能为壳-幔混合铅(Doe et al., 1979; 季克俭等, 1999)。5 件白云石、方解石样品的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 测定值为 - 10. 3‰~

- 3. 3‰,与深源地幔岩碳的同位素组成相近,指示成矿流体中的碳可能主要来自深部幔源碳。

9 件石英、萤石、白云石、方解石包裹体的氢、氧同位素测试结果为: $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}$ 值为 - 15. 1‰~ - 12. 5‰, $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值为 - 7. 2‰~ 18. 0‰, $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ 值为 - 159‰~ - 101‰(表 2)。在 $\delta\text{D}-\delta\text{O}$ 图中投影点多数远离典型岩浆水,靠近交代水和位于美国卡林金矿的投影区(Radtke et al., 1980)内及周边(图 8),其中有 3 件接近岩浆水,样品来自煌斑岩脉附近,有岩浆水的参与混入,表明成矿热液为以大气降水为主,热液主要来自于天水及地下水循环从构造活动及岩体获得热源形成的流体。

4 讨论

4.1 矿床类型分类方案

关于金矿床的成因分类,矿床学家从不同的角度提出了多种分类方案,现有的金矿床分类有 3 种:一是按“赋矿建造-容矿空间”分类;二是按“含矿岩性-矿石(化)类型”分类;三是按“物质来源-成矿作用”分类。最近葛良胜等(2009)提出金矿床的新分类应包括 2 个层面的分类,一是理论分类(成因分类),二是应用分类(工业分类),该方案有利于理论研究和勘查实践应用,本文采用该分类方案,从理论研究对勘查找矿的指导意义上初步提出小水井金矿的成因类型。

4.2 矿床类型划分的地质-流体地球化学依据

小水井金矿床处于哀牢山造山带红河韧性剪切构造带东侧次级断裂带中。构造控矿是小水井金矿床的主要特点(周云满等, 2009b),小水井金矿床受控于区域三级断裂(F_3),其内更次级的断层、剪

切裂隙破碎带、层间破碎带控制了矿体的空间产出位置;矿床控矿构造类型为脆-韧性剪切断裂构造,构造破碎带起码经历了3期应力作用的改造,早期为压扭性韧性剪切变形,中、晚期为张扭性脆-韧性剪切变形,后期为脆性剪切作用,形成碎裂状岩石;矿床金矿化作用主要与中、晚期的脆-韧性剪切变形作用有关,发生在脆-韧性剪切变形阶段或稍晚。在断裂产状变化地段、不同方向断层交切附近、破碎带的膨大部位,是厚大透镜状矿体富集的有利空间;破碎带变窄地段,矿体变薄、尖灭,形成脉状矿体。

据矿床硫、碳同位素研究,金矿石具幔源硫特征,与围岩的硫、碳在同位素组成上有偏离;氢、氧同位素的组成特征则表明成矿热液主要为天水的溶液及地下水循环从构造活动及岩体获得热源形成的流体;围岩蚀变以硅化、黄铁矿化、碳酸盐化、绢云母化为特征。流体包裹体大小为 $2 \times 2 \sim 14 \times 18 \mu\text{m}^2$,类型以气-液相为主,出现少量气相。矿石中的石英包裹体液相成分阳离子以 Na^+ 、 K^+ 为主, Na^+/K^+ 比值为 $3.056 \sim 4.940$;阴离子以 Cl^- 、 SO_4^{2-} 为主,且 $\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{F}^-$;气相成分以 H_2O 、 CO_2 为主,间有 CH_4 、 CO 出现。主要成矿阶段包裹体均一温度集中于 $180 \sim 260^\circ\text{C}$ 之间,成矿深度约为 1.0 km ,流体密度 $0.65 \sim 0.9 \text{ g/cm}^3$,流体盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ $1.74\% \sim 9.08\%$ (平均 5.33%)。

综上所述,认为小水井金矿床属于浅成条件下,由中低温、低盐度、低密度的以天水为主的热液流体在脆-韧性剪切构造带中形成的构造蚀变岩型金矿床。

4.3 与卡林型、造山型金矿对比

与美国西部卡林型金矿床地质特征进行对比(表3),小水井金矿床的赋矿围岩、围岩蚀变、控矿构造、矿物组合、结构构造、金赋存状态、氢-氧同位素特征等与之相似(刘东升等,1994;Radtke et al.,1980)。然而,也有如下显著的差异:①成矿构造环境,美国西部的卡林型金矿床产于大陆边缘弧后的盆岭省,而小水井金矿床产于板块俯冲碰撞-挤压走滑造山带与中生代前陆盆地的山-盆过渡区(造山带后缘),属碰撞期挤压向伸展阶段转换环境;②卡林型金矿床容矿构造主要为层间破碎带、扩容空间、张性断裂,矿体以似层状、透镜状为主,而本矿区为脆-韧性剪切构造带控矿,矿体以脉状、透镜状、不规则状为主;③矿石结构构造,卡林型金矿床以浸染状、细脉浸染状构造为主,而小水井矿区以网脉状、细脉

状构造为主;④经典的卡林型金矿床与岩浆岩关系不明显,而本矿区有较多的煌斑岩脉产于矿化蚀变带中,而且成岩与成矿的时间差距不大,与金成矿有密切的关系(符德贵等,2010)。⑤卡林型金矿床成矿流体以浅源的大气降水为主,或者以活化的封存于沉积物中的建造水为主,成矿流体压力较低, CO_2 含量不高,而本矿区除具有上述特征外,还有大量富 CO_2 包裹体。上述表明,小水井金矿床已有造山型金矿的特征。

与哀牢山造山型金矿带的其他矿床(老王寨、墨江、大坪、长安)进行对比,成矿地质特征类似,但哀牢山造山型金矿与Groves、Goldfarb和Kerrick描述的典型造山型金矿成矿流体特征有一些差异,如盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 稍高,老王寨金矿为 13.1% ,墨江金矿为 11.7% ;大坪金矿第一世代为 $4.5\% \sim 9.2\%$,平均 6.36% ,第二世代为 $11\% \sim 15.7\%$,平均 11.96% ,第三世代为 $7.3\% \sim 11.7\%$,平均 8.13% ;长安金矿为 $10\% \sim 22\%$;小水井金矿第一世代为 $3.55\% \sim 20.15\%$,平均 14.05% ,第二世代为 $2.9\% \sim 8.95\%$,平均 6.27% ,第三世代为 $1.74\% \sim 9.08\%$,平均 5.33% ,第四世代为 $0.88\% \sim 9.47\%$,平均 4.67% ,4个世代平均为 7.14% 。这一特征可能是哀牢山-红河造山型金矿所特有的,原因有待进一步研究。

4.4 矿床类型

根据上述成矿地质背景、矿床地质特征、成矿流体地球化学特征及与造山型金矿和美国西部卡林型金矿特征的对比,认为小水井金矿床的地质-地球化学特征与造山型金矿相似,其成因类型应归属于Groves等(1998)定义的浅成造山型金矿床或葛良胜等(2009)建议的碰撞造山型金矿,工业类型为构造蚀变岩型金矿。

4.5 矿床形成过程探讨

(1)区域矿源层的形成提供了金成矿物质基础。矿区及红河金矿带结晶基底主要为古元古代优地槽浅海相的中基性火山岩和火山沉积岩、熔岩,形成大红山式的古陆边缘与海相变钠质熔岩有关的铁-铜矿床,伴生金。基底地层具有较高的金丰度值,构成了初始的矿源层(周云满等,2006;2009a;2009b)。从中元古代至中三叠世($1700 \sim 200 \text{ Ma}$)的 1500 Ma 间,矿区及周边处于长期隆起剥蚀状态,属于康滇古陆西南部边缘。其间的晚古生代(D-C-P),在本区西侧的滇西古特提斯大洋板块

表 3 小水井金矿床与造山型金矿、美国卡林型金矿成矿地质特征对比

Table 3 Contrasts of metallogenesis geological characteristics of the Xiaoshuijing Au deposit, the American Carlin type Au deposits and orogenic type Au deposits

地质特征	小水井金矿床	美国卡林型金矿	造山型金矿
区域成矿构造背景	印度板块与扬子板块俯冲碰撞挤压走滑造山带与中生代前陆盆地的山盆过渡区,属碰撞造山背景	黄石公园地幔热点活动区,大盆地幔隆区,活动大陆边缘盆岭省	会聚板块边缘增生体或造山带环境,包括外会聚造山带、内会聚造山带
控矿-容矿构造	区域 NNW 向深大断裂、高角度走滑断层旁侧次级剪切断裂破碎带及交叉复合部位,矿体产于韧性剪切构造带中	区域 NW 向大背斜和大断裂、高角度断层或区域冲断层,断裂构造破碎带交叉复合部位,层间破碎带	矿床受断裂控制,产于超岩石圈断裂带的二级或更低级别的断层羽中,矿床严格受控于脆-韧性变形构造
赋矿地层层位及容矿岩石	上三叠统云南驿组薄-中厚层状砂泥岩、灰岩、白云岩,矿化对围岩没有选择性,而与破碎程度有关	志留系-泥盆系,沉积岩为薄层状泥质或泥碳质灰岩或白云岩,普遍伴有碳质页岩。侵入岩为花岗闪长岩和长英质岩脉	产于变质地体中,对围岩没有选择性,而与各时代变质地体有一致的关系
火成岩	外围有花岗岩体侵入,矿区内有煌斑岩和长英质岩脉侵入,与金矿化有成因联系	岩浆岩活动区,矿床形成于侵入岩和火山岩附近,多数矿床发育各种脉岩,但与金矿化无直接的成因关系	岩浆岩活动区,矿床形成于侵入岩和火山岩附近
矿床类型	韧-脆性剪切构造带中形成的构造蚀变岩型脉状金矿床	以碳酸盐岩系中粉砂岩层和砂泥质灰岩或白云岩为容矿岩石的金矿床,似碧玉岩中含准显微金和浸染状硫化物	韧-脆性剪切构造带中形成的蚀变岩型脉状金矿床、石英脉型金矿床
矿体形态	脉状、透镜状、不规则状为主	似层状、透镜状为主,其次为脉状、不规则状	透镜状、脉状为主,其次为似层状、不规则状
矿石类型	低硫化物微细粒浸染碎屑岩型、碳酸盐岩型矿石。金呈次显微-显微自然金。	正常型、硅质型、黄铁矿型、碳质型和富砷型(雄黄型)矿石。金呈次显微-显微自然金	硫化物微细粒浸染型、黄铁矿型、富砷型矿石
矿物组合	自然金、黄铁矿、萤石、重晶石、辉锑矿、石英、方解石、白云石和黏土矿物。一般细粒硫化物小于 1%	自然金、黄铁矿、雄黄、雌黄、毒砂、辰砂、萤石、重晶石、辉锑矿、石英、方解石、白云石和黏土矿物。一般细粒硫化物小于 1%。	自然金、黄铁矿、毒砂、石英、闪锌矿、黄铜矿、辉铜矿、方解石、白云石和黏土矿物。硫化物含量低,3%~5%
结构构造	网脉状、细脉浸染状构造,胶状结构、交代结构,岩石受硅交代	浸染状、细脉浸染状构造,胶状结构、交代结构,碳酸盐岩石受硅交代	浸染状、细脉状、细网脉状、斑块状构造,交代结构
元素组合	Au-Ag-As-Hg-Sb 组合	Au-As-Hg-W-Mo 组合,As-Hg-Sb-Tl-F 组合	Au-Ag-As-Sb-Te-W-Mo-Bi-B 组合,低温区域为 Au-Ag-As-Hg-Sb 组合
伴生矿床	热液型铅锌银矿、砷矿、砂砾岩型金矿	砂卡岩型-斑岩型钼(铜金)矿、辉锑矿重晶石脉、砂金矿	砂卡岩型钼矿、斑岩型钼矿、辉锑矿重晶石脉、砂金矿。
围岩蚀变	硅化、黄铁矿化、碳酸盐化、萤石化、重晶石化、绢云母化。横向分带明显,垂向分带不明显	原生矿石:脱碳酸盐化、硅化-似碧玉化、黄铁矿化、雄(雌)黄化、伊利石化、方解石化、高岭石化、碳化。缺乏明显的元素/蚀变分带	硅化、Fe 碳酸盐化(较发育)、绢云母化、黄铁矿化、绿泥石化。横向分带明显,垂向分带不明显。
热液特征	中低温、低密度、低盐度的 H ₂ O-CO ₂ -CH ₄ -NaCl 流体, w (CO ₂) 高 (11.231%~12.652%)。w (NaCl _{eq}) 平均 7.14%,弱酸性-弱碱性溶液	中低温、低密度、低盐度的 H ₂ O-CO ₂ -NaCl 流体, w (CO ₂) 低,温度 180~240℃,压力 (1~4) × 10 ⁸ Pa,盐度 w (NaCl _{eq}) 2%~3%	低盐度富水含碳的 H ₂ O-CO ₂ -CH ₄ 流体,富含 CO ₂ (10%~25%)、S、K 和其他 LILE,温度、压力变化范围较大, w (NaCl _{eq}) < 10%,中性-弱碱性溶液
同位素特征	黄铁矿 δ ³⁴ S 为 +1.6‰~+4.8‰,δ ¹³ C 为 -3.3‰~-10.3‰,δ ¹⁸ O 为 +7.2‰~+18.0‰,δD 为 -101‰~-159‰	δ ³⁴ S 为 -30‰~30‰,δ ¹³ C 变化范围大,δ ¹⁸ O 为 +8‰~+27‰,δD 值为 -135‰~-160‰(δ ¹⁸ O、δD 有更宽的范围)	黄铁矿 δ ³⁴ S 为 +3.8‰~+13.8‰,δ ¹³ C 为 -4.47‰~-6.62‰,δ ¹⁸ O 8.32‰~8.70‰,δD 值为 -40‰~-140‰
成矿时代	古近纪(印度板块向扬子板块碰撞造山期)	燕山晚期-古近纪-新近纪	各时代碰撞造山时期
风化特征	黄褐色氧化物,浅红褐铁锈色的黏土	淡红、灰和黄褐色氧化物,浅红褐铁锈色的似碧玉岩	黄褐色氧化物,浅红褐铁锈色的黏土

注:美国卡林型金矿特征资料引自考克斯等(1990)。造山型金矿特征资料引自 Groves et al., 1998; 2003; Goldfarb et al., 2001; 2008^①; 武广等, 2006; 杨荣生等, 2006; 陈衍景, 2006。

① Goldfarb R J. 2008. Geology of orogenic gold. In: Yunnan Geological Survey, ed. Ore deposits models and exploration. Kunming: 433-523. Short course material.

向东部的扬子大陆板块俯冲,在消减带附近(哀牢山断裂以西)形成裂谷型海洋,沉积了一套火山碎屑岩和火山熔岩地层,并具有较高的金丰度值,构成了较重要的矿源层。印支运动之后,特提斯洋闭合,侏罗纪—白垩纪区内处于相对稳定的构造环境,形成内陆湖相红色碎屑岩建造和含膏盐建造。在红河断裂以东, T_3-J 地层由北向南逐渐超覆于 Pt_{1dh} 地层之上,在不整合面之上,形成断续分布的风化壳型铁金矿和沉积改造底砾岩型铜-金矿。

(2) 新生代喜马拉雅期造山运动及哀牢山造山带的形成、发展和演化与金成矿过程有密切的时空和成因联系。古近纪初(65~55 Ma),印度板块与欧亚板块对接和挤压碰撞,古近纪早期(古新世—始新世早期),处于红河断裂东缘的本区褶皱隆起,基底断裂组(红河断裂、苏步断裂、马龙河断裂、绿汁江断裂等)复活,盖层(T_3-J)构造继承了基底构造格局,红河断裂带发生大规模的逆冲推覆及左行韧性走滑作用(曹淑云等,2009),红河断裂与苏步断裂之间形成逆冲推覆断裂系统和韧性剪切带。韧性剪切带的形成为岩浆上升、岩脉侵位、成矿流体的形成和运移提供了通道、空间和动力条件。成矿第一、二世代的流体所处环境压力大、温度属高中温、盐度中等,表明成矿早期构造环境属于剪切变形的早期,韧性变形发生于中深构造层次,岩石发生糜棱岩化和强烈的片理化,代表早期非矿化阶段的深成环境,该期流体的高温、高压、偏酸性的物理化学条件,有利于金的溶解、迁移,成矿流体中金主要以金硫络合物形式迁移,金氯络合物次之。

第三世代成矿流体为中低温、低盐度、低密度的流体,代表主要成矿时期构造环境属于剪切变形的晚期,韧性变形转向脆性变形的浅成环境,有利于金的沉淀。古近纪晚期(始新世中期—渐新世),受控于印度—欧亚大陆碰撞构造动力学体制转换,本区处于碰撞造山期区域挤压构造应力场的相对松弛阶段以及剪切走滑断裂构造系统最为发育的时期,深部软流圈脉动隆起(杨立强等,2010),剪切带随地壳抬升引张(伸展环境),构造层次上移到中浅构造层次,剪切带发生脆—韧性变形,在构造活动应力的驱动下含矿流体沿断裂破碎带从地壳深部向浅部运移,当运移到地壳浅部次级断裂带中,由于温度、压力降低,成矿流体中含有 Cl^- 、 SO_4^{2-} ,热液呈弱酸至弱碱性,金络合物溶解度降低,沉淀出金。

脉的石英进行了 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 测年,获得坪年龄45 Ma,为始新世中期;渐新世早期(32 Ma)有煌斑岩的侵入,碳、铅、硫、氢、氧同位素研究表明成矿流体有岩浆水的参与混入,热液系统主要为来自于天水及地下水循环从构造活动及岩体获得热源形成的流体,煌斑岩的侵入为金进一步富集提供了物源、热能、含矿流体,使金矿化叠加富集(符德贵等,2010),说明矿床主要形成于始新世中期—渐新世。

(3) 表生氧化—淋滤再富集时期。新近纪以来,随着地壳不断上升,矿床被抬升到表浅部,金属硫化物及硫酸盐矿物在地表浅部氧化变成褐铁矿及其他次生矿物,金在本阶段相对富集。

综上所述,小水井金矿床的形成经历了4个主要过程:一是金元素初始富集形成矿源层;二是剪切变形早期处于高温、高压、偏酸性的物理化学环境,金溶解、迁移,中晚期处于浅成条件下,形成以剪切裂隙为主要形式的扩容空间,为中低温、低盐度、低密度的成矿流体,以充填方式形成含金石英—黄铁矿细网脉;三是稍晚的中酸性岩脉(煌斑岩)侵入并携带了大量深源流体和成矿物质,使先期形成的含金糜棱岩、碎裂岩、角砾岩进一步富集成矿;四是表生氧化—淋滤再富集时期。

5 结 论

小水井金矿床赋存于哀牢山造山带红河断裂东缘次级韧性剪切构造破碎带中,容矿岩石为砂—泥岩、灰岩—角砾岩、碎裂岩。成矿流体中碳、硫来自深部或地幔;成矿热液主要为天水下渗及地下水循环从构造活动及岩体获得热源而形成的混合热液流体,属 H_2O-CO_2-NaCl 体系。主要成矿阶段包裹体均一温度集中于180~260℃之间,成矿深度约为1.0 km,流体密度0.65~0.9 g/cm³,流体盐度 $w(Na-Cl_{eq})$ 1.74%~9.08%,平均5.33%(4个阶段总平均7.14%),成矿热液属于浅成—中低温—低盐度—低密度的混合热液流体。矿床成因类型属浅成造山型金矿床。矿床形成经历了金元素初始富集形成矿源层、成岩期后剪切—逆冲推覆构造活动过程中的构造—热液作用富集成矿、中酸性岩浆沿剪切构造带及裂隙系统侵入活动形成的含矿热液叠加富集、表生氧化—淋滤再富集的成矿过程。

王登红等(2006)对矿区矿石含金黄铁矿—石英

志 谢 河北省地质矿产局廊坊实验室和中国

地质科学院矿产资源研究所同位素实验室对样品进行测试分析,毛景文教授、张作衡教授及审稿专家对本文提出许多宝贵的修改意见,在此一并表示感谢!

参考文献/References

- 曹淑云,刘俊来, Bernd Leiss, Axel Vollbrecht, 邹运鑫, 赵春强. 2009. 哀牢山-红河剪切带左行走滑作用起始时间约束-点苍山高温糜棱岩的显微构造、组构与热年代学证据[J]. 地质学报, 83(10): 1388-1400.
- 陈衍景. 2006. 造山型矿床、成矿模型及找矿潜力[J]. 中国地质, 33(6): 1181-1196.
- 符德贵,周云满,张长青,陈庆广,覃修平. 2010. 滇中小水井金矿煌斑岩地质特征及与金矿化的关系[J]. 地质与勘探, 46(3): 414-425.
- 葛良胜,邓军,杨力强,张艳春,刘荫春,路彦明,肖力. 2009. 中国金矿床: 基于成矿时空的分类探讨[J]. 地质找矿论丛, 24(2): 91-100.
- 葛良胜,邓军,杨立强,袁士松,郭春影. 2010. 哀牢山矿集区构造环境演化与金多金属成矿系统[J]. 岩石学报, 26(6): 1699-1722.
- 李克俭,王立本,吕凤翔. 1999. 交代热液成矿原理和“三源”成矿预测方法[A]. 见:陈毓川,主编. 当代矿产资源勘查评价的理论与方法[C]. 北京:地震出版社. 34-40.
- 考克斯,辛格. 1990. 宋伯庆,李文祥,朱裕生,浦志伟,译. 余鸿彰校. 矿床模式[M]. 北京:地质出版社. 1-378.
- 刘东升,谭运金,王建业,韦龙明,蒋淑芳. 1994. 中国卡林型(微细浸染型)金矿[M]. 南京:南京大学出版社. 1-36.
- 刘涛,何照波,周仁. 2002. 小水井金多金属矿集区构造变形及成矿作用[J]. 云南地质, 21(4): 403-412.
- 刘涛,何照波,周仁. 2003. 楚雄小水井金矿矿床地质及区域远景[J]. 云南地质, 22(1): 64-71.
- 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.
- 毛景文,胡瑞忠,陈毓川,王义天,高山,范蔚茗,王学求,王登红,吴淦国,翟明国,刘家军,华仁民,朱炳泉,向运川,李献华,郭峰,杜杨松,马东生,张招崇,毕献武. 2006. 大规模成矿作用与大型矿集区[M]. 北京:地质出版社. 180-227.
- 王燕,谭凯旋,刘顺生,陈梦熊. 2003. 矿物吸附金的实验研究及其在红土型金矿形成中的意义[J]. 地球科学, 28(1): 26-30.
- 武广,孙丰月,朱群,李之彤,丁清峰,李广远,庞庆帮,王宏博. 2006. 上黑龙江盆地金矿床地质特征及成因探讨[J]. 矿床地质, 25(3): 215-230.
- 杨立强,刘江涛,张闯,王庆飞,葛良胜,王中亮,张静,龚庆杰. 2010. 哀牢山造山型金成矿系统: 复合造山构造演化与成矿作用初探[J]. 岩石学报, 26(6): 1723-1739.
- 杨荣生,陈衍景,张复新,李晶,刘红杰,赵成海,李志宏,毛世东. 2006. 甘肃阳山金矿地质特征及成因类型[A]. 见:陈毓川,毛景文,薛春纪,主编. 矿床学研究面向国家重大需求: 新机遇与新挑战——第八届全国矿床会议论文集[C]. 北京:地质出版社. 72-75.
- 周云满,毛景文,谢先柏. 2006. 滇中龙岗地区多金属矿带成矿地质特征及找矿方向[J]. 矿床地质, 25(6): 743-757.
- 周云满. 2008. 滇中小水井金矿床矿化富集规律及找矿预测(博士学位论文)[D]. 导师:毛景文. 北京:中国地质大学. 1-106.
- 周云满,毛景文,张长青. 2009a. 滇中小水井金矿成矿阶段[J]. 云南地质, 28(3): 225-232.
- 周云满,毛景文,张长青. 2009b. 滇中小水井金矿床控矿构造与矿化富集规律[J]. 地质与勘探, 45(5): 588-594.
- Bodnar R J. 1993. The system $H_2O-NaCl$ [M]. PACROFIV, Program and Abstracts, 108-111.
- Doe B R and Zartman R E. 1979. Plumbotomics, the phanerozoic [A]. In: Barnes H L, ed. Geochemistry of hydrothermal ore deposits [C]. New York: John Wiley & Sons.
- Goldfarb R J, Groves D I and Gardoll S. 2001. Orogenic gold and geological time: A global synthesis [J]. Ore Geol. Rev., 18: 1-75.
- Groves D I, Goldfarb R J, Gebre Mariam M, et al. 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types [J]. Ore Geology Reviews, 13: 7-27.
- Groves D I, Goldfarb R J and Robert F. 2003. Gold deposits in metamorphic belts: Overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance [J]. Econ. Geol., 98: 1-29.
- Mao J W, Wang Y T, Ding T P, Chen Y C, Wei J X and Yin J Z. 2002. Dashiugou tellurium deposit in Sichuan province, China: S, C, O, and H isotope data and their implications on hydrothermal mineralization [J]. Resource Geology, 52(1): 15-23.
- 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 metallogensis in the Jiaodong Peninsula: Evidence from D-O-G-S isotope systematics [J]. Ore Geology Reviews, 33(3-4): 361-381.
- Radtke A S, Rye R O and Dickson F W. 1980. Geology and stable isotopic studies of the Carlin gold deposit, Nevada [J]. Econ. Geol., 75: 641-672.