

# 合仁坪金矿 H-O-S-Pb 同位素地球 化学特征及其成因机制

贾三石<sup>1</sup>, 冷文芳<sup>2</sup>, 王恩德<sup>3</sup>, 谷鸿飞<sup>3</sup>

(1. 东北大学秦皇岛分校 资源与材料学院, 河北 秦皇岛 066004; 2. 辽宁省矿产勘查院, 辽宁 沈阳 110032;  
3. 东北大学 资源与土木工程学院, 辽宁 沈阳 110819)

**摘 要:** 对合仁坪金矿的 H-O-S-Pb 同位素地球化学分析研究显示, 其硫化物的  $\delta^{34}\text{S}$  值介于  $-4.8\text{‰} \sim 2.0\text{‰}$  之间, 硫化物的  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  比值为  $17.419 \sim 17.436$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  比值为  $15.519 \sim 15.535$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  比值为  $37.86 \sim 37.90$ . 成矿流体的  $\delta\text{D}$  介于  $-62.3\text{‰} \sim -53.0\text{‰}$  之间,  $\delta^{18}\text{O}$  介于  $4.2\text{‰} \sim 11.8\text{‰}$  之间. 合仁坪金矿的 S, Pb, O 和 H 同位素研究结果表明, 成矿物质具有深源特征, 成矿流体为岩浆热液水来源, 成矿作用存在明显的氧化还原特征, 并形成本区特色的褪色蚀变带. 该金矿是一个与深部岩浆作用有关的金矿床, 找矿应着眼于赋矿地层内的氧化还原界面, 褪色蚀变带是其主要的找矿标志.

**关 键 词:** 钠长石-石英脉; S-Pb 同位素; H-O 同位素; 金矿床; 成因机制

中图分类号: P 611.1

文献标志码: A

文章编号: 1005-3026(2019)02-0256-06

## H-O-S-Pb Isotopic Geochemical Characteristics and Formation Mechanism of the Herenping Gold Deposit

JIA San-shi<sup>1</sup>, LENG Wen-fang<sup>2</sup>, WANG En-de<sup>3</sup>, GU Hong-fei<sup>3</sup>

(1. School of Resource & Materials, Northeastern University at Qinhuangdao, Qinhuangdao 066004, China;  
2. Liaoning Institute of Mineral Exploration, Shenyang 110032, China; 3. School of Resources & Civil Engineering, Northeastern University, Shenyang 110819, China. Corresponding author: JIA San-shi, E-mail: jss\_193@163.com)

**Abstract:** The geochemical analysis of H-O-S-Pb isotopes in the Herenping Gold Mine was carried out. The  $\delta^{34}\text{S}$  values of sulfides from ore lie in  $-4.8\text{‰} \sim 2.0\text{‰}$ . The ratios of  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  and  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  from sulfide ores are  $17.419 \sim 17.436$ ,  $15.519 \sim 15.535$  and  $37.86 \sim 37.90$ , respectively. The  $\delta\text{D}$  values of the fluid fall in  $-62.3\text{‰} \sim -53.0\text{‰}$ , and the  $\delta^{18}\text{O}$  values of the fluid are  $4.2\text{‰} \sim 11.8\text{‰}$ . These sulfur, lead, hydrogen and oxygen composition indicate that the ore-forming materials originate from the depth and the ore-forming fluid from magmatic hydrothermal, and mineralization has the characteristics of redox which formed the faded alteration zone in the region. Considering that the Herenping gold deposit is related to the deep magmatism, the ore prospecting should focus on the redox interface in the host strata and the faded alteration is the main indicator for the deposit.

**Key words:** albite-quartz vein; S-Pb isotope; H-O isotope; gold deposit; formation mechanism

合仁坪金矿大地构造位置处于扬子克拉通南缘雪峰山弧形构造隆起带内, 该带以发育典型的似层状金矿床为特色, 自古以来就是华南地区重要的黄金产地之一, 分布有数个大型-中型金矿床, 如沃溪、漠滨、铲子坪和合仁坪等. 由于带内金

矿床在空间上与岩浆岩关系不明显, 且处在沉积来源的前寒武系巨厚层浅变质碎屑岩内, 其内又缺乏岩体和岩脉出露, 和全球赋存于变质碎屑岩内的大型-超大型金矿 Muruntau 和 Bendigo 一样<sup>[1-2]</sup>, 其矿床成因一直是广大地质学者争论的

焦点和研究的难点<sup>[3]</sup>. 尤其其中的合仁坪金矿最为典型,浅部发育富硫化物石英脉,而深部以发育含金钠长石-石英脉为特色,但由于缺乏系统的矿床地球化学研究,金成矿作用一直停留在变质热液成因认识上,面对矿床深部大量出现的钠长岩脉和新类型矿化含金钠长石-石英脉,无法对其存在的地质作用做出合理解释,制约了地质找矿工作. 为此,本文在总结分析合仁坪金矿成矿地质特征的基础上,对金矿内的主要金属矿物黄铁矿和方铅矿中的 S、Pb 同位素开展研究,同时结合成矿流体的 H-O 同位素测试分析成果,探析合仁坪金矿床的成矿物质来源和成矿作用,以重新认识其矿床成因,为隆起带内金矿成矿规律研究、矿床模型构建和找矿预测提供理论指导和实践依据.

### 1 成矿地质特征

合仁坪金矿位于雪峰山弧形构造隆起带中段,区域构造由 NE 向 NEE 转折,赋存于元古界板溪群马底驿组内的钠长石-石英脉型金矿床,严格受控于区域 NE 向褶皱和 NE 向断裂组成的断褶带,整体沿 NE 向脉带展布,东西长 3 km,南北宽 1.5 km (图 1). 除了在矿山深部 200 m 以下发现大量钠长岩脉外,矿区内外 70 km 范围无岩浆岩体和岩脉出露. 具体赋矿地层为元古界板溪群马底驿组第二岩性段,主要是以紫红色为主的浅变质粉砂质板岩、砂质板岩、钙质板岩夹灰岩、

泥灰岩薄层或透镜体,局部地段灰岩具铜矿化或夹浅色含铜板岩,且赋矿部位紫红色砂质板岩遇成矿流体发生褪色蚀变呈黄绿色,镜下表现为绢云母化,化学上大量三价铁转化为二价铁,对应褪色蚀变围岩中出现大量黄铁矿颗粒,初步显示了成矿流体的还原性特征.

金矿体多沿 NE 向的层间破碎带和褶皱构造虚脱部位分布,矿体一般核部厚大,往两翼逐渐变小,以至尖灭,目前共发现 20 多条石英脉(图 1),其中含金石英脉 10 余条,长度 75~350 m 不等,多数 200 m 左右,厚度 0.2~1.18 m,金品位在 2.5~25.28 g/t. 金矿化类型主要有两种:一种为浅部少量的含金富硫化物石英脉型金矿化,另一种为深部大量发育的含金钠长石-石英脉型金矿化. 特别值得一提的是,矿床浅部以硫化物石英脉为主,往深部逐渐以含金钠长石-石英脉为主,到一定深度则以钠长岩脉为主.

金矿石常见块状构造、浸染状构造和条带状构造等,其矿石结构有自形-半自形粒状结构、固溶体分离结构和包含结构等. 矿石矿物主要为自然金、黄铁矿、方铅矿、闪锌矿和毒砂等,脉石矿物为钠长石、石英、方解石等. 围岩蚀变主要有硅化、碳酸盐化、黄铁矿化、绿泥石化、绢云母化等. 此外,金矿存在典型的蚀变矿化分带,具体表现为紫红色砂质板岩→褪色蚀变带→含金脉体→褪色蚀变带→紫红色砂质板岩,这已为野外地质调查和室内岩矿鉴定所证实.

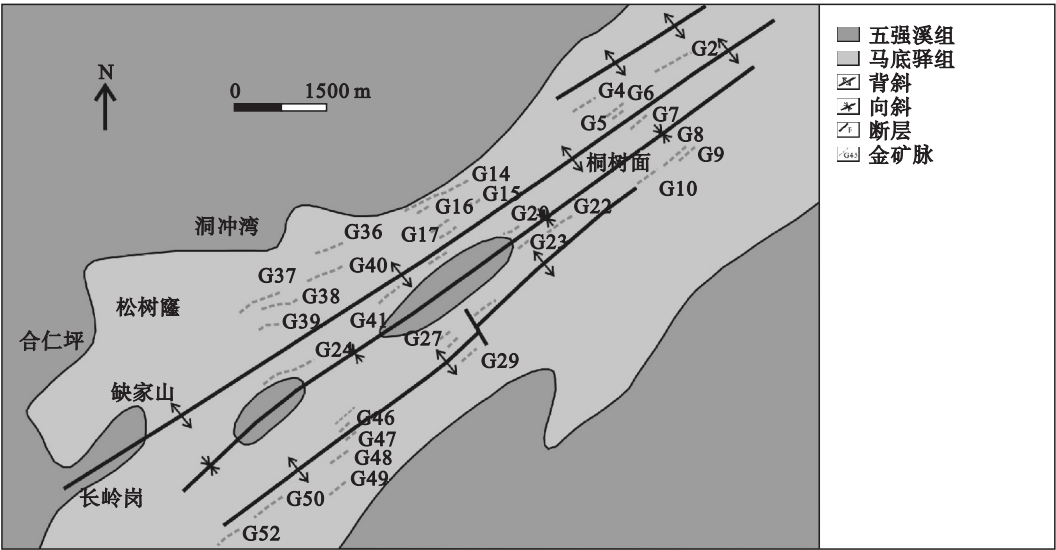


图 1 合仁坪金矿地质图(据邓穆昆等<sup>[4]</sup>底图修改)  
Fig. 1 Geological map of Herenping gold deposit(modified after Deng et al<sup>[4]</sup>)

## 2 样品采集与分析方法

本文研究所用样品均采自合仁坪金矿井下不同采矿中段的含金石英脉. 样品通过镜下岩矿鉴定, 挑选代表性的矿石进行单矿物分选, 挑选出供测试分析的石英、黄铁矿和方铅矿等单矿物.

氢同位素分析: 挑选出的石英单矿物, 通过高温变换元素分析仪, 在石墨坩埚还原条件下燃烧, 析出的水转化为氢, 通过气相色谱柱集取氢; 同位素质谱仪 (IRMS) 测定同位素比值, 数据经 V-SMOW 标准化, 得出流体的氢同位素标准值. 氧同位素分析: 挑选出的石英单矿物在 550 ℃ 与五氟化溴 (BrF<sub>5</sub>) 反应, 提取的氧经过高温的石墨转化为 CO<sub>2</sub>, 再用同位素质谱仪 (IRMS) 测试; 数据经过 V-SMOW 标准化, 得出石英的氧同位素标准值, 经过标准的分馏公式计算<sup>[5]</sup> 得出流体的氧同位素标准值. 上述氢氧同位素的测试分析均在 ALS Chemex 有限公司的同位素实验室完成, 氢同位素分析精度优于 3‰, 氧同位素分析精度优于 0.3‰.

硫同位素分析: 挑选出的硫化物单矿物, 用元素分析仪-气体同位素质谱仪测<sup>34</sup>S/<sup>32</sup>S, 数据经 V-CDT 陨硫铁标准化得 δ<sup>34</sup>S. 测试分析在 ALS Chemex 有限公司的同位素实验室完成, 分析精度优于 0.03%. 铅同位素分析: 挑选出的方铅矿单矿物在直接进行酸化和消解处理后, 采用高分辨率扇形磁场等离子体质谱仪 (HR-ICP-SFMS) 测<sup>204</sup>Pb/<sup>208</sup>Pb. 测试分析在 ALS Chemex 有限公司的同位素实验室完成, 分析精度优于 0.5%.

## 3 同位素地球化学特征

### 3.1 H-O 同位素特征

本文分析的 3 件含金钠长石-石英脉和 2 件含金富硫化物石英脉中的流体 H-O 同位素特征见图 2, δD 介于 -62.3‰ ~ -53.0‰, δ<sup>18</sup>O 介于 4.2‰ ~ 11.8‰, 除含金富硫化物石英脉的 K25 样品外, 其余均落入岩浆热液水区 (图 2), 不排除成矿过程中有变质热液的参与.

### 3.2 S 同位素特征

硫同位素共分析了 12 件样品, 其中 9 件为来自含金钠长石-石英脉和富硫化物石英脉中的黄铁矿, 3 件来自其内的方铅矿. 9 件黄铁矿的 δ<sup>34</sup>S 值介于 -4.8‰ ~ 2.0‰, 平均 -1.3‰, 总体数值

偏负值. 3 件方铅矿的 δ<sup>34</sup>S 值介于 -4.2‰ ~ -3.1‰, 平均 -3.5‰, 整体也偏负值. Deng 等的成果也显示合仁坪金矿中硫同位素组成变化不大, δ<sup>34</sup>S 落在 -4.8‰ ~ 4.4‰ 之间, 平均 -0.6‰, 整体偏负值<sup>[4]</sup>. 而对于地层中的硫同位素组成, 冷家溪群地层中黄铁矿的 δ<sup>34</sup>S 为 12.9‰ ~ 23.5‰, 板溪群地层中黄铁矿的 δ<sup>34</sup>S 为 -6.3‰ ~ 17.2‰<sup>[6]</sup>, 均与矿石中的 δ<sup>34</sup>S 相差比较大. 与已知岩浆热液有关的矽卡岩型、斑岩型、云英岩型等矿床相比, 其硫同位素分布特征存在类似性 (图 3).

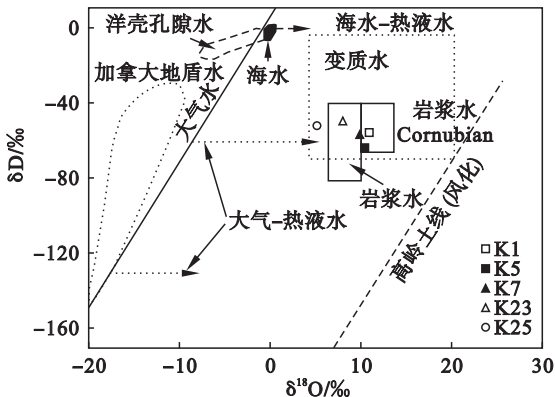


图 2 合仁坪金矿 δD ~ δ<sup>18</sup>O 变化范围图解 (据 Sheppard<sup>[7]</sup>)

Fig. 2 Map of δD ~ δ<sup>18</sup>O in Herenping gold deposits (from Sheppard<sup>[7]</sup>)

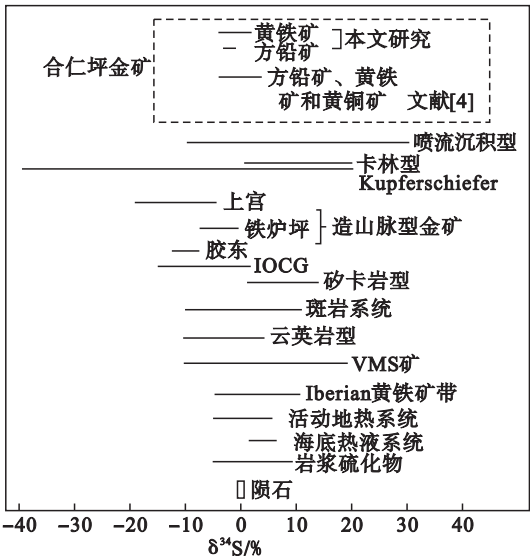


图 3 合仁坪金矿床 δ<sup>34</sup>S 同位素分布图解 (底图据 Pirajno<sup>[8]</sup>)

Fig. 3 Map of sulfur isotopes distribution in Herenping gold deposits (from Pirajno<sup>[8]</sup>)

### 3.3 Pb 同位素特征

4 件来自含金钠长石-石英脉和含金富硫化物石英脉中的方铅矿单矿物, 其铅同位素组成为: <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb = 17.419 ~ 17.436, <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb =

15.519 ~ 15.535,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.86 \sim 37.90$ , 分布范围较为集中. 同时采用了 6 件 Deng 等<sup>[4]</sup> 的方铅矿铅同位素分析结果, 并作投图对比(图 4), 结果显示其铅同位素的增长曲线处在造山带与地幔来源曲线之间.

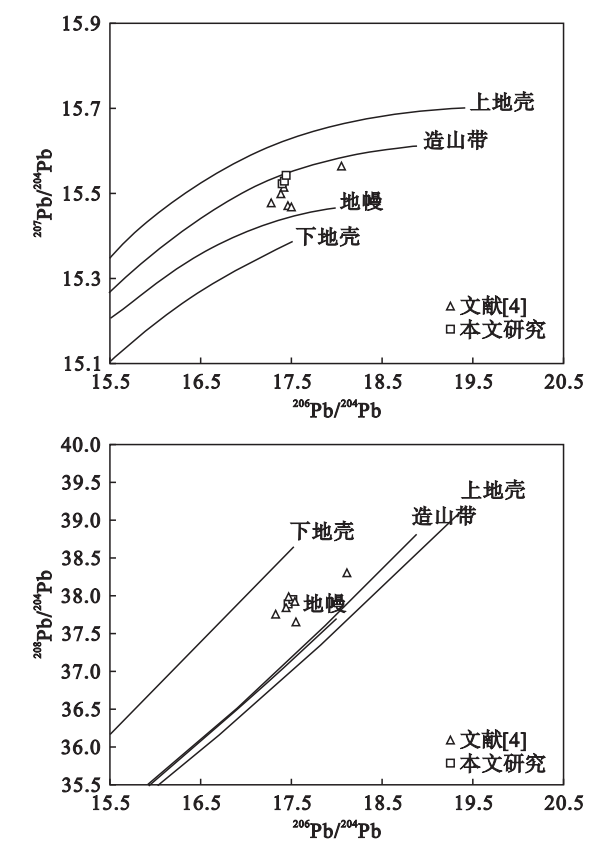


图 4 合仁坪金矿铅同位素模式图解(底图据 Zartman and Doe<sup>[9]</sup>)

Fig. 4 Relations of the Pb-isotope compositions in the Herenping gold deposit (from Zartman and Doe<sup>[9]</sup>)

## 4 矿床成因机制探析

### 4.1 成矿物质来源

对于合仁坪金矿床中硫的来源特征, 邓穆昆等<sup>[4]</sup> 研究发现其硫同位素达到了分馏平衡. 鉴于此, 金矿床内硫化物的  $\delta^{34}\text{S}$  值会随成矿流体的总同位素组成变化而不同, 即成矿流体的 pH、氧逸度和温度决定了 S 的存在形式<sup>[10-11]</sup>. 事实上, 合仁坪金矿的硫化物主要为黄铁矿和方铅矿等, 不存在赤铁矿、磁铁矿和硫酸盐类等氧化型矿物组合, 同时赋矿围岩蚀变矿物显示为酸性系列蚀变矿物组合特征, 以绢云母、绿泥石和黄铁矿等为主; 前期流体包裹体显微测温研究成果表明其为中温热液矿床. 合仁坪金矿的中温成矿温度和蚀变矿物共生组合特征表明其成矿流体中的硫主要

以还原硫为主<sup>[10-11]</sup>, 并且以  $\text{H}_2\text{S}$  的形式存在, 易于形成含金络合物进行迁移. 根据 Ohmoto 等的系统研究, 在中温或低温条件下, 成矿流体如果以一种含硫物质占优势, 那么  $\text{H}_2\text{S}$  与黄铁矿之间的相对富集系数在  $-0.2\text{‰} \sim 0.8\text{‰}$  之间, 此时总体来看, 黄铁矿的硫同位素组成与成矿流体中的硫同位素组成存在相似性. 以此种理论研究为依据, 表明本文研究的矿石样品中  $\delta^{34}\text{S}$  分析结果可以代表合仁坪金矿成矿流体原始  $\delta^{34}\text{S}$  组成, 即成矿热液中原始硫同位素组成  $\delta^{34}\text{S}$  值为  $-4.8\text{‰} \sim 2.0\text{‰}$ , 分布范围比较窄, 具有岩浆硫来源特征.

此外, 罗献林<sup>[6]</sup> 研究发现冷家溪群  $\delta^{34}\text{S}$  值为  $12.9\text{‰} \sim 23.5\text{‰}$ , 板溪群  $\delta^{34}\text{S}$  值为  $-6.0\text{‰} \sim 17.2\text{‰}$ , 分布范围比较宽, 明显不同于矿石样品中的硫同位素组成特征, 表明地层中的硫为沉积来源. 这进一步说明成矿物质中硫同位素具有岩浆来源的特点, 并和世界上典型岩浆热液矿床硫同位素组成特征一致(图 3). 特别值得一提的是, 合仁坪金矿床中硫化物的硫同位素多数偏负值, 相关理论研究成果显示硫同位素偏负值主要是成矿流体发生氧化作用所致<sup>[12-13]</sup>, 巧合的是赋矿围岩马底驿组的紫红色砂质板岩就是天然地球化学氧化障<sup>[14]</sup>. 以此推断, 可以得出合仁坪金矿的初步成矿机制, 即还原性成矿流体与马底驿组第二岩性段紫红色砂质板岩发生氧化还原反应, 紫红色砂质板岩内大量三价铁与成矿流体内的还原性硫结合生成黄铁矿, 引起成矿流体中还原性 S 含量不断降低, 最终导致含金络合物不稳定而发生沉淀成矿. 上述水/岩反应成矿的地质证据可以通过金矿赋矿围岩两侧发育的褪色蚀变带佐证, 且可在褪色蚀变带中发现大量黄铁矿呈浸染状分布.

整体看, 金矿中方铅矿的铅同位素组成范围比较窄, 且其变化率在 0.5% 以下, 说明金矿中的铅可能来源于一个均一的成矿流体库, 或者其在成矿作用发生前或成矿过程中遭遇了铅同位素的均一化反应. 合仁坪金矿矿石铅同位素的  $\mu(^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})$  值为  $9.31 \sim 9.47$ , 平均 9.408,  $\omega$  值为  $37.53 \sim 39.42$ , 平均 38.78,  $\mu$  值和  $\omega$  值均表现为中等偏低的特点, 暗示金矿内铅来源于深部的地幔物质, 或者说壳幔混合来源, 而铅同位素构造模式图也表征了这一点(图 4), 即成矿物质具有深源特征.

### 4.2 成矿流体来源

对于研究区内广泛分布的冷家溪群和板溪群浅变质碎屑岩, 文献<sup>[15]</sup> 有关地层中伊利石结晶度的研究成果表明冷家溪群的变质温度为  $280 \sim$



400 ℃,板溪群变质温度为 250 ~ 300 ℃,未达到公认的绿片岩相或者低绿片岩相变质温度.而对于变质成因的金矿床,Phillips 等提出的变质脱流体成矿模式认为金和流体的释放发生在绿片岩相向角闪岩相转变的过程,金沉淀可发生在绿片岩相或者脆-韧性过渡的地壳深度<sup>[16-17]</sup>.基于上述理论认识,合仁坪金矿不具备变质热液成矿作用的基础,不属于传统认为的变质热液矿床.更为重要的一点是,合仁坪金矿在成矿流体中的 H-O 同位素组成特征上,其  $\delta D_{H_2O}$  值介于 -62.3‰ ~ -53.0‰,  $\delta^{18}O_{H_2O}$  值介于 4.2‰ ~ 11.8‰,在投图上位于岩浆热液水来源区间内(图 2),说明成矿流体来源于岩浆热液.此外,毛景文等<sup>[3]</sup>对雪峰山弧形构造隆起带内的类似金矿万古、黄金洞、沃溪、西安、漠滨和铲子坪等金矿床的 H-O 同位素开展研究,结果显示其成矿流体来源也以岩浆热液来源为主.

#### 4.3 金矿床成矿作用及其找矿应用

基于上述合仁坪金矿的同位素研究成果,本文认为合仁坪金矿是一个与岩浆热液作用有关的金矿床,其成矿机制为还原性成矿流体与氧化性紫红色砂质板岩的氧化还原反应,具体存在如下的成矿作用演化过程:起源于深部的岩浆,在向上侵位过程中不断降温分异演化,主体部分就位,形成隐伏岩体,这已为有关该区的遥感影像中发现的大量环形构造所佐证,而剩余部分则形成了初始的含金熔体,向浅部继续运移.岩浆在降温侵位过程中也不断分异演化,形成了富 Au 和富 Na 的还原性高温成矿流体.残余高温成矿流体沿断裂上升,温度不断降低,先行就位的沿背斜的扩张空间形成大量钠长岩脉,剩余含金富钠的还原性流体在运移过程中与区内具有氧化性特征的马底驿组中段紫红色砂质板岩不断发生水岩反应,使紫红色砂质板岩“褪色”,形成特有的褪色蚀变带,并伴有钠长石化和硅化,形成钠长石英脉.水岩反应过程中,成矿流体性质改变,其中的金无法继续迁移而沉淀就位于钠长石英脉内,后残存成矿流体继续上升,温度持续降低,析出大量硫化物,在浅部形成相对富含硫化物的含金石英脉.上述成矿作用演化过程符合金矿脉类型在不同深度的变化规律,即合仁坪金矿在浅部以含金富硫化物石英脉型矿化为主,往深部逐渐变为以含金钠长石-石英脉型金矿化为主,在更深部位则变为以钠长岩脉为主.矿床深部是否存在岩体是一个值得深入研究的科学问题.

## 5 结 论

1) 合仁坪金矿 S、Pb 和 H-O 同位素特征表明其成矿物质和成矿流体是来源于深部岩浆演化的产物,且为还原性成矿流体.

2) 成矿机制上,合仁坪金矿为还原性成矿流体与氧化性紫红色砂质板岩的氧化还原反应作用的产物.

3) 合仁坪金矿是一个与深部岩浆热液作用有关的金矿床,褪色蚀变带和地层中发育的氧化还原界面是其主要找矿标志层.

#### 参考文献:

- [1] Morelli R, Creaser R A, Seltman R, et al. Age and source constraints for the giant Muruntau gold deposit, Uzbekistan, from coupled Re-Os-He isotopes in arsenopyrite [J]. *Geology*, 2007, 35(9): 795-798.
- [2] Thomas H V, Large R E, Bull S W, et al. Pyrite and pyrrhotite textures and composition in sediments, laminated quartz veins, and reef at Bendigo gold mine, Australia: insights for ore genesis [J]. *Economic Geology*, 2011, 106(1): 1-31.
- [3] 毛景文, 李红艳. 江南古陆某些金矿床成因讨论[J]. *地球化学*, 1997, 26(5): 71-81.  
(Mao Jing-wen, Li Hong-yan. Research on genesis of the gold deposits in the Jiangnan terrain [J]. *Geochimica*, 1997, 26(5): 71-81.)
- [4] 邓穆昆, 彭建堂, 胡诗倩, 等. 湘西合仁坪金矿床硫、铅同位素地球化学[J]. *矿床地质*, 2016, 35(5): 953-965.  
(Deng Mu-kun, Peng Jian-tang, Hu Shi-qian, et al. Sulfur and lead isotope geochemistry of Herenping gold deposit, western Hunan [J]. *Mineral Deposits*, 2016, 35(5): 953-965.)
- [5] Clayton R N, O'Neil J R, Mayeda T K. Oxygen isotope exchange between quartz and water [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1972, 77(17): 3057-3067.
- [6] 罗献林. 论湖南前寒武系金矿床的成矿物质来源[J]. *桂林地质学院学报*, 1990, 10(1): 13-26.  
(Luo Xian-lin. On the source of ore forming substances of Precambrian gold deposits in Hunan Province [J]. *Journal of Guilin College of Geology*, 1990, 10(1): 13-26.)
- [7] Sheppard S M F. Characterization and isotopic variations in natural waters [J]. *Reviews in Mineralogy*, 1986, 16(3): 165-183.
- [8] Pirajno F. Hydrothermal process and mineral systems [M]. Berlin: Springer, 2009.
- [9] Zartman R E, Doe B R. Plumbotectonics—the model [J]. *Tectonophysics*, 1981, 75(1/2): 135-162.
- [10] Ohmoto H, Goldhaber M B. Sulfur and carbon isotopes [M]// *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. 3rd ed. New York: John Wiley and Sons, 1997: 517-611.
- [11] Ohmoto H, Rye R O. Isotopes of sulfur and carbon [M]// *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. 2nd ed. New York: John Wiley and Sons, 1979: 509-567.
- [12] Cameron E M, Hattori K. Archean gold mineralization and oxidized hydrothermal fluids [J]. *Economic Geology*, 1987, 82(5): 1177-1191.

(下转第 272 页)