

阳山金矿成矿流体的 He - Ar 同位素示踪

丁德建¹, 梁金龙^{1*}, 孙卫东², 郭俊华³, 李贺², 叶先仁⁴

1. 江西地矿局赣东北地质大队, 江西 上饶 334000; 2. 中国科学院 广州地球化学研究所, 矿物学与成矿学重点实验室, 广州 510640; 3. 中国人民武装警察部队黄金第十二支队, 成都 610036; 4. 中国科学院 气体地球化学实验室, 兰州 730000

摘要:甘肃阳山金矿的成因类型及成矿流体来源多年来颇受关注, 本文利用惰性气体同位素质谱仪测定了该矿床黄铁矿和石英样品中流体包裹体 He、Ar 同位素组成。结果显示, 成矿流体的³He/⁴He 值为 0.03~0.08 Ra, 指示成矿流体来源于壳源, 不含幔源 He; ⁴⁰Ar/³⁶Ar 值为 434.1~863.0, 稍高于大气饱和水(295.5), 流体中除地壳放射成因 Ar 外, 还有大气 Ar, 表明大气降水曾参与成矿。结合矿床地质特征, 认为阳山金矿成矿流体是以造山作用产生的变质水与经断裂下渗的大气饱和水为主, 下渗的大气饱和水与高 U、Th 含量的花岗岩发生水-岩交换, 导致了成矿流体中极低的⁴⁰Ar*/⁴He(0.0227~0.0539)。

关键词:阳山金矿; 成矿流体; He-Ar 同位素

中图分类号: P597 文献标志码: A 文章编号: 1007-2802(2014)06-0813-07 doi: 10.3969/j.issn.1007-2802.2014.06.009

He-Ar Isotopes Tracing for Ore Genesis of the Yangshan Gold Deposit

DING De-jian¹, LIANG Jin-long^{1*}, SUN Wei-dong², GUO Jun-hua³, LI He², YE Xian-ren⁴

1. Northeastern Jiangxi Geological Surveying Team, Bureau of Geology and Mineral Exploration, Shangrao Jiangxi 334000, China; 2. CAS Key Laboratory of Mineralogy and Metallogeny, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China; 3. The 12th Branch of Gold Headquarters of China Armed Police Force, Chengdu 610036, China; 4. Department of Geochemistry, Lanzhou Institute of Geology, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China

Abstract: The Yangshan gold deposit attracted research interests for its ore genesis and ore-forming fluid sources. This study analyzed Helium and Argon isotopes compositions in fluid inclusions of the pyrite-quartz veins. The results showed that ³He/⁴He ratios of the Yangshan gold deposit are within 0.03—0.08 Ra, indicating that the ore-forming fluids were crust-derived fluids with no mantle-derived He. The ⁴⁰Ar/³⁶Ar ratios varied from 434.1 to 863.0, which are higher than that of the air saturated water (295.5), indicated that the air-saturated water was involved in the ore-forming process. Combined with geological characteristics of the deposit, we suggested that the ore-forming fluids of the Yangshan gold deposit were mainly the crust-derived metamorphic fluids mixed with air-saturated water. The air-saturated water seeped down along fault systems and extracted radiogenic ⁴He and ⁴⁰Ar by water-rock exchanging with country rocks of high U and Th contents, and resulted in low ⁴⁰Ar/⁴He ratios (0.0227—0.0539) in the ore-forming fluids. Conclusively, we suggested that the Yangshan gold ore deposit should be classified into the orogenic deposit.

Key words: Yangshan gold deposit; ore-forming fluid; He-Ar isotopes

阳山金矿位于甘肃文县, 地处秦岭微板块、碧口地体和松潘褶皱带的交汇带, 该矿自 1997 年被武警黄金部队发现以来, 累计探获黄金资源量已超过 300 t, 是亚洲最大类卡林型金矿(郭俊华等, 2009)。

关于阳山金矿床的成因一直颇受学者关注, 前人从矿床地质特征、地球化学特征、流体包裹体地球化学特征等方面对阳山金矿成因类型和成矿机制进行了探讨(郭俊华等, 2002; 齐金忠等, 2003a; 罗锡明等,

收稿日期: 2013-09-30 收到, 2013-10-30 改回

基金项目: 国家自然科学基金项目(41273031); 中核集团铀矿事业部项目(2011148)

第一作者简介: 丁德建(1989-), 男, 硕士研究生, 研究方向: 矿床地球化学. E-mail: interia89@sina.com.

* 通讯作者简介: 梁金龙(1967-), 男, 博士, 副教授, 研究方向: 超高压变质作用与矿床地球化学. E-mail: richardjlj04@aliyun.com.

2004;孙树浩,2005;齐金忠等,2006;李晶等,2007; Liang *et al.*, 2013)。成矿流体来源是矿床学研究中关键问题之一。对阳山金矿床 H-O 同位素研究表明,成矿流体与岩浆作用有关(杨贵才等,2007;李晶等,2008;余金元等,2010),但由于水-岩交换以及 O 同位素交换反应等因素的影响,使得 H-O 同位素组成示踪流体来源具有多解性。近 30 年来,He 和 Ar 等惰性气体同位素体系被广泛应用于成矿过程的示踪研究,取得了许多重要的进展(Simmons *et al.*, 1987;Stuart *et al.*, 1995; 胡瑞忠等,1997a, 1997b, 1997c, 1999;孙晓明等,2003;Hu *et al.*, 2004;王旭东等,2009;翟伟等,2012)。由于稀有气体具有化学惰性,在其参与的各种地质作用过程中基本保持不变,可以反映出地质流体来源的原始信息,并且不同来源的流体中具有不同的同位素组成特征(Simmons *et al.*, 1987),如地壳氦($^3\text{He}/^4\text{He} = 0.01 \sim 0.05 \text{ Ra}$)和地幔氦($^3\text{He}/^4\text{He} = 6 \sim 9 \text{ Ra}$)的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值存在近 1000 倍的差异,即使地壳流体中有少

量幔源氦的加入,用氦同位素也易于判别出来。通过对阳山金矿流体包裹体 He、Ar 同位素组成特征的分析,结合具体矿床地质特征,对其成矿流体来源进行了探讨。

1 矿床地质特征

阳山金矿大地构造上处于秦岭微板块、碧口地体和松潘褶皱带的交汇部位(张国伟等, 1996, 2001;裴先治等,2002),即西秦岭勉略断裂带北部。文县弧形构造带为阳山金矿田主要控矿构造,它由一系列近东西向断裂及褶皱构成。其中安昌河—观音坝断裂为主含矿构造,呈近东西向展布,总体以北倾为主,由一系列次级断裂及强变形带组成,长约 30 km,阳山金矿带从西到东可分为汤卜沟、泥山、葛条湾、安坝、高楼山、观音坝(阳山)和张家山 7 个矿段(图 1),现今的勘探和研究工作主要集中在观音坝、高楼山、安坝、葛条湾四个矿段,在这 4 个矿段已发现超过 90 条矿脉。

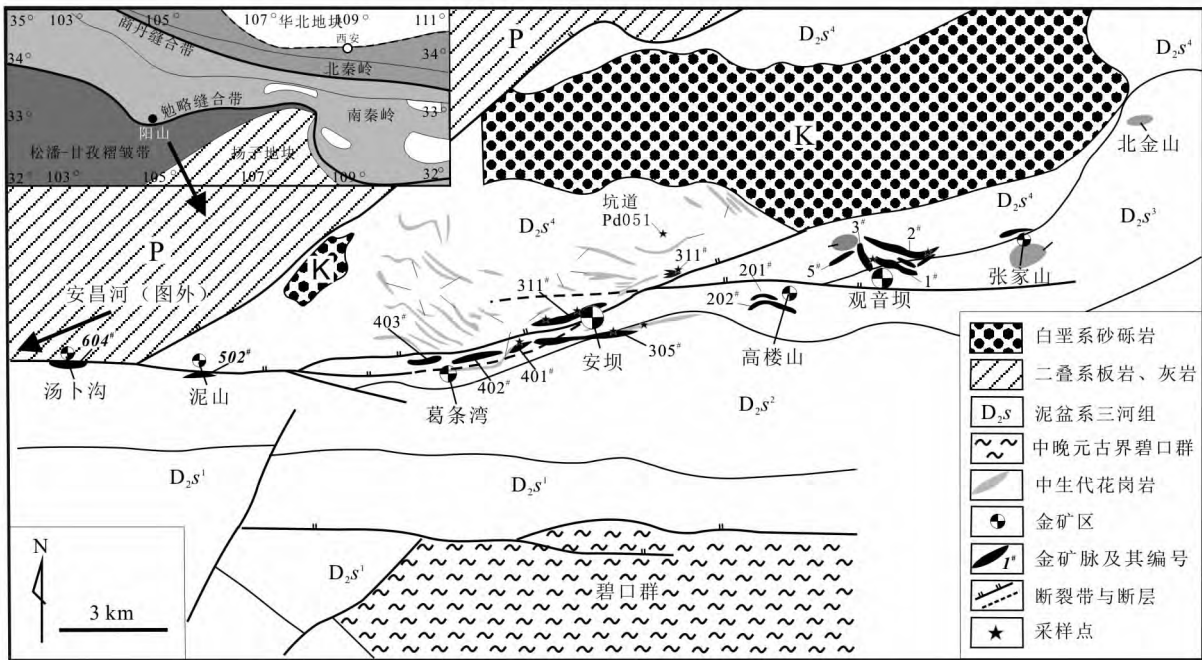


图 1 阳山金矿地质简图及采样点位置

Fig. 1 Simplified geologic map of the Yangshan gold deposit and the sample locations

中泥盆统三河口组(D₂s)为阳山金矿主要赋矿地层,是一套碎屑岩+碳酸盐岩沉积建造,大多经历了强烈的构造变形和低级变质作用,主要由黑-灰白色砂岩、绢云母千枚岩、厚层状硅化碳酸盐岩组成。三河口组根据岩性可以分为 6 段,第 3 段是最有利的容矿地层,主要为薄层状绢云母千枚岩和粉砂质千枚岩,富含有机质的千枚岩中充填硅化碳酸盐透视镜体。在矿区外围出露元古宇碧口群,分布于矿区

南部,为一套巨厚的深海相火山-沉积建造,由碳酸盐岩、硅质岩、千枚岩组成;二叠系的板岩、灰岩分布在矿区的西北;侏罗系的厚层状砂砾岩,主要分布于矿区东南,假整合上覆于泥盆系地层;另外,本区一些洼地和山谷被几米厚的第四系黄土和陆相冲积物所覆盖。在阳山金矿带附近,没有大规模岩浆侵入,只发育一些几十厘米到几米的花岗岩脉,主要为黑云母花岗岩细晶岩、黑云母花岗斑岩、斜长花岗斑岩,

被构造剪切为透镜体,岩脉展布方向多与区域构造线基本一致,部分岩脉破碎、蚀变强烈,个别岩脉已经蚀变矿化成金矿体。杨荣生等(2006)对含矿花岗斑岩中独居石进行电子探针 U-Th-Pb 年龄测定显示,花岗斑岩形成年龄为 220 ± 3 Ma,成矿年龄为 190 ± 3 Ma;齐金忠等(2003b)以阳山斜长花岗斑岩为研究对象,进行全岩 K-Ar 同位素年龄测试,结果为 171~209 Ma,平均值为 189.4 Ma;石英细脉岩中锆石 SHRIMP 年龄为 197.6 ± 1.7 Ma,含金的石英-黄铁矿细脉 Ar-Ar 等时线年龄为 195.3 ± 0.8 Ma(齐金忠等,2005)。这些年龄的数据表明阳山金矿形成于 190 Ma 左右的早侏罗世,与秦岭造山带晚三叠世—早白垩世的地壳缩短、加厚隆升以及大规模发育花岗岩等主要地质事件相吻合(张国伟等,1996,2001,2003;杜子图和吴淦国,1998;裴先治等,2002)。

矿体赋存于切穿泥盆系三河口群的安昌河-观音坝断裂带内,在平面上呈腊肠状(图 1),钻孔勘探资料显示矿体埋藏最深达 900 m,背斜轴部的虚脱部位有利于矿物的沉积,矿体与围岩界限模糊,主要依靠化学分析确定矿体边界。本区矿石矿化样式主要为微细浸染型矿化,其次为石英脉型矿化,另外还有一些斜长花岗斑岩也发生了局部的矿化。微细浸染型由层状碳质碎屑岩和碳酸盐岩组成,主要矿物为细粒的黄铁矿和毒砂(粒径为几十至几微米)。石英脉型为粗粒(厘米级)黄铁矿石英脉,富含有机质。各种矿石类型中均未发现可见金,黄铁矿和毒砂是主要的载金矿物。

2 样品与分析方法

本次研究测定了 4 件黄铁矿样品和 2 件石英样

品流体包裹体的 He 和 Ar 同位素。样品取自坑道 PD051,矿石属主成矿阶段,即黄铁矿-毒砂-石英组合阶段的含矿石英脉,黄铁矿与石英均为同一手标本上的共生矿物。将样品破碎至 0.5~2 mm 在双目镜下人工挑选到纯度大于 99%。惰性气体同位素分析在中国科学院兰州地质研究所气体地球化学实验室完成,测试仪器为英国 Micromass 公司生产的 MM5400 型气体质谱仪,实验条件:发电 $I_{t_1} = 800 \mu A$ (测试 He), $I_{t_0} = 200 \mu A$ (测试 Ar),高压为 9.000 kV。实验流程:将样品称重约 0.2 g 用铝箔包好置于样品台中,然后置于真空抽提线的样品转盘中。气体抽提线和净化管线在约 150℃ 焙烤 24 h 以上,样品也在焙烤期间接受预加热处理以脱除表面吸附的空气,后用电阻炉加热熔样钳锅中样品至 1600℃,释放出的气体被吸入超真空气体净化系统,在液氮和冰水混合物的恒温条件下,用活性炭阱将惰性气体分离,然后分别送入质谱计进行含量和同位素测试。⁴He、Ar 用安拉第杯检测,³He 用电子倍增器检测。分析时检测仪器的热本底(1600℃)为:⁴He = 2.46×10^{-10} cm³ STP、⁴⁰Ar = 1.39×10^{-8} cm³ STP,检测使用的标准样为兰州市皋兰山顶空气(AIRLZ2007),分析结果进行了标准校准和本底校正。详细的测试流程及说明参见叶先仁等(2001,2007)。

3 结 果

由表 1 可知,阳山金矿黄铁矿流体包裹体中 ⁴He 的含量为 $205 \times 10^{-7} \sim 287 \times 10^{-7}$ cm³ STP/g, ⁴⁰Ar 含量为 $14.6 \times 10^{-7} \sim 33.8 \times 10^{-7}$ cm³ STP/g, ³He/⁴He 值为 0.03296~0.08090(Ra), ⁴⁰Ar/³⁶Ar 值为 434.1~863.0。

表 1 阳山金矿流体包裹体 He-Ar 同位素组成

Table 1 He-Ar isotopic compositions in fluid inclusions from the Yangshan gold deposit ore rocks

样品编号	09PD051-5	09PD051-1	09PD051-2	09PD051-3	09PD051-5A	09PD051-1A
测定矿物	黄铁矿	黄铁矿	黄铁矿	黄铁矿	石英	石英
⁴ He(cm ³ STP/g)(E-7)	271±18	215±14	205±14	287±19	1.61±0.12	1.83±0.13
³ He(cm ³ STP/g)(E-13)	30.69	13.61	21.36	13.24	0.14	1.75
³ He/ ⁴ He(Ra)	0.08090±0.00091	0.04520±0.00058	0.07441±0.00044	0.03296±0.00009	0.0605±0.0041	0.0683±0.0054
⁴⁰ Ar(cm ³ STP/g)(E-7)	22.4±1.6	33.8±2.5	14.6±1.1	21.9±1.6	15.6±1.1	22.5±1.6
⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	465.7±4.1	449.8±14.5	434.1±11.2	576.5±4.8	863.0±29.9	601.1±13.2
⁴⁰ Ar* (%)	36.55	34.30	31.93	48.74	65.76	50.84
⁴⁰ Ar*/ ⁴ He	0.0302	0.0539	0.0227	0.0372	—	—
F ⁴ He	34043	17288	36829	45650	—	—

注:Ra 为空气的 ³He/⁴He 值(取 1.4×10^{-6});⁴⁰Ar* 表示扣除空气 ⁴⁰Ar 后的过剩氩, $^{40}\text{Ar}^* = (^{40}\text{Ar})_{\text{样品}} \times \frac{[1 - (^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{大气}}]}{(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{样品}}}$; ⁴⁰Ar* (%) = $\frac{(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{样品}} - 29.5}{(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{样品}}}$; F⁴He = $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{样品}} / (^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{大气}}$ 。

4 讨 论

4.1 分析结果影响因素

黄铁矿和石英为阳山金矿主成矿阶段的产物,其中的流体包裹体可以在最大程度上反映成矿期成矿流体的原始信息。研究表明影响流体包裹体初始 He、Ar 同位素组成的后期作用主要有(胡瑞忠, 1997a):①成矿期后热液改造作用;②寄主矿物晶格及流体包裹体内初始 He、Ar 扩散;③流体包裹体内放射成因新生 He、Ar;④样品分析过程中同位素分馏及大气污染。本文所测的黄铁矿和石英流体包裹体均为原生包裹体。黄铁矿晶格中及流体包裹体内 He、Ar 的扩散系数均很低(Burnard *et al.*, 1999),以黄铁矿为寄主矿物的流体包裹体中 He、Ar 的扩散丢失对 He-Ar 同位素组成影响很小或忽略不计(胡瑞忠, 1997a; Hu *et al.*, 2004)。研究表明,与黄铁矿具有很低的 He 扩散系数相比,尽管其他矿物中流体包裹体中的 He 在流体包裹体被圈闭后发生一定的丢失,但在扩散丢失过程中,He 同位素并未产生明显的分馏,对其 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值一般影响不大,因此,在以 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值(而不是基于 He 的丰度)讨论问题时,可以不考虑扩散丢失的影响(胡瑞忠, 1997a)。由于热液流体包裹体内 U、Th、Pb 等元素含量极低,而黄铁矿、石英为非含钾矿物,因此,由 U、Th 和 K 放射性形成的 He 和 Ar 可以忽略不计。由于宇宙射线成因的 ^3He 只产生在近地表 1.5 m 的范围内,本文的样品均采自地下坑道,且暴露时间很短,这些样品中流体包裹体内存在宇宙成因 ^3He 的可能性可以排除。大气 He 对样品的污染可采用 $F^4\text{He}$ 定义为 $(^4\text{He}/^{36}\text{Ar})_{\text{样品}} / (^4\text{He}/^{36}\text{Ar})_{\text{大气}} = 0.1655$ 判断(Kendrick *et al.*, 2001),经计算样品 $F^4\text{He}$ 值 > 17000 (表 1),样品中 ^4He 量是大气 17000 倍以上, $F^4\text{He}$ 值因表明大气污染对测试结果影响很小,样品中 He 主要来源于地幔与地壳。因此可以认为测试的阳山金矿黄铁矿、石英流体包裹体中的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值及 Ar 同位素组成能够代表流体包裹体被捕获时成矿流体的初始值。

4.2 成矿流体来源

据前人研究(Simmons *et al.*, 1987; Burnard *et al.*, 1999),热液流体中惰性气体有 3 种来源:①大气饱和水(ASW),包括大气降水和海水,其典型的 $^3\text{He}/^4\text{He} = 1 \text{ Ra}$ (Ra 代表大气氦的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值,为 1.4×10^{-6}), $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 295.5$;②地幔流体,具有 ^3He 含量高的特征, $^3\text{He}/^4\text{He}$ 的特征值为 $6 \sim 9 \text{ Ra}$, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 值变化较大,Ar 以放射性成因 Ar 为

主, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 值一般大于 40000;③地壳流体,包括变质水、建造水等,主要指与地壳岩石发生过相互作用的大气饱和水,其特征性 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 和 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 组成分别应为 $0.01 \sim 0.05 \text{ Ra}$ 和大于 295.5。大陆地壳氦为放射性成因,是铀、钍放射性衰变及其中子反应(主要与锂)的产物,其 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值取决于地壳中铀、钍和锂含量,但其特征值为 $0.01 \sim 0.05 \text{ Ra}$ 。

阳山金矿流体包裹体 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值为 $0.03296 \sim 0.08090(\text{Ra})$,与地壳放射成因特征值($0.01 \sim 0.05 \text{ Ra}$)相接近而明显低于大气(1 Ra)与地幔特征值($6 \sim 9 \text{ Ra}$)。在 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 同位素组成图中(图 2),投点落入地壳端元及其附近区域,非常靠近地壳流体,与地幔端元相距较远,表明阳山金矿成矿流体中 He 以地壳放射性成因为主。石英流体包裹体中虽然发生了 He 的丢失,但是 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 的并未发生明显的影响。

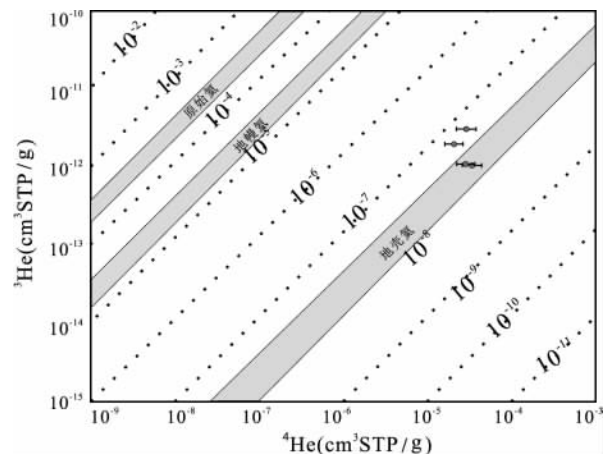


图 2 阳山金矿黄铁矿流体包裹体 $^3\text{He}-^4\text{He}$ 图

(据 Mamyrin *et al.*, 1984 修改)

Fig. 2 $^3\text{He}-^4\text{He}$ diagram of fluid inclusions from the Yangshan gold deposit (modified after Mamyrin *et al.*, 1984)

假设成矿流体为壳-幔二元体系,根据壳-幔二元体系复合模式可计算样品中幔源氦加入的份额(徐永昌等, 1996):

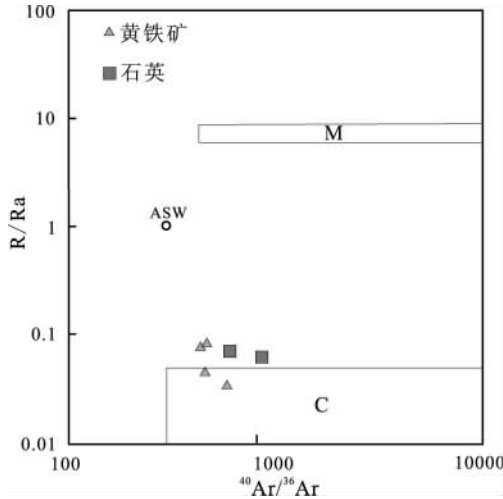
$$\text{幔源 He}(\%) = \frac{(^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{样品}} - (^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{壳}}}{(^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{幔}} - (^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{壳}}} \times 100 \quad (1)$$

取壳-幔 2 个端元的值分别为 $(^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{壳}} = 0.01\text{Ra}$ 和 $(^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{幔}} = 6\text{Ra}$,可得阳山金矿流体包裹体中幔源 He 的比例为 $0.3\% \sim 1.2\%$ 。

阳山金矿流体包裹体中 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 值为 $434.1 \sim 863.0$,稍高于大气饱和水 Ar 同位素组成。放射成因氦和地幔氦都具有高 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 的特点,因而仅根据较高的 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 值无法区别它们究竟是放射成因氦还是地幔氦(Xu *et al.*, 1995),但同时具有高 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 和高含量的 ^3He ,则是地幔所特有的,

从表 1 中氦同位素数据看,样品值靠近地壳特征,几乎无³He 来源的 He,表明存在地壳放射成因⁴⁰Ar 加入,在⁴⁰Ar/³⁶Ar—³He/⁴He 图解中介于地壳流体与大气饱和水之间(图 3)。样中放射成因⁴⁰Ar 相对含量可由下式计算(Kendrick *et al.*, 2001):

$$^{40}\text{Ar}^* \% = [1 - 295.5 / (^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{样品}}] \times 100 \quad (2)$$



ASW-大气饱和水 M-地幔流体范围 C-地壳流体范围, 三角形为阳山金矿黄铁矿样品投影点, 正方形为石英投影点

图 3 阳山金矿流体包裹体⁴⁰Ar/³⁶Ar-R/Ra 图 (据 Winckler *et al.*, 2001 修改)

Fig. 3 ⁴⁰Ar/³⁶Ar-R/Ra diagram of fluid inclusions from the Yangshan gold deposit (modified after Winckler *et al.*, 2001)

计算结果显示,阳山金矿成矿流体中放射性成因⁴⁰Ar 相对含量为 31.93%~65.76%,均值为 44.69%,而大气⁴⁰Ar 贡献 34.24%~68.07%,均值为 55.31%,表明成矿流体中 Ar 主要为大气来源,大气饱和水曾参与成矿,其⁴⁰Ar/³⁶Ar 值相对大气降水值略显偏高,原因在于具有大气成因 Ar 同位素组成(⁴⁰Ar/³⁶Ar=295.5)的大气降水沿断裂和裂隙下渗的过程中与围岩发生水-岩交换,获取了放射性成因的⁴⁰Ar,导致⁴⁰Ar/³⁶Ar 值升高,形成改造后的大气饱和水即地壳流体。

阳山金矿流体包裹体被捕获后未受后生过程影响,其³He/⁴He 值代表成矿流体初始³He/⁴He 值,因此,流体包裹体中³He/⁴He 值为 0.03296~0.08090(Ra),与地壳放射成因特征值(0.01~0.05 Ra)相接近而明显低于大气(1Ra)与地幔特征值(6~9 Ra),处于地壳放射成因附近范围内主要反映成矿流体被捕获前的演化过程。根据³He/⁴He 的比值及其在图 2 和图 3 中的投点位置可以将其分为两类:一类³He/⁴He 为 0.01~0.05 Ra,属于典型地壳流体;另一类³He/⁴He 为 0.05~0.1 Ra,介于地壳

流体与大气饱和水之间。据李晶等(2008)研究表明,阳山金矿各矿段成矿早期阶段和主成矿阶段 $\delta^{18}\text{O}_w$ 数据均较高,投点落入岩浆水范围的右侧,显示早期阶段和主成矿阶段主要为变质热液或地层改造热液,晚期阶段 $\delta^{18}\text{O}_w$ 明显低于早期阶段和主成矿阶段,有大气降水热液的混入;同时碳同位素特征显示,阳山金矿成矿流体绝非岩浆或地幔流体,而应来自地壳物质的改造或变质(陈衍景等,2007)。因此,阳山金矿成矿流体以地壳流体为主并混入少量的饱和大气降水。

阳山金矿⁴⁰Ar*/⁴He 为 0.0227~0.0539,显著低于地壳均值 0.156(胡瑞忠等,1997b)。研究表明(胡瑞忠,1997a),同一矿物中 He 比 Ar 更容易丢失,样品中流体包裹体中⁴⁰Ar*/⁴He 值的降低不可能是氦丢失引起的,而是⁴He 增加所致。已有研究表明(Hu *et al.*, 2009; 王旭东, 2009; 翟伟等, 2012),现代地下水⁴⁰Ar*/⁴He 值的降低是地下水从流经岩石中相对⁴⁰Ar 优先获取⁴He 的结果,地下水从地壳岩石获取放射性成因⁴⁰Ar 和⁴He,与 Ar 和 He 的封闭温度有关。对大多矿物而言,He 的封闭温度往往低于 200℃,而 Ar 的封闭温度往往高于 200℃。阳山金矿矿石石英流体包裹体均一法测温结果显示(李晶等,2007),主成矿阶段的成矿流体温度为 210~270℃,大气降水对⁴⁰Ar 和⁴He 均可获取,虽然存在着量的差异,但阳山金矿成矿流体表现出明显的⁴⁰Ar*/⁴He 低值,应是周围围岩本身具有高放射性成因的⁴He 所致。推测,矿体周围普遍发育一些规模较小的酸性花岗岩脉,而花岗岩中 U、Th 相对较高,U、Th 发生裂变可产生⁴He,导致上述结果。

4.3 成矿流体的演化

成矿年龄分析表明,阳山金矿形成于 190 Ma 左右的早侏罗世(齐金忠等,2003b, 2005; 杨荣生等,2006),与前人确定的秦岭地区同碰撞早期的构造岩浆事件发生时间相一致(裴先治等,2002; 杜子图和吴淦国,1998; 张国伟等,2003)。由此,笔者推断阳山金矿成矿流体的形成经历了如下演化过程:在晚三叠世—早白垩世,秦岭造山过程发生挤压造山作用导致变质脱水和改造脱水(陈衍景和富士谷,1992),提供了成矿流体。造山作用产生富含成矿物质与挥发份的变质水与通过矿区内大量断裂和裂隙下渗的大气降水混合,大气降水在其下渗过程中由于强烈的挤压作用被加热活化,与流经具高 U、Th 含量的花岗岩发生水-岩交换,继承了地壳放射成因的⁴He,并获取了部分放射性成因的⁴⁰Ar,被改造为

地壳流体。混合流体在区域压力与地温梯度作用下,沿有利于流体运移和聚集的断裂带向低压区域运移,在运移过程中由静岩压力突然转变为静水压力引发流体的减压沸腾使成矿物质的沉淀。随着成矿流体的不断向上运移,围岩压力减小,成矿体系由封闭变为开放,大气降水混入增多,与围岩的交换变得不充分,表现为地壳流体向大气降水转变的趋势。

4.4 矿床成因类型

对于阳山金矿床成因,前人曾做过不少探讨,主要有以下几种观点:①“岩浆热液叠加改造型”认为阳山金矿是泥盆纪沉积 Au 含量高的地层与多次岩浆活动有关的成矿热液叠加改造形成的微细浸染型金矿床(郭俊华等,2002;齐金忠等,2003;罗锡明等,2004;齐金忠等,2006);②“碰撞造山型”认为阳山金矿的形成与造山过程多期构造-岩浆事件有密切关联(孙树浩,2005;Liang *et al.*, 2013);③“阳山型”认为阳山金矿成矿流体性质与造山型金矿一致,但地质特征与卡林型金矿相似,形成于陆-陆碰撞造山过程,代表一种新的金矿类型(李晶等,2007)。阳山金矿主要受地层、断裂构造控制,金矿带沿着安昌河-观音坝断裂分布。已有研究表明成矿流体是低盐度、高 CO₂ 含量为特征(李晶等,2007;孟献真等,2012),本次研究在黄铁矿-石英脉中也发现大量含 CO₂ 的流体包裹体(数据未发表),低盐度、富含 CO₂ 的流体包裹体是造山型矿床或者变质热液型矿床的重要特征(陈衍景等,2007)。综合判断,我们认为阳山金矿属于造山型金矿。

5 结 论

(1)阳山金矿成矿流体的³He/⁴He 值为 0.03~0.08 Ra,介于地壳流体(0.01~0.05 Ra)与大气饱和水(1 Ra)之间,并且靠近地壳流体区域内,明显低于地幔的³He/⁴He(6~9 Ra),显示成矿流体为变质水和被改造为地壳流体的大气饱和降水。

(2)地壳流体的⁴⁰Ar/³⁶Ar 值为 434.1~863.0,稍高于饱和大气降水,其原因在于成矿流体与流经的围岩发生水-岩反应,捕获了放射性成因的⁴⁰Ar 所致,同时⁴⁰Ar*/⁴He 明显低于地壳,表明流体在捕获围岩放射性成因⁴⁰Ar 的同时还继承了高放射的⁴He。

(3)阳山金矿应属造山型金矿。

致谢:感谢武警黄金十二支队官兵协助样品采集,以及中国科学院气体地球化学实验室叶先仁研究员对实验的指导。

参考文献 (References):

- Burnard P G, Hu R Z, Turner G, Bi X W. 1999. Mantle, crustal and atmospheric noble gases in Ailaoshan gold deposits, Yunnan Province, China[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63 (10):1595-1604.
- Hu R Z, Burnard P G, Bi X W, Zhou M F, Peng J T, Su W C, Wu K X. 2004. Helium and argon isotope geochemistry of alkaline intrusion-associated gold and copper deposits along the Red River-Jinshajiang fault belt, SW China[J]. *Chemical Geology*, 203: 305-317.
- Hu R Z, Burnard P G, Bi X W, Zhou M F, Peng J T, Su W C, Zhao J H. 2009. Mantle-derived gaseous components in ore-forming fluids of the Xiangshan uranium deposit, Jiangxi province, China: Evidence from He, Ar and C isotopes[J]. *Chemical Geology*, 266: 86-95.
- Kendrick M A, Burgess R, Pattrick R A D, Turner G. 2001. Fluid inclusion noble gas and halogen evidence on the origin of Cu-Porphyry mineralizing fluids[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65(16): 2651-2668.
- Liang J L, Sun W D, Li Y L, Zhu S Y, Li H, Liu Y L, Zhai W. 2013. An XPS study on the valence states of arsenic in arsenian pyrite: Implications for Au deposition mechanism of the Yangshan Carlin-type gold deposit, western Qinling belt[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 62: 363-372.
- Mamyrin B A, Tolstikhin I N. 1984. Helium isotopes in nature [M]. Amsterdam: Elsevier, 273.
- Simmons S F, Sawkins F J, Schlutter D J. 1987. Mantle derived helium in two Peruvian hydrothermal ore deposits [J]. *Nature*, 329: 429-432.
- Stuart F M, Burnard P G, Taylor R P, Turner G. 1995. Resolving mantle and crustal contributions to ancient hydrothermal fluids: He-Ar isotopes in fluid inclusions from DaeHwa W-Mo mineralization, South Korea[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59 (22): 4663-4673.
- Winckler G, Aeschbach-Hertig W, Kipfer R, Botz R, Rübél A P, Bayer R, Stoffers P. 2001. Constraints on origin and evolution of Red Sea brines from helium and argon isotopes[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 184: 671-683.
- Xu S, Nakai S, Wakita H, Wang X B. 1995. Mantle-derived noble gases in natural gases from Songliao Basin, China[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(22): 4675-4683.
- 陈衍景, 富士谷. 1992. 豫西金矿成矿规律[M]. 北京: 地震出版社, 23.
- 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.
- 杜子图, 吴淦国. 1998. 西秦岭地区构造体系及金成矿构造动力学 [M]. 北京: 地质出版社, 156.
- 郭俊华, 毛世东, 陈衍景, 秦艳, 杨福立, 李建忠, 南争路. 2009. 甘肃文县阳山金矿田地质特征及控矿地质因素分析[J]. *大地构造与成矿学*, 33(2): 243-252.

- 郭俊华, 齐金忠, 孙彬, 余金元, 袁士松. 2002. 甘肃阳山特大型金矿床地质特征及成因[J]. 黄金地质, 8(2): 15-19.
- 胡瑞忠. 1997a. 成矿流体氦、氩同位素地球化学[J]. 矿物岩石地球化学通报, 16(2): 120-124.
- 胡瑞忠, 毕献武, 邵树勋, Turner G, Burnard P G. 1997b. 云南马厂箐铜矿床氦同位素组成研究[J]. 科学通报, 42(14): 1542-1545.
- 胡瑞忠, 毕献武, Turner G, Burnard P G. 1997a. 马厂箐铜矿床黄铁矿流体包裹体 He-Ar 同位素体系[J]. 中国科学(D辑), 27(6): 503-508.
- 胡瑞忠, 毕献武, Turner G, Burnard P G. 1999. 袁牢山金矿带成矿流体 He 和 Ar 同位素地球化学[J]. 中国科学(D辑), 29(4): 321-330.
- 李晶, 陈衍景, 李强之, 翰勇, 杨荣生, 毛世东. 2007. 甘肃阳山金矿流体包裹体地球化学和矿床成因类型[J]. 岩石学报, 23(9): 2144-2154.
- 李晶, 陈衍景, 李强之, 毛世东, 秦艳, 郭俊华, 南争路, 杨荣生. 2008. 甘肃阳山金矿碳氢氧同位素与成矿流体来源[J]. 岩石学报, 24(4): 817-826.
- 罗锡明, 齐金忠, 袁士松, 李志宏. 2004. 甘肃阳山金矿床微量元素及稳定同位素地球化学研究[J]. 现代地质, 18(2): 203-209.
- 孟献真, 王根厚, 王行军, 陈胜男, 陶宏. 2012. 甘肃阳山金矿构造-流体-金成矿作用关系[J]. 地质与勘探, 48(3): 580-591.
- 裴先治, 张国伟, 赖绍聪, 李勇, 陈亮, 高明. 2002. 西秦岭南缘勉略构造带主要地质特征[J]. 地质通报, 21(8-9): 486-494.
- 齐金忠, 李莉, 袁士松, 刘志杰, 刘敦一, 王彦斌, 李志宏. 2005. 甘肃省阳山金矿床石英脉中锆石 SHRIMP U-Pb 年代学研究[J]. 矿床地质, 24: 141-150.
- 齐金忠, 杨贵才, 李莉, 范永香, 刘伟. 2006. 甘肃省阳山金矿床稳定同位素地球化学和成矿年代学及矿床成因[J]. 中国地质, 33(6): 1345-1353.
- 齐金忠, 袁士松, 李莉, 孙彬, 郭俊华, 李志宏, 范永香, 刘伟, 高秋斌. 2003a. 甘肃省文县阳山特大型金矿床地质特征及控矿因素分析[J]. 地质论评, 49(1): 85-92.
- 齐金忠, 袁士松, 李莉, 范永香, 刘伟, 高秋斌, 孙彬, 郭俊华, 李志宏. 2003b. 甘肃省文县阳山金矿床地质地球化学研究[J]. 矿床地质, 22(1): 24-31.
- 孙树浩. 2005. 北川-甘南地区类卡林型金矿床的地质-地球化学特征[J]. 地质找矿论丛, 20(1): 8-14.
- 孙晓明, 王敏, 薛婷, 马名扬, 李延河. 2003. 华南下寒武统黑色岩系铂多金属矿中黄铁矿流体包裹体的 He-Ar 同位素体系[J]. 高校地质学报, 9(4): 661-666.
- 王旭东, 倪培, 蒋少涌, 赵葵东, 王天刚. 2009. 江西飘塘钨成矿流体来源的 He 和 Ar 同位素证据[J]. 科学通报, 54(21): 3338-3344.
- 徐永昌, 沈平, 陶明信, 刘文汇. 1996. 东部油气区天然气中幔源挥发份的地球化学氮资源的新类型: 沉积壳层幔源氮的工业储集[J]. 中国科学(D辑), 26(1): 1-8.
- 杨贵才, 齐金忠, 董华芳, 郭俊华, 李志宏. 2007. 甘肃文县阳山金矿床地质及同位素特征[J]. 地质与勘探, 43(3): 37-41.
- 杨荣生, 陈衍景, 张复新, 李志宏, 毛世东, 刘红杰, 赵成海. 2006. 甘肃阳山金矿独居石 U-Th-Pb 化学年龄及其地质和成矿意义[J]. 岩石学报, 22(10): 2603-2610.
- 叶先仁, 陶明信, 余传鳌, 张铭杰. 2007. 用分段加热法测定的雅鲁藏布江蛇绿岩的 He 和 Ne 同位素组成: 来自深部地幔的信息[J]. 中国科学(D辑), 37(5): 573-583.
- 叶先仁, 吴茂斌, 孙明良. 2001. 岩矿样品中稀有气体同位素组成的质谱分析[J]. 岩矿测试, 20(3): 174-178.
- 余金元, 李建忠, 李勇. 2010. 甘肃文县阳山金矿床成因探讨[J]. 地质学报, 30(2): 170-173.
- 翟伟, 孙晓明, 邬云山, 孙岩岩, 华仁民, 叶先仁. 2012. 粤北瑶岭-梅子窝钨矿 He-Ar 同位素地球化学: 对华南燕山期壳幔作用过程与成矿的制约[J]. 科学通报, 57(13): 1137-1146.
- 张国伟, 董云鹏, 赖绍聪, 郭安林, 孟庆任, 刘少峰, 程顺有, 姚安平, 张宗清, 裴先治, 李三忠. 2003. 秦岭-大别造山带南缘勉略构造带与勉略缝合带[J]. 中国科学(D辑), 33(12): 1121-1135.
- 张国伟, 孟庆任, 于在平, 孙勇, 周鼎武, 郭安林. 1996. 秦岭造山带的造山过程及其动力学特征[J]. 中国科学(D辑), 26(3): 193-200.
- 张国伟, 张本仁, 袁学诚, 肖庆辉. 2001. 秦岭造山带与大陆动力学[M]. 北京: 科学出版社, 855.