

内蒙金厂沟梁金矿床流体包裹体的 He-Ar 同位素地球化学研究*

He-Ar isotopic geochemistry of fluid inclusions research of Jinchanggouliang gold deposit, Inner Mongolia

孙景贵¹, 赵俊康¹, 刘建明², 陈军强^{1,3}, 陈雷¹, 门兰静¹

(1 吉林大学地球科学院, 吉林 长春 130061; 2 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029;

3 天津地质矿产研究所, 天津 300170)

SUN JingGui¹, ZHAO JunKang¹, LIU JianMing², CHEN JunQiang^{1,3}, CHEN Lei¹ and MEN LanJing¹

(1 College of Earth Sciences, Jilin University, Changchun 130061, Jilin, China; 2 Institute of Geology and Geophysics, CAS, Beijing,

100029; 3 Tianjin Institute of Geology and Mineral Resource, Tianjin 300170, China)

摘 要 金厂沟梁金矿床是华北陆台北缘大型脉状热液矿床, 矿脉类型主要是黄铁矿-石英脉, 其次是石英-黄铁矿脉和黄铁矿-黄铜矿-石英脉。对其黄铁矿中的流体包裹体 He、Ar 同位素研究表明: 黄铁矿-石英阶段的流体包裹体 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值为 1.03~3.33 Ra, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比值为 296~499; 黄铁矿-黄铜矿-石英阶段的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值为 4.44~5.95Ra, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比值为 288~312。这种特征揭示, 该矿床流体包裹体的稀有气体组成是由地幔、大气水和地壳流体三端元构成; 结合矿床地质特征和形成时代, 得出该矿床的初始含矿流体源是 MORB 地幔和俯冲大洋板片, 与岛弧/大陆边缘背景产生的玄武质岩浆基本一致, 热流体上升到地壳浅部过程可能受到地壳流体和部分大气水混染。

关键词 金矿床; 流体包裹体; He-Ar 同位素; 金厂沟梁; 内蒙古

金厂沟梁金矿床是中国华北陆台北缘大型脉状热液矿床之一。自1892年勘探、开发至今, 已有许多学者对其成因进行过研究与探讨, 但有关其成矿流体的起源与演化亟待研究深化。近年来矿物流体包裹体的稀有气体同位素研究, 为深入揭示古流体的起源与演化机理提供了重要线索(Burenaed et al., 1999; Hu et al., 2004; 曾志刚等, 2000; Porcelli et al., 2002)。本文试图从流体包裹体的稀有气体同位素示踪角度, 探讨该矿床的流体的起源与演化机理, 以期对该矿床的成矿机理做出进一步判断。

1 矿床地质概况

金厂沟梁金矿床产于张家口—赤峰—一级金铜成矿带的东段, 努鲁尔虎金成矿带、二道沟—金厂沟梁金铜矿田内; 矿体赋存在二道沟—金厂沟梁断裂的北端, 它被北北东向头道沟断裂所截, 分为东、西两个矿区; 其直接赋矿围岩是晚太古代中深变质岩系, 在矿区的北、东两侧分布中生代侏罗纪—白垩纪的陆相火山-沉积岩, 南西侧为中生代花岗杂岩。

目前为止, 已勘探的工业矿体有80余条, 其类型主要是黄铁石英脉以及黄铜矿-黄铁石英脉和石英硫化物脉。矿石矿物主要是黄铁矿、黄铜矿, 局部有方铅矿、闪锌矿; 脉石矿物主要是石英、绢云母、绿

*本文得到国家自然科学基金(No: 40472050)、中国科学院地质与地球物理所开放实验室(2004~2005)和南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室实验基金联合资助(2004~2005)

第一作者简介 孙景贵, 男, 1961年生, 教授, 长期从事矿床学教学和岩浆-热液矿床的成矿理论研究。

泥石、方解石以及长石（钠长石、钾长石）等；载金矿物为自然金、银金矿；有3个主要矿化阶段，即：黄铁矿-石英、黄铁矿-黄铜矿-石英和碳酸盐阶段。

2 样品和分析方法

实验样品分别采自西矿区 26-2 号脉 11 中段、26 号脉 13 中段、新 1 号脉 13 中段（1301）、15-7 号脉 14 中段、39 号脉 14 中段和东矿区 16 号脉 3 中段，矿石类型见表 1。单矿物样品分离是依据流体包裹体的稀有气体测试样品的适应性（Burenaed et al., 1999; Hu et al., 2004; Porcelli et al., 2002）以及尽量回避多阶段流体包裹体伴生进行的，选取相同矿化阶段的黄铁矿（约 2~5 g，纯度接近 100%）。实验是在中国地质科学院同位素实验室完成的，实验流程详见文献（曾志刚等，2000），工作标准为北京大气（ $^3\text{He}/^4\text{He}$ 为 1.4×10^{-6} ）。

表 1 金厂沟梁金矿床的黄铁矿流体包裹体惰性气体同位素

样品号	矿石名称	$^3\text{He} / ^4\text{He}/10^{-6}$	$\text{Ra} \pm 1 \sigma$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} \pm 1 \sigma$	$^{40}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$	$^4\text{He}/10^{-7}$	$^{40}\text{Ar}/10^{-7}$	$^{40}\text{Ar}^*/^4\text{He}$	$^{36}\text{Ar}/^3\text{He}$	备注
J26-2-11-1	黄铁矿石英脉	2.15±0.4	1.54±0.28	429±3	2326	5.4219	1.507	3.37	0.6933	0.0034	西矿区
J26-2-11-2-1	(PQV)	1.93±0.1	1.38±0.07	499±4	2741	5.4930	8.352	11.56	0.5631	0.0020	
J26-211-4	石英黄铁矿脉	1.44±0.5	1.03±0.36	296±2	1615	5.4561	0.278	4.22		0.0500	
Jd16-1-1	黄铁矿石英脉	4.66±0.93	3.33±0.66	299±3	1621	5.4500	0.22	2.80	0.0969	0.01279	东矿区
J1301	(PQV)	3.45±1.64	2.46±1.17	313±1	1711	5.4200	0.36	3.58	0.5719	0.01289	西矿区
J26-13-5-1	黄铁矿黄铜矿石	-	-	290±3	1589	5.4793	He 极少	1.48			
Jd16-1-2	英脉 (PCQV)	6.25±1.19	4.46±0.85	312±1	1701	5.4500	1.39	17.51	0.6460	0.0090	东矿区
J15-7-14-4	黄铁矿黄铜矿石	8.33±3.75	5.95±2.68	288±3	1575	5.4900	0.1	2.00		0.0117	西矿区
J39-14-1	英脉 (PCQV)	6.22±2.64	4.44±1.89	302±4	1620	5.4500	0.33	7.49	0.4509	0.0169	

测试单位：国土资源部矿产资源研究所，2006。同位素浓度单位： $\text{cm}^3\text{STP/g}$ ； $^{40}\text{Ar}^* = (^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} - 296.0) \times ^{36}\text{Ar}$ 。

3 结果和讨论

3.1 流体包裹体中的 He-Ar 同位素组成

从表 1 可知，9 件样品中除一件样品未检测到氦同位素外，其余样品均获得了系统的氦和氩同位素值。它们的同位素浓度和比值变化区间分别为： ^4He 浓度为 $0.10 \sim 8.352 (\times 10^{-7} \text{ cm}^3\text{STP/g})$ ， $^3\text{He} / ^4\text{He}$ 比值为 $1.03 \sim 5.95 \text{ Ra}$ 、绝对误差为 $0.07 \sim 2.68 \text{ Ra}$ ； ^{40}Ar 浓度为 $1.48 \sim 11.56 (\times 10^{-7} \text{ cm}^3\text{STP/g})$ ， $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比值为 $288 \sim 499$ 、绝对误差为 $1 \sim 4$ 。其数据特征是：①多数样品的 ^4He 浓度大于 $10^{-8} \text{ cm}^3\text{STP/g}$ （Gautheron et al., 2005）；② $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值变化范围（ $1.03 \sim 5.95 \text{ Ra}$ ）较大；③ $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值的误差较大（ $0.07 \sim 2.68 \text{ Ra}$ ）较大，均大于 0.01 Ra （地壳流体）； $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比值较低。上述特征，若排除实验测试误差（事实上误差较大），其流体包裹体中的 He 和 Ar 同位素的来源至少有 4 种成因：①原生稀有气体，黄铁矿结晶时捕获的含矿流体中的稀有气体；②次生稀有气体，流体包裹体自被黄铁矿结晶封闭到现今，因含放射性元素（U、Th 和 K 等），而导致矿物晶格和流体包裹体中的放射性 ^4He 、 ^{40}Ar 过剩；③外来稀有气体，流体在上升过程作为开放体系与地壳、大气水的稀有气体混合作用；④流体包裹体的扩散效应，流体包裹体中的稀有气体自被矿物封闭到现今可能存在因构造等作用导致 He 的丢失。

根据目前的研究，金厂沟梁金矿床的形成时代为燕山期（ $125 \sim 121 \text{ Ma}$ ，王建平等，1992；苗来成等，

2003), 流体包裹体中的放射性元素 ($\text{Th}=0.007\sim 0.038\text{ ng/g}$, $\text{U}=0.09\sim 0.15\text{ ng/g}$ ^①, $\text{K}=11.45\sim 15.58\text{ }\mu\text{g/L}$ ^②) 的含量较低, 可以断定因矿物和流体包裹体的 ^{232}Th 、 ^{238}U 和 ^{40}K 放射作用导致 ^4He 和 ^{40}Ar 过剩是很小的。在 $^3\text{He}/^4\text{He}$ - $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比值图解上 (图略), 成分点均落在扩散分馏线的下部区域, 其不仅不具备 He 丢失的扩散分馏效应 (Dunai et al., 1995), 相反是 ^4He 的含量过剩; 同样在 $^3\text{He}/^4\text{He}$ - $^{36}\text{Ar}/^{36}\text{He}$ 图解上 (图略), 只有 1 件样品具备 He 的丢失现象, 整体表现 $^{36}\text{Ar}/^3\text{He}$ 比值逐渐降低。

以上讨论可知, 本次实验选用黄铁矿的流体包裹体自被捕获以来绝大多数样品没有发生明显的 He 的扩散丢失以及因放射性元素的放射作用导致 ^4He 和 ^{40}Ar 叠加, 那么出现相对高 ^4He 、 ^{40}Ar (只 2 件) 或不同样品流体包裹体的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 以及 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比值差异, 其最大可能是深源热液流体上升过程中有高的 ^4He 、 ^{40}Ar 浓度或低的 $^{36}\text{Ar}/^3\text{He}$ 和 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值等为特征的流体 (大气水和地壳流体) 加入。

3.2 流体来源

已有大量的研究证实, 地球内部的流体储库主要是地幔柱型的地幔、MORB、地壳和饱和大气水 (Kaneoka et al., 1995; Burenaed et al., 1999; Matsumoto et al., 2000), 它们之间的地球化学关系已成为模拟古流体来源的重要参照系。

在金厂沟梁金矿床中, 来自 PCQV 的黄铁矿流体包裹体的具有相对较高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值, 而来自 PQV 和石英黄铁矿脉的黄铁矿流体包裹体的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值较低 (表 1); 在源区和演化模拟图上 (图 1), 前者落在现代大洋热液硫化物区 (曾志刚等, 2000)、接近地幔端元, 后者则偏向饱和大气端元及地壳古流体端元; 从它们之间所占的比例来看: 黄铁矿-黄铜矿-石英阶段捕获的流体包裹体中的稀有气体是地幔源所占的比例较高, 而黄铁矿-石英阶段捕获的流体包裹体中的稀有气体是饱和大气源所占的比例较高、并有地壳源的稀有气体组分参与。这种特征揭示, 黄铁矿-石英阶段的含矿流体曾被饱和大气水及地

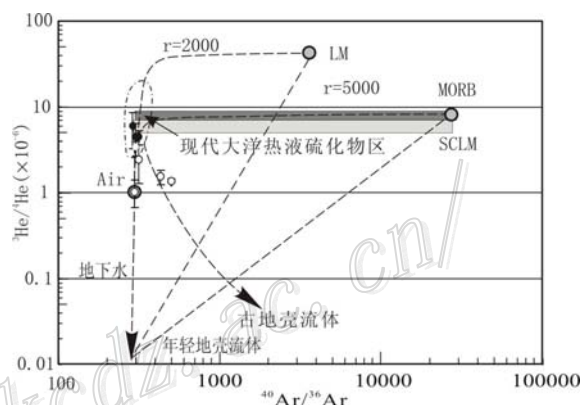


图 1 黄铁矿的流体包裹体的 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ - $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值关系源区判别图 (Hu, et al., 2004; 曾志刚等, 2000)

壳物质混染 (晚太古代中深变质岩系), 而黄铁矿-黄铜矿-石英阶段被饱和大气水混染程度较弱; 因此, 黄铁矿-黄铜矿-石英阶段所捕获的流体包裹体更具有代表该矿床成矿的初始流体性质。然而, 这种类型的流体源具有很大的不确定性, 至少有: ①地幔流体上升在浅部与饱和大气水混合; ②俯冲洋壳提供的“类饱和大气水”交代岩石圈地幔而形成; ③来自下地幔 (LM)/软流圈的玄武岩浆底侵/内侵作用过程产生的流体; ④俯冲洋壳部分熔融形成的玄武岩浆底侵/内侵作用产生。但是, 考虑到该矿床形成时代 121~125 Ma (王建平等, 1992; 苗来成等, 2003), 且与中国东部中生代古太平洋俯冲以及随后的大陆边缘拉张构造背景吻合 (翟明国等, 2004), 以及 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 和 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比值与岛弧/大陆边缘形成的玄武质岩浆/流体基本一致 (Simmons et al., 1987; Yamamoto et al., 2004) 的特点, 笔者认为含矿流体应是俯冲洋壳部分熔融形成的玄武岩浆提供, 即: 岩浆演化过程发生的流体与熔体分离后形成; 这一点还与矿化过程密切伴生的暗色脉岩为 Adakitic magma 相一致 (陈军强等, 2005)。

4 结 论

金厂沟梁金矿床的黄铁矿流体包裹体 He-Ar 同位素研究表明, 含矿流体并非简单的地幔流体与饱和大气水混合的产物, 应以洋壳俯冲为主的流体交代形成的 EM II 型富集地幔产物; 早期成矿流体出现相对

①作者未发表的资料。

②李强之, 1989. 辽西金厂沟梁—二道沟矿田成矿地质特征及其标志矿物的研究. 硕士论文。

较低的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值和较高的 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比值, 可能与流体上升到地壳浅部被大气水和地壳源流体再度混染作用有关。

致 谢 作者衷心地感谢中国地质科学院同位素实验室李延河研究员和乐国良博士对本次实验的支持和帮助!

参 考 文 献

- 苗来成, 范蔚茗 翟明国, Qiu Y M, McNaughton N J, Groves D I. 2003. 金厂沟梁-二道沟金矿田内花岗岩类侵入体锆石的离子探针 U-Pb 年代学及意义. 岩石学报, 19(1): 71~80.
- 翟明国, 孟庆任, 刘建明, 侯泉林, 胡圣标, 李 忠, 张宏福, 刘 伟, 邵济安, 朱日祥. 2004. 华北东部中生代构造体制转折峰期的主要地质效应和形成动力学探讨. 地学前缘, 11(3): 285~297.
- Burenaed P G, Hu R, Turner G and Bi X W. 1999. Mantle, crustal and atmospheric noble gases in Ailaoshan gold deposits, Yunnan Province, China. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 63(10): 1595~1604.
- Chen J Q, Sun J G, Piao S C, Zhao J K and Zhai Y F. 2005. Genesis and Significance of dark dikes in the Jinchanggouliang mine area, Inner Mongolia: Evidences from Geochemistry of the major and trace elements. *Jilin University (Earth Science Edition)*, 35(6): 707~713.
- Dunai T and Baur H. 1995. Helium, neon, and argon systematics of the European subcontinental mantle: Implications for its geochemical evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59:2767~2783.
- Gautheron C, Moreira M and Allègre C. 2005. He, Ne and Ar composition of the European lithospheric mantle. *Chem. Geol.*, 217: 97~112.
- Hu R Z, Burnard P G, Bi X W, Zhou M F, Pen J T, Su W C and 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. *Chem. Geol.*, 203: 305~317.
- Kaneoka I. 1998. Noble gas signatures in the Earth's interior-coupled or decoupled behaviour among each isotope systematics and problem related to their implication. *Chem. Geol.*, 147: 61~76.
- Matsumoto T, Honda M, McDougall I, O'Reilly S Y, Norman M and Yaxley G. 2000. Noble gases in pyroxenites and metasomatised peridotites from the Newer Volcanics, Southeastern Australia: Implications for mantle metasomatism. *Chem. Geol.*, 168: 49~73.
- Porcelli D P, Ballentine C J and Wieler R. 2002. Noble Gases. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 47: 1~844.
- Simmons S F, Sawkins F J and Schlutter D J. 1987. Mantle-derived helium in two Peruvian hydrothermal ore deposits. *Nature*, 329: 429~432.
- Wang J P, Liu Y S, Dong F X, Li Z J and Peng H. 1992. Analyses of tectonics controlling mineralization in Jinchanggouliang, Neimenggu. Beijing: Geol. Pub. House. 1~124.
- Yamamoto J, Kaneoka I and Nakai S. 2004. Evidence for subduction-related components in the subcontinental mantle from low $^3\text{He}/^4\text{He}$ and $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratio in mantle xenoliths from Far Eastern Russia. *Chem. Geol.*, 207: 237~259.
- Zeng Z G, Qin Y S and Zai S K. 2000. The He-Ne-Ar isotopic compositions of fluid inclusions in sulphide from the TAG thermal field of Atlantic Ocean Ridge. *Science in China (series D)*, 30(6): 628~633 (in Chinese).