

胶东大庄子金矿床流体包裹体及稳定同位素研究*

刘 玄¹, 范宏瑞¹, 胡芳芳¹, 郑小礼², 蓝廷广¹, 杨奎锋¹

(1 中国科学院地质与地球物理研究所 矿产资源重点实验室, 北京 100029; 2 山东黄金集团有限公司, 山东 莱州 264000)

山东平度市大庄子金矿是胶东金矿集区中较为“特殊”的金矿类型, 其与胶东地区著名的“蚀变岩型”和“石英脉型”金矿床的主要差别在于其矿体主要产在前寒武系荆山群变质岩中, 除少量基性脉岩以外, 矿区不发育中生代花岗质侵入岩。另外, 大庄子金矿矿石矿物中发育更多的方铅矿, 而黄铁矿较上述矿床则较少。目前, 对于这类矿床的研究尚不深入, 关于这类矿床成矿流体性质以及金矿化沉淀机制更是缺乏详实的资料, 研究者们对一些问题的认识也存在较大分歧, 尤其是矿床成因及类型方面(朱大岗等, 1999; 郭百创等, 2002; 张连昌等, 2002; 范宏瑞等, 2005; Mao et al., 2008)。笔者结合稳定同位素证据, 通过系统的流体包裹体测试来研究大庄子金矿床成矿流体性质和来源, 并与胶东典型石英脉型和蚀变岩型金矿床成矿流体特征进行对比, 以期对认识这种类型的成矿作用提供一定制约。

由于应力环境影响, 大庄子金矿主构造带及 I 号蚀变带内石英主要以硅化形式出现, 其中的包裹体非常小, 通常都小于 3 μm , 无法进行显微测温及激光拉曼光谱测试, 而 II 号石英脉中发育丰富的流体包裹体, 因此此次流体包裹体测试石英样品来自于 II 号石英脉, 另外, 方解石样品来自于 I 号蚀变带的方解石脉。虽然 II 号脉中包裹体丰富, 但从成因角度来看大多数为次生包裹体。根据包裹体大小、形状、产状、相比比例和颜色等光学特征, 在大庄子金矿床中鉴别出如以下 4 种类型流体包裹体: A. 富 CO_2 包裹体, 室温下呈两相 (A_1 型) 或三相 (A_2 型), 个体一般较大, 最大者达 30 μm , 具有较暗的相边界, CO_2 相充填度在 50% 以上, 外形较规则, 通常呈线状, 偶尔呈孤立状分布, 大部分为次生包裹体, 只在与硫化物共生的石英中发现少量原生包裹体; B. 单相纯 CO_2 包裹体, 室温下为单一液相, 通常呈线状, 偶尔呈孤立状产出; C. $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 包裹体, 室温下呈气液两相, 偶见三相, 液相充填度多在 10%~20% 之间, 气相具有稍暗的边界, 通常呈线状与 A 类包裹体共生产出; D. H_2O 溶液包裹体, 在方解石样品中广泛发育, 石英脉中也偶有发现。室温下呈气液两相, 液相充填度多大于 90%, 气相边界较亮, 常呈线状分布, 为次生包裹体, 通常穿插前 3 种类型包裹体; A、B 和 C 类包裹体通常共生产出。显微测温结果显示, A_1 型包裹体回温至 $-57.1\sim-56.6^\circ\text{C}$ 时固相 CO_2 熔化, 表明为近于纯 CO_2 , 升温至 $4.2\sim7.9^\circ\text{C}$ 笼合物熔化, $7.5\sim25.6^\circ\text{C}$ 发生部分均一 (至液相), 最后在升温至 $257\sim329^\circ\text{C}$ (平均为 281°C , $n=10$) 完全均一 (至液相); B. 纯 CO_2 包裹体在过冷却过程中至 -90°C 左右发生冻结, 随后回温至 $-57.3\sim-56.6^\circ\text{C}$ 固相熔化。进一步升温至 $11.0\sim29.6^\circ\text{C}$ 完全均一; C. $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 包裹体在从室温降温至 -100°C 时, 气泡冻结或被压扁挤至包裹体腔的角落, 回温至 $-57.1\sim-56.6^\circ\text{C}$ 固相相熔化, 表明为纯 CO_2 ; D. 盐-水包裹体通常冷却至 -40°C 左右发生冻结, 升温至 $-4.7\sim0^\circ\text{C}$ 附近冰熔化, 在 $100\sim180^\circ\text{C}$ 发生完全均一 (至液相)。利用 FLINCOR (Brown, 1989) 程序进行计算获得, A 型包裹体为富 CO_2 包裹体, 其 $x(\text{CO}_2)$ 为 $0.27\sim0.51$, 均一温度为 $280\sim300^\circ\text{C}$, CO_2 密度为 $0.64\sim0.83\text{ g/cm}^3$, 总密度为 $0.83\sim0.88\text{ g/cm}^3$; B 型包裹体为纯 CO_2 包裹体, 其 CO_2 密度与 A 型包裹体的非常接近, 为 $0.61\sim0.85\text{ g/cm}^3$; C 型包裹体为 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 包裹体, $x(\text{CO}_2)$ 为 $0.01\sim0.09$, 这显示 CO_2 含量非常少, 这解释了即使反复升降温, 其笼合物熔化及部分均一温度难以测定的现象。 CO_2 密度为 $0.18\sim0.36\text{ g/cm}^3$, 均一温度与 A 型包裹体均一温度很接近, 为 260°C 左右。热液矿床中的富 CO_2 包裹体的存在通常指示流体曾发生过相分离或

*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

沸腾作用 (Diamond, 2001), 而若同时存在 CO_2 密度相差很大, 且均一温度近似的两组包裹体, 则其所代表的流体一定发生过相分离作用 (卢焕章等, 2004)。大庄子金矿床 A、B 和 C 型包裹体共存表明成矿期热液发生了相分离作用, B 型纯 CO_2 包裹体为相分离端员流体组分, A 型包裹体含有少量的 H_2O , 这可能是相分离后不均一捕获所致 (Wilkinson, 2001)。根据 A 型包裹体显微测温数据获得了 4~6 km 的成矿深度。

测得大庄子金矿床 $\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}$ 值变化于 10.9‰ ~ 11.8‰ 之间, 根据水-石英平衡反应计算出的包裹体 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 变化于 4.3‰~5.2‰, 石英包裹体中 $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ 变化于 -65‰ ~ -74.5‰, 在 $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ 图解上, 样品点未投在典型岩浆水、变质水及大气降水的变化范围内, 投点范围紧邻岩浆水的左侧, 位于岩浆水和大气降水之间, 因此, 笔者推测成矿流体以岩浆水为主, 混合了少量大气降水, 而没有变质水的参与。与胶东他金矿类似, 大庄子金矿床矿区也发育与成矿同期的基性脉岩, 因此成矿流体很可能来源于基性幔源岩浆的去气作用 (范宏瑞等, 2005; Mao et al., 2008)。大庄子金矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值组成 8.5‰ ~ 11.3‰ 范围远高于胶东群变质岩和花岗岩 $\delta^{34}\text{S}$ 值, 而与其容矿围岩荆山群变质岩具有非常接近的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围, 这表明大庄子金矿成矿流体中硫主要来自于荆山群变质岩。

因此可以认为, 大庄子金矿成矿流体属于中温、中低盐度 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ 体系, 成矿流体来自于基性岩浆去气形成的岩浆水, 成矿后混入了一定量的大气降水; 硫同位素研究表明, 成矿流体中硫主要来自于荆山群变质岩, 流体相分离为导致矿区主要矿化事件发生的主要因素。另外, 虽然大庄子金矿床在赋矿围岩、矿化特征、控矿构造特点等方面与胶东地区石英脉型和蚀变岩型金矿床有一定区别, 但是它们的成矿流体具有类似的性质和相同的来源, 这可能暗示了大庄子金矿床与胶东地区其他金矿床具有类似的成因机制。

参考文献

- 范宏瑞, 赵 瑞, 王英兰. 1994. 豫西熊耳山地区岩石和金矿床稳定同位素地球化学研究[J]. 地质找矿论丛, 9(1):54-64.
- 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(5):1317-1328.
- 郭百创, 赵冬冬. 2002. 平度市大庄子矿区金矿床成因类型探讨[J]. 地质与勘探, 38(4):36-42.
- 胡芳芳, 范宏瑞, 沈 昆, 翟明国, 金成伟, 陈绪松. 2005. 胶东乳山脉状金矿床成矿流体性质与演化[J]. 岩石学报, 21(5):1329-1338.
- 胡芳芳, 范宏瑞, 杨进辉, 王 非, 翟明国. 2006. 胶东乳山金矿蚀变岩中绢云母 $40\text{Ar} / 39\text{Ar}$ 年龄及其对金成矿事件的制约[J]. 矿物岩石地球化通报, 25(2): 109-116.
- 胡芳芳. 2006. 胶东昆崙山地区中生代构造体制转折期岩浆活动、成矿流体演化与矿床成因 (博士学位论文) [D]. 北京: 中国科学与地质与地球物理研究所. 1-183.
- 胡芳芳, 范宏瑞, 杨奎峰, 沈 昆, 翟明国, 金成伟. 2007. 胶东牟平邓格庄金矿床流体包裹体研究[J]. 岩石学报, 23(9):2155-2164.
- 胡芳芳, 范宏瑞, 于 虎, 刘振豪, 宋林夫, 金成伟. 2008. 胶东三甲金矿床流体包裹体特征[J]. 岩石学报, 24(9): 2037-2044.
- 连国建. 2003. 大庄子金矿床稳定同位素地球化学研究[J]. 地质找矿论丛, 18:126-134.
- 连国建, 胡文瑄, 张文兰, 宋玉财, 王昭坤, 易富章. 2004. 胶东大庄子金矿床地质特征与成因探讨[J]. 矿床地质, 23(1):67-78.
- Brown P E and Hagemann S G. 1995. MacFlinCor and its application to fluids in Archean lode-gold deposits[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 59(19): 3943-3952.
- Burke E A J. 2001. Raman microspectrometry of fluid inclusions[J]. Lithos, 55: 139-158.
- Diamond L W. 2001. Review of the systematics of CO_2 - H_2O fluid inclusions[J]. Lithos, 55: 69-99.
- 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(1-5): 185-218.