

胶东金矿成矿流体性质及其地质意义

赵宏光¹, 孙景贵^{1,2}, 凌洪飞², 沈 昆³, 胡受奚²

(1. 吉林大学地球科学学院, 长春 130061; 2. 南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 南京 210093; 3. 山东省地质矿产局地质科学实验研究院, 济南 250013)

[摘 要]胶东地区重要金矿床是以硫化物石英脉为主的和以硫化物蚀变岩为主的两类, 对它们的成矿流体组分和温压条件等方面的研究表明, 其含矿流体均起源于下地壳, 为玄武岩浆底热提供热(+ 部分流体)作用形成; 其含矿流体上升演化成矿过程表现: 以硫化物石英脉为主的金矿床是在相对稳定的环境下含矿流体降温降压结晶分异成矿, 而以硫化物蚀变岩为主的金矿床则是流体发生沸腾作用成矿; 成矿过程的温-压(能量)演化轨迹显示, 大型矿床具有完整的P-T演化轨迹或具有沸腾特征, 相对小的矿床一般不具完整的P-T轨迹。这项研究对深入认识胶东金矿成因及成矿规律具有重要的价值。

[关键词]流体性质 热动力源 成矿规律 胶东金矿床

[中图分类号]P618.51 **[文献标识码]**A **[文章编号]**0495-5331(2005)05-0027-07

胶东是我国内生热液重要岩金矿集区之一, 对其矿床成因和成矿规律已有众多论著^[1~4]。但对含矿流体的热动力源以及流体演化与成岩成矿的关系还不是很清楚。本文试图通过所获得的流体包裹体测试数据, 论证成矿的热动力源以及流体演化与成矿的内在联系, 以期在今后区域成矿理论研究和成矿预测等方面有所贡献。

1 区域成矿地质背景

胶东地区位于华北陆台南缘东段, 郯庐断裂以东与鲁东榴辉岩带之间的盆-岭半岛区。盆地内出露的岩石单元主要是中生代陆相沉积岩、火山岩(115~110Ma)及火山沉积岩, 隆起区为中生代花岗岩及前寒武纪表壳岩、古深成岩^[1], 蕴藏着丰富的岩金矿产资源^[1,2]。

大量的生产和科学研究表明, 该区金矿的主要类型是硫化物石英脉和硫化物蚀变岩两类。前者产在壳源花岗岩内部的主断裂或次级断裂内, 矿体单脉长一般在40~350m, 有的长1km以上。厚1~2m、局部达10m, 延伸从40~70m到百余米以上, 多呈透镜状、脉状, 沿垂向、纵向呈断续、尖灭再现形式产出; 后者产于壳源花岗岩与前寒武纪变质岩之间的滑脱断裂带内或次级断裂内, 矿体厚度较大, 平均

厚在3~8m之间, 以细脉状-透镜状石英硫化物矿体为主, 在走向和倾向上分枝复合和膨胀收缩现象发育, 同时存在尖灭再现特征。其矿石组构、矿化、蚀变特征及矿化阶段详见表1。

2 流体包裹体特征、相组分及温压条件

2.1 流体包裹体特征

研究表明, 两类矿床的流体包裹体类型基本相同, 只是大小略有不同。

以硫化物石英脉为主的金矿床(玲珑、乳山、邓格庄、三甲等), 其流体包裹体主要是水盐溶液、富水的H₂O-CO₂、富CO₂的CO₂-H₂O以及CO₂-CH₄-H₂O等类, 包裹体大小一般在1~5μm, 部分5~10μm, 少数达10~20μm, 大者多呈孤立状分布, 有时伴生小的群体包裹体, 亦可见沿愈合裂隙内分布着小的群体包裹体; 石英-黄铁矿阶段的流体包裹体有沿石英生长纹分布的原生富CO₂的CO₂-H₂O两相包裹体, 在愈合裂隙内有水溶液包裹体; 硫化物与碳酸盐阶段的灰色石英中的流体包裹体则是以水为主的H₂O-CO₂(水溶液包裹体)和富CO₂的CO₂-H₂O包裹体丰富, 一般大小在2~4μm。

以硫化物蚀变岩为主的金矿床, 其流体包裹体类型主要是富CO₂的CO₂-H₂O气液包裹体与盐

[收稿日期]2004-10-29; [修订日期]2005-03-21; [责任编辑]余大良。

[第一作者简介]赵宏光(1962年-), 男, 1985年毕业于长春地质学院, 获学士学位, 在读博士生, 现主要从事矿床学教学和科研工作。

表 1 两类矿床的矿石组构及矿化的基本特征

类型	典型矿床	矿石结构、构造	矿石矿物	蚀变矿物	矿化阶段
硫化物石英脉为主的金矿床	玲珑、乳山、邓格庄、三甲等	多呈块状、脉状,其次细脉状、浸染状及角砾-团块状、网脉状;自形-半自形晶粒和充填结构为主,可见熔蚀、交代结构等	黄铁矿-磁黄铁矿、闪锌矿、方铅矿、黄铜矿、毒砂及银金矿物,有时见碲硫化物和磁铁矿、赤铁矿等	石英、钠长石、钾长石/绢云母、方解石,有时有重晶石、菱铁矿等	I 阶段:石英-黄铁矿 II 阶段:石英-黄铁矿±磁黄铁矿 III 阶段:硫化物 IV 阶段:石英-碳酸盐
硫化物蚀变岩为主的金矿床	三山岛、焦家、大尹格庄、蓬家乔等,包括发云乔金矿	以细脉-浸染状矿体为主,浸染状、条纹、条带、细脉-网脉状构造、局部块状构造,半自形结构为主,交代结构发育	黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿及银金矿、自然银、黝铜矿和银、碲、铋的硫化物;有时见毒砂、磁铁矿、赤铁矿等。	石英、钠长石、绿泥石、钾长石、绢云母、方解石等,有时见菱铁矿、白云母等	I 阶段:石英-黄铁矿 II 阶段:石英-黄铁矿±黄铜矿 III 阶段:硫化物 IV 阶段:石英-碳酸岩

水溶液包裹体,少数为含固相的多相包裹体。与以硫化物石英脉为主相比,包裹体一般都较小,多小于 $3 \sim 5 \mu\text{m}$,少数可达 $5 \mu\text{m} \sim 10 \mu\text{m}$ 。表现为:石英-黄铁矿阶段的透明-半透明石英内部多为原生和假次生 $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ 包裹体(包括富水的三相和富 CO_2 的两相或三相包裹体),原生包裹体呈密集小群随机分布,多呈浑圆状和负晶形,假次生包裹体呈小群随机分布,偶见随机分布的单相富 CO_2 包裹体;硫化物阶段主要是富 H_2O 的 $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ 气液包裹体,仅含少量富 CO_2 两相或三相原生-假次生包裹体,多随机分布或沿晶内裂隙分布;早期碳酸盐阶段的方解石、菱铁矿内部的流体包裹体是含 CO_2 气相(V_{CO_2}) + 水液相($L_{\text{H}_2\text{O}}$)包裹体,常沿晶内裂隙分布,负晶形、浑圆形和不规则形状,一般均小于 $10 \mu\text{m}$;在晚期方解石细脉中则是以富 H_2O 包裹体为主,沿裂隙分布,极不规则形状。

以上简述可知,原生包裹体多呈孤立状随机分布,各阶段的水溶液包裹体大多沿矿物的裂隙分布,这种特征表明其多为次生包裹体。

2.2 流体包裹体相组分及演化

2.2.1 群体包裹体

群体包裹体的化学分析结果表明^[3-6],以硫化物石英脉为主的金矿床,其石英的气液两相或/和三相(+固相)包裹体的液相离子组分主要是 Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 F^- 、 Cl^- 以及少量 SO_4^{2-} 离子,分子主要是 CO_2 和少量 H_2S 、 SO_2 、 CH_4 ,现体系为 $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 + \text{X}(\text{Na}^+、\text{K}^+、\text{Ca}^{2+}、\text{Mg}^{2+})[\text{Cl}^-]_{1-2} \pm \text{H}_2\text{S} \pm \text{SO}_2 \pm \text{CH}_4$;气相组分以 $\text{H}_2\text{O}(\text{g})$ 、 CO_2 为主,少量 CO 、 CH_4 、 H_2 、 N_2 ,相体系为 $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \pm \text{CO} \pm \text{CH}_4 \pm \text{H}_2 \pm \text{N}_2$ 。气液两相体系可简化为 $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2 - \text{X}[\text{Cl}]_{1-2} - \text{H}_2\text{S}(\pm \text{CH}_4 \pm \text{SO}_2 \pm \text{N}_2)$ 。不同矿床的液相成分演化具有一定的差异,具体表现如下:

1) 阳离子(Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+})方面:玲珑金矿床

以低 $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$ 、 K^+/Na^+ 为特征,邓格庄金矿 K^+/Na^+ 相对高,它们从早期阶段到晚期均向 Na^+ 方向演化(图 1a)。

2) 阴离子和 CO_2 、 H_2O 方面:玲珑金矿以相对低 $\text{Cl}^- + \text{F}^- + \text{SO}_4^{2-}$ 和高 CO_2 为特征,由早期到晚期先向 SO_4^{2-} 组分方向演化,然后向 F^- 方向演化;邓格庄金矿则以高 H_2O 和低 $\text{Cl}^- + \text{F}^- + \text{SO}_4^{2-}$ 、 CO_2 为特征,流体组分演化相当于玲珑金矿的晚期^[3-5];乳山金矿则以相对高 $\text{Cl}^- + \text{F}^- + \text{SO}_4^{2-}$ 、 CO_2 为特征^[6],成分点位于玲珑金矿的主成矿期与成矿晚期之间(图 1b)。

以硫化物蚀变岩为主的金矿床,其群体包裹体气液相组份与硫化物石英脉为主的金矿床基本一致,只是含量的差别。焦家金矿床以高的 Ca^{2+} 、 F^- 、 Na^+/K^+ 为特征,成分演化不明显,略有向 Na^+ 、 Cl^- 方向演化的趋势;蓬家乔和三山岛金矿以高 K^+ 、 Na^+ 为特征;这种差别在本类矿床之间也存在,但从早期到晚期阳离子演化也是向 Na^+ 升高方向进行(图 1a,b)。

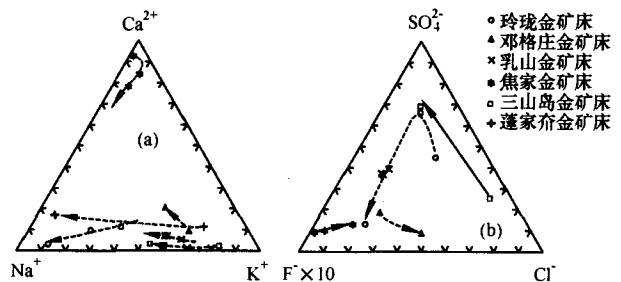


图 1 石英群体包裹体成分演化

2.2.2 单个流体包裹体

典型矿床的单个流体包裹体激光拉曼探针分析结果显示^[7-8]:乳山金矿床的富水包裹体的液相成分主要是 H_2O ($82.8 \sim 93.89 \text{ mol}\%$)、少量 CO_2 ($4.3 \sim 11.1 \text{ mol}\%$) 和 H_2S ($1.5 \sim 3.7 \text{ mol}\%$) 以及一定

量的 CH_4 (1.3 ~ 2.8 mol%), 阴离子成分主要是 Cl^- (0.43 ~ 1.62 mol%), 其次是 HCO_3^- (0.02 ~ 0.05 mol%), CO_3^{2-} (0.03 ~ 0.06 mol%), HS^- (0.01 ~ 0.05 mol%) 和 SO_4^{2-} (0.01 ~ 0.04 mol%), $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ 比值为 7.5 ~ 21.6, 众值在 13.0 ~ 20、均值为 15.5, CO_2/CH_4 比值为 3.1 ~ 5.8; 其相组份体系为 $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 + \text{X}[\text{Cl}]_{1-2} \pm \text{H}_2\text{S} \pm \text{SO}_2 \pm \text{CH}_4$ 。富 CO_2 包裹体的液相组分主要是 CO_2 (71.6 ~ 87.1 mol%) 以及不等数量的 SO_2 (18.3 ~ 19.8 mol%), H_2S (7.1 ~ 12.2 mol%) 和 CH_4 (8.9 ~ 20.1 mol%), CO_2/CH_4 比值在 3.6 ~ 8.9、众值在 6.8 ~ 8.9、均值为 7.6; 气相中 CO_2 含量为 (55.3 ~ 79.8) mol%, SO_2 为 16.8 mol%, H_2S 为 (10.2 ~ 16.4) mol%, CH_4 为 (6.7 ~ 14.3) mol%, N_2 为 (14.2 ~ 23.7) mol%, CO 为 11.4 mol%, CO_2/CH_4 比值为 4.2 ~ 9.7, 均值 6.6; 相组份体系为 $\text{CO}_2 + \text{SO}_2 + \text{H}_2\text{S} + \text{CH}_4 + \text{N}_2$ 。成矿流体相体系为 $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2 - \text{X}[\text{Cl}]_{1-2} - \text{H}_2\text{S} (\text{SO}_2 + \text{CH}_4 + \text{N}_2)$ 。

大尹格庄金矿单个流体包裹体成分相对乳山金矿 H_2O 较富、而 CO_2 和 H_2S 相对较低。其特征为: 富 CO_2 气液两相包裹体均以 CO_2 相为主 (55.1 ~ 86.2 mol%), 有少量 H_2S (6.6 ~ 27.1 mol%) 和 SO_2 (8.1 ~ 18.9 mol%) 含硫相及 CH_4 (4.7 ~ 17.2 mol%), 个别检测到 H_2O (15.1 ~ 22.3 mol%) 和 CO (5.8 ~ 15.8 mol%), 其相组份体系为 $\text{CO}_2 (\pm \text{CO}) + \text{H}_2\text{S} (\pm \text{SO}_2) + \text{CH}_4 \pm \text{H}_2\text{O} \pm \text{N}_2$; 富 H_2O 气液两相包裹体以 H_2O 为主 (68.1 ~ 93.7 mol%), 其次是 CO_2 (4.2 ~ 21.4 mol%), H_2S (1.4 ~ 4.3 mol%) 及 CH_4 (2.1 ~ 6.2 mol%), 个别包裹体还检测到不等量的 SO_2 (1.4 ~ 2.7 mol%), 其流体包裹体相组份体系为 $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2 (\pm \text{CO}) - \text{H}_2\text{S} (\pm \text{SO}_2) - \text{CH}_4$ 。

在流体演化方面, 乳山金矿的富 CO_2 包裹体从早期到晚期成矿流体 CO_2 逐渐降低、 H_2O 逐渐升高趋势, 反映流体演化是以结晶分异为主的成矿作用过程。大尹格庄的富 CO_2 相早期到晚期表现为: CO_2 含量从 86 mol% 逐渐降至 55 mol%, 而 H_2S 含量则从 ≤ 10 mol% 增加到 27 mol%, SO_2 变化不明显, CH_4 含量在 (5 ~ 17) mol% 范围内波动; 且 CO_2 含量在硫化物阶段明显降低至 64 mol%, 但 H_2S (20 mol%)、 CH_4 (15.7 mol%) 含量明显升高, 在晚期石英-碳酸盐化阶段中 H_2O 含量升高, 这种特征一方面反映了成矿流体的氧逸度降低和硫逸度升高的趋势, 另一方面指示在主成矿阶段成分发生突变, 这

种 CO_2 明显降低、 H_2S 与 H_2O 明显升高的现象与成矿体系的压力突变是一致的, 是流体沸腾的结果 (表 2 和图 2)。

2.3 温度、压力和盐度、密度及其演化

胶东金矿床的成矿流体为中温、中压、低到中等盐度, 密度为 (0.6 ~ 1.0) g/cm^3 , 它们在成矿过程的表现一般是随温度、压力逐渐降低, 盐度和 CO_2 包裹体密度也随之降低^[3~9]。如: 玲珑金矿床的石英-黄铁矿阶段盐度为 (3.4 ~ 16.7) wt% NaCl, 均一温度为 270℃ ~ 450℃ (低共熔温度为 -21.9℃ ~ -19.0℃, 冰点温度为 -4.3℃ ~ -2.5℃), 压力为 300 ~ 784 MPa, 密度为 (0.65 ~ 0.90) g/cm^3 (表 2); 石英-黄铁矿-磁黄铁矿阶段盐度为 (3.4 ~ 19.2) wt%, CO_2 包裹体密度为 (0.65 ~ 0.90) g/cm^3 。

$\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$ 和水溶液包裹体的 T_h 为 185℃ ~ 350℃ (水溶液的低共熔温度在 -25℃ ~ -19.0℃之间), P 为 (777 ~ 144) MPa (CO_2 包裹体 T_h 为 -21.8℃ ~ +29.0℃, T_{mi} 为 -15.6℃ ~ -2.4℃); 硫化物阶段盐度为 (3.7 ~ 18.8)%, 富 CO_2 的 $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$ 包裹体密度为 (0.64 ~ 1.05) g/cm^3 , T_h 为 120℃ ~ 335℃, 压力为 (54 ~ 758) MPa; 中晚期温度 < 150℃ ~ 240℃, 压力为 (100 ~ 619) MPa, 盐度为 (3.7 ~ 18.8)%, 富 CO_2 的 $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ 包裹体密度为 (0.64 ~ 1.05) g/cm^3 ; 石英-碳酸盐阶段盐度为 (4.1 ~ 10)%, 水溶液包裹体 T_h 为 < 150℃ ~ 240℃, 低共熔温度为 -22.0℃ ~ -20.1℃, 压力为 (100 ~ 619) MPa。

大尹格庄金矿早期成矿流体 230℃ ~ 320℃、压力在为 (144 ~ 215) MPa、盐度为 (3.15 ~ 12) wt% NaCl, 流体总密度为 (0.54 ~ 0.99) g/cm^3 , 中晚期温度为 100℃ ~ 330℃、集中在 220℃ ~ 250℃, 压力为 (76.9 ~ 162) MPa, 盐度为 (3.32 ~ 7.69) wt%、总密度为 (0.67 ~ 1.0) g/cm^3 。

此外, 我们注意到以硫化物石英脉岩为主金矿 (如: 玲珑、乳山、邓格庄等) 的流体演化一般是逐渐降压、降温的 $P-T$ 轨迹; 而以蚀变岩主矿床 (如: 大尹格庄、焦家等) (图 2) 成矿过程随温度的降低, 在进入主成矿阶段一般出现明显的升压, 而在晚期压力又有明显的降压, 主成矿阶段均出现明显的升压与降压的突变现象与流体包裹体相组分变化是一致的, 这种现象是流体不混溶 (沸腾) 或体系能量积累与释放的结果^[7], 这可能是与硫化物石英脉为主的矿床成矿流体演化的主要差别。

表 2 两类代表性矿床的流体包裹体的盐度、密度和均一温度和压力^[7-8]

典型矿床	矿化阶段	盐度 (NaCl)、密度	包裹体的均一温度、压力特征
玲珑金矿床	石英-黄铁矿	盐度为(3.4~16.7)wt%, 密度为(0.65~0.90)g/cm ³	水溶液包裹体的 Th 为(270~450)℃(低共熔温度为(-21.9~-19.0)℃, 冰点温度为(-4.3~-2.5)℃), P 为(300~784)MPa
	石英-黄铁矿-磁黄铁矿	盐度为(3.4~19.2)wt%, CO ₂ 包裹体密度为(0.65~0.90)g/cm ³	H ₂ O-CO ₂ 和水溶液包裹体的 Th 为(185~350)℃(水溶液的低共熔温度在(-25~-19.0)℃之间), P 为(777~144)MPa (CO ₂ 包裹体 Th 为(-21.8~-29.0)℃, T _{mi} 为(-15.6~-2.4)℃)
	硫化物	盐度为(3.7~18.8)%, 富 CO ₂ 的 H ₂ O-CO ₂ 包裹体密度为(0.64~1.05)g/cm ³	H ₂ O-CO ₂ 包裹体 Th 为(120~335)℃, 计算的 P 为(54~758)MPa
	石英-碳酸盐	盐度为(4.1~10)%	水溶液包裹体 Th 为<(150~240)℃, 低共熔温度为(-22.0~-20.1)℃, 计算的压力为(100~619)MPa
大尹格庄金矿床	石英-黄铁矿	盐度为(3.15~4.44)wt% NaCl, 流体总密度为(0.54~0.9)g/cm ³ , XCO ₂ 为 0.1~0.25	Th 在(280~320)℃左右, 其捕获压力在具有相应 H ₂ O-CO ₂ -NaCl 相的气液曲面上为(144~215)MPa
	石英-黄铁矿-黄铜矿	盐度为(3.15~12)wt% NaCl, 流体总密度为(0.83~0.99)g/cm ³ , XCO ₂ 为 0.02~0.03	这些包裹体的 Th 范围集中在(230~250)℃, T _{mc} =(5.3~8.4)℃; 均一压力为(144~194)MPa。
	硫化物	盐度为(3.32~7.69)wt%, 总密度为(0.67~1.0)g/cm ³	与黄铜矿-方铅矿-闪锌矿伴生的石英 Th 为(220~330)℃、集中在(220~250)℃, 均一压力为(103~162)MPa 与叠加的方铅矿-闪锌矿伴生的石英 Th 为(179~245)℃、集中在(220~250)℃, 均一压力为(83.8~84.7)MPa
	石英-碳酸岩	盐度为(4.44~8.01)wt%, 总密度为(0.80~0.95)g/cm ³	Th 为(200~298)℃; 指示、均一压力为(76.9~133.8)MPa。T _{mc} 一般在(+5.0~-9.0)℃, 少数可低至 3℃, Th 在(100~250)℃之间, 而以(160~220)℃居多

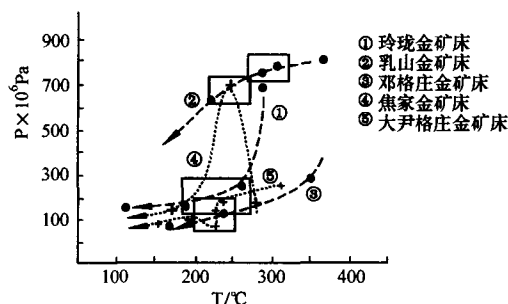


图 2 金矿成矿流体演化的温-压演化轨迹

3 讨论

3.1 流体性质及热动源

流体包裹体的基本特征和成分研究表明,两类矿床流体包裹体的大小、发育状况虽有不同,但它们的流体包裹体组份基本相同,即为 H₂O-CO₂-X[Cl]₁₋₂-H₂S(SO₂+CH₄+N₂),只有少量 CO₂-CH₄-H₂O 和含固相的多相包裹体。液相的盐度为低到中等,其中有的以 NaCl 为主(玲珑)。

气相为 CO₂、SO₂、H₂S、CH₄、(±N₂)。它们的成矿过程表现:早期热液是一种富含挥发组分(X_{CO₂}可达 0.1~0.25)、低盐度的 H₂O-CO₂-NaCl(-KCl-CaCl₂-H₂S-SO₂-CH₄)的液-气体系,而随温度和压力的降低或释放引起 H₂O-CO₂-NaCl(-KCl-CaCl₂-H₂S)流体的 CO₂ 含量减低、形成的

富水流体,CO₂(+H₂S)出溶则引起晚期碳酸盐脉产生和热液中金属络合物平衡的破坏,从而产生金多金属硫化物沉淀,最后形成几乎不含 CO₂ 等挥发组分的低温热液。这种特征与冀东、小秦岭一带金矿床的成矿流体组成相似^[11,12],并与造山带型脉状金矿十分相似^[12]。

对于这种中-低盐度的富 CO₂-H₂O 流体,有人认为是变质成因^[14,15],也有人认为是岩浆热液成因^[15]还有的学者认为是下部地壳的脱挥发分作用产生中-低盐度、富 CO₂-H₂O、H₂S 流体^[9]。

从单个包裹体的成分角度分析,作者将上述矿床的气相主要成分作均值计算,并与区域相关地质体的包裹体主要组分均值^[7-9,16]做综合对比(表 2),结果显示气相成分与区域花岗质片麻岩、榴辉岩、壳型花岗岩和多硅白云母石英脉的相关性最强,其次是 II 型碱性玄武岩、II 型地幔包体。CO₂-H₂S-CH₄ 图解上,以石英脉为主的矿床气相成分点落在富集地幔或下地壳源区范围、更接近榴辉岩,而以蚀变岩为主的矿床流体成分点落在上地壳范围,更接近壳源花岗岩、多硅白云母石英脉、花岗片麻岩(图 3)。显然,前者的成矿流体来源是下地壳,而以蚀变岩为主的金矿床成矿流体更接近壳源花岗岩、多硅白云母石英脉和花岗片麻岩的特征,并非是上地壳来源,最大可能下地壳产生的含流体热液,在上升过程中受到浅部流体混合作用导致。

表3 金矿的流体包裹体与相关地质体的包裹体的气相成分对比表

金矿及相关地质体	气相/mol%							
	CO ₂	H ₂ O	SO ₂	H ₂ S	CH ₄	N ₂	CO	H ₂
石英脉型金矿床	73.0		<18.3	11.9	11.3	<18.5	<11.4	
细脉-蚀变岩型金矿	62.6	<19.4	<8.4	6	11.9	<15.2	<10.8	
次火山-火山角砾岩型金矿	80.1	22.3	13.95	8.4	4.4	<10.2		7.4
I型二辉橄榄岩(地幔岩包体)	19.3	?	0.1	0.5	0.3	1.2	48.4	30.3
I型山东大方山碱性玄武岩	36.0	?	58.9	0.3	0.03	1	3.7	0.02
II型二辉橄榄岩(地幔岩包体)	80.5	?	5.3	0.01	1.02	2.3	3.7	6.6
II型江苏六合方山碱性玄武岩	75.3	?	14.2	0.01	0.7	3.7	5.1	0.7
苏鲁榴辉岩	67.6	3.6	?	5.5	4.5	38.6		
交代地壳重熔型花岗岩	80.2			7.1	12.7			0.443
壳幔混合型花岗岩(ml/100g)	2.033	53			0.253			
花岗质片麻岩	65.8	8.9	4.7	5.2	15.4			
多硅白云母石英脉	43.3	31.8		3.6	7.9	30.5		

相关地质体的数据来源:沈昆等,1996;Xia Lingqi, 1999。

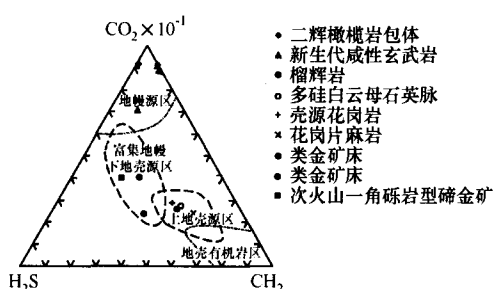


图3 不同体系的单个流体包裹体的气相成分对比图

胶东金矿的形成时代为燕山中期(122.7 ~ 121.7Ma)^[3],而榴辉岩形成于印支晚期、多硅白云母石英脉形成与榴辉岩的折返有关,花岗片麻岩为晚元古代产物^[1,2]、壳源花岗岩的年龄为160 ~ 153Ma^[17]。因此,从某种意义上讲成矿流体虽然在性质上与它们有相似之处,但成矿热事件并非与之有密切关系。与成矿最密切的热事件是伴生暗色脉岩群(125 ~ 120Ma)、壳幔混合型花岗岩(130 ~ 126Ma)和火山岩(115 ~ 110Ma)^[18,19];但成矿物质来源与暗色脉岩群(煌斑岩、辉绿岩为主)、火山熔岩、壳幔混合型花岗岩不具同源性,暗色脉岩群与玄武质火山熔岩、壳幔混合型花岗岩内部的暗色微粒岩浆包体具同源性,三者可能均与玄武质岩浆作用有关(孙景贵,撰稿之中)。根据邱检生等(1997)的研究,该区中生代钾玄质玄武岩岩浆作用与大规模喷发作用始于120Ma^[18]可以认为玄武质岩浆喷发大规模成矿作用标志上述两类金矿床的成矿作用结束;而在130 ~ 120Ma之间适置该区地壳减薄或幔隆强烈(莫霍面34.5km)^[2],最有可能伴生幔源玄武质岩浆底侵作用的地区。

玄武质岩浆底侵对成矿的贡献主要是提供热能、挥发份及部分矿物质等^[20~22],其作用方式:

1) 提供热使下地壳发生高级变质作用基础上形成含矿热液;

2) 或提供热使重熔去硅碱质后的地壳部分或作用先期酸性岩浆的根部/底部等使成矿物质再度熔融/溶解活化、产生大规模的含矿流体;

3) 直接提供热、流体和成矿物质等。

底侵作用发生的条件主要是岩石圈减薄或具备软流圈物质上升的通道^[23,24],因而满足条件的构造环境主要是板块边界区^[25]、岩石圈快速伸展减薄区^[26,27]、下部岩石圈整体拆沉区^[28,29]及造山带内岩石圈的拆离滑拖区^[26],即是裂谷和岩石圈减薄区、莫霍面最发育的构造区;因此有的学者认为大陆内部的底侵与地幔柱^[30]有关,而大陆边缘则与俯冲作用和相适应的幔隆过程密切^[30]。本区中生代处于环太平洋构造-岩浆成矿带的大陆边缘,明显地壳减薄或幔隆和暗色脉岩群、壳幔混合型花岗岩发育是玄武岩浆底侵或底热作用的间接有利证据;故我们认为玄武质岩浆填加到岩石圈底界的作用,可能是提供热流使下地壳发生活化的根源。

3.2 地质勘探及找矿意义

流体包裹体的特征、成分及温压条件的研究,不仅在成矿理论方面具有重要指导意义,而且对揭示成矿规律同样有一定的参考价值。不同类型矿床的流体成分和成矿的温度、压力演化差异与金矿化强度似乎有一定的联系。

在成矿流体方面,若将以硫化物石英脉为主的玲珑矿床成矿流体演化作为该类型含矿热液演化的全过程或大型矿床的成矿特征,那末乳山金矿床的流体演化则相当于玲珑金矿的中期-晚期阶段的流体组分,邓格庄金矿床则相当于玲珑金矿床的晚期热液阶段;以硫化物蚀变岩为主的矿床流体成分演

化内在规律性不明显,三山岛金矿床的成矿流体演化可大致相当于玲珑金矿床的早期阶段,而焦家金矿床的成矿流体演化相当于玲珑金矿床的晚期阶段(图1)。

在成矿温度和压力方面(图2),以硫化物石英脉为主的玲珑矿床与乳山金矿床、邓格庄金矿床的演化规律与流体成分演化关系一致,即乳山金矿床和邓格庄金矿床分别相当于玲珑的早期矿化和晚期矿化;从热液能量角度分析,玲珑金矿床的能量是较大的,其次是乳山金矿床,邓格庄金矿床的能量相对小。而以硫化物蚀变岩为主的矿床表现:焦家金矿床成矿期有明显升压和降压过程,是在压力相对高的条件下降压沸腾;大尹格庄金矿床是在相对低压状态下减压沸腾,而焦家金矿床成矿是在压力增高后、减压沸腾,显示焦家金矿床成矿作用的能量较大,而大尹格庄金矿床成矿时的能量相对小,这一特征与玲珑、焦家金矿床是大型,而乳山、邓格庄、大尹格庄为中型金矿床是一致的。因此,成矿流体成分和温-压状态的研究可能为探讨成矿规律、地质勘探及找矿提供重要参数。

4 结论

胶东金矿床的流体包裹体成分和温度、压力等方面的研究揭示了以下内容:

1) 成矿流体形成于下地壳,热动源与中生代玄武岩作用密切相关,玄武质岩浆添加到岩石圈底界作用最有可能是提供热流,使下地壳发生活化、并在此基础上形成含矿溶液的根源。

2) 各类矿床的流体组分基本相同,出现组分含量的差异与流体演化机理有密切关系,即:产于壳源花岗岩内部、以硫化物石英脉为主的金矿床成矿过程以结晶分异为主,而以硫化物蚀变岩为主的矿床流体演化表现流体不混溶或沸腾作用而成矿。

3) 不同矿床之间的流体组分和温压条件的演化规律的差异,对于探讨区域成矿规律及指导矿产勘探等方面具有一定指导意义。

[参考文献]

- [1] 孙景贵,胡受奚,赵懿英,等. 初论胶东地区金矿成矿模式[J]. 矿床地质,2000,19(1):26~36.
- [2] 翟明国,杨进辉,刘文军. 胶东大型金矿集中区及大规模成矿作用[J]. 中国科学(D),2001,31(7):545~552.
- [3] 李兆龙,杨敏之. 胶东金矿床地质地球化学[M]. 天津:天津科学技术出版社,1993,1~168.
- [4] 杨士望. 胶东半岛东部金矿地质[M]. 青岛:海洋大学出版社,1993.
- [5] 翟建平. 乳山金矿煌斑岩及流体和氢氧锶同位素研究[J]. 矿床地质,1996,15(4):364~358.
- [6] 李治平. 胶东乳山金矿成因[J]. 矿床地质,1992,11(2):165~176.
- [7] 沈昆,胡受奚,孙景贵,等. 山东招远大尹格庄金矿成矿流体特征[J]. 岩石学报,2000,16(4):542~550.
- [8] 卢焕章, Guha J, 方根保. 山东玲珑金矿的成矿流体[J]. 地球化学,1999,23(5):421~437.
- [9] 黄德业. 胶东金矿成矿系列硫同位素研究[J]. 矿床地质,1994,13(1):75~86.
- [10] Yao Y, Morteani G and Trumbull R B. Fluid inclusion microthermometry and the P-T evolution of gold-bearing hydrothermal fluids in the Niuxinshan gold deposit, eastern Hebei province [J]. NE China. Mineralium Deposita, 1999,34: 348~365.
- [11] 谢奕汉,金成斌,范宏瑞,等. 小秦岭地区流体演化和金矿成因. 中国金矿床研究进展之一[M], 北京:地质出版社,1996,1~365.
- [12] Kerrich R, Goldfarb R, Groves D, et al. The characteristics, origins, and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces[J]. Science in China, Series D, 2000,43 (supp.): 1~69.
- [13] Fyfe W S and Kerrich R. Gold natural concentration processes in Foster, R P. ed. [J]. Gold '82 A. Belkema, Rotterdam, 1984. 99~127.
- [14] Phillips G N. Link between gold provinces[J]. Econ. Geol., 1993,88:1084~1098.
- [15] Burrows D R, Wood P C. and Spooner E P C. Carbon isotope evidence for a magmatic origin for Archean gold-quartz vein ore deposits[J]. Nature. 1986, 321: 851~854.
- [16] Xia Lingqi, Xia Auchun, Xu Xueyi. Fluids and melts in the upper mantle[J]. Acta Geol. Sinica, 1999,73,3:300~340.
- [17] 苗来成,罗镇宽,关康,等. 玲珑花岗岩中的离子质谱 U-Pb 年龄及其地质意义[J]. 岩石学报,1998,14(2):198~205.
- [18] 邱检生,王德滋,曾家湖. 鲁西中生代富钾火山岩及煌斑岩微量元素和 Nd-Sr 同位素地球化学[J]. 高校地质学报,1997. 3(4):384~395.
- [19] Cameron E M. Archean gold: Relation to granulite formation and redox zoning in the crust[J]. Geology, 1988, 16: 109~112.
- [20] Cameron E M. Scouring of gold from the lower crust[J]. Geology, 1989, 17:26~29.
- [21] Zweng P L, et al. Thermochronology of the Camflo gold deposit; Malartic, Quebec: Implications for magmatic underplating and the formation of gold bearing quartz vein[J]. Economic Geology, 1993,18: 1700~1721.
- [22] Metcalf R V and Eugene I. Introduction to special section: magmatism and extension. Jour[J]. Geophys. Res., 1995, 100, B7: 10249~10252.
- [23] Hawkesworth C, Turner S, Gallagher K, et al. Calc-alkaline magmatism, lithospheric thinning and extension in the basin and range. J[J]. Geophys Res, 1995, 100, B7: 10271~10286.

- [24] Zandt G, Myers S C, *et al.* Evolution and thickness of the lithosphere beneath coastal California[J]. *Geology*, 1982, 10:376 ~ 381.
- [25] McKenzie D and O'Nions R K. Mantle reservoirs and ocean island basalts[J]. *Nature*, January, 1983, 301:229 ~ 231.
- [26] Parada M A, Nyström J O, Levi B. Multiple sources for coastal batholith of central Chile (31 ~ 34°S): Geochemical and Sr - Nd isotopic evidence and tectonic implications [J]. *Lithos*, 1999, 46:505 ~ 521.
- [27] Bird P. Continental delamination and the Colorado Plateau[J]. *J. Geophys. Res.*, 1979, 84:7561 ~ 7571.
- [28] Väisänen M, Manttari Irmeli, Leo M. Tectonic setting of post - collisional magmatism in the palaeoproterozoic Svecofennian orogen [J], SW Finland. *Lithos*, 2000, 54:63 ~ 81.
- [29] Brown M. The generation, segregation, ascent and emplacement of granitic magma: the migmatite to crustally - derived granite connection in thickened orogens [J]. *Earth - Science Reviews*, 1994, 36:83 ~ 136.
- [30] Brent I A M, Jannene S M, Noreen J E. Osmium isotope constraints on ore metal recycling in subduction zones [J]. *Science*, 1999, 286 (15):4 ~ 8.

CHARACTERISTICS AND GEOLOGICAL SIGNIFICANCE OF ORE - FORMING FLUIDS IN THE JIAODONG GOLD DEPOSITS

ZHAO Hong - guang¹, SUN Jing - gui^{1,2}, LING Hong - fei², SHEN Kun³, HU Shou - xi²

(1. College of Earth Sciences, Jilin University, Changchun 130061;

2. State Key Laboratory for Mineral Deposit Research, Nanjing 210093;

3. Shandong Institute of Geological Sciences, Shandong Bureau of Geology and Mineral Resources, Jinan 250013)

Abstract: Gold deposits in the Jiaodong peninsular can be divided into sulfide quartz vein type and alteration rock type. Research results from ore - forming fluids and temperature - pressure measurements show that ore - bearing fluids are formed from lower crust, and heat and parts of fluids are contributed by basaltic magma underplating. The evolution process of ore - forming fluids can be described as following: gold deposits predominated by sulfide quartz veins were formed in relative stable environment by fluid crystallization differentiation; whereas alteration rocks predominated gold deposits were formed after fluid boiling. The temperature - pressure evolution path of mineralization process indicates that large deposits have relative complete P - T evolution path or fluid boiling, but relatively little deposits have not complete P - T path. This conclusion is very important for further research of genesis and probing into mineralizing regularity of gold deposits in the Jiaodong peninsular.

Key words: fluid character, heat dynamic resource, mineralizing regularity, Jiaodong gold deposits

“新钻牌”CFG 系列桩机(基础工程)

推广工法、环保产品

钻孔直径:300 ~ 800 mm

钻深:12 m、15 m、18 m、21 m、25 m、30 m

长螺旋钻进成孔、泵压混凝土成桩,既成孔成桩一机一次完成;低噪音、无振动。

生产厂家:河北新河钻机厂

销售热线:13903192011

地 址:河北省新河城内南大街 124 号

E - mail: cuiwy@heinfo.net

联系人:崔文艺(营销经理)

电 话:(0319)4752111(传真)

邮 编:055650

<http://www.xhzuanji.com>

