

小秦岭与胶东金矿床的成矿流体特征对比*

徐九华 谢玉玲 申世亮

(北京科技大学资源工程学院, 北京)

提 要: 小秦岭和胶东地区绿岩型金矿床的矿化类型和成矿流体的包裹体、稳定同位素特征有很多相似之处,但也有些区别。小秦岭金矿床的流体包裹体具更高的 $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ 、较低的 K^+/Na^+ 和 F^-/Cl^- ,这与该区的成矿压力较高、容矿主岩以相对贫 K^+ 、 F^- 的斜长角闪岩和灰色片麻岩类有关。而胶东地区金矿床的容矿主岩则以富 K^+ 、 F^- 的长英质岩石为主。小秦岭金矿床较低的 $\delta^{18}\text{O}$ 值、胶东地区 $\delta^{18}\text{O}$ 值随着距海岸位置的变化等现象均表明这两个地区金矿床的成矿溶液与大气降水有着密切联系。

主题词: 金矿床 成矿流体 小秦岭 胶东

小秦岭和胶东半岛是中国最重要的两大黄金产区。金矿床产于华北陆台南缘或南东缘前寒武花岗岩-绿岩地体内,矿体均受控于古陆边缘脆韧性剪切带。成矿作用多阶段性、金的富集均与石英-黄铁矿阶段和石英(碳酸盐)-多金属硫化物阶段有关。笔者对两大地区主要金矿床热液蚀变特征、流体包裹体和稳定同位素地球化学进行了对比研究,获得了一些重要认识。

1 小秦岭金矿蚀变岩流体包裹体研究

1.1 热液蚀变特征

小秦岭金矿带位于豫陕交界处,南北以小河和太要两大边界断裂组成了东西向狭长地带,区域出露地层主要为上太古界太华群。含金石英脉多为东西走向,分布于韧性断裂带中。据文峪、东闯、出岔等主要矿床的研究,围岩蚀变类型有绢云母化、硅化、黄铁矿化、碳酸盐化和绿泥石化等。蚀变岩可分出三个带^[12,23]。在出岔金矿还发育有早期的钾长石化。

1.2 蚀变岩流体包裹体研究

1.2.1 研究方法 研究样品 200 余件采自文峪、东闯、出岔等矿区的 30 个穿脉剖面。在薄片观察基础上,磨制包裹体片,在 XYD-1350 热台和 Leitz 1350 冷热台上进行均一法和冷冻法研究。气液相成分委托中国地质大学(北京)包裹体室测定,仪器是 SP-2305 气相色谱仪和 ZIC-2 型离子色谱仪。压力估算引用 Roedder(1984)描述的高盐度包裹体测压法和 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 体系联合 $P-T$ 图解法确定^[21]。稳定同位素委托中国地质科学院矿床地质研究所测定,仪器是 MAT 251 质谱仪(氢、氧)和 MAT 230C 质谱仪(硫)。

* 北京科技大学科研专项基金资助

徐九华,男,1951年生,硕士,副教授,长期从事金矿床地质、流体包裹体等研究和矿山地质、矿床学教学工作。邮政编码:100083

1996-03-01 收稿,1996-06-17 修改回

1.2.2 流体包裹体特征 蚀变岩中可鉴别出四种不同世代的石英^[23]。早世代石英(Q₁)在弱蚀变带(I带)中常交代斜长石和角闪石,不规则状分布。常含高盐度包裹体(A型),子矿物主要为立方体状NaCl,有时见浑圆状KCl。包裹体较大,可达5~15 μm。由微斜长石分解产生的细粒石英(Q₂)不多见,含细小(<5 μm)的气液两相包裹体(B型)。中蚀变带(II带)岩石中除残留Q₁、Q₂外,还出现了不规则团块状的晚世代石英(Q₃),其最重要的特征是富CO₂包裹体(C型)。按体积估计,CO₂(G+L)相可占40%~90%。有时见纯CO₂包裹体(D型)及由NaCl子晶和液态CO₂组成的四相包裹体(E型)。C和D型包裹体也大量产出于矿脉石英中。CO₂包裹体大小可达10~20 μm。Q₃在强蚀变带(III带)大量出现,而Q₁、Q₂逐渐消失。在糜棱岩发育地段,Q₃中常包含有动力重结晶形成的细小石英集合体(Q₄)。

1.2.3 均一法和冷冻法研究 A型包裹体具有两种均一途径:① NaCl子晶先于气泡消失,即 tm_{NaCl} (NaCl子晶溶解温度)低于 th (包裹体流体相均一温度);② NaCl子晶晚于气泡消失,即 tm_{NaCl} 高于 th (表1)。C型包裹体多均一成液相,个别均一成气相,还有一部分均一成临界流体相。B型包裹体均向液相均一。

表1 小秦岭文峪-东闯金矿床蚀变岩流体包裹体特征

Table 1. Data of fluid inclusions in altered rocks from the Wenyu-Dongchuang gold deposits in Xiaoqinling Mountains

| 样号 | 矿物,岩石 | 包裹体类型 | th/°C | | tm/°C | 均一状态 |
|-------|------------------------|------------|---------|-----|---------|---------------------|
| | | | 范围 | 平均值 | | |
| 13-1 | Q ₃ ,黄铁绢英岩 | B(10) | 210~260 | 237 | | L |
| | | C,D(9) | 250~310 | 291 | | C |
| 15-4 | Q ₃ ,黄铁绢英岩 | B(17),C(2) | 158~282 | 250 | | L |
| | | D(3) | 158~278 | 238 | | C |
| 16-4 | Q ₃ ,黄铁绢英岩 | C(5) | 250~270 | 248 | | G(CO ₂) |
| | | B(3) | 135~170 | 157 | | L |
| | | D(2) | 265~290 | 283 | | C |
| 18-4 | Q ₃ ,黄铁绢英岩 | B,C(17) | 210~295 | 236 | | L |
| 21-1 | Q ₁ ,蚀变角闪岩 | A(7) | 285~370 | 297 | 155~345 | L |
| | | B(3) | 260~265 | 262 | | L |
| D-02 | Q ₁ ,蚀变混合岩 | A(4) | 215~258 | 241 | 195 | L |
| | | B(6) | 260~265 | 278 | | L |
| D-25 | Q ₁ ,蚀变片麻岩 | B(10) | 245~280 | 265 | | L |
| D-18 | Q ₁ ,蚀变混合岩 | A(14) | 195~250 | 225 | 225~280 | L |
| P3-6 | Q ₁ ,蚀变混合岩 | A(8),B(3) | 240~335 | 270 | 280~405 | L |
| P4-3 | Q ₁ ,蚀变角闪岩 | A(4) | 255~380 | 313 | 335~465 | |
| | Q ₂ ,蚀变角闪岩 | A(5),B(3) | 162~165 | 165 | 225~310 | L |
| P4-4 | Q ₃ ,蚀变岩中网脉 | B(11) | 260~290 | 285 | | L |
| P17-4 | Q ₃ ,黄铁绢英岩 | B(10) | 250~325 | 305 | | L(6) |
| | | | | | | C(4) |

注:括号内为测定数;均一状态中:L—液相,C—临界包裹体,G—气相

冷冻法试验中,B型包裹体的冰点为 $-0.9\sim-6.3\text{ }^{\circ}\text{C}$,其盐度为 $1.6\text{ wt}\%\sim 9.6\text{ wt}\%$ NaCl。C型包裹体冰点 $-2.5\sim-9.1\text{ }^{\circ}\text{C}$,盐度为 $4.2\text{ wt}\%\sim 13.0\text{ wt}\%$ NaCl。对于A型包裹体,按NaCl子晶、气泡和包裹体的体积关系求得盐度为 $28\text{ wt}\%\sim 57\text{ wt}\%$ NaCl,也可按Roeder(1984)描述的方法求得。

表 2 小秦岭文峪-东闯金矿床蚀变岩和脉石英包裹体气相成分

Table 2. Gas composition of fluid inclusions in altered rocks and vein quartz from the Wenyu-Dongchuang gold deposits in Xiaoqinling Mountains

| 样号 | 产出特征 | (10^{-6}) | | | | | (质量比) | |
|---------|----------|------------------|-----------------|----------------|----------------|-----------------|-----------------------------------|----------------------------------|
| | | H ₂ O | CO ₂ | H ₂ | N ₂ | CH ₄ | CO ₂ /H ₂ O | CH ₄ /CO ₂ |
| P3-6 | 蚀变混合岩 | 522 | 46.7 | 0.07 | 3.40 | 0.52 | 0.089 | 0.011 |
| P17-4 | 黄铁绢英岩 | 394 | 105.2 | 0.32 | 3.28 | 0.66 | 0.267 | 0.006 |
| 15-4 | 黄铁绢英岩 | 522 | 67.9 | 0.08 | 3.14 | 0.00 | 0.128 | 0.00 |
| Q-17 | 脉石英(I) | 399 | 271 | 0.068 | 0.74 | 0.667 | 0.679 | 0.002 |
| Q-25 | 脉石英(I) | 819 | 492 | 0.65 | 6.99 | 1.76 | 0.600 | 0.0036 |
| Q-24 | 脉石英(I) | 1220 | 782 | 0.099 | 2.06 | 0.679 | 0.640 | 0.0009 |
| 1700-2 | 脉石英(II) | 915 | 434 | 0.70 | 6.11 | 5.60 | 0.474 | 0.013 |
| Q III-1 | 脉石英(III) | 263 | 72 | 0.091 | 0.47 | 0.683 | 0.274 | 0.0095 |
| Q III-2 | 脉石英(III) | 1294 | 91 | 0.103 | 1.77 | 0.271 | 0.070 | 0.0008 |

注:括号内为矿化阶段

表 3 小秦岭文峪-东闯金矿床蚀变岩和脉石英包裹体液相成分

Table 3. Liquid composition of fluid inclusions in altered rocks and vein quartz from the Wenyu-Dongchuang gold deposits in Xiaoqinling Mountains

| 样号 | (mg/ml) | | | | | | | (质量比) | | |
|---------|-----------------|----------------|------------------|------------------|-----------------|-------------------------------|----------------|---------------------------------|--|---------------------------------|
| | Na ⁺ | K ⁺ | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | Cl ⁻ | SO ₄ ²⁻ | F ⁻ | K ⁺ /Na ⁺ | Cl ⁻ /SO ₄ ²⁻ | F ⁻ /Cl ⁻ |
| P3-6 | 2.75 | 5.16 | 1.03 | 0.11 | 5.96 | 1.60 | 1.49 | 1.88 | 3.73 | 0.25 |
| P17-4 | 7.24 | 10.98 | 1.16 | 0.00 | 14.86 | 9.43 | 2.20 | 1.52 | 1.58 | 0.15 |
| 15-4 | 9.28 | 8.34 | 0.10 | 0.20 | 12.10 | — | 0.10 | 0.90 | 0.57 | 0.01 |
| Q-17 | 2.43 | 0.50 | 0.55 | 0.0 | 1.98 | 5.27 | 0.025 | 0.21 | 0.38 | 0.013 |
| Q-25 | 13.2 | 3.15 | 3.21 | 0.22 | 25.0 | 3.04 | 0.0 | 0.24 | 8.22 | 0.0 |
| Q-24 | 4.58 | 2.51 | 0.59 | 0.05 | 7.99 | 0.35 | 0.03 | 0.55 | 22.7 | 0.004 |
| 1700-2 | 9.25 | 3.94 | 1.20 | 0.0 | 42.35 | 0.70 | 0.22 | 0.43 | 60.5 | 0.005 |
| Q III-1 | 5.55 | 0.38 | 1.78 | 0.0 | 3.99 | 6.65 | 0.15 | 0.07 | 0.60 | 0.038 |
| Q III-2 | 10.3 | 1.12 | 0.87 | 0.22 | 17.8 | 2.86 | 0.05 | 0.11 | 6.20 | 0.003 |

注:样品产状同表 2

表1中还可看出, t_h 的变化范围(样品平均值)为 157~313℃, 与矿脉石英测得的数据相近。但 A 型包裹体整个包裹体的均一温度(部分为 t_m 、部分为 t_h)较高些, 符合早期成矿流体温度较高的特点。

1.2.4 流体包裹体成分分析结果 对蚀变混合岩和绢英岩中挑选出的石英进行包裹体成分分析。镜下检查表明所研究的蚀变混合岩样品中 Q_1 占石英含量 80% 以上, 而绢英岩样品中 Q_3 占石英的 90% 以上。因此, 前者代表了 Q_1 、后者代表了 Q_3 的流体包裹体特征。成分分析结果还与矿脉石英的包裹体成分进行了对比。蚀变岩中流体包裹体比矿脉石英的具较高的 K^+/Na^+ 、 F^-/Cl^- 和较低的 CO_2/H_2O (表 2、表 3)。从蚀变混合岩→黄铁绢英岩→脉石英 K^+/Na^+ 、 F^-/Cl^- 渐低, CO_2/H_2O 渐增, 反映了从早期蚀变、中晚期蚀变至含金石英脉成矿流体的成分演化。

2 小秦岭、胶东金矿床流体包裹体研究对比

2.1 小秦岭金矿床包裹体研究综述

自 80 年代中期以来, 小秦岭地区金矿床的流体包裹体研究已积累了丰富的资料。表 4 综合了这方面的数据。该区金矿床成矿流体总的特征是低盐度(早期蚀变除外)、富 CO_2 、中温(t_h 未经压力校正), 压力较大(一般 80~200 MPa)。

2.2 胶东半岛金矿床流体包裹体特征

胶东半岛主要金矿床分布在西北部招-掖金矿带和东部的牟-乳金矿带。研究表明, 黄铁绢英岩化是最重要的蚀变类型。它不仅是石英脉型金矿(玲珑式)重要的脉侧蚀变, 而且是蚀变岩型金矿(焦家式)主要的矿化类型。对玲珑金矿床 V. 51、V. 9 脉侧蚀变岩的研究表明, 热液石英可分出几个世代, 早世代石英常呈不规则状交代更长石和微斜长石, 晚世代石英呈脉状、细脉状穿切这些长石。前者主要含细小(多小于 5 μm) 的盐水溶液包裹体, 液相充填度 60%~90% 不等, 个别较大者测得 t_h 为 320℃ 左右。后者主要由富 CO_2 的二相包裹体或三相 CO_2 包裹体组成。这两类包裹体的水溶液相充填度较小, 为 40%~70% 不等。包裹体大小以 5~8 μm 者常见。 t_h 变化于 290~335℃, 部分均化成液相, 部分均化成临界状态。蚀变岩中晚世代石英的包裹体特征与矿脉石英的很相似^[13]。

表 5 汇集了胶东半岛主要金矿床的包裹体特征, 数据说明该区金矿床的流体包裹体也是以低盐度、富 CO_2 为特征。 t_h 范围也相似, 但成矿压力普遍低于小秦岭地区的, 一般不超过 80 MPa。

2.3 流体包裹体参数对比

由我们的研究结果和前人资料作出包裹体成分比值图解(图 1 和图 2), 反映了一些较明显的规律: ① 小秦岭地区金矿床流体包裹体比胶东半岛的更富 CO_2 。无论是脉石英还是蚀变围岩(或蚀变岩型矿床), 小秦岭地区流体包裹体的 CO_2/H_2O 都比胶东半岛的高; ② 对于 K^+/Na^+ 和 F^-/Cl^- , 小秦岭地区的要比胶东地区的低得多。小秦岭文峪-东闯金矿脉石英包裹体的 K^+/Na^+ 小于 0.55, F^-/Cl^- 小于 0.05; 而胶东玲珑金矿的为 0.5~2.5 (K^+/Na^+), 0.04~0.35 (F^-/Cl^-)。蚀变岩也同样, 来自小秦岭的样品 K^+/Na^+ 为 0.9~1.88, F^-/Cl^- 为 0.01~0.25, 而来自焦家、三山岛等矿床的 K^+/Na^+ 为 0.8~5.26, F^-/Cl^- 为 0.02~0.30(表 5)。虽

表 4 小秦岭地区金矿床成矿物理化学条件综合表
 Table 4. Physicochemical parameters of ore-forming fluids
 in gold deposits of Xiaoqinling Mountains

| 矿床(矿区) | 均一温度 (°C) | 压力 (MPa) | 盐度 (wt%NaCl) | 其他 | 资料来源 |
|----------------------------|-----------------------------|-------------|-----------------|---|-------------------------------------|
| 文峪-东闯 | | | | | |
| Q ₁ , 蚀变片麻岩和混合岩 | 215~380 | 80~170 | 31~52 | | 本文 |
| Q ₃ , 黄铁绢英岩 | 210~325 | 57~190 | 7.7 | | 本文 |
| 脉石英 | | | | | |
| 文峪 | 阶段 I | 245~335 | 4.2 | pH 5~5.8 | 北京科技大学、文峪 金矿科研报告, 1992 |
| | 阶段 II | 198~270 | 6.9 | pH 5.0 | |
| | 阶段 III | 190~250 | 6.0 | pH 5.6~6.0 | |
| | 阶段 IV | 180~240 | 8.0 | 富 CO ₂ | |
| 东闯 | 阶段 I | 220~360 | 132~180 | 6.6 | 北京科技大学、武警 黄金九支队, 科研报 告, 1989 |
| | 阶段 II | 200~280 | 7.8 | pH 4.8 | |
| | 阶段 III | 180~280 | 7.2 | pH 5.0 | |
| | 阶段 IV (方解石) | 180~230 | 7.2 | pH 5.1 富 CO ₂ | |
| 小秦岭杨砦峪、文峪等 | | | | | |
| 第 I 成矿阶段 | 230~370 | 190~225 | | Na≥K, Ca | 李秉伦等, 1989 |
| 第 II 成矿阶段 | 165~335 | 125~180 | | Cl ⁻ >F ⁻ , | |
| 小秦岭西段金矿床 | 178~340 (主要 280 ~300) | | | SO ₄ ²⁻ 富 CO ₂ 弱酸—中性 富 CO ₂ | 姬金生, 1990 |
| 陕西小秦岭 | | | | | |
| 含金黄铁矿-石英阶段 | 370~150 | 40~44 | 5.2 | 弱酸—中性 还原流体 | 刘持恭, 1993 |
| 黄铁矿、石英-多金属阶段 | 300~140 | 45~66 | 12.6 | | |
| 碳酸盐阶段 | 250~110 | 44~55 | 7.0 | | |
| 河南出岔-乱石沟 | | | | | |
| 矿化阶段 I | 240~320 | >150 | 7.1 | pH 4.0± | 北京科技大学, 武警 黄金九支队, 科研报 告, 1992 |
| 矿化阶段 II | 260~300 | 110 | 9.6 | 4.6± | |
| 矿化阶段 III | 230, 250 | 85 | 11.3 | 富 CO ₂ | |

然杨士望等(1984)的样品 K^+/Na^+ 有相当一部分小于 0.1(图 1), 但表 5 中蚀变岩型金矿大部分样品的 K^+/Na^+ 仍大于 1; ③ 同一地区蚀变岩(或蚀变岩型矿床)中石英包裹体的 K^+/Na^+ 、 F^-/Cl^- 都比脉石英的高。

包裹体 K^+/Na^+ 比值的差异反映了与金矿化有成因联系的容矿岩石的性质。胶东地区金矿床容矿主岩常为含 K^+ 的花岗质岩石, 而小秦岭地区的以斜长角闪岩、灰色片麻岩等为主。因此, 造成了两大地区成矿流体 K^+/Na^+ 的明显不同。另外, 胶东地区两类矿化类型中, 蚀变岩

表5 胶东主要金矿床的流体包裹体特征

Table 5. Data of fluid inclusions in main gold deposits of Jiaodong Peninsula

| 矿床(矿区) | 流体成分比值(质量比) | | | 盐度 (wt% NaCl) | 均一温度 (°C) | 压力 (MPa) | 资料来源 |
|------------------|-----------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|-----------------------|----------------------|-----------------|-------------------|
| | CO ₂ /H ₂ O | K ⁺ /Na ⁺ | F ⁻ /Cl ⁻ | | | | |
| 焦家 | | | | | | | |
| 红化硅化带(9) | 0.04 | 1.3 | 0.30 | | | | 杨士望等, 1984 |
| 红化绢英岩化带(3) | 0.014 | 3.3 | 0.21 | | | | |
| 绢英岩化带(3) | 0.10 | 0.8 | 0.14 | | | | 王鹤年、汪耀, 1991 |
| 黄铁绢英岩化碎粒岩 | 0.31 | 5.0 | 0.09 | | 320~260(8) | 80 | |
| 绢英岩化花岗质碎裂岩 | 0.34 | 4.55 | 0.12 | | 350~260(11) | | |
| 绢英岩化碎裂状花岗岩 | 0.45 | 5.26 | 0.09 | | | | |
| 钾长石化碎裂状花岗岩 | 0.71 | 3.45 | 0.13 | | | | |
| 三山岛 | | | | | | | |
| 含金黄铁绢英岩 | | 3.72 | 0.06 | 7.5~11.5 ^① | 250~300 ^① | | 李兆麟等, 1986; |
| 弱蚀变含金绢英岩 | | 4.02 | 0.02 | 8.5~11.0 ^① | 260~310 ^① | | |
| 绢英岩化蚀变岩 | | 3.71 | 0.02 | | | 80 ^① | 赵一鸣等, 1992 |
| 碎裂绢英岩化蚀变岩 | | 3.74 | 0.13 | | | | |
| 玲珑 | | | | | | | |
| V.108(石英脉型) | 0.15 | 1.62 | 0.18 | 2.3~10.0 | 205~370 | 29~83 | 徐九华,1992 及本文 |
| V.51(石英脉型) | 0.29 | 0.59 | 0.32 | 1.7~8.1 | 272~370 | 22~86 | |
| V.9(蚀变岩型) | 0.74 | 0.08 | 0.08 | 2.0~3.6 | 270~340 | — | |
| V.52(蚀变岩型) | 0.16 | 2.03 | — | — | — | — | |
| 唐家沟(胶东东部) | 0.034 | 2.39 | 0.88 | 2.1~5.7 | 145~256 | 7.4~13.4 | 杨士望等,1993 |
| 邓格庄(胶东东部)1 | 0.021 | 2.24 | 0.17 | 3.7~7.0 | 151~407 | 5.4~13.1 | 安家桐等,1988 |
| 邓格庄(胶东东部)2 | | | | 2.1~11.7 | 220~400 | 40 | |
| 焦家式金矿(三山岛、焦家、新城) | | | | | | | |
| 矿化阶段 I | | | | 11.3~13.2 | 280~338 | 54.1~29.9 | 张韞璞等, 1988 |
| 矿化阶段 II | | 0.37~11 | 0.38 | | 240~250 | | |
| 矿化阶段 III | | (一般>1) | -0.08 | | 200~180 | | |
| 金青顶金矿 | 0.03 | 1.79 | 0.33 | 2.9 | | | 本文 |
| 牟平-乳山地区 | | | | | | | |
| 石英-黄铁矿阶段 | | 0.78 | 0.12 | | 300~360 | | 裘有守等, 1988(计算) |
| 石英-多金属硫化物阶段 | | 3.65 | 0.14 | | 320~220 | | |
| 石英-碳酸盐阶段 | | 0.54 | 0.043 | | <200 | | |

① 据赵一鸣等,1992;括号内为样品数

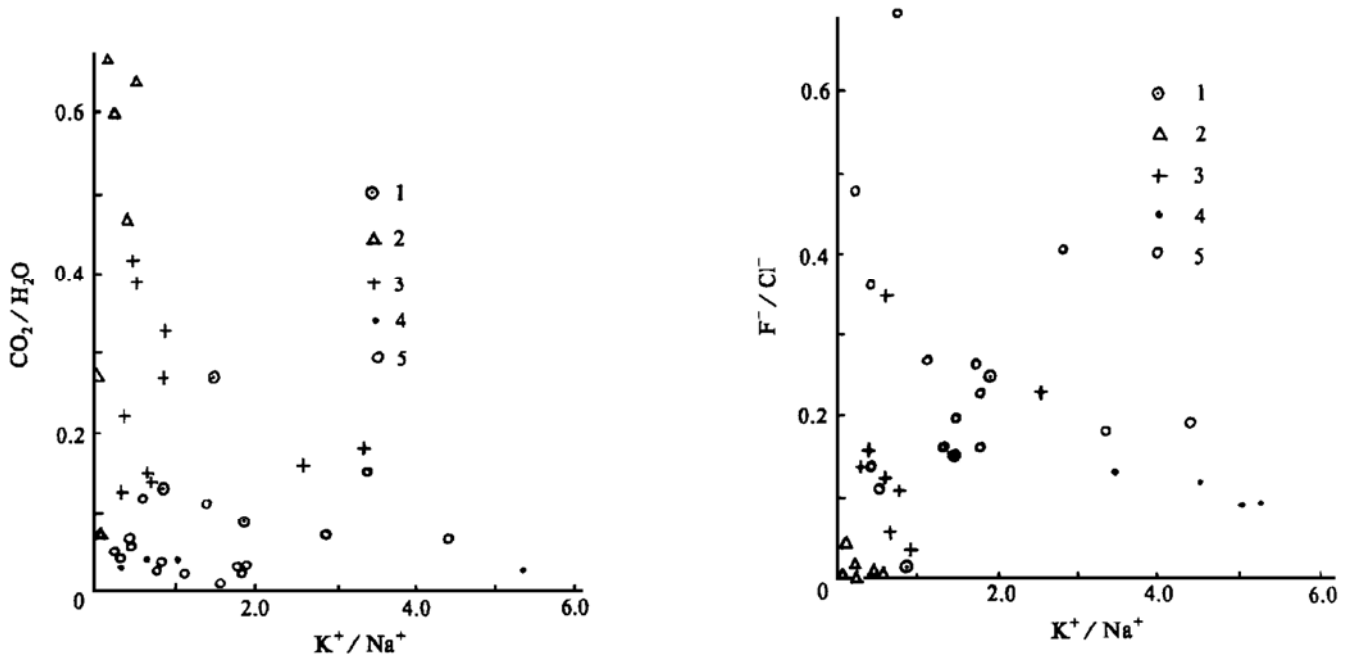


图 1 流体包裹体(K⁺/Na⁺)-(CO₂/H₂O)图解(左图)

1—小秦岭蚀变岩(本文);2—小秦岭金矿脉石英(本文);3—玲珑金矿脉石英(徐九华,1992);4—胶东金青顶金矿(本文);
5—焦家金矿(杨士望等,1984)

Fig. 1. (K⁺/Na⁺) versus (CO₂/H₂O) diagram of fluid inclusions (left).

1—Altered rocks from Xiaoqinling; 2—Vein quartz from Xiaoqinling; 3—Vein quartz from the Linglong gold deposit; 4—
The Jinqingding gold deposit in Jiaodong; 5—The Jiaojia gold deposit.

图 2 流体包裹体(K⁺/Na⁺)-(F⁻/Cl⁻)图解(右图)

1—小秦岭蚀变岩(本文);2—小秦岭金矿脉石英(本文);3—胶东玲珑金矿脉石英(徐九华,1992);4—胶东蚀变岩型金矿(王
鹤年和汪耀,1991);5—焦家金矿(杨士望等,1984)

Fig. 2. (K⁺/Na⁺) versus (F⁻/Cl⁻) diagram of fluid inclusions (right).

1—Altered rocks from Xiaoqinling; 2—Vein quartz from Xiaoqinling; 3—Vein quartz from the Linglong gold deposit
in Jiaodong (eastern Shandong); 4—Altered rock type gold deposit in Jiaodong; 5—The Jiaojia gold deposit.

型比石英脉型具更高的 K⁺/Na⁺; 小秦岭地区早期蚀变岩中富含以 NaCl 子晶为主的高盐度包裹体。这些现象也都反映了包裹体 K⁺/Na⁺与容矿主岩的成因联系。

F⁻/Cl⁻比值也反映了这种关系。黑云母是 F⁻的主要载体^[7], 与黑云母含量较高的胶东花岗质岩石有成因关系的流体就可能具较高的 F⁻/Cl⁻。小秦岭地区蚀变岩的原岩斜长角闪岩、灰色片麻岩、条纹条带状混合岩暗色矿物以角闪石为主, 黑云母较少, 使得成矿流体中 F⁻少, 从而 F⁻/Cl⁻较低。

在温度条件相似的情况下, 高的 CO₂/H₂O 反映了较高的流体压力。无论是蚀变岩还是脉石英的流体包裹体压力估算, 都表明小秦岭地区成矿压力较大, 一般为 80~225 MPa。而胶东地区的则为 20~80 MPa。小秦岭地区控矿断裂中糜棱岩、千糜岩极发育, 而胶东地区更常见碎裂岩和碎粒岩。这也说明了成矿期构造应力的不同。

3 小秦岭与胶东金矿床稳定同位素组成对比

3.1 氢、氧同位素组成

表 6 小秦岭和胶东地区金矿床蚀变岩和脉石英的氢氧同位素组成

Table 6. Hydrogen and oxygen isotopic composition of altered rocks and vein quartz

| 样品产状 | 矿床 | $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}(\text{‰})$ | | $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}(\text{‰})$ | 资料来源 |
|-----------------------|----------|---|---------------------------------|--|-----------|
| | | 石英 | $\text{H}_2\text{O}^{\text{①}}$ | 包裹体 | |
| 蚀变混合岩(P3-6) | 小秦岭文峪 | 9.8 | 1.06 | -69 | 本文 |
| 黄铁绢英岩(P17-4) | 同上 | 11.0 | | -67 | |
| 黄铁绢英岩(15-4) | 小秦岭东闯 | 10.4 | 1.87 | -59 | |
| 脉石英 | | | | | |
| 阶段 I (5) ^② | 小秦岭文峪、 | 10.7~12.8 | 2.3~6.0 | -48~-81 | 本文 |
| 阶段 II (4) | 东闯、出岔 | 9.6~11.7 | -0.3~1.3 | -38~-87 | |
| 脉石英(14) | 文峪、杨砦峪 | 6.1~13.0 | -3.2~7.9 | | 栾世伟等,1985 |
| 脉石英(6) | 小秦岭 | 5.0~10.7 | -1.3~2.5 | | 蒋敬业等,1984 |
| 脉石英(5) | 小秦岭西段 | 10.1~12.2 | 2.9~4.1 | -72~-87 | 姬金生,1991 |
| 脉石英(15) | 陕西小秦岭 | 7.0~13.7 | | | 晁援等,1989 |
| 蚀变岩型(7) | 胶东三山岛 | 13.4~14.7 | | -62~-92 | 杜心君等,1989 |
| 蚀变岩型(3) | 胶东焦家 | 11.4~13.7 | 2.0~2.8 | -107 | 张理刚等,1994 |
| 蚀变岩型(6) | 胶东新城 | 13.9~15.0 | 4.1~4.5 | -81~-91 | 张理刚等,1994 |
| 蚀变岩型(9) | 胶东台上 | 12.1~15.4 | 2.5~4.7 | -78~-91 | 张理刚等,1994 |
| 蚀变岩型(4) | 胶东仓上 | 12.7~14.1 | | -77~-82(2) | 张理刚等,1994 |
| 石英脉型 | 胶东玲珑 | 12.5~13.8 | 4.9~6.2 | -58~-93 | 李兆龙等,1989 |
| 石英脉型(11) | 玲珑 | 11.2~16.2 | 3.6~8.6 | | 刘石年,1987 |
| 石英脉型(5) | 胶东邓格庄 | 10.7~16.3 | 1.7~7.3 | -71~-83 | 安家桐等,1989 |
| 石英脉型(9) | 金青顶、金牛山等 | | | -64~-97 | 裘有守等,1988 |

① 由分馏方程计算;② 以下括号内为样品数

表 6 汇总了我们和前人对该两地区的氢、氧同位素研究成果,数据表明如下规律。

(1) $\delta^{18}\text{O}$ 数据范围:小秦岭地区金矿的为 $5.0\text{‰} \sim 13.7\text{‰}$;胶东西北部金矿床为 $11.2\text{‰} \sim 16.2\text{‰}$;整个胶东地区的为 $10.7\text{‰} \sim 16.3\text{‰}$ 。显然,胶东半岛金矿床的 $\delta^{18}\text{O}$ (石英)高于小秦岭地区的。由于两地区包裹体研究得出的成矿温度相似,引用石英-水分馏方程计算得出的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 反映了同样的差别,即胶东半岛的高于小秦岭地区的($-3.2\text{‰} \sim +7.9\text{‰}$)。

(2) 无论是蚀变岩(或蚀变岩型矿化)还是脉石英,两个地区金矿床的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 都具有相近的数值范围。反映了热液蚀变与矿化作用(或蚀变岩型矿化与石英脉型矿化)是同源热液的产物。

表 7 小秦岭和胶东金矿床的硫同位素组成

Table 7. Sulfur isotopic composition of sulfides from gold deposits in Xiaolinling Mountains and Jiaodong Peninsula

| 矿床(矿区) | | 矿物(样品数) | $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}(\text{‰})$ | 资料来源 |
|--|-------------------------|--------------|--|-----------------|
| 豫西小秦岭 | 东闯 | Py I (2) | 3.7, 7.1 | 本文 |
| | | Py II (2) | 6.3, 6.9 | |
| | | Gn(2) | 2.4, 4.3 | |
| | 文峪 | Py I (2) | 4.8, 6.4 | 本文 |
| | | Py II (3) | 3.4~5.8 | |
| | | Cp(3) | 2.8~4.0 | |
| Sp(1) | | -0.8 | | |
| 文峪 | Gn(3) | -0.4~+3.5 | 本文 | |
| | Py(37) | 0.5~6.4 | | |
| 杨砦峪 | Gn(18) | -2.0~+3.8 | 栾世伟等, 1985 | |
| | Sp(5) | -4.7~+2.4 | | |
| | Py(56) | -1.77~+4.8 | | |
| | Sp(2) | -4.49, 5.04 | | |
| 金铜岔 | Gn(3) | -1.63~+2.28 | 栾世伟等, 1985 | |
| | Cp(4) | 2.83~5.04 | | |
| | Py(8) | -7.13~+1.99 | | |
| | Sp(4) | -3.69~-0.89 | | |
| 出岔-乱石沟 | Cp(1) | -5.82 | 本文 | |
| | Gn(5) | -12.47~+8.27 | | |
| | Py(4) | -3.0~+0.8 | | |
| | | | -4.3, -4.2 | |
| 总范围(114,Py) $\delta^{34}\text{S}$: -7.1~+7.1; 平均: 2.7 | | | | |
| 胶东西北部 | 玲珑 北截 灵山沟 望儿山 | Py, Gn(85) | 4.9~8.5 | 刘石年, 1987 |
| | | Sulfides(4) | 7.6~9.7 | 杨士望, 1989 |
| | | Sulfides(8) | 6.4~8.5 | |
| | | Sulfides(1) | 10.0 | |
| | 焦家 焦家 新城 三山岛 | Sulfides(5) | 8.7~10.6 | 王鹤年、汪耀, 1991 |
| | | Py(12) | 9.8~10.74 | |
| Sulfides(12) | | 7.9~10.7 | | |
| Sulfides(3) | 12.1~12.6 | | | |
| 总范围(130) $\delta^{34}\text{S}$: 4.9~12.6; 平均: 7.4 | | | | |
| 胶东东部 | 金青顶 金牛山 唐家沟 三甲 | Py(13) | 5.1~9.4 | 本文及裘有守等, 1988 |
| | | Py(5) | 8.0~13.8 | |
| | | Py(5) | 7.7~13.2 | |
| | | Py(2) | 8.1~8.3 | |
| 总范围 7.1~13.8, 平均+9.4 | | | | |

注: Py—黄铁矿; Cp—黄铜矿; Gn—方铅矿; Sp—闪锌矿; Sulfides—硫化物

(3) 两个地区 $\delta^{18}\text{O}$ 的差别很可能是由于大气降水的大陆效应和高度效应引起的。据现代大气降水的氢氧同位素研究^[15], $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值随着离海岸距离的增加和海拔高度的加大而降低。中生代以前, 华北板块与华南板块早已拼接, 燕山运动造成了我国东部现代地貌的基本轮廓。我们可以用两大产金区所在地理位置的不同来探讨中生代大气降水对成矿流体氢氧同位素组成的影响。小秦岭地区金矿床相对于胶东金矿床来说, 地处内陆、海拔较高。小秦岭文峪、

东闯、杨砦峪等金矿区的矿体赋存海拔高度为+1500~+2300 m,而胶东地区的为-500~+600 m。所以小秦岭地区大气降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 必然要低于胶东半岛的。但两地区 δD 的差别不明显,有待进一步研究。

3.2 硫同位素组成

表7对比了小秦岭地区和胶东半岛金矿床硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 组成,表中 $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ 是根据 Ohmoto 和 Rye(1979)的图解估计的。我们得到的认识如下。

(1) 小秦岭地区的 $\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$ 普遍低于胶东半岛的。小秦岭金矿床114个黄铁矿样的 $\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$ 范围为-7.1~+7.1,平均+2.71;其他硫化物 $\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$ 为:黄铜矿(8个样)-5.8~+5.04,方铅矿(31个样)-12.47~+8.27,闪锌矿(12个样)-4.49~+5.04。而胶东西北部130个硫化物样(其中黄铁矿100个以上)的 $\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$ 为+4.9~+12.6,平均+7.39,胶东东部25个黄铁矿样的 $\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$ 范围为+5.1~+13.8,平均+9.35。

(2) 两地区金矿床的 $\delta^{34}\text{S}$ 分别与本区与成矿有关岩体内黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 比较接近。小秦岭地区文峪花岗岩的黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值为+1.4‰~+3.4‰,胶东地区玲珑花岗岩的黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 为+7.9‰~+10.2‰^[8]。这一特点反映了成矿流体中硫的来源与区域内下地壳的花岗岩化有关。

(3) 胶东半岛西北部金矿床的 $\delta^{34}\text{S}$ 值随着远离海岸而降低。如滨海的三山岛金矿 $\delta^{34}\text{S}$ 为12.1‰~12.6‰,向内陆方向的新城、焦家金矿的为7.9‰~10.7‰,而位于距海岸最远的玲珑金矿减少为4.9‰~8.5‰。这一现象和上述胶东金矿床 $\delta^{34}\text{S}$ 普遍高于小秦岭的事实,使我们再一次考虑地理位置的影响^[22]。注意到海水硫酸盐具很高的 $\delta^{34}\text{S}$ 值,如现代海水硫酸盐的 $\delta^{34}\text{S}$ 为+19.3‰~+20.6‰(太平洋、大西洋、北冰洋),古海洋硫酸盐的为+10‰~+30‰^[18],就不难解释海水对大气降水(地下水)参与成矿活动的影响。如前所述,中生代中国东部古陆地貌已基本形成,处于太平洋之滨的胶东半岛,其地下水无疑受到海水不同程度的混合,因此金矿床的 $\delta^{34}\text{S}$ 值必然要高于地处内陆的小秦岭山区的。在半岛内部, $\delta^{34}\text{S}$ 值也随着靠近海岸而升高。黄德业也从矿区地下水特征、矿床成矿元素比值等方面论证了海水硫、表生硫参与成矿作用的观点^[3]。

4 结 语

小秦岭山区和胶东半岛的金矿床代表了我国绿岩型金矿床的主要类型。两个地区金矿床成矿流体的主要特征归纳如下。

(1) 成矿流体均以低盐度(<10 wt% NaCl)、高 CO_2 含量为特征。早期蚀变岩中可见含NaCl子晶的包裹体,主成矿阶段的矿化石英均含 CO_2 包裹体。但是小秦岭地区的金矿床比胶东地区的更富含 CO_2 包裹体,前者的 $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ 比值可比后者高一倍。这与成矿压力大小有关。

(2) 包裹体的均一温度变化较大,从成矿早阶段至晚阶段呈规律性的下降。早期阶段可从250℃至350℃不等,也可高达400℃以上;晚期阶段从150℃至250℃不等,也可低至100℃。流体的捕获压力变化范围也很大。与国外同类金矿比较,我国的绿岩型金矿成矿压力稍低些。小秦岭地区报导的最大值是225 MPa,也是至今我国该类矿床的最大值。而赞比亚、

加纳的一些绿岩型金矿成矿压力可高达 400 MPa,加拿大、西澳的一些金矿也可达 300 MPa。

(3) 流体包裹体成分的某些比值与容矿主岩的岩性有一定关系。与长英质容矿主岩有关的金矿床,以及早期蚀变岩石中的石英,包裹体 K^+/Na^+ 较大,一般大于 1。而与中性到镁铁质容矿主岩有关的矿床,特别是石英脉型金矿, K^+/Na^+ 很小,多小于 0.5。 F^-/Cl^- 值在不同主岩的金矿床中也有区别。

(4) 氢、氧同位素资料表明成矿流体来源不是单一的。各种证据表明大气降水经地下环流参与了成矿作用,成矿物质来自下地壳和上地幔。在中生代构造-岩浆活动期间,金及其伴生元素从深部岩石中活化出来,被成矿流体带到韧脆性剪切带的合适部位成矿。在此过程,不排除部分表生硫和海水硫也参与了成矿作用。

本文研究得到北京科技大学科研专项基金的资助。与本文有关的前期研究成果得到何知礼教授指导,杨振林、倪文、杜加铎和张明贤等参加了部分前期工作。野外工作得到武警黄金九支队、文峪金矿、玲珑金矿和山东冶金地质第三勘探队的帮助。特此致谢。

参 考 文 献

- 1 安家桐. 山东牟平-乳山地区金矿控矿条件的研究. 见:中国金矿主要类型区域成矿条件文集(5). 北京:地质出版社, 1988,1~45
- 2 晁援,卫旭晨. 陕西小秦岭金矿控矿条件及脉体评价标志. 见:中国金矿主要类型区域成矿条件文集(3). 北京:地质出版社,1989,89~139
- 3 黄德业. 胶东金矿成矿系列硫同位素研究. 矿床地质,1994,13(4):75~87
- 4 姬金生. 小秦岭西段金矿床氢氧同位素及流体包体特征. 矿床地质,1991,10(3):283~288
- 5 李秉伦等. 小秦岭金矿流体包裹体特征及矿床成因. 见:国际金矿地质与勘探学术会议论文集,沈阳:东北工学院出版社,1989,513~515
- 6 李兆麟,黄兰英. 山东三山岛金矿床形成物理化学条件研究. 矿床地质,1985,4(4):35~46
- 7 刘英俊,曹励明. 元素地球化学. 北京:科学出版社,1987
- 8 刘石年. 山东玲珑金矿田控矿断裂地球化学初步研究. 地球科学,1987,(1):39~8
- 9 栾世伟,小秦岭金矿成矿物理化学条件. 成都地质学院学报,1984,(3):16~7
- 10 裘有守等. 山东牟平-乳山地区变质岩和花岗岩含金性及其与金成矿关系. 见:中国金矿主要类型区域成矿条件文集(3). 北京:地质出版社,1988,1~43
- 11 王鹤年,汪耀. 山东焦家金矿床的成因探讨,地质论评,1991,37,250~258
- 12 徐九华等. 豫西小秦岭东闯金矿围岩蚀变研究. 地质找矿论丛,1990,(1)
- 13 徐九华. 玲珑金矿床成矿流体的物理化学. 矿床地质,1992,11(3):221~232
- 14 杨士望等. 胶东半岛东部金矿地质. 青岛:青岛海洋大学出版社,1993
- 15 张理刚. 稳定同位素在地质科学中的应用. 西安:陕西科学技术出版社,1984
- 16 张理刚等. 焦家式金矿水-岩交换作用——成矿流体氢氧同位素组成研究. 矿床地质,1994,13(3):195~200
- 17 赵一鸣等. 交代成矿作用及其找矿意义. 北京:北京科学技术出版社,1992
- 18 中国科学院贵阳地球化学研究所(简明地球化学)编译组. 简明地球化学手册. 北京:科学出版社,1981,189~201
- 19 Colvine A C. An empirical model for the formation of Archean gold deposits:Products of final cratonization of the Superior Provinces, Canada. Econ. Geol., Mono, 1989, 6;37~53
- 20 Kerrich R. Perspectives on genetic model for lode gold deposits. Mineral. Deposita., 1993, 28;362~365
- 21 Rodder E. Fluid inclusions. Mineralogy. Soc. America Reviews in Mineralogy, 1984, 12
- 22 Xu J. A comparison of stable isotopic composition of gold deposits in the Xiaoqinling Mt. area and the Jiaodong Peninsula. Resource Geol., Special Issue. 1993a, 16:289~296

23 Xu J. Wallrock alteration study of several gold deposits in the Xiaoqinling Mt. area, west Henan, China. *Resource Geol.*, Special Issue, 1993b, 16:328~334

A COMPARISON OF ORE-FORMING FLUIDS BETWEEN GOLD DEPOSITS IN XIAOQINLING MOUNTAINS AND THOSE IN JIAODONG PENINSULA

Xu Jiuhua, Xie Yuling and Shen Shiliang

(*Department of Geology, Beijing University of Science and Technology, Beijing 100083*)

Key words: gold deposit, ore-forming fluid, Xiaoqinling Mountains, Jiaodong

Abstract

Gold deposits both in Xiaoqinling Mountains and in Jiaodong Peninsula occur within the Precambrian granitoid-greenstone terrains, controlled by ductile shear zones or ductile-brittle fracture zones. They have many similarities in mineral paragenesis, wallrock alteration, fluid inclusions and stable isotope composition.

Ore-forming fluids are characterized by low salinities (generally lower than 10 equiv. wt% NaCl) and relatively high CO₂ contents. Fluid inclusions in the main ore-forming stages are rich in CO₂; nevertheless, in earlier quartz of altered rocks, fluid inclusions containing NaCl crystals can be seen. The homogenization temperatures vary from 250 to 350°C (even up to 450°C) during the early stage and from 150 to 250°C (even down to 100°C) in the late stage. The CO₂/H₂O ratios of fluid inclusions in Xiaoqinling Mountains are higher than those in Jiaodong, suggesting that ore-forming pressure was higher in Xiaoqinling Mountains than in Jiaodong. K⁺/Na⁺ ratios of fluid inclusions in quartz have much to do with host rock, being usually higher than 1.0 in gold deposits related to felsic host rock while lower than 1.0 in vein gold deposits related to dioritic or mafic host rock.

Measured δD values of fluid inclusions and calculated $\delta^{18}O_{H_2O}$ in vein quartz of both areas indicate that the water of ore-forming fluids was associated with meteoric water. The observed difference between the two areas may have resulted from elevation and/or continental effect. $\delta^{34}S$ values of sulfides from gold deposits in both areas indicate that sulfur might have originated from the process of granitization in the basement. However, the higher $\delta^{34}S$ values in Jiaodong than those in Xiaoqinling Mountains may also imply the influence of the underground water affected by paleo-sea water rich in ³⁴S.