

# 文峪金矿矿床成因讨论

王铁军<sup>1</sup>, 樊秉鸿<sup>1</sup>, 关康<sup>1</sup>, 陈新帮<sup>1</sup>,  
贺永利<sup>2</sup>, 刘军<sup>2</sup>, 梁斌祥<sup>2</sup>, 王建民<sup>2</sup>

(1. 天津地质研究院, 天津 300061; 2. 灵宝金安矿业有限责任公司, 河南 灵宝 472500)

**摘要:** 流体包裹体测温表明, 文峪金矿成矿温度 180~450℃, 为中高温热液。成矿压力  $1.0 \times 10^5 \sim 1.4 \times 10^5$  kPa, 根据静岩压力推算的成矿深度为 3.6~5.2 km。包裹体盐度特征显示出成矿场内流体以深源流体为主, 混合的地表渗透水所占比例约 10%~15%。文峪金矿成矿过程中导致矿质沉淀的主要因素是温度下降及由此导致的  $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$  不混溶现象。文峪及小秦岭地区金矿床的成矿热液来源于与文峪花岗岩同源演化的深部岩浆热液。金矿的成矿时代为中生代中晚期。

**关键词:** 双壳幔结构; 韧性剪切带; 流体包裹体; 不混溶作用; 岩浆热液; 文峪金矿; 河南省

**中图分类号:** P618.51; P611 **文献标识码:** A **文章编号:** 1001-1412(2002)02-0085-07

通地块间—巨大的 EW 向复合型造山带(张国伟, 1987)(图 1)。

## 1 区域及矿区地质概况

小秦岭地区属华北地块南缘, 是中国大陆中部秦岭造山带的一部分, 为夹于华北与扬子两大克拉

现代板块构造理论将造山带与板块俯冲作用结合起来。大约在晚三叠—白垩纪时(杨宗让, 2000)华北陆块与扬子陆块才最终碰撞。两大板块最终碰撞的地质时代与小秦岭地区金矿成矿时代相一致。小

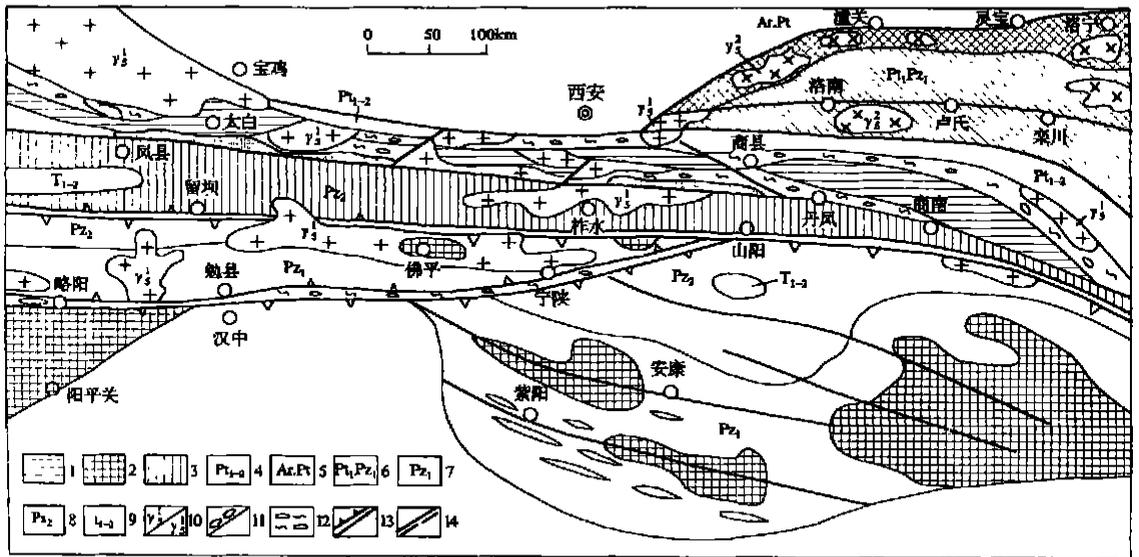


图 1 秦岭地区地质构造略图(据杨宗让, 2000)

Fig. 1 Structural sketch of Qinling area

- 1. ‘秦岭群’古岛弧系 2. 扬子古陆基底岩系 3. 中秦岭晚古生代弧前盆地沉积岩系 4. 宽坪群 5. 太华群
- 6. 元古界—下古生界 7. 下古生界 8. 上古生界 9. 下中三叠统 10. 印支/燕山期花岗岩 11. 超基性岩/蓝闪片岩
- 12. 蛇绿混杂岩 13. 古缝合线 14. 碱性基性岩墙

收稿日期: 2002-03-18;

作者简介: 王铁军(1963-), 男, 辽宁黑山人, 高级工程师, 硕士, 从事金矿地质和矿物学研究。

秦岭金矿成矿带其板块构造位置相当于弧后岩浆逆掩带。区内发育燕山期中深成花岗岩,如华山岩体、文峪花岗岩和娘娘山花岗岩。它们为壳源S型花岗岩。

小秦岭地区目前已发现大型金矿床5处,中小型金矿18处。狭义的小秦岭地区泛指豫、陕两省的潼关、灵宝、三门峡等县市以南的华山、崤山一带。

地处北秦岭南缘的商丹断裂带,由于其内出露有丹凤蛇绿混杂岩等标志,被张国伟等(1987)确定为华北与扬子两大板块的主缝合线。而王鸿祯(1982)的研究表明,位于商丹断裂以南的黑山断裂带和留坝—山阳深断裂可能是华北与扬子两大陆块主缝合线位置。

秦岭造山带的扬子板块北缘、秦岭微板块、华北地块南缘依次由南向北俯冲相撞已是众所周知的事实。俯冲模式指出:秦岭—扬子陆块的俯冲带曾深入下插到华北陆块南缘地幔层中;华北陆块南缘部分地幔呈楔形上翘仰冲在秦岭—扬子陆块之上,纵向上形成双壳幔结构。

双壳幔结构区是一个能量集中区,地块相对运动的巨大能量在冲撞过程中释放。这一观点能很好地解释小秦岭地区成矿期应力场特征及脆韧性剪切带形成机制。控矿韧性及脆韧性剪切带长期受近SN向挤压应力场作用,这一构造应力场是本区在板块俯冲作用下的必然结果。

文峪金矿区属于小秦岭成矿带的一部分。小秦岭成矿带在大地构造上位于华北地块的南缘、秦岭EW向复杂构造带的北侧。小秦岭成矿带北起太要断裂带,南以小河断裂带为界,矿带长约80 km,宽约10余公里,近EW向延伸,面积约900 km<sup>2</sup>。区内金矿床以含金石英脉为主,已发现1000余条。研究区为小秦岭成矿带中的一个富集地段。具体位于金碛岔—老鸦岔—板石山复背斜西段向东南扭转的复背形南翼近轴部,是重要的构造活动带。

燕山期,区内形成了规模较大的文峪、娘娘山、华山、老牛山花岗岩体。文峪岩体分布于矿区北3~4 km。主要岩性为中细粒—中粗粒含斑黑云母二长花岗岩,块状;主要矿物为钾长石、斜长石、石英、黑云母。文峪岩体的K—Ar法同位素年龄为100~130 Ma。

据前人资料,文峪花岗岩是太华群基底深熔作用产物,属S型花岗岩。

区内广泛分布辉绿岩脉。脉岩与断裂构造关系密切, NNE向、NNW向、近SN向及近EW向断裂均有脉岩充填。辉绿岩呈暗绿色,由拉长石和普通辉石组成。K—Ar法同位素年龄148~182 Ma(栾世伟

等,1985)。基性脉岩多具蚀变,在矿脉附近的脉岩黄铁矿化发育,509脉和V03脉内可见脉岩片理化,矿化构成工业矿体。

## 2 矿区控矿构造与矿脉基本特征

文峪金矿属小秦岭地区南矿带,主要控矿构造为近EW向脆—韧性剪切带,基底复背斜构造对南矿带有重要影响。文峪矿区位于金碛岔—老鸦岔—板石山背斜南翼,主矿脉V03距背斜轴约500 m,该背斜控制了南矿带及中矿带主要矿床的分布。矿脉的近矿围岩蚀变主要为绢云母化、黄铁矿化、硅化和碳酸盐化,其次为绿泥石化、绿帘石化、黑云母化和钾长石化。黑云母化的出现表明成矿早期热液成矿温度较高(>350℃)。文峪矿区以石英脉型矿化为主,围岩蚀变带相对较窄(相对于蚀变岩型)。蚀变带宽度一般几十厘米或1~2 m,少数达5~8 m。蚀变强度由脉壁向围岩方向逐渐减弱。与金矿化最密切的是黄铁矿化和黄铁绢英岩化;其次是绢云母化、硅化、碳酸盐化。而绿泥石化、钾长石化、黑云母化与金关系较差。V03脉上部富矿带内,强蚀变的黄铁绢英岩常构成矿体,在石英脉旁侧或无石英脉地段单独构成工业矿体。

矿体厚大部位往往蚀变带较宽。厚度较大的蚀变带存在分带性,内带主要为黄铁绢英岩化,含金较高;外带一般为绢英岩化、绢云母化或碳酸盐绢云母化,含金较低。

贫化带往往蚀变带较窄,且黄铁绢英岩蚀变不发育。一般只发育绢云母化、碳酸盐化,在斜长角闪岩或基性脉岩为主地段其蚀变见绿泥石化、黑云母化、绿帘石化。

蚀变带窄的部位一般也是石英脉尖灭的部位。石英脉尖灭—蚀变带变窄—无黄铁矿化,这种现象表明贫化带成矿热液的流通量极弱,同时构造显然处于闭合状态,其围岩的裂隙亦不发育。因此矿化强弱与蚀变带的空间分布反映了构造带内应力场的分布及构造裂隙发育强度的空间分布。

围岩蚀变主要发生在糜棱岩和片理化之围岩内。因此糜棱岩在近矿围岩蚀变中占较大比重。糜棱岩化与围岩蚀变既有区别又有联系。未遭蚀变的糜棱岩主要表现为条带状构造、眼球状构造、千枚状构造等,而近矿蚀变糜棱岩构造变得复杂,条带状眼球状构造又叠加网脉状、细脉状构造及细脉浸染状构

造。蚀变带内糜棱岩不仅石英呈定向拉长、重结晶, 绢云母条带亦具定向性, 并且黄铁矿也具拉长现象, 其长轴平行于剪切条带, 而黄铁矿两侧具石英的压力影。这表明蚀变及矿化过程中发生了韧性剪切或糜棱岩化。换言之, 韧性剪切带是一个长期发展过程, 于成矿作用之前已形成, 成矿过程中继续发展。

### 3 金矿成矿时代

小秦岭地区主要为一套太古代 TTG 变质岩系, U-Pb 法年龄值为 2 029 ~ 2 411 Ma (早元古—晚太古代)。矿区南部出露的小河花岗岩 U-Pb 法年龄为 1 463 Ma, 属中元古代产物。矿区出露的辉长辉绿岩 (被含金石英脉切割)。其 K-Ar 法年龄为 418 Ma。而辉绿玢岩 (被含金石英脉切割) K-Ar 年龄值为 148 ~ 182 Ma。

中生代燕山期的年龄数据有: 文峪花岗岩 K-Ar 法年龄 110.3 ~ 113.9 Ma, 黑云母<sup>39</sup>Ar-<sup>40</sup>Ar 法年龄值 172 Ma, 钾长石<sup>39</sup>Ar-<sup>40</sup>Ar 法年龄值为 165 Ma。含金构造带蚀变岩 K-Ar 法年龄 77 Ma, 穿切含金石英脉的煌斑岩 K-Ar 法年龄 76 Ma。

通过以上年龄数据, 结合含金石英脉的空间分布特征, 例如围绕文峪花岗岩呈带状分布, 并在文峪花岗岩内有少量金矿化。含金石英脉受控于近 EW 向韧性剪切带。成矿作用早期具韧性变形特征, 而成矿作用晚期脆性变形特征强烈。控矿构造体系受力状态为近 SN 向水平挤压, 而这一应力场与燕山期本区在华北与华南两大块体碰撞后产生陆内俯冲 (A 型俯冲) 的机制相对应。文峪花岗岩、华山花岗岩、娘娘山花岗岩正是在这一机制下形成的。小秦岭地区金矿化也与这一地质时期构造-岩浆活动有成因联系。金矿的成矿时代归属中生代中晚期。

### 4 成矿物理化学条件

我们对 3 条矿脉的石英、方解石和闪锌矿进行包裹体测温。结果表明: 文峪金矿成矿温度变化范围 108 ~ 380 。如果考虑到压力校正, 成矿温度为 180 ~ 450 , 三个成矿阶段温度范围为: 第 1 阶段: 180 ~ 380 , 第 2 阶段: 150 ~ 330 , 第 3 阶段: 108 ~ 300 。

流体包裹体测试由中国地质科学院矿床地质研

究所陈伟十, 李荫清完成, 共 22 件。

我们的测试结果与前人有些差异。徐光荣、栾世伟等认为第 1 阶段温度范围为 300 ~ 400 , 第 2 阶段为 255 ~ 288 , 第 3 阶段为 220 ~ 240 。

我们测得三个成矿阶段每阶段温度变化区间均较大。如早期石英, 即使在同一石英晶体内, 也存在 150 和 300 两种包裹体。石英中包裹体类型有液相包裹体 (L)、气-液相包裹体 (V-L)、气相包裹体 (V)、二氧化碳包裹体 (L-CO<sub>2</sub>)。成矿流体为 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-NaCl-CaCl<sub>2</sub> 体系。

含 CO<sub>2</sub> 包裹体及 L-CO<sub>2</sub> 包裹体约占包裹体总数的 33%, V-L 包裹体约占 67%, 大部分样品中均见两类原生包裹体共存现象。

含 CO<sub>2</sub> 包裹体均一温度变化范围为 158 ~ 337 。大部分 > 230 , 只见 1 个包裹体为 158 。均一温度平均值 272.7 。CO<sub>2</sub> 包裹体盐度较稳定,  $w(\text{NaCl}) = 15.63\% \sim 17.35\%$  和  $20.01\% \sim 24\%$ , CO<sub>2</sub> 包裹体所能测盐度样品较少, 但其变化却与盐度的两个峰值区相吻合。

V-L 包裹体均一温度变化范围为 108 ~ 330 , 平均 209.4 。盐度变化范围大:  $w(\text{NaCl}) = 0.85\% \sim 25\%$ 。偶见富气相包裹体, 气液比为 45% 和 90%, 这表明成矿过程中发生过局部的沸腾作用。气相包裹体均一温度 326 ~ 380 , 且盐度较低,  $w(\text{NaCl}) = 3.96\% \sim 8.41\%$ 。含 CO<sub>2</sub> 包裹体代表了深部上升的热液。富 CO<sub>2</sub> 包裹体代表了热液在成矿场内发生 CO<sub>2</sub> 与水的混溶作用, 有 CO<sub>2</sub> 相熔出, 发生二相分离过程。在熔离过程中, 一部分流体为 V-L 相包裹体, 另一部分则为 CO<sub>2</sub> 相。显然熔离作用在成矿场内是广泛的、持续的过程。由于熔出的富 CO<sub>2</sub> 相难以快速集中, 往往分散在流体内, 被结晶的矿物捕获形成了 L-CO<sub>2</sub> 包裹体。而两种流体的比基本反映了源区流体中 CO<sub>2</sub> 与水的比例。

随着温度的降低, 熔离过程逐渐全部完成。而成矿流体进入成矿场的早期由于温度较高, 熔离作用不能马上完成。熔离作用主要在 230 ~ 370 范围, 至 230 ~ 158 时逐渐减弱至消失。

显然 CO<sub>2</sub> 相熔离的过程与金及相关元素及主要矿石矿物沉淀的过程密切相关。我们认为 CO<sub>2</sub> 熔离对矿质沉淀有重要作用, 不只是空间与温度范围的重叠。由于 CO<sub>2</sub> 熔离, 导致介质条件发生重要突变, 如 pH 值和各主要元素溶解度的变化等。这将导致某些矿物沉淀。

包裹体盐度  $w(\text{NaCl})$  分布有两个显著峰值区,

分别是 20% ~ 25% 和 14% ~ 18%。此外低盐度区呈弱的峰值分布, 分别是 1% ~ 2%, 5% ~ 7%, 8% ~ 10%, 11% ~ 13%。显然两个强峰值代表两次深源流体先后注入成矿场。低盐度弱峰值代表流体混合后或沸腾后的气相盐度降低的过程。高盐度占主导地位表明结晶阶段成矿场内流体以深源流体为主, 混

合的地表渗透水加入较少。许多低温包裹体(108 ~ 150)的盐度仍较高( $w(\text{NaCl}) = 20\% \sim 30\%$ ), 证明矿质沉淀的主导因素是降温过程。按低盐度包裹体所占比例。计算成矿场内浅部降水所占比例 < 20%, 约 10% ~ 15%。

高温高盐度的流体应是岩浆残余热液。

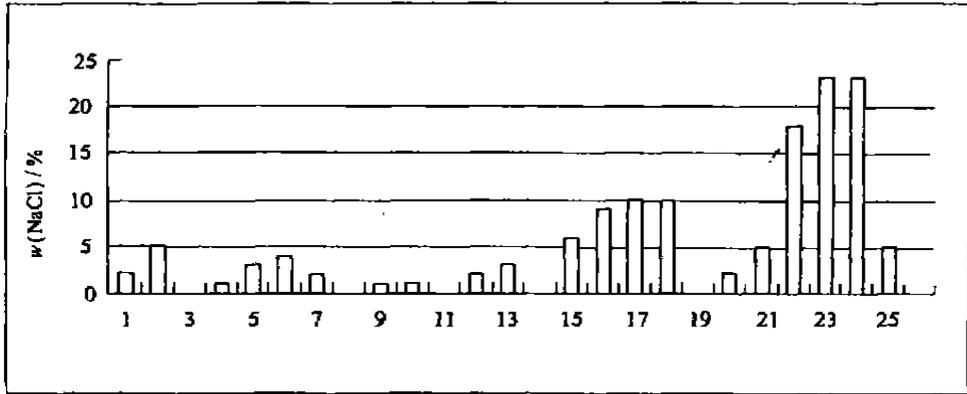


图2 V03脉包裹体盐度分布

Fig.2 Showing inclusion salinity distribution of Vein V03

关于成矿压力与矿体形成深度。我们采用  $\text{CO}_2$  密度法估算成矿压力。

V045-2 样品透明石英中包裹体含纯  $\text{CO}_2$  包裹体 ( $\text{L-CO}_2 = 90\%$ ), 均一温度 377, 密度  $0.621 \text{ g/cm}^3$ 。  $\text{CO}_2$  密度法计算成矿压力  $1.1 \times 10^5 \text{ kPa}$ 。

V099(V03脉 1590 m) 石英包裹体含  $\text{L-CO}_2 = 90\%$ , 均一温度 158,  $\text{CO}_2$  密度  $0.887 \text{ g/cm}^3$ , 估算成矿压力  $1.0 \times 10^5 \text{ kPa}$ 。

V010(V03脉 1165 m) 石英包裹体含  $\text{L-CO}_2 =$

20%, 均一温度 273,  $\text{CO}_2$  密度  $0.776 \text{ g/cm}^3$ , 成矿压力  $1.0 \times 10^5 \text{ kPa}$ 。

V264(V02脉 1400 m) 石英包裹体均一温度 330,  $\text{CO}_2$  密度  $0.725 \text{ g/cm}^3$ , 成矿压力  $1.2 \times 10^5 \text{ kPa}$ 。

V133(V03脉) 石英包裹体含  $\text{L-CO}_2 = 60 \sim 70\%$ , 均一温度 237 ~ 253,  $\text{CO}_2$  密度为  $0.886 \sim 0.892 \text{ g/cm}^3$ , 成矿压力  $1.4 \times 10^5 \text{ kPa}$ 。

综上所述, 文峪金矿成矿压力范围  $1.0 \times 10^5 \sim$

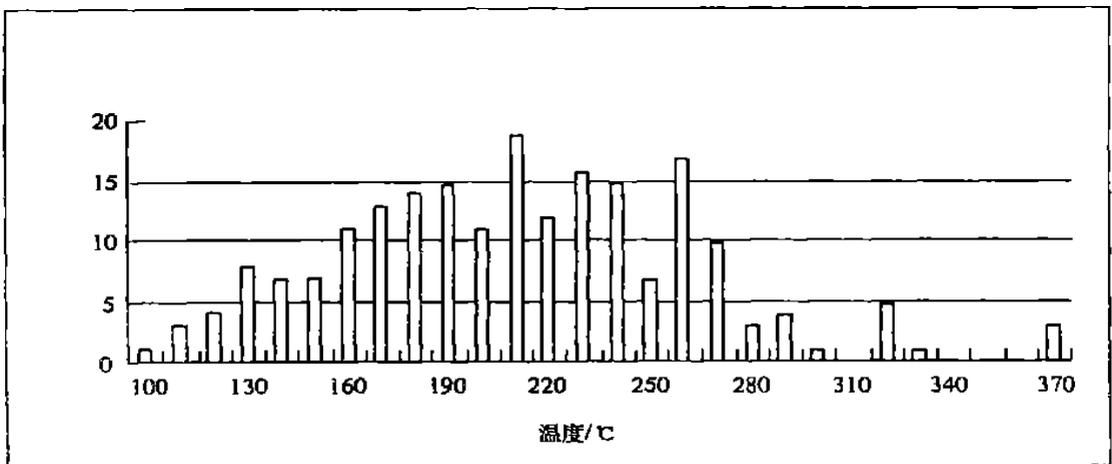


图3 V03脉包裹体均一温度分布

Fig.3 Showing inclusion homogeneous temperature distribution of vein V03

$1.4 \times 10^5$  kPa。我们的结果与栾世伟等根据包裹体成分计算的成矿压力( $1.1 \times 10^5 \sim 1.6 \times 10^5$  kPa) 接近。

本区成矿期以近水平挤压应力为主, 构造裂隙总体处于封闭状态, 因此以静岩压力来估算成矿深度, 本区成矿深度为 3.6 ~ 5.2 km。

根据流体包裹体特征, V393 闪锌矿周围的透明石英与闪锌矿同期, 但结晶略早于闪锌矿。石英包裹体以含 CO<sub>2</sub> 包裹体为主, 少量 V-L 包裹体, 均一温度和盐度较高。闪锌矿内包裹体盐度与石英内包裹体相似, 为 22.9% 和 8.68% 两组。低盐度包裹体温度较低, 为 145 ~ 208 °C, 高盐度包裹体均一温度较高, 为 248 ~ 267 °C。

多金属阶段早期温度较高, 富含 CO<sub>2</sub>, 而晚期(闪锌矿结晶) 温度降低, 流体以 V-L 包裹体(CO<sub>2</sub> 含量较低) 为特征。

文峪金矿成矿过程中导致矿质沉淀的主要因素是温度下降和由此导致的 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 不混溶现象。其次是局部沸腾作用、围岩蚀变作用和地表循环水的混合作用。这些因素都对矿质沉淀富集有重要影响。

## 5 成矿流体来源讨论

关于成矿流体来源的讨论, 是建立成矿模式的核心内容。文峪乃至整个小秦岭地区金矿的成因有许多不同观点。概括为七种假说。

- (1) 文峪花岗岩的后期残余岩浆热液。
- (2) 与文峪花岗岩同源演化的深部岩浆热液。
- (3) 文峪花岗岩侵入后大量围岩中流体溶解进入岩浆岩顶部, 在岩浆冷却过程中溶解的流体释放形成岩浆热液。
- (4) 深源(包括幔源) 热液。
- (5) 以文峪花岗岩为热源的深部热水循环系统。成矿物质主要在循环过程中萃取太华群变质岩中的金及相关元素。
- (6) 韧性剪切带发育过程与变质过程中, 变质岩中的金向韧性剪切带迁移富集。经过多期复杂演化, 最终富集成矿。
- (7) 热穹窿成矿模型: 认为小秦岭地区金矿是以燕山期花岗岩基为中心的热穹窿所形成的热力系统。成矿介质为下渗的地表水, 而矿质来源于华北陆块南缘上地幔(赵享, 韩西丁等)。

通过对前人资料的总结, 我们认为模型的建立, 需要考虑区域大地构造背景、矿床成矿时代、区域岩

浆演化特点和构造发展历史, 同时结合金矿床地质特征、空间展布规律、区内各类岩石含金性、矿石矿物的稳定同位素特征与区内各类岩石特征。

小秦岭地区文峪花岗岩与金矿床空间上关系密切, 各矿床矿带呈环状围绕岩体分布, 金矿成矿时代与文峪花岗岩形成时代相近或略晚于花岗岩, 它们均为中生代燕山期。

矿床的直接围岩大部分为太华群 TTG 岩系。文峪及娘娘山、华山花岗岩均处于这一岩系内, 并且岩石地球化学研究表明它们为壳源 S 型花岗岩。文峪花岗岩与太华群变质岩有同源关系。

文峪花岗岩与金矿体虽然空间上关系密切。但岩体内未发现金矿床, 只有金矿化点及金矿化蚀变带。导致这一现象的原因可能是: (1) 文峪花岗岩不是金矿热液的直接提供者。(2) 如果热液源于文峪花岗岩, 那么由于剥蚀作用, 文峪花岗岩内的金矿已全部剥蚀掉, 现在所见矿化蚀变只是被剥蚀金矿的根部。

我们认为文峪花岗岩不是金矿热液的直接供给源。文峪花岗岩内金矿不发育是因为岩体内及靠近内接触带构造不发育, 大型韧性剪切带离开岩体一定距离。迄今还没有足够证据证实文峪岩体内矿化蚀变为高温且只为高温产物, 也没有证据表明离岩体近的矿脉成矿温度高, 离岩体远的矿脉成矿温度低。图 3 中小秦岭地区金矿床空间分带规律, 即有环绕岩体分布特点, 也有按构造分带的趋势。总体上靠近边界断裂(太要断裂和南部的小河断裂) 为蚀变岩型, 远离边界断裂为少黄铁矿石英脉型和黄铁矿石英脉型。

一般与花岗岩有关的金矿床分布在花岗岩体内及内外接触带附近。作为岩体富含挥发分的证据, 伟晶岩脉普遍发育。小秦岭地区金矿大都离开岩体一定距离, 并且与文峪花岗岩同期的伟晶岩脉不十分发育。因此我们认为该区文峪花岗岩与金矿化的关系是间接的, 即文峪花岗岩不是直接供给源。

关于太华群能否作为矿源层的问题一直没有完全解决。由于太华群金的丰度偏低,  $w(\text{Au}) = 2.14 \times 10^{-9} \sim 3.14 \times 10^{-9}$ , 总体上略低于地壳金丰度。并且太华群变质年龄为晚太古代, 而成矿时代为中生代, 因而较少有人认为太华群是本区金矿源的直接矿源层。但这并不否定金矿化与太华群有一定关系。太华群作为本区的基底岩石和矿体的直接围岩, 它与金矿化有着某种联系。

太华群斜长角闪岩中黄铁矿硫  $\delta(^{34}\text{S}) = 1.80 \times 10^{-3} \sim 4.93 \times 10^{-3}$ , 均值  $3.05 \times 10^{-3}$ 。和金矿脉有穿

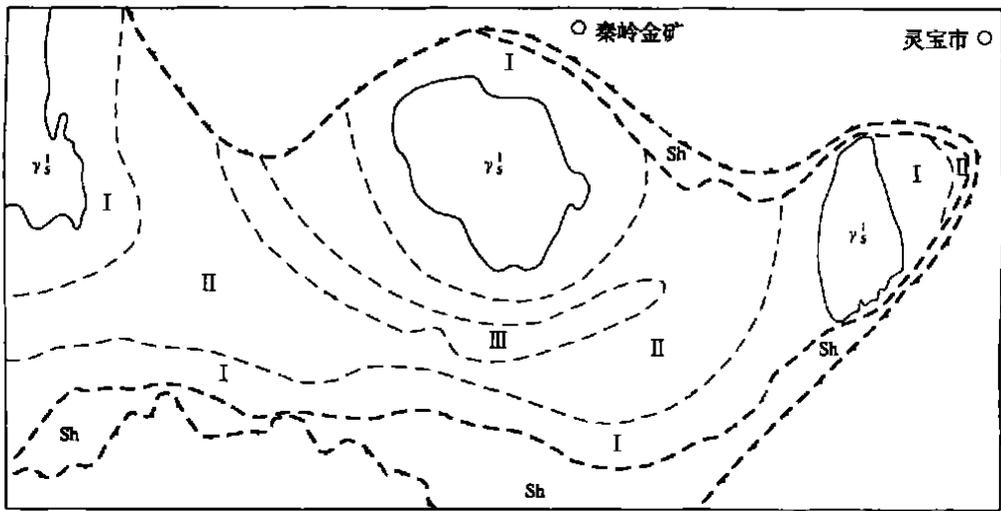


图4 小秦岭东段金矿化空间分布规律图

Fig. 4 Spatial distribution pattern of Au ore in the East Qinling area

γs. 文峪花岗岩 sh. 蚀变岩型矿化带 . 少黄铁矿型石英脉矿化带 . 黄铁石英脉型矿化带 . 多金属矿化带

切关系的基性脉岩硫  $\delta(^{34}\text{S})$  变化在  $2.3 \times 10^{-3} \sim 6.64 \times 10^{-3}$ , 均值  $4.49 \times 10^{-3}$ , 含金石英脉黄铁矿硫  $\delta(^{34}\text{S})$  变化范围  $0.5 \times 10^{-3} \sim 6.4 \times 10^{-3}$ , 平均  $4.00 \times 10^{-3}$  (文峪)。东桐峪黄铁矿硫  $\delta(^{34}\text{S})$  变化范围  $4.82 \times 10^{-3} \sim 9.70 \times 10^{-3}$ , 平均  $6.58 \times 10^{-3}$ 。杨砦峪黄铁矿硫  $\delta(^{34}\text{S}) = -1.17 \times 10^{-3} \sim 4.8 \times 10^{-3}$ , 平均  $2.59 \times 10^{-3}$ 。这表明金脉岩硫与文峪花岗岩硫, 脉岩 (辉绿岩) 硫及太华群硫来源一致。

文峪花岗岩属 S 型花岗岩, 它可能是太华群基底的重熔。而矿区内脉岩包括辉绿岩、辉绿玢岩、煌斑岩等不仅时代与金矿相近, 空间上也相互穿插。脉岩与花岗岩微量元素模式曲线相似, 稀土元素标准曲线图谱模式上也显示脉岩-花岗岩-含金石英脉的相似性 (耶敏等, 1991)。脉岩与文峪花岗岩是同一岩浆系统的分熔结晶系列中不同阶段产物。

文峪金矿流体包裹体研究表明: 成矿流体为富含  $\text{CO}_2$  的高盐度流体。流体在成矿场内沉淀出成矿物质, 其主要机制是流体降温及其伴随的地质现象, 地表循环水的加入只占深源流体的 10% ~ 15% (成矿场内)。高盐度 (20% ~ 25%) 富  $\text{CO}_2$  流体 (最高温度达  $450 \pm$ ) 的最大可能来源为岩浆热液。

由于脉岩在空间上与金矿体关系密切, 形成时代最为接近, 并且脉岩具有较高的含金丰度  $w(\text{Au}) = 5.0 \times 10^{-6}$ , 因而脉岩与金矿化有着密切关系。

我们倾向于第 2 种观点, 即文峪及小秦岭地区金矿床的成矿热液来源于与文峪花岗岩同源演化的

深部岩浆热液。

遥感和物探资料证实, 以文峪岩体为中心, 其南部外围存在隐伏岩体, 这表明深部存在与文峪花岗岩同源演化的岩浆岩。

燕山运动晚期, 强烈的构造运动和岩浆活动使本区深部地壳发生重熔。伴随部分熔融, 熔融产物批式分熔, 分别上侵就位。深部岩浆房中分异作用相当强烈。从本区酸性花岗岩及中酸性脉岩、基性辉绿岩、煌斑岩脉等脉岩的发育即可反映出来。岩浆房演化晚期基性程度增高, 金的浓度也增加。强烈的分异作用使矿质大量富集, 并分离出富硅和矿质的热液。流体相与岩浆熔体最终分离, 并沿断裂系统上侵就位。在地壳浅部环境下沉淀成矿。

#### 参考文献:

- [1] 栾世伟. 小秦岭地区深部金矿化特征及评价 [M]. 四川科学技术出版社, 1991.
- [2] 何知礼. 包体矿物学 [M]. 北京: 地质出版社, 1982.
- [3] 杨宗让. 秦岭造山带显生宙板块构造与成矿作用初析 [J]. 陕西地质, 2000, (2).
- [4] 韩西丁. 潼关小秦岭地区金的热穹隆成矿地质模型 [J]. 陕西地质, 2000, (2).
- [5] 何知礼. 豫西文峪金矿成矿规律与深部找矿方向研究 [R]. 北京: 北京科技大学, 1992.
- [6] 徐光荣. 河南文峪金矿矿床构造地球化学及成矿预测研究报告 [R]. 长春: 长春工业高等专科学校, 1992.

- [7] 栾世伟. 小秦岭金矿床地球化学[J]. 矿物岩石, 1985, (2).  
 [8] 黎世美. 小秦岭金矿地质和成矿预测[M]. 北京: 地质出版社, 1996.  
 [9] 周颖. 小秦岭金矿流体包裹体的初步研究[J]. 西安地质学院学报, 1989, (11).

## ON THE GENESIS OF WENYU GOLD DEPOSIT

WANG Tie-jun<sup>1</sup>, FAN Bing-hong<sup>1</sup>, GUAN Kang<sup>1</sup>, CHEN Xin-bang<sup>1</sup>,  
 HE Yong-li<sup>2</sup>, LIU Jun<sup>2</sup>, LIANG Bin-xiang<sup>2</sup>, WANG Jian-min<sup>2</sup>

(1. Tianjin Geological Academy, Tianjin 300061, China;

2. Jin'an Mining Industrial Co. Ltd, Lingbao 472500, China)

**Abstract:** Wenyu gold deposit is a medium-high temperature deposit with ore-forming temperature of 180 ~ 450 and ore-forming pressure of 1000-1400 Pa measured from fluid inclusion. The calculated depth where the ore was formed is 3.6 ~ 5.2 km. The fluid inclusion salinity is characterized by deep sourced fluid and incorporation of 10% ~ 15% penetrating meteoric water. Temperature decrease and immiscibility of CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O concerned is the main factors for ore precipitation. Ore fluid of Wenyu gold deposit and those in Xiao Qinling area came from deep source fluid that is cognated and evolved together with the deep magmatic fluid of Wenyu granitic intrusive. Gold ore was formed in Mesozoic Era.

**Key words:** double crust-mantle structure; ductile shear zone; fluid inclusion; immiscibility; magmatic fluid; Wenyu Au deposit; Henan province

(上接第 84 页)

- [4] Granger H C. The Colorado Plateau Uranium Province[M]. USA. 1989. 157-189.  
 [5] 郑平. 煤炭腐殖酸的综合利用[M]. 北京: 科学出版社, 1989. 1-9.  
 [6] 秦万德. 腐殖酸的综合利用[M]. 北京: 科技出版社, 1987. 7-8.  
 [7] Ong L. H. Adsorption of copper by Peat, lignite and bituminous coal[J]. Econ. Geol., 1966, 61, 124-14.  
 [8] Borovec Z. Sorption of Uranyl by Humic acids[J]. Chem Geo., 1979, (27): 39-46.  
 [9] Andreas. Uranium Organic Matter association at La Bajada, New Mexico[J]. Econ. Geol., 1972, (47): 41-54.  
 [10] 涂光炽. 中国层控矿床地球化学(第二卷)[M]. 北京: 科学出版社, 1988. 31-342.  
 [11] Nakamoto K. Infrared Spectra of Inorganic & Coordination Compounds[M]. USA 1963. 206.  
 [12] 招录基, 张德和. 黄腐酸与稀土金属离子络合行为的研究[M]. 北京: 煤炭出版社, 1981. 106-112.

## THE FULVIC ACIDS AND URANIUM DEPOSIT FORMATION IN TURFAN-HAMI BASIN

YANG Dian-zhong, CHEN Zu-yi

(Beijing Research Institute of Uranium Geology, Beijing 100029, China)

**Abstract:** There are plenty of fulvic acids in the coal strata in Turfan-Hami Basin. Its H/C ratio and aromaticity is low; It has more Oxide functional groups thus benefit complexation with Uranium. By infrared spectroscopy, fulvic acids binding uranium is in the form of uranyl humates, so the main factor of uranium deposit formation is sorption and complexation of fulvic acids.

**Key words:** Turfan-Hami basin; fulvic acids; uranium formation