

文章编号: 0258-7106(2013)06-1249-13

河南小秦岭杨砦峪金矿床成矿流体特征*

熊索菲¹, 丁振举¹, 姚书振^{1*}, 熊杰², 胡新露¹, 何谋春^{1,3}, 谭满堂¹

(1 中国地质大学资源学院, 湖北 武汉 430074; 2 广西国土资源规划院, 广西 南宁 530022;

3 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室, 湖北 武汉 430074)

摘 要 河南省杨砦峪金矿床位于华北克拉通南缘, 是小秦岭地区大型的石英脉型金矿床。据野外观察, 成矿过程经历了4个阶段: I 黄铁矿-石英脉阶段; II 石英-黄铁矿阶段; III 石英-多金属硫化物阶段; IV 石英-碳酸盐阶段。包裹体岩相学、显微测温以及激光拉曼显微探针研究显示, 该矿床为 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-NaCl} \pm \text{CH}_4$ 流体体系, 并且发生不混溶。从第 I 成矿阶段到 IV 成矿阶段, 流体包裹体的均一温度范围分别是 $307 \sim 407^\circ\text{C}$, $270 \sim 320^\circ\text{C}$, $225 \sim 272^\circ\text{C}$ 和 $166 \sim 226^\circ\text{C}$, 呈现逐步降低的趋势; 盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 平均值分别为 7.3%, 7.1%, 9.0% 和 6.4%。各阶段成矿压力为 $120 \sim 178 \text{ MPa}$, $85 \sim 140 \text{ MPa}$, $75 \sim 130 \text{ MPa}$ 和 $60 \sim 122 \text{ MPa}$, 呈现逐渐降低的趋势。流体不混溶作用是导致杨砦峪矿质沉淀的重要原因, 其诱因可能与控矿断裂由压扭转为张扭所导致的构造减压有关。

关键词 地球化学, 流体包裹体, 流体不混溶, 杨砦峪金矿, 小秦岭金矿田

中图分类号: P681.51

文献标志码: A

Characteristics of ore-forming fluid of Yangzhaiyu gold deposit in Xiaolinling gold district, Henan Province

XIONG SuoFei¹, DING ZhenJu¹, YAO ShuZhen¹, XIONG Jie², HU XinLu¹,
HE MouChun^{1,3} and TAN ManTang¹

(1 Faculty of Earth Resources, China University of Geosciences, Wuhan 430074, Hubei, China; 2 Guangxi Land and Resources Planning Institute, Nanning 530022, Guangxi, China; 3 State Key Laboratory of Geological Process and Mineral Resources, China University of Geosciences, Wuhan 430074, Hubei, China)

Abstract

Located in the southern margin of the North China Craton, the Yangzhaiyu gold deposit in Henan Province is one of numerous lode gold deposits in Xiaolinling region. The ore-forming process can be divided into four stages, i.e., I pyrite-quartz vein stage, II quartz-pyrite stage, III quartz-polymetallic sulfides stage, and IV quartz-carbonate stage. Researches based on petrography, fluid inclusion tests and Laser Raman spectroscopic analysis suggest that ore-forming fluids are mainly composed of $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-NaCl} \pm \text{CH}_4$. There is an immiscible process in the fluid system. The homogenization temperatures of ore-forming fluids from stage I to stage IV are $307.0 \sim 406.8^\circ\text{C}$, $270.3 \sim 319.6^\circ\text{C}$, $225.4 \sim 272.1^\circ\text{C}$ and $166.3 \sim 226.3^\circ\text{C}$ respectively, with the corresponding average salinities being 7.25% NaCl_{eq} , 7.14% NaCl_{eq} , 8.97% NaCl_{eq} and 6.39% NaCl_{eq} . The trapping pressures of fluid inclusions are estimated to be $120 \sim 178 \text{ MPa}$, $85 \sim 140 \text{ MPa}$, $75 \sim 130 \text{ MPa}$ and $60 \sim 122 \text{ MPa}$ for each stage. Fluid immiscibility must have played an important role in ore genesis. The cause of fluid

* 本文得到全国危机矿山接替资源找矿综合研究项目“小秦岭地区金矿床成矿规律总结研究(编号: 20089939)”和中国地质大学(武汉)教学实验室开放基金(编号: SKJ2011112)共同资助

第一作者简介 熊索菲, 女, 1986年生, 在读博士研究生, 矿物学、岩石学、矿床学专业。Email: sophie_0913@foxmail.com

** 通讯作者 姚书振, 男, 1947年生, 教授, 博士生导师, 从事矿床学、矿田构造学及区域成矿学研究。Email: szyao@cug.edu.cn

收稿日期 2013-01-04; 改回日期 2013-09-12。张绮玲编辑。

immiscibility might have been related to tectonic decompressing.

Keywords: geochemistry, fluid inclusions, fluid immiscibility, Yangzhaiyu gold deposit, Xiaoqinling gold district

小秦岭金矿田是中国著名的金矿矿集区之一，一直倍受国内外学者的关注，已经积累了大量的研究资料和认识(范宏瑞等,2000;2003;陈衍景等,1992;Mao et al.,2002;徐九华等,1993;2004;徐启东等,1997;聂凤军等,2001;李绍儒等,1997;1998;Bi et al.,2011)。成矿流体是小秦岭石英脉型金矿床形成的关键控制因素，因而也是矿床学研究的重点内容(Wilkinson,2001;卢焕章等,2004)。流体包裹体研究对于认识成矿流体的性质、成矿物理化学条件及成矿机制等方面有着非常重要的作用。学者们对于小秦岭金矿田的流体包裹体的类型、均一温度、盐度、密度和成矿压力等进行了较为详细的研究，但成果主要集中于文峪、东闯、大湖和桐峪等金矿床(Jiang et al.,1999;卢欣祥等,2002;2003;徐九华等,2004;倪智勇等,2008;周振菊等,2011;范寿龙

等,2012;吴晓贵等,2012)，而对于杨砦峪金矿床，仅有Li等(2012)对杨砦峪的包裹体按照相态和成分类型进行了较为细致的岩相学和显微测温研究，但是并未按照成矿阶段来进行系统地划分与研究。本文以杨砦峪金矿床为研究对象，对其中各个成矿阶段的流体包裹体进行了系统研究，这对正确认识该成矿流体的性质、成矿流体的演化和成矿作用具有重要意义。

1 区域地质背景

小秦岭金矿田位于华北克拉通南缘华山-熊耳山地块中西部，西起陕西省华山，东至河南省灵宝-朱阳盆地西北边缘，北侧、南侧分别以太要断裂和小河断裂为界，呈不规则带状(图1)。区内出露地层主

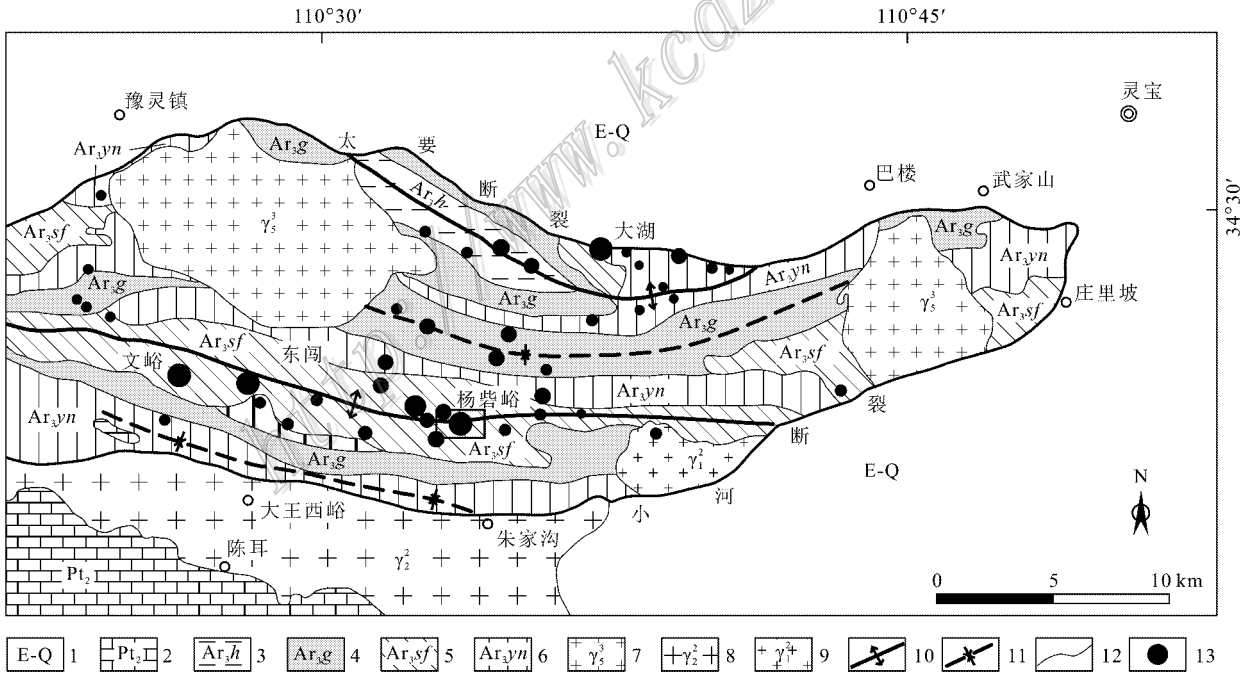


图1 小秦岭地区区域地质图及矿产略图(据河南省第一地质调查队,2006资料,略有修改)

- 1—第四系-新近系砂砾层、红层;2—中元古界官道口群硅质碳酸盐岩;3—太华群焕池峪组大理岩;4—太华群观音堂组石英岩、变粒岩;5—太华群四范沟组片麻状花岗岩;6—太华群杨砦峪组灰色片麻岩系;7—中生代黑云二长花岗岩;8—中元古代片麻状二长花岗岩;9—古元古代黑云角闪花岗岩;10—背斜;11—向斜;12—地质界线;13—金矿床
- Fig. 1 Regional geological and mineral resources map of Xiaoqinling region (modified after N0.1 Geological Party of Henan, 2006)
- 1—Quaternary-Neogene; 2—Mesoproterozoic Guandaokou Group carbonate rock; 3—Huanchiyu Formation marble of Taihua Group; 4—Guan-yintang Formation quartzite and granulite of Taihua Group; 5—Sifangou Formation gneissose granite of Taihua Group; 6—Yangzhaiyu Formation gray gneiss of Taihua Group; 7—Mesozoic biotite adamellite; 8—Mesoproterozoic gneissose adamellite; 9—Paleoproterozoic biotite hornblende granite; 10—Anticline; 11—Syncline; 12—Geological boundary; 13—Gold deposit

要为结晶基底太古界太华群深变质片麻岩系。区域内构造主要由近东西轴向的复式褶皱和近东西向的区域性断裂组成,含金石英脉多赋存在太华群变质岩系内,在规模相对较小的断裂构造带(脆-韧性脆性断裂带)中集中产出。区内岩浆活动频繁,自太古代、元古代到中生代皆有表现,具多旋回、多期次特点。其中以燕山期经重熔或改造形成的花岗岩最为发育,自西向东沿北侧断裂依次形成了华山、文峪和娘娘山花岗岩岩基(黎世美等,1996;Mao et al.,2002)。

2 矿床地质特征

小秦岭杨砦峪金矿床位于小秦岭断隆,老鸦岔背形轴部及两翼。矿区出露地层为太华群,岩性主要为各类混合岩(条痕状混合岩、条带状混合岩和均质混合岩)、片麻岩类(斜长角闪片麻岩和斜长角闪岩)和构造岩(碎裂岩和糜棱岩)。此外,第四系残坡积物和冲积物沿矿区沟谷分布。矿区褶皱为小秦岭主背斜(即老鸦岔背斜),背斜轴面北倾,北翼地层倾角为 $20\sim 30^\circ$,南翼为 $3\sim 70^\circ$,在剖面上构成北缓南陡的不对称背斜。本区发育近东西向、南北向、北东向、北西向等多组断裂,控制着矿区含金石英脉及基性岩脉的分布。矿区内岩浆活动频繁,岩浆岩发育,以酸性侵入岩为主,其类型有混合花岗伟晶岩、花岗伟晶岩、黑云母花岗岩、花岗细晶岩和辉绿岩。

矿区石英脉主要沿近东西向压扭性断裂构造带断续分布,呈脉状、透镜状和不规则状产出于断裂带内,严格受构造控制。含金石英脉中金属矿物以黄铁矿为主,其次为黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、白钨矿、自然金、辉银矿、银金矿、碲金银矿等,脉石矿物为石英、方解石、绢云母等。金品位不均匀,一般零至几十克/吨,最高数千克/吨。

杨砦峪金矿主矿脉为60号脉及60-1号支脉。60号脉为一中等倾斜单脉状大型含金黄铁矿石英脉,矿脉全长6600 m,严格受北西西向的F5压扭性断裂控制。

60号脉走向近东西,倾向 $175\sim 215^\circ$,倾角 $40\sim 56^\circ$ 。厚度一般在7 m左右,最厚可达20 m。在1~11勘探线间,矿体多呈似层状、透镜状及长条状产出(图2)。主矿体沿走向最长达610 m,倾向最大延伸320 m。矿体厚度最大6.06 m,最小0.25 m,多在

0.4~1.5 m间,厚度变化系数为62%~93%。1340~1220中段厚度多在0.5~3.17 m之间。总体产状为走向 110° 左右,倾向 $175\sim 215^\circ$,倾角 $40\sim 52^\circ$ 。

矿区围岩蚀变种类较多,常见硅化、绢云母化、碳酸盐化、黄铁矿化,而黑云母化、钾长石化、绿泥石化、绿帘石化等仅局部出现。与成矿关系密切的蚀变类型包括黄铁绢英岩化、黄铁矿化和硅化等。矿体的围岩主要为混合岩、斜长角闪岩、斜长角闪片麻岩、伟晶岩。围岩蚀变种类与围岩岩性关系密切,混合岩、伟晶岩和黑云母花岗岩主要发育绢云母化、硅化,次为黄铁矿化、钾长石化、钠长石化,而斜长角闪片麻岩主要发育碳酸盐化、黑云母化、黄铁矿化、磁铁矿化、绿泥石化等。

根据野外实地观察,可将该矿床的成矿作用分为以下4个成矿阶段:

I 黄铁矿-石英阶段,特征为含有少量黄铁矿的白色石英脉,多数厚度大,连续性好。此类石英脉在糜棱岩中呈透镜状,脉体与糜棱岩片理大多近于平行。由于糜棱岩形成后经历了复杂的构造变动,而造成石英脉的分布比较复杂。该阶段的黄铁矿一般为中-粗粒、自形程度较高的立方体,星散状或浸染状分布于石英脉内(图3A)。这些黄铁矿的金含量低,且本阶段石英脉内黄铁矿含量少(占1%~5%),所以不构成独立的工业矿体;

II 石英-黄铁矿阶段,本阶段矿化主要叠加在第I阶段之上。矿体多分布在断裂缓倾斜部位及石英脉局部扩容部位,是杨砦峪金矿的主要矿化类型。该阶段的主要矿物为石英、黄铁矿、自然金、黄铜矿和磁黄铁矿,黄铁矿多呈脉状、网脉状(图3B)和团块状(图3C)出现;

III 石英-多金属硫化物阶段,以发育多金属硫化物矿化为特征,主要叠加在第I、II阶段矿化体之上。该阶段方铅矿、黄铜矿、闪锌矿和黄铁矿呈囊状、团块状、蜂窝状或者网脉状产出,分布不均匀。多金属硫化物和石英沿裂隙充填,溶蚀交代,形成网格状、细脉状及条带状构造(图3D)。本阶段形成的黄铁矿等硫化物全部为微-中粒他形粒状集合体,黄铁矿含金较高,在矿化叠加的部位可形成富矿包;

IV 碳酸盐阶段,标志是含碳酸盐细脉以胶结物形式充填于前3个阶段形成的构造角砾岩之间。其分布范围较小,数量较少,不形成工业矿石。

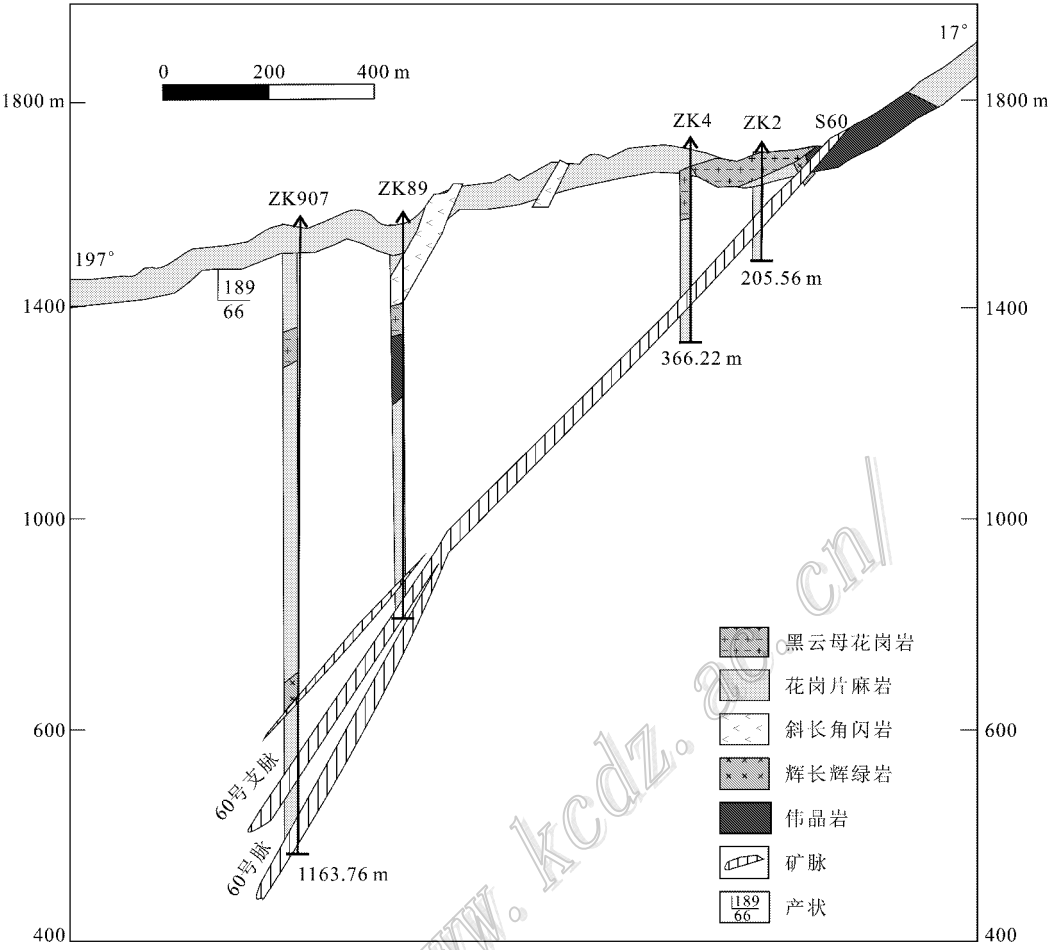


图 2 杨砦峪矿区第 9 勘探线剖面图(据河南省第一地质调查队,2006 资料,略有修改)
Fig. 2 Geological cross section along No. 9 exploration line in the Yangzhaiyu gold deposit
(modified after No. 1 Geological Party of Henan, 2006)

上述 4 个阶段以 I 阶段黄铁矿-石英脉规模最大,控制了矿体的整体形态,II、III 阶段为主要成矿阶段,叠加在 I 阶段石英脉之上。与 I 阶段相比,II、III 阶段虽然规模较小,但成矿作用强烈。

3 样品采集及研究方法

杨砦峪金矿 S60 号含金石英脉是河南小秦岭金矿田一条主要矿脉,本次研究对该矿脉及其 S60-1 号支脉深部探矿工程 860 m、980 m、1100 m(1070、1140)1220 m 中段的矿体进行了观测和系统采样,其中包含第 I、II、III 成矿阶段的含金石英脉和第 IV 成矿阶段的方解石和石英胶结物。并将标本磨制成测温片对其进行岩相学观察和显微测温研究,标本采集位置见表 1。

流体包裹体显微测温在中国地质大学(武汉)流体包裹体实验室完成。测温仪器为英国 Linkam THMS 600 型冷热台,其温度控制范围为 $-196 \sim +600^{\circ}\text{C}$,其中,在 $-120 \sim -70^{\circ}\text{C}$ 范围内的测定误差为 $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$, $-70 \sim +100^{\circ}\text{C}$ 范围内的测定误差控制在 $\pm 0.2^{\circ}\text{C}$, $100 \sim 500^{\circ}\text{C}$ 范围内的测定误差为 $\pm 2^{\circ}\text{C}$ 。实验前,用美国 FLUID INC 公司的人工合成流体包裹体标准样品对冷热台进行了校正,以确保实验数据的精确性。

单个包裹体成分分析在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室进行。使用 Renishaw RM-1000 型激光拉曼光谱仪,光源为 514.5 nm 氩离子激光器,狭缝为 $25\text{ }\mu\text{m}$,计数时间 30 s,扫描范围为 $1000 \sim 3800\text{ cm}^{-1}$ 。

<http://www.kcdz.ac.cn/>



图 3 杨砦峪金矿床含金石英脉体特征

A. 第 I 阶段干净石英脉(Q)中自形-粗粒黄铁矿(Py); B. 第 II 阶段脉状黄铁矿(Py); C. 第 II 阶段团块状黄铁矿(Py);
D. 第 III 阶段方铅矿脉(Gn)充填于第 I 阶段石英(Q)裂隙中

Fig. 3 Gold-bearing quartz veins of the Yangzhaiyu gold deposit

A. Stage I quartz vein containing euhedral coarse-grained pyrite; B. Stage II Pyrite veinlets; C. Stage II massive pyrite as the predominant sulfide mineral in gold ore; D. Galena veins(Stage III) filling fractures in the early quartz of Stage I

4 流体包裹体特征

4.1 流体包裹体岩相学特征

通过镜下观察,依据流体包裹体的相态及成分,可将杨砦峪金矿发育的流体包裹体划分为以下 5 种类型:

含 CO_2 包裹体(C 型) 此类包裹体在本矿床中非常发育,贯穿成矿的所有阶段,包括含 CO_2 三相包裹体(图 4A、4C)以及 CO_2 两相包裹体(图 4B),主要为椭圆形和近圆形产出,大小一般 $5 \sim 16 \mu\text{m}$ 。含 CO_2 三相包裹体内存在 H_2O 液相、 CO_2 液相和 CO_2 气相 3 个相态,其中 CO_2 气相在 CO_2 液相内急速跳动。包裹体测温片中能发现存在 CO_2 - H_2O 不同相比的包裹体,且充填度相差较大(从 10%~85%)构成一个连续变化的系列。含 CO_2 两相包裹体存在

CO_2 液相和 CO_2 气相,冷冻降温到 $5 \sim 10^\circ\text{C}$ 时出现气泡,再升温到达一定温度($< 30^\circ\text{C}$)又均一为液相。

气相包裹体(V 型) 该类包裹体在各阶段都发育,为单一气相所充填,颜色较暗,形状多为规则的圆形、椭圆形,透明度较低,边缘粗黑,大小一般 $4 \sim 15 \mu\text{m}$ (图 4D)。

气液两相包裹体(V+L 型) 该类包裹体分为 2 类:气相分数($V_{\text{H}_2\text{O}}/(L_{\text{H}_2\text{O}} + V_{\text{H}_2\text{O}})$)为 $< 50\%$ 的富液相包裹体;气相分数为 $> 50\%$ 的富气相包裹体。该类包裹体一般以圆形、近圆形、椭圆形、近椭圆形和不规则形态产出,大小一般 $2 \sim 15 \mu\text{m}$ (图 4C、4F)。

含子矿物 3 相包裹体(S 型) 该类包裹体内存在水溶液相、气相和子矿物 3 个相态,但以液相为主。此类包裹体在本矿床不是很发育。主要出现在第 I 成矿阶段,其他成矿阶段均不发育(图 4E)。



图 4 杨砦峪金矿主成矿阶段流体包裹体显微照片

A. 第 I 成矿阶段中含 CO_2 三相包裹体(C 型); B. 第 II 成矿阶段中含 CO_2 两相包裹体(C 型); C. 第 III 成矿阶段中含 CO_2 三相包裹体(C 型)和气液两相包裹体(V+L 型)共存; D. 第 I 成矿阶段中含富气相包裹体; E. 第 I 成矿阶段中含子矿物多相包裹体(S 型); F. 第 IV 成矿阶段可见气液两相包裹体(V+L 型)和纯液相包裹体(L 型)共存

Fig. 4 Microphotographs of fluid inclusions formed in major metallogenic stage in the Yangzhaiyu gold deposit

A. Three-phase C-type fluid inclusions in Stage I; B. Two-phase C-type fluid inclusions in Stage II; C. Coexisting three-phase C-type and VL-type fluid inclusions in Stage III; D. V-type fluid inclusions in Stage I; E. S-type fluid inclusion, with halite of Stage I; F. Coexisting VL-type and L-type fluid inclusions in Stage IV

液相包裹体(L 型) 该类包裹体数量较少,包裹体无色透明,内部充满水溶液,大小一般 $1 \sim 4 \mu\text{m}$,有些可以达到 $8 \mu\text{m}$ (图 4F),主要出现于第 IV 成矿阶段。

4.2 流体包裹体显微测温

杨砦峪金矿床各阶段流体包裹体均一温度通过显微测温直接获得,包裹体所属成矿阶段依据测温片所属样品中矿物组合、脉与脉之间的穿插关系和包裹体组合类型来划分。V+L 型包裹体测定冰点温度($t_{\text{m,ice}}$)利用 Hall 等(1988)的盐度计算公式可得出对应盐度;测得均一温度(t_{h}),应用刘斌等(1987)的经验公式: $Q = a + bT_{\text{h}} + cT_{\text{h}}^2$ (a、b、c 均为无量纲参数)求得流体密度。C 型包裹体测出 CO_2 笼合物熔化温度($t_{\text{m,clathrate}}$),通过 CO_2 笼形化合物熔化温度与盐度关系表(Collins,1979)确定盐度,再根据部分均一温度($t_{\text{h,CO}_2}$)与 CO_2 相密度关系图解(Shepherd et al.,1985)求得 CO_2 相密度。

对杨砦峪金矿 S60 号脉的流体包裹体显微测温数据以及相关计算结果详见表 1。对各阶段的流体包裹体叙述如下。

第 I 阶段的流体包裹体 本阶段样品主要来自于 S60 中宽大石英脉,石英脉呈脉状、透镜状及扁豆状产出,具有尖灭侧现或再现特点,多数石英脉厚度大,连续性好。该阶段包裹体以含 CO_2 三相包裹体为主,还可见气相分数 $< 50\%$ 的 V+L 型富液相包裹体,其次可见纯气相包裹体和纯 CO_2 包裹体。包裹体大小一般 $3 \sim 12 \mu\text{m}$,形态为负晶形、椭圆形、近椭圆形和圆形,常以线状或孤立状分布,并具定向排列的特征。本阶段的 46 个测温数据表明包裹体的均一温度是 $307 \sim 407^\circ\text{C}$ 。其中 V+L 型包裹体冰点温度位于 $-8.8 \sim -4.0^\circ\text{C}$ 之间,经计算求得对应盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $6.54\% \sim 12.62\%$,流体密度为 $0.67 \sim 0.75 \text{ g/cm}^3$ 。C 型包裹体的固相 CO_2 熔化温度为 $-56.7 \sim -57.3^\circ\text{C}$, CO_2 笼合物熔化温度 $3.1 \sim 8.7^\circ\text{C}$,通过其熔化温度与盐度关系表(Collins,1979)

确定盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 2.58% ~ 11.75% ,根据部分均一温度 17.3 ~ 29.7℃ 与 CO_2 相密度关系图解 (Shepherd et al., 1985) ,求得 CO_2 相密度约为 0.63 ~ 0.83 g/cm³。

第Ⅱ阶段的流体包裹体 样品主要来自于 S60 中富含黄铁矿的石英脉,石英与黄铁矿共生,含少量黄铜矿和磁黄铁矿,多呈条带状细脉充填于第Ⅰ阶段粗大的白色石英脉内。本阶段包裹体类型主要为 CO_2 三相包裹体和纯 CO_2 包裹体,少量气液两相、纯气相、纯液相包裹体。原生包裹体形态为近椭圆、不规则和近圆形,以带状或孤立状分布。包裹体大小一般 4 ~ 16 μm 。

本阶段的 47 个测温数据表明包裹体的均一温度是 270 ~ 320℃,冰点温度在 -7.0 ~ -6.3℃ 之间,利用 Hall 等(1988)的盐度计算公式,可得对应盐度为 9.60% ~ 10.49%;应用刘斌等(1987)的经验公式: $Q = a + bT_h + cT_h^2$ (a、b、c 均为无量纲参数),求得流体密度为 0.82 ~ 0.83 g/cm³。C 型包裹体的固相 CO_2 熔化温度为 -56.9 ~ -58.5℃, CO_2 笼合物熔化温度 2.2 ~ 7.8℃,通过 CO_2 笼形化合物熔化温度与盐度关系表(Collins, 1979)确定盐度为 4.26% ~ 12.94% ,根据部分均一温度与 CO_2 相密度关系图解求得 CO_2 相密度,约为 0.63 ~ 0.85 g/cm³。

第Ⅲ阶段的流体包裹体 样品来自于杨砦峪 S60 的含多金属硫化物的石英脉,以脉内出现较多的黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、黄铜矿为特征。本阶段包裹体主要为 CO_2 三相包裹体和少量气液两相包裹体,原生包裹体形态为负晶形、近圆形、椭圆形和不规则形,其中椭圆形最多,包裹体以面状和带状大面积出现。包裹体大小一般 6 ~ 30 μm 。

本阶段的 46 个测温数据表明包裹体的均一温度是 225 ~ 272℃。其中 V + L 型包裹体冰点温度位于 -3.6 ~ -12.0℃ 之间,利用 Hall 等(1988)的盐度计算公式,可得对应盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 5.86% ~ 15.96% ,应用刘斌等(1987)的经验公式: $Q = a + bT_h + cT_h^2$ (a、b、c 均为无量纲参数),求得流体密度为 0.87 ~ 0.93 g/cm³。C 型包裹体的固相 CO_2 熔化温度为 -57.3 ~ -58.1℃, CO_2 笼合物熔化温度为 2.0 ~ 7.4℃,通过其熔化温度与盐度关系表(Collins, 1979)确定盐度为 4.89% ~ 13.20% ,根据部分均一温度与 CO_2 相密度关系图解求得 CO_2 相密度约为 0.68 ~ 0.88 g/cm³。

第Ⅳ阶段的流体包裹体 样品来自于晚期的石英和方解石,二者以胶结物的形式充填于前构造角砾岩之间。该阶段包裹体主要为气液两相包裹体, CO_2 三相包裹体和纯液相包裹体,包裹体一般 3 ~ 12 μm 。来自本阶段的 41 个测温数据表明包裹体的均一温度是 166 ~ 226℃;其中 V + L 型包裹体冰点温度在 -2.1 ~ -9.7℃ 之间,利用 Hall 等(1988)的盐度计算公式,可得对应盐度为 3.55% ~ 13.62% ;应用刘斌等(1987)的经验公式: $Q = a + bT_h + cT_h^2$ (a、b、c 均为无量纲参数),求得流体密度为 0.89 ~ 0.97 g/cm³。C 型包裹体的 CO_2 笼合物熔化温度为 5.5 ~ 8.3℃,通过其熔化温度与盐度关系表(Collins, 1979)确定盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 3.33% ~ 8.19% ,求得 CO_2 相密度约为 0.67 ~ 0.88 g/cm³。

综合上述测温及计算结果,各阶段流体包裹体的均一温度及盐度直方图见图 5。从中可以看出:从第Ⅰ成矿阶段到第Ⅳ成矿阶段,流体包裹体的均一温度范围依次是 307 ~ 407℃ → 270 ~ 320℃ → 225 ~ 272℃ → 166 ~ 226℃,呈现逐步降低的趋势(图 5I)。成矿流体的盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 范围分别为 2.58% ~ 12.62% (均值为 7.3%) → 4.26% ~ 12.94% (均值为 7.1%) → 4.89% ~ 15.96% (均值为 9.0%) → 3.33% ~ 13.62% (均值为 6.4%)。在成矿第Ⅰ阶段和第Ⅱ阶段成矿流体的盐度基本持平,在第Ⅲ阶段成矿流体的盐度稍有增加,在第Ⅳ成矿阶段成矿流体的盐度降低。

4.3 流体包裹体成分

单个包裹体的激光拉曼探针分析表明,含 CO_2 两相包裹体的气相成分为 CO_2 ,有些含有 CH_4 ,但没有 H_2O 峰的显示(图 6A);而 CO_2 三相包裹体的中气相成分出现 CO_2 的特征峰和宽泛的 H_2O 峰(图 6C),有少量还含有 CH_4 (图 6B);V + L 型包裹体,其气相成分以 H_2O 为主,含有 CO_2 ,但在冷冻过程中无明显的 CO_2 相变特征,这可能是 CO_2 含量过低所致。因含子矿物的多相包裹体(S 型)的子矿物过小,激光束斑的高能量导致子矿物发生移动,未能获得矿物的拉曼特征峰,其成分尚待进一步研究。

5 讨论

5.1 成矿压力

成矿流体的运移方向受流体驱动力控制,而影

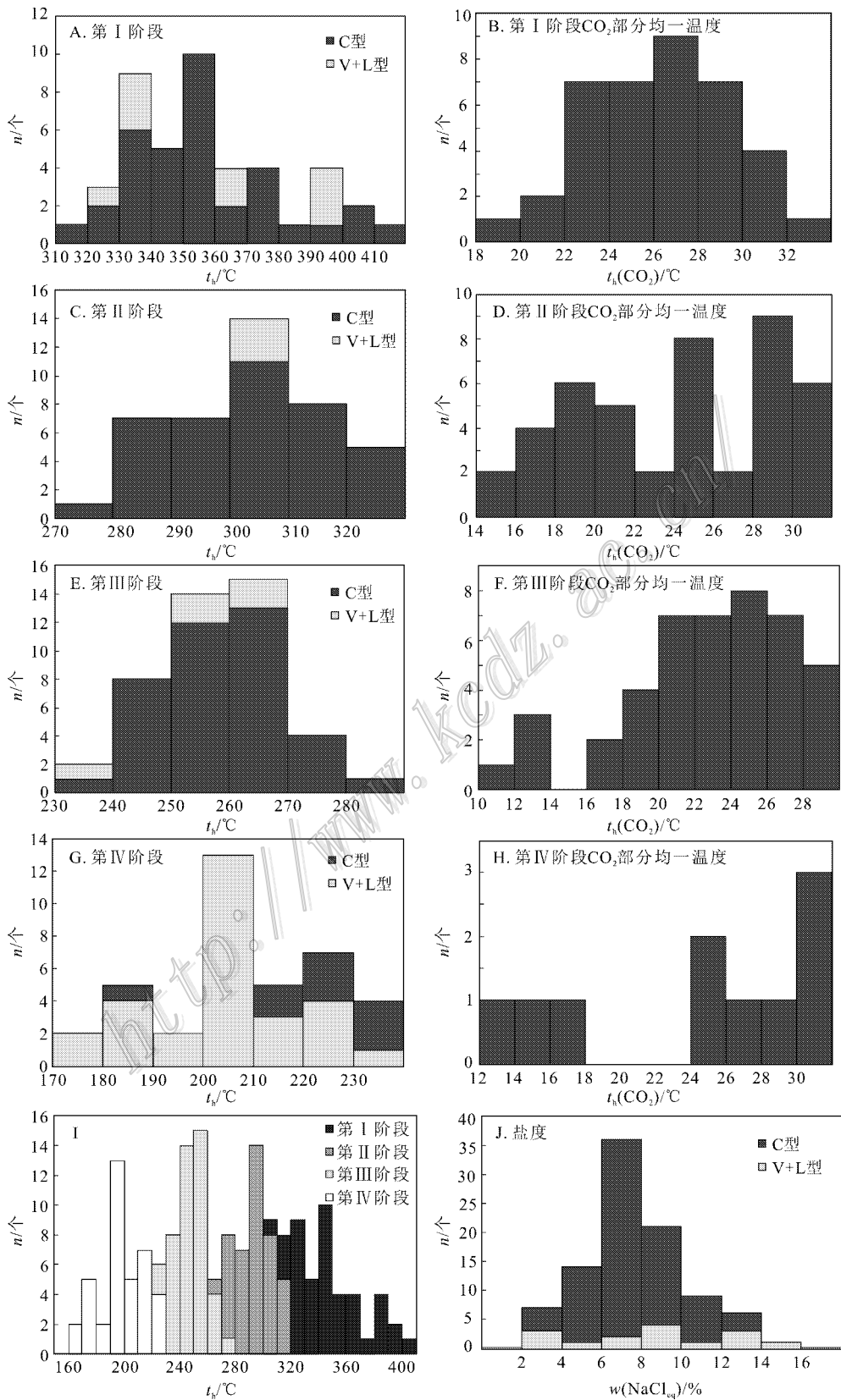


图 5 杨砦峪矿床各成矿阶段均一温度直方图(A~I)及盐度直方图(J)

Fig. 5 Histograms of microthermometric data (A-I) and calculated salinity(J) for various stages of fluid inclusions in the Yangzhaiyu deposit

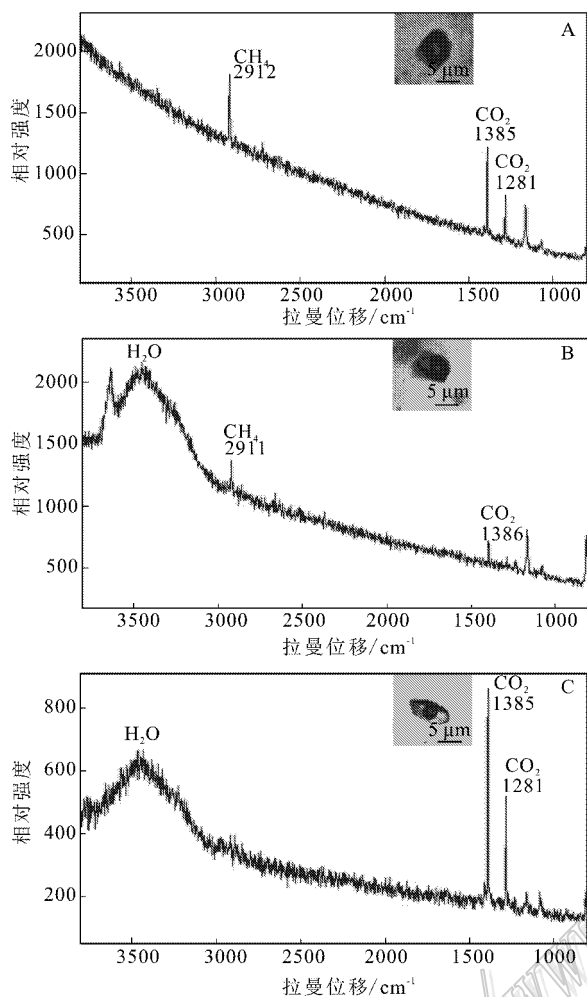


图6 流体包裹体气相成分的激光拉曼显微探针图谱

Fig. 6 Raman spectra of fluid inclusions

响流体驱动力的最主要因素为温度差和压力差。对热液迁移来说,一个良好的通道——断裂或裂隙系统尤为重要。在断裂通道中,成矿热液在压力差和温度差作用驱动下,由高压(高温)沿断裂-裂隙通道向低压(低温)方向运移。利用包裹体估算成矿压力是先通过显微测温获得相关的参数,再选用合理的体系相图或计算公式(程序)进行估测。在可靠的显微测温数据基础上,压力估测所需的参数主要有 CO_2 三相点温度(t_{m,CO_2})、 CO_2 相部分均一温度(t_{h,CO_2})、 CO_2 笼形物熔化温度($t_{m,\text{cla},\text{CO}_2}$)、 NaCl 水合物熔化温度($t_{m,\text{cla},\text{NaCl}}$)、盐水溶液的冰点温度($t_{m,\text{ice}}$)、子矿物熔化温度($t_{m,\text{NaCl}}$)、包裹体完全均一温度(t_h)等。

杨杨峪金矿床的成矿流体属于 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-NaCl}$ (低盐度)体系,确定压力的步骤为:先通过显微测

温实验测定 CO_2 相均一温度 t_{h,CO_2} ,根据 Shepherd 等(1985)的 CO_2 均一温度和密度关系图确定密度 ρ_{CO_2} ;测定包裹体的 CO_2 笼形物熔化温度($T_{m,\text{cla},\text{CO}_2}$),以确定 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-NaCl}$ 体系的盐度;再测定包裹体完全均一温度 t_h 。考虑到盐度对于压力估算影响较大,而本次测试发现第 I 到第 IV 成矿阶段,各阶段的平均盐度 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 分别为 7.3%、7.1%、9.0% 和 6.4%。当体系盐度接近 6%,可利用 Schwartz(1989)的盐度为 6% $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-NaCl}$ 包裹体的 $X_{\text{CO}_2}\text{-}V_{\text{CO}_2}\text{-}p\text{-}t_h$ 关系图,先通过所测包裹体 ρ_{CO_2} 及包裹体的 t_h 求出包裹体中 CO_2 相的 X_{CO_2} 和 V_{CO_2} ;再由求得的 X_{CO_2} 和 V_{CO_2} ,利用 Schwartz(1989)的盐度为 6%的 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-NaCl}$ 包裹体 $X_{\text{CO}_2}\text{-}V_{\text{CO}_2}\text{-}p$ 关系图,获得包裹体的最小捕获压力。本次研究,在估算时直接取各阶段盐度 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 接近 6.0%的包裹体进行估算,第 I 到第 IV 成矿阶段包裹体的最小捕获压力结果分别为 120~178 MPa、85~140 MPa、75~130 MPa 和 60~122 MPa,成矿压力具有降低的趋势,压力估算时把成矿流体体系近似的看作 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-NaCl}$ 体系,并没有考虑 CH_4 对流体压力的影响,因此本文所求得的压力可能存在一定误差,但从流体包裹体成分分析来看, CH_4 的含量有限,其影响可能不大。

杨杨峪金矿区大量发育的断裂-裂隙构造为成矿流体的运移提供了必要的通道和就位空间。矿区断裂具有多期活动的特点,按照构造与成矿的先后关系可进一步分为成矿前断裂、成矿期断裂和成矿后断裂。成矿期断裂控矿作用明显,具有多次脉动活动的特征,并对应着金矿热液活动的 4 个阶段,使得具有不同矿物组合的矿脉相互穿插,形成多阶段矿化叠加(姚书振等,2012)。

第 I 矿化阶段断裂活动以逆冲作用为主,平面上伴有左行扭动,显示压性构造环境,常形成较宽大的石英脉,矿化弱,本次估算的最小捕获压力为 120~178 MPa。第 II 矿化阶段断裂构造以继承性活动为主,仍表现为剖面上逆冲并兼有平面上的左扭运动,显示压扭性构造环境,并在第 I 阶段石英脉中叠加强烈金矿化。估算的最小捕获压力为 85~140 MPa。第 III 矿化阶段断裂活动由左行压扭转为右行张扭,早期断裂发生改造并形成大量裂隙而造成多金属硫化物充填其中,矿化强。构造环境转为张性,

估算的最小捕获压力为 75~130 MPa。第Ⅳ矿化阶段断裂活动整体较弱,构造环境以张裂为主,估算的最小捕获压力为 60~122 MPa。

可以看出,控矿断裂的活动性质具有明显的由压性向张性转换的过程,这也是控制小秦岭地区石英脉型金矿多阶段矿化叠加富集的重要构造背景,反映在成矿流体上表现为压力的逐渐降低,与本次估算的成矿压力结果完全吻合。而且这种构造应力性质的转变还表现为包裹体形态与分布特征上的变化:早阶段挤压环境中形成的包裹体以孤立或线状分布为主,并有定向排列的特征(如第Ⅰ阶段),而在后阶段张性环境中形成的包裹体以带状或者面状分布为主,数量明显增多,大小也稍有增大(第Ⅲ阶段)。这些均表明构造应力由挤压环境转变为张性环境的过程不仅为流体运移进入构造裂隙提供了驱动力,还为流体上涌和矿化的进一步叠加创造了有利条件和成矿空间。

5.2 流体的不混溶性

某一种体系中具有两种或更多种流体相组合而共存的现象,称为流体的不混溶性(Roedder, 1992; Halter et al., 2004; 卢焕章等, 2004)。流体的不混溶作用可以使原先单一的流体发生相分离,成为两种或两种以上的不均匀流体,从而破坏了体系原有的平衡状态,导致某些有用组分沉淀并富集成矿。学者们还发现金矿的成矿作用与 $\text{NaCl-H}_2\text{O-CO}_2$ 流体的不混溶有重大的关系(Guha et al., 1990; 1991; Craw, 1992; 卢焕章, 1991; 2008; 卢焕章等, 1996; 胡芳芳等, 2005)。

排除不同期次包裹体叠加发育及颈缩泄露等后期变化因素后,在杨砦峪金矿流体包裹体测温片中能发现存在不同 CO_2 、 H_2O 相比的包裹体,且充填度相差较大(从 10%~85%),构成一个连续变化的系列。显微测温实验发现,在同一成矿阶段,富 $\text{H}_2\text{O-NaCl}$ 溶液包裹体与富 CO_2 包裹体有大致相同的均一温度,并且富液相的均一为液相,富气相的均一为气相,上述现象表现出流体不混溶的特点。激光拉曼实验表明本矿床包裹体气相成分除 CO_2 以外,还含有 CH_4 ,而 CH_4 在相分离作用过程中倾向于向 CO_2 相富集,这也表现出流体的不混溶性(Naden et al., 1989)。

因此,杨砦峪金矿成矿流体的不混溶作用可能是导致金矿沉淀的重要原因,而导致流体不混溶的原因可能由构造减压引起。由于构造环境由早期的

挤压变为张性环境,原先处于深部的富 CO_2 流体发生不混溶而形成相分离,从而破坏了体系原有的平衡状态,导致成矿元素发生淀积。流体包裹体的显微测温数据显示,从第Ⅰ成矿阶段到第Ⅳ成矿阶段,均一温度呈现逐步降低的趋势。第Ⅰ、Ⅱ成矿阶段,成矿流体具有中高温、低盐度和富含 CO_2 的特征,这与典型的岩浆热液(高温、高盐度)稍有不同;在第Ⅲ成矿阶段盐度略微增加,可能是富 CO_2 的初始流体发生不混溶作用导致 CO_2 逸失而使流体盐度增高(Chen et al., 2001; 2005, 2006)。随着天水的加入,在第Ⅳ成矿阶段成矿流体的盐度降低。此类现象在小秦岭周边地区的东沟石英脉型金矿(范寿龙等, 2012)和上宫蚀变岩型金矿(Chen et al., 2006)也有出现。

6 结 论

(1) 杨砦峪金矿床的成矿流体具有中-高温、低盐度、富含 CO_2 并且含有少量 CH_4 的特征,属于 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-NaCl} \pm \text{CH}_4$ 体系,与典型的岩浆流体有一定的区别。

(2) 从第Ⅰ成矿阶段到第Ⅳ成矿阶段,成矿流体温度从 307~407℃→270~320℃→225~272℃→166~226℃,呈现出逐步降低的趋势;盐度(NaCl_{eq})平均值分别为 7.3%、7.1%、9.0%和 6.4%,流体的演化过程中发生不混溶作用,使杨砦峪金矿中流体发生相分离,导致 CO_2 从成矿流体中逸出,同时造成剩余的液相盐度升高(第Ⅲ成矿阶段)。

(3) 第Ⅰ到第Ⅳ成矿阶段,构造活动由早期的挤压环境变为后期的张性环境,各阶段包裹体的最小捕获压力分别为 120~178 MPa、85~140 MPa、75~130 MPa 和 60~122 MPa,呈现出逐渐降低的趋势。构造减压可能是造成流体不混溶的重要原因,而流体的不混溶促进了成矿元素的沉淀。

志 谢 在样品处理过程中陆建培老师、江满容博士、崔玉宝硕士和范寿龙硕士鼎力相助,文章修改过程中与李占轲博士和史冠中博士进行了有益的探讨,并得到周宗桂老师和宫勇军老师的热心指导,在此一并表示衷心的感谢。

参考文献/References

陈衍景, 富上谷. 1992. 豫西金矿成矿规律[M]. 北京:地震出版社.

- 1-234.
- 范宏瑞, 谢奕汉, 赵 瑞, 王英兰. 2000. 小秦岭含金石英脉复式成因的流体包裹体证据[J]. 科学通报, 45(5): 537-542.
- 范宏瑞, 谢奕汉, 翟明国, 金成伟. 2003. 豫陕小秦岭脉状金矿床三期流体运移成矿作用[J]. 岩石学报, 19: 260-266.
- 范寿龙, 何谋春, 姚书振, 丁振举. 2012. 豫西东阎金矿床流体包裹体及稳定同位素研究[J]. 矿床地质, 1: 27-40.
- 河南省第一地质调查队. 2006. 河南省灵宝市文峪金矿东阎矿区接替资源勘查设计书[R]. 内部资料.
- 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.
- 黎世美, 瞿伦全, 苏振邦, 黄建军, 王小生, 岳铮生. 1996. 小秦岭金矿地质和成矿预测[M]. 北京: 地质出版社. 1-178.
- 李绍儒, 李强之, 李文良, 郭晓东. 1997. 小秦岭东阎铅-金矿床流体包裹体地球化学特征[J]. 黄金地质, 3(4): 21-28.
- 李绍儒, 李强之, 李文良, 郭晓东. 1998. 小秦岭金矿田矿床成因新认识[J]. 黄金地质, 4(1): 41-49.
- 刘 斌, 段光贤. 1987. NaCl-H₂O 溶液包裹体的密度式和等容式及其应用[J]. 矿物学报, 7(4): 345-352.
- 卢焕章. 1991. 从包裹体研究探索太古代一些金矿的成矿机理[J]. 矿物学报, 11(4): 289-297.
- 卢焕章, 王中刚, 李院生. 1996. 岩浆流体过渡和阿尔泰三号伟晶岩脉之成因[J]. 矿物学报, 16(1): 1-7.
- 卢焕章, 范宏瑞, 倪 培, 等. 2004. 流体包裹体[M]. 北京: 科学出版社. 1-487.
- 卢焕章. 2008. CO₂ 流体与金矿化: 流体包裹体的证据[J]. 地球化学, (4): 321-328.
- 卢欣祥, 董 有, 尉向东, 于在平, 叶安旺. 2002. 小秦岭-熊耳山地区金矿成矿的临界超临界流体[J]. 黄金地质, 3(3): 1-6.
- 卢欣祥, 尉向东, 于在平, 叶安旺. 2003. 小秦岭-熊耳山地区金矿的成矿流体特征[J]. 矿床地质, 22(4): 377-385.
- 倪智勇, 李 诺, 管申进, 张 辉, 薛良伟. 2008. 河南小秦岭金矿田大湖金-钼矿床流体包裹体特征及矿床成因[J]. 岩石学报, 49: 2058-2068.
- 聂红军, 江思宏, 赵月明. 2001. 小秦岭地区文峪和东阎石英脉型金矿床铅及硫同位素研究[J]. 矿床地质, 20(2): 163-173.
- 吴晓贵, 徐九华, 魏浩, 林龙华, 张国瑞, 惠德锋, 董华芳. 2012. 小秦岭东桐峪金矿床的流体包裹体研究[J]. 矿床地质, 31(1): 195-206.
- 徐九华, 何知礼, 申世亮, 杨振林, 杜加锋. 1993. 小秦岭文峪-东阎金矿床稳定同位素地球化学及矿液矿质来源[J]. 地质找矿论丛, 8(2): 87-100.
- 徐九华, 谢玉玲, 刘建明, 朱和平. 2004. 小秦岭文峪-东阎金矿床流体包裹体的微量元素及成因意义[J]. 地质与勘探, 40(4): 1-6.
- 徐启东, 钟增球, 周汉文, 钟国楼. 1997. 小秦岭东阎金矿区花岗岩浆活动的性质[J]. 黄金地质, 3(3): 19-24.
- 姚书振, 等. 2012. 小秦岭地区金矿床成矿规律总结研究项目成果报告[R]. 内部资料.
- 周振菊, 蒋少涌, 秦 艳, 赵海香, 胡春杰. 2011. 小秦岭文峪金矿床流体包裹体研究及矿床成因[J]. 岩石学报, 12: 3787-3799.
- Bi S J, Li J W, Zhou M F and Li Z K. 2011. Gold distribution in As-deficient pyrite and telluride mineralogy of the Yangzhaiyu gold deposit, Xiaolinling district, southern North China craton[J]. Mineralium Deposita, 46: 925-941.
- Chen Y J, Sui Y H and Gao X L. 2001. Fluid geochemistry of Tieluping Ag ore and its implications for the CPMF model[J]. In: Water Rock Interaction 2001, Lisse: Swets & Zeitlinger. 689-692.
- Chen Y J, Pirajno F and Sui Y H. 2005. Geology and D-O-C isotope systematics of the Tieluping silver deposit, Henan, China: Implications for ore genesis[J]. Acta Geologica Sinica, 79: 106-119.
- Chen Y J, Pirajno F, Qi J P, Li J and Wang H H. 2006. Ore geology fluid geochemistry and genesis of the Shangong gold deposit, eastern Qinling Orogen, China[J]. Resource Geology, 56: 99-116.
- Collins P L F. 1979. Gas hydrates in CO₂-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity[J]. Econ. Geol., 74: 1435-1444.
- Craw D. 1992. Fluid evolution, fluid immiscibility and gold deposition during Cretaceous-recent tectonics and uplift of the Otago and Alpine schist, New Zealand[J]. Chemical Geology, 98(3-4): 221-236.
- Guha J, Lu H Z and Gagnon M. 1990. Gas compositions of fluid inclusions using solid probe mass spectrometry and its application to study of mineralizing process[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 54: 553-558.
- Guha J, Lu H Z, Dube B and Robert F. 1991. Fluid characteristics of vein and altered wallrock in Archean mesothermal gold deposits[J]. Econ. Geol., 86(3): 667-684.
- Hall D L, Sterner S M and Bodnar R J. 1988. Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solutions[J]. Econ. Geol., 83: 197-202.
- Halter W E and Webster J D. 2004. The magmatic to hydrothermal transition and its bearing on ore-forming system[J]. Chemical Geology, 20: 1-6.
- Jiang N, Xu J H and Song M X. 1999. Fluid inclusion characteristics of mesothermal gold deposits in the Xiaolinling district, Shaanxi and Henan Provinces, People's Republic of China[J]. Mineralium Deposita, 34: 150-162.
- Li J W, Li Z K, Zhou M F, Chen L, Bi S J, Deng X D, Qiu H N, Cohen B, Selby D and Zhao X F. 2012. The Early Cretaceous Yangzhaiyu Lode gold deposit, North China Craton: A link between Craton reactivation and gold veining[J]. Econ. Geol., 107: 43-79.
- Mao J W, Qiu Y M, Goldfarb R J, Zhang Z C, Xu W Y, Qiu Y M and Jun D. 2002. Gold deposits in the Xiaolinling-Xiong'er shan region, Qinling Mountains, Central China[J]. Mineralium Deposita, 37: 306-325.

Naden J and Shepherd T J. 1989. Role of methane carbon-dioxide in gold deposition[J]. *Nature* , 342 : 793-795.

Roedder E. 1992. Fluid inclusion evidence for immiscibility in magmatic differentiation[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta* , 56(1): 5-20.

Schwartz M O. 1989. Determining phase volumes of mixed CO₂-H₂O inclusion using microthermometric measurements[J]. *Mineralium*

Deposita , 24 : 43-47.

Shepherd T J and Rankin A H and Alderton D H M. 1985. A practical guide to fluid inclusion studies[M]. Blackie : Chapman & Hal. 239p.

Wilkinson J J. 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits[J]. *Lithos* , 55(1-4): 229-272.



中文版‘矿床的‘棋盘’分类方案：从铝到锆的矿物学与地质学’简介

德国约翰内斯古腾堡美因茨大学、宝石材料研究及经济地质学、地质科学研究所的 Harald G. Dill 博士集 35 年的教学、研究、讲学、野外实践和专业研讨的成果,于 2010 年在“*Earth-Science Reviews*”(地球科学论评)第 100 卷发表了长达 420 页的论文“*The ‘chessboard’ classification scheme of mineral deposits : Mineralogy and geology from aluminum to zirconium*(矿床的‘棋盘’分类方案:从铝到锆的矿物学和地质学)”。该论文对 63 个矿种(组)进行了矿床分类,包含图件 380 幅(含地质剖面、矿石图片、矿物和矿体图像),表格 120 个,参考文献 2385 篇。该论文对矿床进行了最新的系统性分类,反映了作者对矿床的形成条件和用途等方面的新认识。论文发表后,在矿床学界引起了极大的反响,有关科研人员争相报道其科学思路和内容。

该论文的核心是将矿物学和地质学特征以二维坐标轴形式对矿床进行“棋盘”分类,类似于 EXCEL 电子表格,以书面形式表述其成矿类型。火成岩、沉积岩和与构造类型以 x 轴表述,63 个矿种(组)(包括矿物和元素)以 y 轴表述。这些矿产类型可进一步细分为矿石矿物、工业矿物/岩石和宝石/观赏石。而有关各种矿床类型、现行成因模式及成矿动力学中所涉及的地质背景和矿床的时空分布规律等资料,可从文章所引用的参考文献、图例(含地质剖面、矿石图片、矿物和矿体图像)和图表中获得,而其中的资料又与美国地质调查局的数据库相链接,使读者可获得更新的年度经济地质信息。通过应用与之相应的矿产资源层序地层的架构元素,在“棋盘”格上即获得地质学与矿物学之间的关联信息。

论文已由中国地质科学院矿产资源研究所境外地质矿产调查项目组策划翻译、编辑印制,适合矿床地质学、采矿和冶金、岩石学、矿物学、考古学和采矿史学以及化学等领域的科研人员、教师、大学生与研究生等人员参考,感兴趣的人员可与赵元艺(010-68999084,Email:yuanyizhao2@sina.com)联系。