

文章编号: 1000- 6524 (2004) 02- 0147- 11

西秦岭中川地区金矿床流体包裹体特征及地质意义

张作衡, 毛景文, 王 勇

(中国地质科学院 矿产资源研究所, 北京 100037)

摘 要: 对西秦岭中川地区李坝、金山和马泉等大中型金矿床主要成矿阶段石英中流体包裹体的系统研究表明, 这些金矿床原生流体包裹体主要有 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 、富 CO_2 和水溶液包裹体 3 种类型, 成矿流体以 $\text{CO}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ 型为主, 富 CO_2 、低盐度、高温和不混溶为其主要特点。结合区内已有同位素资料、区域地质背景和成岩成矿特点, 推断流体成矿作用与区内大量中生代同熔或重熔岩浆作用及其上侵定位有密切关系, 成矿流体主要来源于岩浆, 混入有不同程度的变质水和大气降水, 并且有深部来源物质参与成矿。

关键词: 流体包裹体; 地质意义; 金矿床; 中川地区; 西秦岭

中图分类号: P618. 51; P599

文献标识码: A

Characteristics of fluid inclusions in the gold deposits within Zhongchuan area, western Qinling and their geological significance

ZHANG Zuo_heng, MAO Jing_wen and WANG Yong

(Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China)

Abstract: Detailed studies were carried out on the fluid inclusions in quartz from Liba, Jinshan and Maquan gold deposits in Zhongchuan area, western Qinling orogenic belt. Three types of inclusions can be recognized in these deposits, i. e., $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$, $\text{CO}_2\text{-rich}$ and aqueous inclusions. The ore-forming fluids are mainly of $\text{CO}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ type characterized by rich CO_2 , low salinity, high temperature and immiscibility. In combination with the previous isotopic data, the regional geological setting and the features of diagenesis and metallogeny, it may be concluded that the ore-forming fluids were closely related to the Mesozoic syntaxis or re-melted granitic magmas and their intrusions. The ore-forming fluids were derived from the deep magma and mixed with meteoric and metamorphic water. Some materials derived from the deep area might have been involved in the ore-forming system.

Key words: fluid inclusion; geological significance; gold deposit; Zhongchuan area; western Qinling

自 20 世纪 80 年代末以来, 随着西秦岭中川地区相继发现李坝、金山和马泉等大中型金矿床及多处金矿(化)点, 该区成为西秦岭大型金矿集区的重要组成部分。柳淼(1994a)、陈源(1994)、王祥文(1999)、高珍权(1999)、黄杰等(2000)、孙明(2000)和冯建忠等(2003)对李坝和马泉等金矿床地质特征、成矿物质来源及成因进行了初步研究, 陈源

(1993)、宋忠宝等(1997)和程 等(2001)对中川岩体的特征及其与金矿化的关系进行了研究, Feng 等(2002)对李坝金矿床的年龄及其对成矿的指示意义进行了研究。本文通过对区内主要金矿床的流体包裹体特征的系统研究, 结合已有同位素资料、区域地质背景和成岩成矿特点, 探讨了区内金矿床成矿流体来源、区域成矿作用和成矿过程。

收稿日期: 2003-09-05; 修订日期: 2004-02-13

基金项目: 国家重点基础研究规划发展资助项目(G1999043211)

作者简介: 张作衡(1971-), 博士, 副研究员, 主要从事金属矿床和地球化学研究。

1 区域地质概况及金矿床基本特点

西秦岭地处秦岭造山带的西段,位于华北克拉通和扬子克拉通之间,向西毗邻松潘-甘孜盆地,分为北、中、南三带,之间分别以商丹和礼县-山阳深大断裂为界。中川地区地处西秦岭造山带中,礼岷金矿带东部。区内已发现李坝、金山、马泉、三人沟、崖湾里等金矿床及多处金矿(化)点(图1),分布于中川印支-燕山期复式花岗岩体外围1~5 km 范围内,

矿化主要受构造破碎带控制。

1.1 区域地质概况

区内出露地层主要有中泥盆世舒家坝组浅变质海相浊流沉积的细碎屑类复理石建造,主要岩性为变质灰岩、变质粉砂岩、碎屑岩和大理岩等;中石炭世浅变质的大陆斜坡及海底峡谷沉积岩,主要岩性为硬砂岩和千枚状板岩及硅质岩等;二叠纪碎屑岩和碳酸盐岩、白垩纪粉砂岩、第三纪砂砾岩和第四系零星分布于上述地层之上。

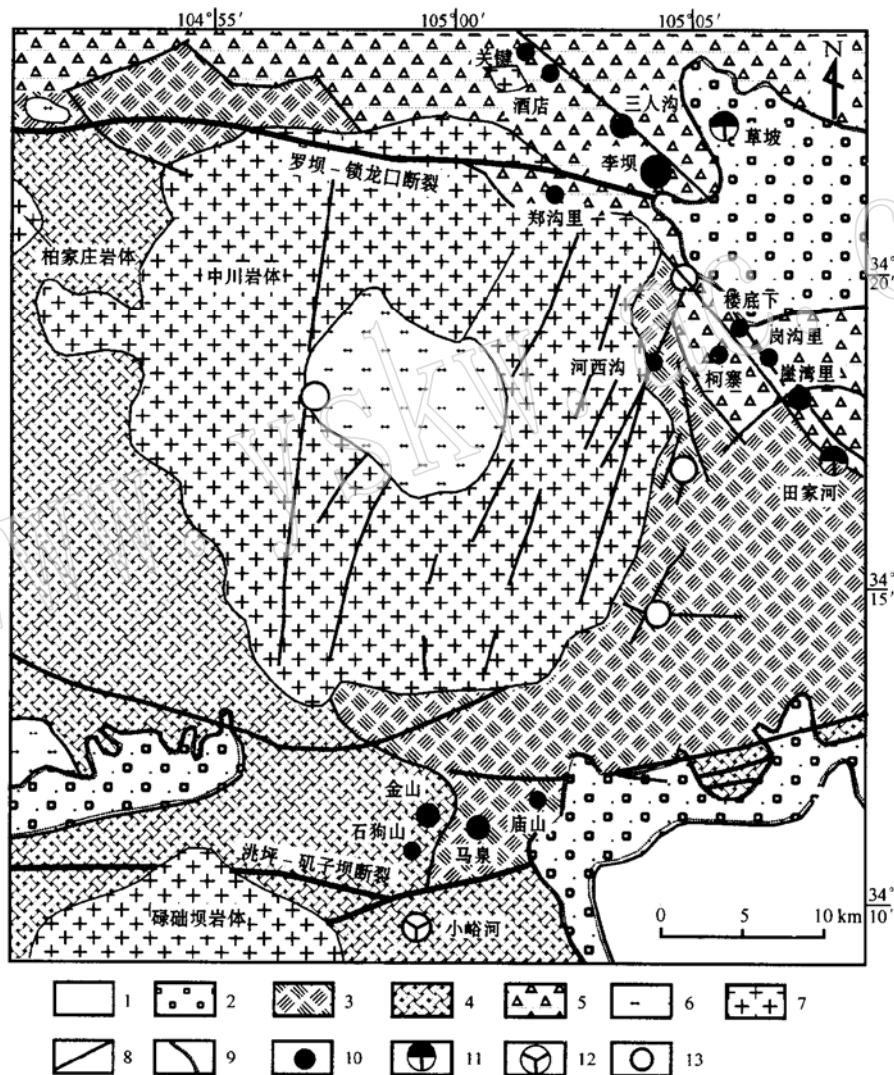


图1 中川地区金矿床区域地质简图[据柳淼(1994b)修改]

Fig. 1 Sketch geological map of the gold deposits in Zhongchuan area (modified from Liu Miao, 1994b)

- 1—第四系; 2—白垩纪粉砂岩; 3—中石炭世硬砂岩和板岩; 4—中泥盆世西汉水组变质灰岩和变质粉砂岩; 5—中泥盆世舒家坝组碎屑岩、灰岩和大理岩; 6—燕山期花岗岩; 7—印支期花岗岩; 8—断层; 9—不整合线; 10—金矿床; 11—砂金; 12—脉状铅锌矿床; 13—脉状铀矿床
1—Quaternary; 2—Cretaceous siltstone; 3—Middle Carboniferous greywacke and slate; 4—Middle Devonian Xihanshui Formation: meta_limestone and meta_siltstone; 5—Middle Devonian Shujiaba Formation: clastic rocks, limestone and marble; 6—Yanshanian granite; 7—Indosinian granite; 8—fault; 9—unconformity; 10—gold deposit; 11—gold placer; 12—vein_type lead_zinc deposit; 13—vein_type uranium deposit

区内主要构造为罗坝-锁龙口断裂和洮坪-矾子坝断裂及石家河坝复式向斜组成的褶皱断裂构造系。构造线总体方位为 $110^{\circ} \sim 120^{\circ}$ 。礼县-山阳深断裂是区内的主要控岩、控矿断裂。次级断裂极为发育,不同方向断裂相互切割,其中以 NWW 最为发育。褶皱构造总体上呈 NWW 向,石家河坝复式向斜由 3 个二级褶皱组成,北部为马坞背斜,中部为石家河坝向斜,南部为张凤坡背斜。

区域内岩浆活动比较频繁,以印支期最为强烈。岩体分布面积大,将近 700 km^2 ,呈岩基状产出。其中中川岩体出露面积约 210 km^2 ,为多期次侵入的复式岩体,早期侵入相为中粗粒似斑状黑云母二长花岗岩和花岗闪长岩(219 Ma),中期为粗粒含斑晶黑云母二长花岗岩(196 Ma),晚期形成中细粒黑云母二长花岗岩和二云母二长花岗岩(181.5 Ma)(卢纪英等,2001)。从早到晚,由外而内呈同心环状分布,主体为印支期中粗粒似斑状黑云母二长花岗岩和花岗闪长岩。岩体与围岩具明显的侵入接触关系,内接触带有大量的围岩捕虏体,外接触带具有明显的接触热变质现象。岩石呈灰白色和浅肉红色,以似斑状结构、花岗结构和块状构造为主。斑晶主要为钾长石、斜长石和石英。从早到晚,岩浆活动酸性增加,角闪石和黑云母递减,石英、斜长石递增。岩体以富 FeO、MgO、CaO、TiO₂、P₂O₅ 和低 SiO₂、Al₂O₃、Fe₂O₃、Na₂O、K₂O 为特征,属于典型的钙碱性花岗岩(卢纪英等,2001)。

1.2 矿床基本特征

除马泉等个别矿床外,多数矿床(点)赋存于中泥盆世舒家坝组粉砂质板岩和变质石英砂岩中,地层普遍遭受绿片岩相为主的浅变质作用和强烈的变形作用。

矿床在空间上明显受多级构造系统控制,区域深大断裂控制了金矿床的展布,次级断裂及剪切带控制了矿床的产出。矿区内断裂发育,小规模褶皱也普遍发育。矿体受断层破碎带控制或脆-韧性剪切带及其中发育的断裂破碎带共同控制。形态和产状复杂,以脉状、透镜状和似板状为主。膨大收缩、分支复合和尖灭再现现象极为普遍。

该地区金矿床总体上分为原生和表生两个成矿期。根据矿石矿物组合及其穿插关系,原生成矿期可划分为以下 3 个成矿阶段:石英细脉阶段,形成了石英及黄铁矿等少量的金属硫化物;石英-多金属硫化物阶段,形成了石英、黄铁矿、磁黄铁矿、毒砂、黄

铜矿等,是最主要的矿化阶段;碳酸盐阶段,形成了方解石、绿泥石、石膏、重晶石和极少量的硫化物。

矿石类型以破碎带蚀变岩型、石英脉型为主,前者是强烈黄铁绢英岩化构造岩,矿体与围岩间界限不很明显;后者为含金、银等硫化物脉,矿体与围岩之间界线清楚。矿石以他形、半自形和自形粒状结构为主,交代残余结构、碎斑结构和包含结构等也较为常见,以浸染状构造为主,次有条带状、网脉状和斑点状构造等。金矿床矿石矿物种类复杂,除自然 Au 之外,黄铁矿和磁黄铁矿以及毒砂是主要载金矿物,围岩蚀变有黄铁矿化、绢云母化、硅化、碳酸盐化及少量钠长石化、电气石化和绿泥石化等。

2 流体包裹体研究

由于受矿石类型和表生氧化作用的影响,本次工作仅对区内李坝金矿床 5 号矿体 1 690 m 中段、1 730 m 中段以及 6 号矿体 1 800 m 中段,金山金矿 5 号矿体 1 820 m、1 800 m 两中段不同位置和马泉金矿 II 号矿带 1 660 m 中段、IV 号矿带 1 740 m 中段进行了采样,选取主要矿化阶段石英中的原生流体包裹体作为主要研究对象。

2.1 流体包裹体的特征

在石英、方解石等与金矿化关系密切的热液矿物中,流体包裹体广泛发育。包裹体的大小在 $2 \sim 30 \mu\text{m}$ 之间,多数介于 $2 \sim 15 \mu\text{m}$,用来进行测温的包裹体一般都在 $6 \mu\text{m}$ 以上。包裹体呈椭圆状、负晶形和菱形以及三角形、长条形等不规则状(图 2)。依据包裹体在常温下的特征及其产状,结合其在升温(高于 31°C)和降温(-40°C 以下)过程中的变化,可划分出包裹体的成分类型,根据各类型的数量和所占比例,将流体包裹体依次划分为 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 、富 CO_2 和水溶液液包裹体 3 种类型,其中确定富 CO_2 包裹体的主要依据为冷冻过程中不出现笼形物。

(1) $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体

该类包裹体长 $2 \sim 20 \mu\text{m}$,极个别可达 $30 \mu\text{m}$ 以上,主要在 $6 \sim 12 \mu\text{m}$ 之间,是最为发育的一类包裹体,约占包裹体总数的 80% 以上。大多数呈负晶形、椭圆形、菱形及长条形或弯曲状等不规则状。室温下常为三相(液相 H_2O +液相 CO_2 +气相 CO_2),部分呈两相(液相 H_2O +液相 CO_2),但在冷冻过程中中心相常出现气泡。此类型中的两相包裹体 CO_2 的体积分数为 5%~45%,大多数为 10%~35%。三相包裹体中 CO_2 相所占比例变化较大,从小于 10%

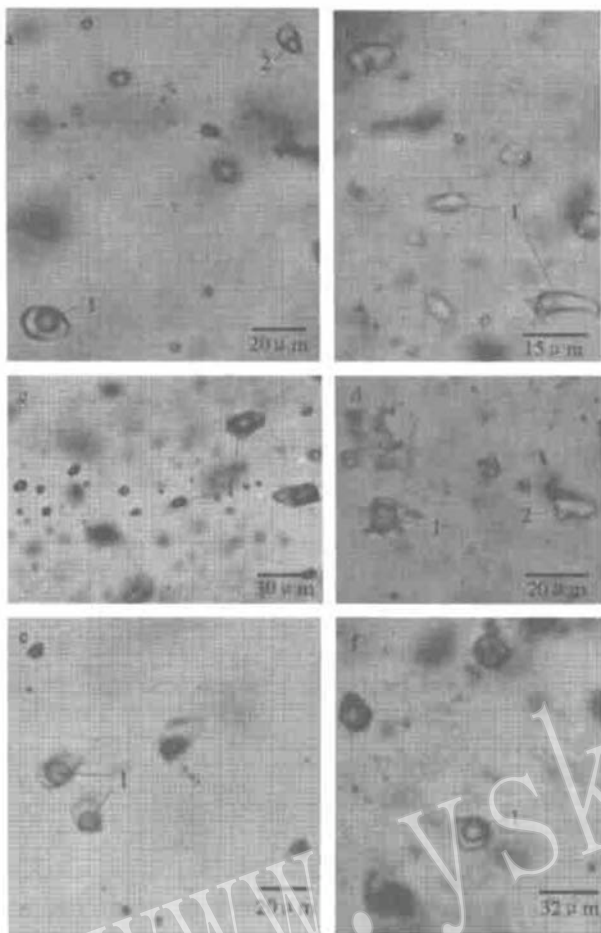


图2 中川地区金矿床流体包裹体显微特征
Fig. 2 Microphotos of fluid inclusions in gold deposits of Zhongchuan area

a—形态规则的 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 三相包裹体(1) 和水溶液两相包裹体(2); b—水溶液两相包裹体(1); c—负晶形、定向排列的富 CO_2 包裹体(1); d—形态不规则的 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体(1) 及水溶液包裹体(2); e、f—典型的 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 三相包裹体(1)

a—three-phase $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ inclusion(1) and two-phase aqueous inclusion(2) with regular shapes; b—two-phase aqueous inclusions(1); c—directionally arranged CO_2 -rich inclusions with negative crystal shapes(1); d— $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ inclusion(1) and aqueous inclusion(2) with irregular shapes; e and f—typical three-phase $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ inclusions(1)

到90%,但大多数小于50%。在 CO_2 相中液相和气相所占比例差别也较大,有的气相 CO_2 呈近于小圆点的气泡不停地运动,但大多数所占比例从30%到80%,甚至有些包裹体气相 CO_2 几乎占据了整个 CO_2 相。大多数包裹体比较透明,相之间的界线比较清晰,少数包裹体气相部分比较暗,呈褐色或黑色。

(2) 富 CO_2 包裹体

此类包裹体总体上略小于 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体,长

2~20 μm ,但大多数小于10 μm 。此类包裹体约占10%~15%。主要呈负晶形、圆形、椭圆形等规则状。分布特点与 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体极为相似,主要为原生包裹体,与 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体共生。在室温下呈单相及两相(液相 CO_2 + 富 CO_2 蒸汽)。此类包裹体总体上颜色较暗,包裹体中心较透明。

(3) 水溶液包裹体

该类包裹体长2~15 μm ,平均4~8 μm ,气液比为5%~15%,个别可达30%以上。此类包裹体数量最少,约占5%~10%。常温下由气相和液相组成。多数呈圆形、椭圆形及不规则状沿愈合裂隙分布,无疑为次生包裹体;部分呈不规则状随意分布或与 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体共生,为原生包裹体。总体上比较透明,部分包裹体气相呈暗褐色。

本次工作中还观察到极个别含子矿物多相包裹体,但由于数量少且极为细小,难以开展深入研究。

2.2 流体包裹体显微测温结果

流体包裹体的显微测温是在英国产 LINKAM THMSG 600 冷热台(-198~+600 $^{\circ}\text{C}$)上进行的,测试精度30 $^{\circ}\text{C}$ 以下时为 ± 0.1 $^{\circ}\text{C}$,30 $^{\circ}\text{C}$ 以上时为 ± 1 $^{\circ}\text{C}$ 。以测定水溶液 $\text{H}_2\text{O-NaCl}$ 包裹体的冰点($t_{m\text{ice}}$)、 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体中 CO_2 水合物的熔化温度($t_{m\text{clathrate}}$)来确定成矿流体的盐度;测定 CO_2 固相熔化温度($t_{m\text{CO}_2}$)来确定 CO_2 相的纯度和测定 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体气-液相 CO_2 部分均一温度(th_{CO_2})来确定 CO_2 的密度,最后还需测定包裹体中各相的完全均一温度(th_{total})。几类包裹体的测温结果列于表1,相关直方图见图3、4。

2.2.1 均一温度(th_{total})

李坝金矿床 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体的 th_{total} 范围为245~475 $^{\circ}\text{C}$,多数均一到水溶液液相,少数均一到 CO_2 相;主要为300~420 $^{\circ}\text{C}$,以340 $^{\circ}\text{C}$ 为峰值;水溶液包裹体均一为液相, th_{total} 范围208~475 $^{\circ}\text{C}$,主要为300~420 $^{\circ}\text{C}$ 之间,以340 $^{\circ}\text{C}$ 为峰值(表1,图3a)。

金山矿床 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体多数均一到水溶液相, th_{total} 范围为227~385 $^{\circ}\text{C}$,主要集中于280~370 $^{\circ}\text{C}$,以320 $^{\circ}\text{C}$ 为峰值;水溶液包裹体的 th_{total} 范围从239 $^{\circ}\text{C}$ 到332 $^{\circ}\text{C}$,均一到液相(表1,图3b)。

马泉矿床 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体均一到水溶液液相, th_{total} 从252 $^{\circ}\text{C}$ 到385 $^{\circ}\text{C}$,主要为300~380 $^{\circ}\text{C}$,其峰值也为340 $^{\circ}\text{C}$;水溶液包裹体均一到液相, th_{total} 介于295~332 $^{\circ}\text{C}$, (表1,图3c)。

表 1 中川地区金矿床流体包裹体测温结果 ℃

Table 1 Temperatures of different types of fluid inclusions in the gold deposits of Zhongchuan area

矿床	主矿物	类型	tm_{ice}	$tm_{clathrate}$	tm_{CO_2}	th_{CO_2}	th_{total}
李 坝	石英	CO ₂ -H ₂ O		6.8~ 8.5(4)	- 57.1~ - 61.1(37)	25.5~ 31.0(29)	245~ 475(81)
		水溶液	- 4.5~ - 12.3(40)				208~ 475(39)
		富 CO ₂			- 57.6~ - 59.8(7)	28.5~ 30.7(7)	
金 山	石英	CO ₂ -H ₂ O		7.5~ 9.3(7)	- 56.6~ - 59.3(30)	10.0~ 31.0(39)	227~ 385(65)
		水溶液	- 3.2~ - 7.3(9)				239~ 332(9)
		富 CO ₂				20.1~ 26.0(5)	
马 泉	石英	CO ₂ -H ₂ O		6.5~ 9.5(6)	- 56.8~ - 59.4(15)	20.5~ 31.0(27)	252~ 385(51)
		水溶液	- 5.7~ - 8.4(5)				295~ 332(6)

注: 括号内为所测包裹体数量。

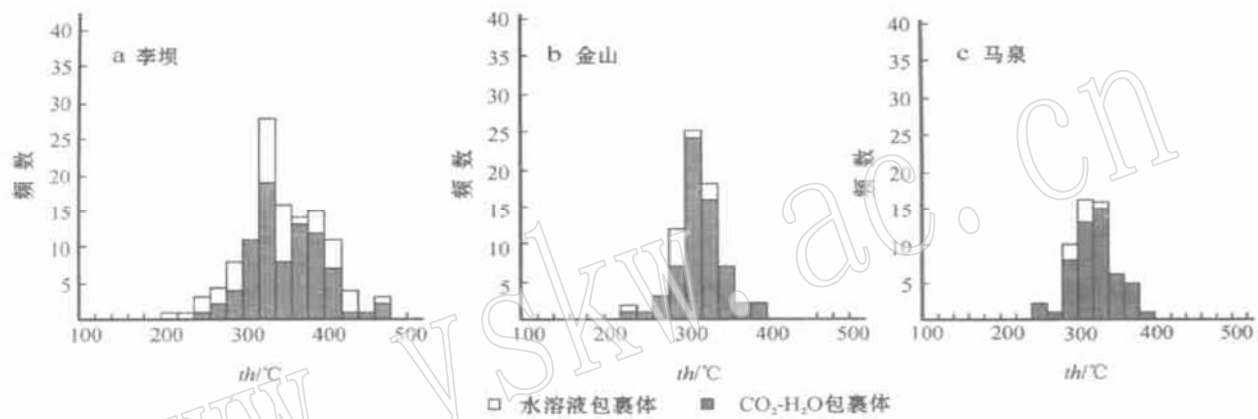


图 3 中川地区金矿床流体包裹体均一温度直方图

Fig. 3 Histogram showing temperature of fluid inclusions in gold deposits of Zhongchuan area

由以上均一温度数据可以看出, 这些金矿床主成矿期温度较高, 尽管温度主要范围略有差异, 但峰值基本一致, 为 320~ 340℃。

2. 2. 2 部分均一温度(th_{CO_2})

李坝金矿 CO₂-H₂O 包裹体的 th_{CO_2} 为 25.5~ 31.0℃, 主要集中于 30.0℃左右; 富 CO₂ 包裹体的 th_{CO_2} 为 28.5~ 30.7℃(表 1, 图 4a), 多数包裹体均一为 CO₂ 液相。金山金矿 CO₂-H₂O 包裹体的 th_{CO_2} 为 10.0~ 31.0℃, 主要集中于 20.0~ 28.0℃, 以 26.0℃为峰值; 富 CO₂ 包裹体的部分均一温度为 20.1~ 26.0℃(表 1, 图 4b), 多数包裹体均一为 CO₂ 气相。马泉金矿床 28 件 CO₂-H₂O 包裹体的部分均一温度为 20.5~ 31.0℃, 以 26.0℃为峰值(表 1, 图 4c), 多数包裹体均一为 CO₂ 气相。

上述部分均一温度表明, 富 CO₂ 包裹体均一温度范围均位于三相 CO₂ 包裹体的部分均一温度范围之内。李坝金矿具有较高的峰值, 金山和马泉具有

相同的峰值, 反应了包裹体具有相似的形成环境和温压条件。

2. 2. 3 CO₂ 固相熔化温度(tm_{CO_2})

本次研究共获得李坝金矿 CO₂ 的固相熔化温度数据 44 个, 范围为 - 57.1~ - 61.1℃, 其中有 7 件富 CO₂ 包裹体, 其值为 - 57.6~ - 59.8℃, 主要范围为 - 57.5~ - 59.0℃, 以 - 58.5℃为峰值; 金山金矿 31 个, 范围为 - 56.6~ - 59.3℃, 主要集中于 - 57.0℃; 马泉金矿床 15 个, 范围为 - 56.8~ - 59.4℃, 主要集中在 - 58.5℃附近(表 1)。

几个矿床的包裹体中 CO₂ 的固相熔化温度有较大的变化范围, 但均低于纯 CO₂ 的初始熔化温度 - 56.6, 表明 CO₂ 中至少混入了 CH₄ 和/或 N₂ 等成分。

2. 2. 4 流体包裹体相关参数

利用 H₂O-NaCl 包裹体的冰点可在 NaCl-H₂O 体系参数表中查得对应盐度值, 进而用包裹体的均

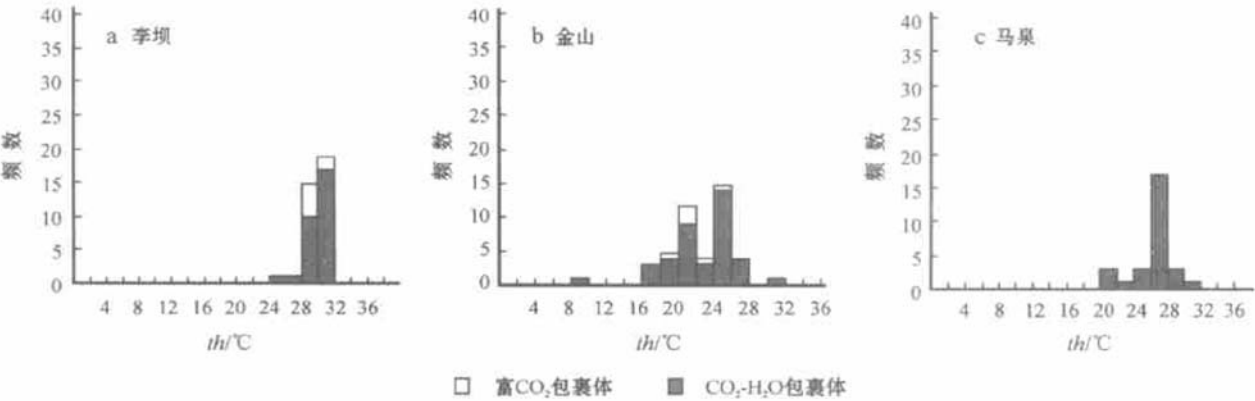


图 4 中川地区金矿床 CO₂-H₂O 和富 CO₂ 流体包裹体部分均一温度直方图

Fig. 4 Histogram showing first melting temperature of CO₂-H₂O and CO₂-rich type fluid inclusions in gold deposits

一温度和盐度数据在 NaCl-H₂O 体系参数表中查得相应密度值。对于 CO₂-H₂O 包裹体,利用 $tm_{clathrate}$ 可计算出水溶液的盐度(Collins, 1979),根据 CO₂ 包裹体 th_{CO_2} 和水溶液的盐度可在相关表中查出相应包裹体水溶液的密度(ρ_{H_2O}),由 CO₂ 部分均一温度值得到相应包裹体 CO₂ 相密度(ρ_{CO_2}),从而计算出 CO₂ 包裹体流体的总密度(刘斌等, 1999)。CO₂、H₂O 和 NaCl 的摩尔分数 $x(CO_2)$ 、 $x(H_2O)$ 和 $x(NaCl)$ 可利用已获得的相关参数在选定盐度的 NaCl-CO₂-H₂O 包裹体的 $x(CO_2)$ 、 φ_{CO_2} 、 th 和 ρ_{CO_2} 4 变量关系图中及相关公式计算获得(Schwartz, 1989),

CO₂ 包裹体完全均一时的压力可以根据 Schwartz (1989) 提供的 NaCl-CO₂-H₂O 包裹体的 $x(CO_2)$ 、 φ_{CO_2} 和 p_h 关系图解,运用前面已获得的有关参数,用内插法获得。CO₂-H₂O 包裹体的相关参数见表 2。

本次研究工作中将李坝、马泉和金山金矿依上述估算盐度方法得出的盐度绘成了直方图(图 5)。受包裹体的大小和气液相 CO₂ 比例的限制,许多 CO₂-H₂O 包裹体观测不到 $tm_{clathrate}$ 。李坝金矿 40 件水溶液包裹体的 tm_{ice} 为 -4.5~ -12.3℃,相应的盐度 $w(NaCl_{eq})$ 值为 7.17%~16.24%;4 件 CO₂-

表 2 中川地区金矿床 CO₂-H₂O 流体包裹体相关参数

Table 2 Parameters of CO₂-H₂O fluid inclusions in the gold deposits of Zhongchuan area

矿床	$\varphi(CO_2)/\%$	温度/℃			$w(NaCl_{eq})/\%$	密度/ $g\cdot cm^{-3}$			$x(CO_2)$	$x(H_2O)$	$x(NaCl)$	$x(NaCl_{eq})$
		th_{CO_2}	th_{total}	$tm_{clathrate}$		$\rho(H_2O)$	$\rho(CO_2)$	$\rho_{总}$				
李坝	50	25.5	340	6.8	6.12	0.778	0.696	0.737	0.24	0.745	0.015	0.020
	65	27.9	410	7.3	5.23	0.670	0.655	0.660	0.33	0.659	0.011	0.017
	60	29.0	392	7.8	4.32	0.620	0.630	0.626	0.28	0.710	0.010	0.014
	40	29.0	300	8.5	3.00	0.745	0.630	0.699	0.17	0.822	0.008	0.009
金山	25	19.5	227	7.8	4.32	0.864	0.771	0.780	0.25	0.740	0.010	0.014
	40	21.0	315	8.5	3.00	0.703	0.755	0.724	0.17	0.822	0.008	0.009
	30	19.1	292	7.5	4.87	0.766	0.775	0.769	0.12	0.866	0.014	0.016
	25	22.5	312	7.8	4.32	0.740	0.737	0.737	0.68	0.316	0.004	0.014
	20	26.0	318	8.3	3.38	0.708	0.688	0.690	0.66	0.336	0.004	0.011
	45	25.0	331	9.3	1.43	0.659	0.703	0.679	0.18	0.816	0.004	0.004
马泉	25	21.3	260	6.9	5.94	0.839	0.751	0.817	0.11	0.873	0.017	0.019
	25	22.1	280	6.5	6.63	0.817	0.742	0.798	0.14	0.842	0.018	0.021
	40	27.2	320	6.6	6.46	0.745	0.667	0.714	0.18	0.803	0.017	0.021
	35	22.5	310	9.5	1.03	0.703	0.737	0.715	0.16	0.837	0.003	0.003
	35	26.0	300	9.7	0.62	0.719	0.688	0.708	0.13	0.868	0.002	0.002

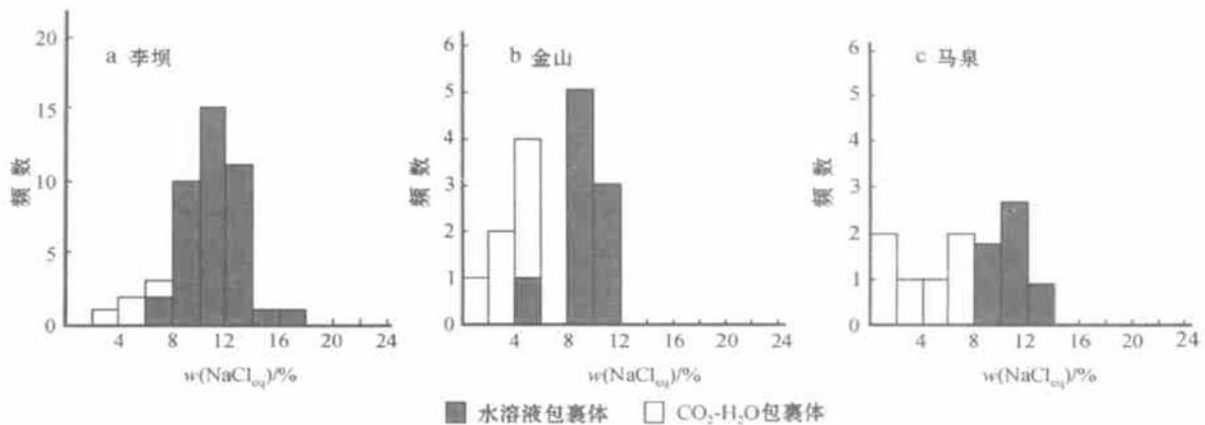


图5 中川地区金矿床流体包裹体盐度直方图

Fig. 5 Histogram showing salinity of fluid inclusions in gold deposits

H₂O 包裹体的 $tm_{clathrate}$ 为 6.8~8.5℃, $w(NaCl_{eq})$ 值为 3.00%~6.12%。盐度总体上以 10.00% 为峰值 (图 5a)。

金山金矿 7 个 CO₂-H₂O 包裹体的 $tm_{clathrate}$ 范围为 7.5~9.3℃, 流体的盐度 $w(NaCl_{eq})$ 为 1.43%~4.87%; 9 个两相水溶液包裹体的 tm_{ice} 为 -3.2~-7.3℃, 流体的盐度 $w(NaCl_{eq})$ 为 5.2%~10.9%。总的峰值为 8.00% (图 5b)。

马泉金矿 5 个水溶液包裹体的 tm_{ice} 为 -5.7~-8.4℃, 相应盐度 $w(NaCl_{eq})$ 为 8.81%~12.16%; 6 件 CO₂-H₂O 包裹体的 $tm_{clathrate}$ 为 6.5~9.5℃, $w(NaCl_{eq})$ 值为 0.62%~6.63% (图 5c)。

总体上, 几个矿床水溶液的盐度具有相同或相近的峰值, 均高于 CO₂-H₂O 流体的盐度, 反映了这些矿床的成矿流体具有大致相同的特点。

流体的密度、压力以及其他一些物化参数的估算依据前面概述中提到的方法及原始测温结果通过相关表格或计算公式得到。

李坝金矿床水溶液包裹体的密度为 0.448~0.935 g/cm³, 平均 0.737 g/cm³。主要压力范围为 85~150 MPa。CO₂-H₂O 包裹体中 CO₂ 相密度为 0.630~0.696 g/cm³, 包裹体水溶液的密度为 0.620~0.778 g/cm³, 此类流体的总密度为 0.626~0.737 g/cm³。CO₂ 的摩尔分数为 0.17~0.33; 水溶液中 NaCl 的摩尔分数为 0.009~0.020; 三相 CO₂ 包裹体中 NaCl 的总摩尔分数为 0.008~0.015; 三相 CO₂ 包裹体中 H₂O 的摩尔分数为 0.659~0.822 (表 2)。

金山金矿水溶液包裹体的密度为 0.76~0.88

g/cm³, 溶液的主要压力为范围 32~81 MPa。CO₂ 相密度为 0.688~0.775 g/cm³, 包裹体水溶液的密度为 0.659~0.864 g/cm³, 流体的总密度为 0.679~0.780 g/cm³。CO₂ 的摩尔分数为 0.12~0.68; 水溶液中 NaCl 的摩尔分数为 0.004~0.016; 三相 CO₂ 包裹体中 NaCl 的总摩尔分数为 0.004~0.014, 三相 CO₂ 包裹体中 H₂O 的摩尔分数为 0.316~0.866 (表 2)。

马泉金矿床水溶液包裹体的密度为 0.78~0.92 g/cm³, 相应的压力为 71~122 MPa。CO₂ 相密度为 0.667~0.751 g/cm³, 包裹体水溶液的密度为 0.703~0.839 g/cm³, 流体的总密度为 0.708~0.817 g/cm³。CO₂ 的摩尔分数为 0.11~0.18; 水溶液中 NaCl 的摩尔分数为 0.002~0.021; 三相 CO₂ 包裹体中 NaCl 的总摩尔分数为 0.002~0.018。由上述几个参数求得的三相 CO₂ 包裹体中 H₂O 的摩尔分数为 0.803~0.873 (表 2)。

3 讨论

3.1 流体的不混溶性

如前所述, 原生的 CO₂-H₂O、富 CO₂ 和水溶液 3 种类型包裹体呈共生现象。富 CO₂ 和水溶液这两种端员组分包裹体常被认为是单相流体中水和 CO₂ 选择性捕获而形成的, CO₂ 和水溶液这两种端员组分的混合导致了 CO₂-H₂O 包裹体中 CO₂ 含量变化。因而具有不同 CO₂ 和 NaCl-H₂O 体积分数的包裹体具有相同的成因, CO₂ 和 NaCl-H₂O 的体积分数构成

了一个连续变化系列。不混溶性流体包裹体的特点是: $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体具有相同的均一温度范围; 富 CO_2 和 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体中的 CO_2 应具有相同的均一温度和完全均一温度(尽管富 CO_2 包裹体中难以观测到 H_2O , 但约有 15% 体积百分比的水呈薄膜状粘附于包裹体壁上, 由于包裹体边缘的内反射而不易观测)(Ramboz *et al.*, 1982; Oslen, 1988; Hollister, 1990) 以及不同类型包裹体具有相似的盐度范围。因此可以用流体的不混溶性来解释本区矿床流体包裹体的多样性。

如前所述, 西秦岭中川地区金矿床中出现的大量 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 型包裹体中 CO_2 的体积分数为 10% ~ 90%, 既有 CO_2 体积分数仅 10% 的富 H_2O 三相包裹体, 也有 CO_2 体积分数高达 90% 的富含 CO_2 的三相包裹体, 还出现一相(或两相)富 CO_2 包裹体, 而且均为同一成矿阶段的原生包裹体。富含 CO_2 的包裹体均一于 CO_2 相, 富 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 包裹体均一于 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 相, 不管是均一到气相还是液相, 它们都有大致相同的均一温度范围(以 320~340 °C 为峰值); 另外 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 型包裹体的均一温度以 280~320 °C 为峰值(图 3)。总体上, $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体的均一温度普遍略高于水溶液包裹体, 这也符合流体不混溶性, 因为 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体代表着两个端员之混合物, 表明成矿过程中, CO_2 和 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 产生不混溶作用, CO_2 从盐水溶液中分离出来, 成独立的流体相, 并与盐水溶液相共存, 使成矿流体由均匀相成为非均匀相。盐度测定表明, 成矿流体盐度的变化范围有所差异, 但总体上应属 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 中低盐度体系(图 5)。 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 型包裹体的盐度范围为 0.62% ~ 6.63%, 应属 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 低盐度体系, 基本上落入图 6 中的 CO_2 和 $\text{H}_2\text{O-NaCl}$ 不混溶区域范围。

3.2 成矿的温压条件

前面讨论已经表明, 本区广泛分布的金矿床矿石中的富 CO_2 包裹体和水溶液包裹体是 CO_2 和 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 的不混溶包裹体组合, 其均一温度和均一压力代表这些包裹体的捕获温度和捕获压力, 即成矿温度和成矿压力。李坝矿床成矿温度为 208~475 °C, 主要在 300~420 °C 之间, 以 340 °C 为峰值; 金山矿床 227~385 °C, 主要为 280~370 °C, 以 320 °C 为峰值; 马泉矿床从 252 °C 到 385 °C, 主要为 300 °C 到 380 °C, 其峰值也为 340 °C(图 3)。本区金矿床的成矿温度的范围总体上变化较大, 但主要范围在 280~

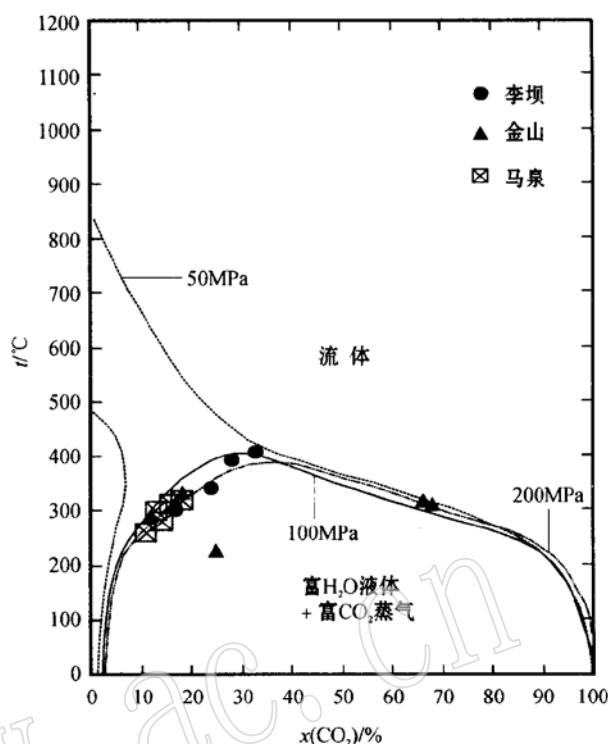


图 6 $\text{NaCl-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 体系中压力对富 CO_2 和富 H_2O 两相不混溶区域范围的影响[$w(\text{NaCl}_{\text{eq}}) = 6\%$]
(据 Bowers 和 Helgeson, 1983)

Fig. 6 Influence of pressure upon CO_2 -rich and H_2O -rich two-phase immiscible areas in the $\text{NaCl-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ system with $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ being 6% (after Bowers and Helgeson, 1983)

420 °C 之间, 且峰值为 320~340 °C。由所获包裹体测温数据估算的几个金矿床的成矿压力主要区间分别为: 李坝 85~150 MPa, 金山 32~81 MPa, 马泉 71~122 MPa。

3.3 流体的组成

运用含 CO_2 包裹体的固相熔化温度可大致估计流体的成分, 几个矿床中 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体的初熔温度为 -56.6~ -61.1 °C, 由此可见, 包裹体中除 CO_2 外, 不仅含有 CH_4 , 还可能含有 N_2 、 CO 等挥发分。另外, 从各矿床 CO_2 笼形物熔化温度均小于 CO_2 部分均一温度, 也从另一侧面说明 CH_4 等的含量较低。流体盐度较低, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 值总体上以 8.00% ~ 10.00% 为峰值或小于此范围, 属于 H_2O (低盐度)- CO_2 体系。流体中 CO_2 的相对摩尔百分数为 11% ~ 68%, H_2O 的相对摩尔百分数为 31.6% ~ 87.3%, NaCl 的相对摩尔百分数为 0.2% ~ 1.8%。

流体的总密度主要为 $0.626 \sim 0.817 \text{ g/cm}^3$ 。

3.4 成矿流体来源

富 CO_2 和低盐度是许多金矿床成矿流体的典型特征 (Bohlke and Kistler, 1986; Robert and Kelly, 1987; Kerrich, 1989), 对于流体的来源存在岩浆 (Burrows and Spooner, 1987; Jiang *et al.*, 1999; 毛景文和李荫清, 2001)、变质 (Kerrich and Fyfe, 1981; Goldfarb *et al.*, 1988; Colvine, 1989; Kerrich, 1989) 以及地幔排气或地幔流体参与成矿 (Newton *et al.*, 1980; Groves *et al.*, 1998) 等认识。

李坝、金山和三人沟等矿床方解石 $\delta^{13}\text{C}$ 值主要为 $-4.10\text{‰} \sim -6.43\text{‰}$ (王祥文, 1999), 碳同位素组成与地幔碳酸盐 ($-5.1\text{‰} \pm 1.4\text{‰}$) 较接近, 也与金伯利岩 ($-4.7\text{‰} \pm 1.2\text{‰}$) 及初始地幔库 ($-6\text{‰} \pm 2\text{‰}$) 相近, 这充分说明矿区富 CO_2 的流体具有深源成因 (即均一下地壳或地幔)。李坝金矿矿石中石英的 δD 值为 $-63\text{‰} \sim -92\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值为 $11.10\text{‰} \sim 15.20\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}$ 水的值为 $4.9\text{‰} \sim 9.5\text{‰}$ (黄杰等, 2000), 集中分布于岩浆水 ($+5.5\text{‰} \sim +9.5\text{‰}$) (Ohmoto, 1986; Sheppard, 1986) 及其附近, 表明其成矿流体主要来自岩浆, 但有大气降水的混入。同位素组成特征与地处同一构造带东段的八卦庙、双王和马鞍桥等典型金矿床具有相似的特征, 即碳主要来自下地壳或者可能来源于地幔, 成矿流体以岩浆水为主, 混入有不同程度的大气降水或变质水 (古貌新等, 1983; 石准立等, 1993; 郑作平等, 1994, 1996; 钟建华, 1997; 刘方杰等, 1999; 孙明, 2000; 李福东等, 2001)。

位于华北克拉通西南缘的西秦岭地区产出有几十个金矿床, 大多数出现在以泥盆纪强变形绿片岩相的浊积岩为主的韧性剪切带和张性断裂带中, 在绝大多数矿区发育有印支至燕山期花岗岩体或小岩株。综合该地区现有测年资料, 利用不同测试方法获得的该地区金矿化时代为 $131 \sim 232 \text{ Ma}$ (Feng *et al.*, 2002), 大多数集中于 $161 \sim 197 \text{ Ma}$ (石准立等, 1993; 柳森, 1994a; 樊硕诚等, 1994; 邵世才等, 2001), 而与矿化有关的花岗岩年龄为 $148 \sim 244 \text{ Ma}$ (严阵, 1985; 张国伟等, 1988; 石准立等, 1993; 樊硕诚等, 1994; 卢纪英等, 2001)。这一成矿时代范围与毛景文等提出的华北克拉通及其邻区 $160 \sim 200 \text{ Ma}$ 大规模成矿期极为吻合, 而这一成矿期所对应的地球动力学背景应为陆内碰撞造山过程 (毛景文等, 2003)。

印支-燕山运动导致西秦岭地区强烈的碰撞造山作用, 伴随深断裂的多次活动。在此过程中, 大量花岗岩浆经过同熔或重熔作用生成及上侵定位。在这样构造环境中, 形成了一系列与岩浆活动有关的大型矿床, 同时导致深部流体向上运移, 与其他来源流体汇合, 通常在造山带走滑剪切带中形成金矿。

4 结论

(1) 西秦岭中川地区金矿床流体包裹体主要有 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 、富 CO_2 和水溶液包裹体 3 种类型, 其主要特点为富 CO_2 、低盐度、高温和不混溶;

(2) 成矿流体以 $\text{CO}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ 型为主, 同时含有不同程度的 CH_4 、 N_2 和 CO 等挥发分;

(3) 流体包裹体特征反映了成矿流体可能主要来源于(深部)岩浆;

(4) 流体成矿作用与印支-燕山运动过程中大量花岗岩浆经过同熔或重熔作用生成及上侵定位有密切关系, 矿床形成于陆内碰撞造山过程, 并且有深部来源物质参与成矿。

致谢 野外工作期间, 得到了李坝金矿和礼县矿管局等的支持, 分析过程中得到了中国矿物资源探查研究中心王莉娟研究员的指导, 在此一并表示感谢!

References

- Bohlke J K and Kistler R W. 1986. Rb-Sr, K-Ar, and stable isotope evidence for ages and sources of fluid components of gold-bearing quartz veins in the northern Sierra Nevada foothills metamorphic belt, California [J]. *Economic Geology*, 81: 296~332.
- Bowers T S and Helgeson H C. 1983. Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system $\text{H}_2\text{O-CO}_2\text{-NaCl}$ on phase relations in geologic systems: Equation of state for $\text{H}_2\text{O-CO}_2\text{-NaCl}$ fluids at high pressures and temperatures [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47: 1247~1275.
- Burrows D R and Spooner E T C. 1987. Generation of a magmatic $\text{H}_2\text{O-CO}_2$ fluid enriched in Mo, Au, and W within an Archean sodic granulite stack, Mink Lake, Northwestern Ontario [J]. *Economic Geology*, 82: 1931~1957.
- Chen Yuan. 1993. Discussion on the relationship between the Zhongchuan granitic complex and micro-disseminated gold deposits, north zone of western Qinling [J]. *Geological Exploration for Non-ferrous Metals*, 2(2): 72~78 (in Chinese).
- Chen Yuan. 1994. Discussion on the source of ore-forming materials of

- Liba gold deposit, western Qinling[J]. *Northwestern Geology*, 15(2): 5~9(in Chinese).
- Cheng Yu and Zhang Wangding. 2001. Tectonic-magmatic event and ore-forming of micro-disseminated gold deposit in Zhongchuan Region, western Qinling[J]. *Contributions to Geology and Mineral Resources Research*, 16(2): 94~98(in Chinese).
- Clayton R N, O'Neil J R and Mayeda T K. 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water[J]. *Journal of Geophysical Research*, 77: 3 057~ 3 067.
- Collins P L F. 1979. Gas hydrates in CO₂-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity[J]. *Economic Geology*, 74: 1 435~ 1 444.
- Colvine A C. 1989. An empirical mode for the formation of Archean gold deposits: product of find cratonization of the Superior Province, Canada[A]. Keays R R *et al.* *The Geology of Gold Deposits*[C], (6): 37~ 53.
- Fan Shuocheng and Jin Qin Hai. 1994. The Shuangwang gold deposit in Shaanxi province[A]. Liu Dongsheng, *et al.* *Chinese Carlin-type Gold Deposits*[C]. Nanjing: University of Nanjing Press, 254~ 285 (in Chinese).
- Faure G. 1986. *Principles of Isotope Geology* (2nd ed)[M]. New York: Wiley and Sons, 497~ 507.
- Feng Jianzhong, Wang Dongbo, Wang Xueming, *et al.* 2002. Geochronology of gold deposits and its implication for metallogenesis in the Fengxian-Lixian area, Qinling orogenic belt, China[J]. *Resource Geology*, 52(3): 263~ 272.
- Feng Jianzhong, Wang Dongbo, Wang Xueming, *et al.* 2003. Geology and metallogenesis of Liba large-size gold deposit in Lixian, Gansu Province[J]. *Mineral Deposits*, 22(3): 257~ 263(in Chinese with English abstract).
- Gao Zhenquan. 1999. Geochemistry and genesis of Liba gold deposit[J]. *Acta Geologica Gansu*, 8(sul.): 49~ 53(in Chinese).
- Goldfarb R J, Leach D L, Pickthron W J, *et al.* 1988. Origin of lode-gold deposits of the Juneau gold belt, southeastern Alaska[J]. *Geology*, 16: 440~ 443.
- Groves D I, Goldfarb R J, Gebre-Mariam M, *et al.* 1998. Orogenic gold deposits: proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to the other gold deposits types[J]. *Ore Geology Reviews*, 13: 7~ 27.
- Gu Maoxin and Dai Anzhou. 1983. Geology of Shuangwang gold deposit, Shaanxi Province[J]. *Shaanxi Geology*, 1(2): 23~ 31(in Chinese).
- Hollister L S. 1990. Enrichment of CO₂ in fluid inclusions in quartz by removal of H₂O during crystal-plastic deformation[J]. *Journal of Structural Geology*, 2: 895~ 901.
- Huang Jie, Wang Jianye and Wei Longming. 2000. Geological characteristics and genesis of the Liba gold deposit, Gansu province[J]. *Mineral Deposits*, 19(2): 105~ 115(in Chinese).
- Jiang N, Xu J H and Sun M X. 1999. Fluid inclusion characteristics of mesothermal gold deposits in the Xiaoqinling district, Shaanxi and Henan province, People's Republic of China[J]. *Mineralium Deposita*, 34: 150~ 162.
- Keith M L and Weber J N. 1964. Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 28(11): 1 787~ 1 816.
- Kerrick R and Fyfe W S. 1981. The gold-carbonate association: source of CO₂ and CO₂ fixation reactions in Archean lode deposits[J]. *Chemical Geology*, 33: 265~ 294.
- Kerrick R. 1989. Archean gold: relation to granulite formation or felsic intrusions? [J]. *Geology*, 17: 1 011~ 1 015.
- Li Fudong, Zou Xianghua, Gao Jipu, *et al.* 2001. On the rapid-positioning and prediction for micro-disseminated type (sedimentary rock host) gold deposit (ore bodies), Ma'anqiao[J]. *Northwestern Geology*, 34(1): 27~ 63(in Chinese).
- Liu Bin and Shen Kun. 1999. *Thermodynamics of Fluid Inclusions*[M]. Beijing: Geological Publishing House, 66~ 118(in Chinese).
- Liu Fangjie, Guo Jian, Sun Yong, *et al.* 1999. Discussion on ore-forming construction of Baguamiao super-large gold deposit [J]. *Northwest Geoscience*, 20(2): 51~ 59(in Chinese).
- Liu Miao. 1994a. Geological characteristics of Liba gold deposit[A]. Liu Dongsheng, *et al.* *Chinese Carlin-type Gold Deposits*[C]. Nanjing: University of Nanjing Press, 160~ 202(in Chinese).
- Liu Miao. 1994b. The ore-hunting indicators and prospecting methods of "Liba-type" gold deposit[J]. *Acta Geologica Gansu*, 3(1): 79~ 89 (in Chinese).
- Lu Jiying, Li Zuohua, Zhang Fuxin, *et al.* 2001. Gold Deposits in Qinling Region[M]. Xi'an: Shaanxi Science and Technology Press, 205~ 217(in Chinese).
- Mao J W, Qiu Y M, Goldfarb R J, *et al.* 2002. Geology, distribution of gold deposits in the western Qinling belt, central China[J]. *Mineralium Deposita*, 37(1): 352~ 377.
- Mao Jingwen and Li Yinqing. 2001. Fluid inclusion of the Dongping gold telluride deposit in Hebei Province, China: Involvement of mantle fluid in metallogenesis[J]. *Mineral Deposits*, 20(1): 23~ 36 (in Chinese with English abstract).
- Mao Jingwen, Wang Yitian, Zhang Zuoheng, *et al.* 2003. Geodynamic settings of Mesozoic large-scale mineralization in the North China and adjacent areas: implication from the highly precise and accurate ages of metal deposits[J]. *Science in China (Series D)*, 46(8): 838~ 851.
- Newton R C, Smith J V and Windly B. 1980. Carbonic metamorphism, granulite and crustal growth[J]. *Nature*, 288: 45~ 52.
- Northrop D A and Clayton R N. 1966. Oxygen isotope fractionation in systems containing dolomite[J]. *Journal of Geology*, 74: 174~ 196.
- Ohmoto H. 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits[J]. *Reviews in Mineralogy*, 16: 491~ 559.
- Oslen S N. 1988. High density CO₂ inclusions in the Colorado Front range[J]. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 100: 226~ 235.
- Ramboz C, Pichavant M and Weisbrod A. 1982. Fluid immiscibility in natural processes: use and misuse of fluid inclusion data. II. Inter-

- pretation of fluid inclusion data in term of immiscibility[J]. *Chemical Geology*, 37: 29~ 48.
- Robert F and Kelly W C. 1987. Ore-forming fluids in Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma Mine, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada[J]. *Economic Geology*, 82: 1 464~ 1 482.
- Schwatz M O. 1989. Determining phase volumes of mixed CO₂-H₂O inclusions using microthermometric measurements[J]. *Mineralium Deposita*, 24: 43~ 47.
- Shao Shicai and Wang Dongbo. 2001. ³⁹Ar-⁴⁰Ar dating of the three typical gold deposits and its geological significance in the Southern Qinling Region[J]. *Acta Geologica Sinica*, 75(1): 106~ 110(in Chinese with English abstract).
- Sheppard S M F. 1986. Characterization and isotopic variations in natural waters[J]. *Reviews in Mineralogy*, 16: 165~ 183.
- Shi Zhunli, Liu Jinxuan and Jin Qin Hai. 1993. A study of the Shuangwang gold deposit related to alkali-carbonatite[A]. *Qinling and Daba Mountains Scientific Research Project Office, Ministry of Geology and Mineral Resources, and Qinling and Daba Mountains Gold Deposits Scientific Research Office, Shaanxi Bureau of Geology and Mineral Resources (eds). Contributions to Gold Deposits of the Qinling and Daba Mountains*[C]. Beijing: Geological Publishing House, 133~ 146(in Chinese).
- Song Zhongbao, Feng Yimin and He Shiping. 1997. Tectonic-magmatic characteristics of Zhongchuan granite and metallogenesis[J]. *Bulletin of Xi'an Institute of Geology*, 19(4): 48~ 52(in Chinese).
- Sun Ming. 2000. Geological characteristics and genesis of Maquan gold deposit in Lixian county of Gansu province[J]. *Acta Geologica Gansu*, 9(2): 28~ 36(in Chinese).
- Wang Xiangwen. 1999. Preliminary study on geological characteristic-sand genesis of Liba gold deposit, Gansu Province[J]. *Geological Exploration for Non-ferrous Metals*, 8(6): 541~ 545(in Chinese).
- Yan Zhen. 1985. Granite of Shaanxi Province. Xi'an: Xi'an Atlas Press(in Chinese).
- Zhang Guowei. 1988. The Formation and Evolution of Qinling Orogenic Belt[M]. Xi'an: Northwest University Press(in Chinese).
- Zheng Zuoping, Yu Xueyuan and Guo Jian. 1994. Geology characteristics and stable isotope of Baguamiao gold deposit[J]. *Shaanxi Geology*, 12(2): 22~ 30(in Chinese).
- Zheng Zuoping and Yu Xueyuan. 1996. Geochemistry of auriferous quartz veins in the Baguamiao gold deposit[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 15(4): 339~ 345(in Chinese with English abstract).
- Zhong Jianhua and Zhang Guowei. 1997. On the genesis of the super-large Baguamiao gold deposit in Fengxian County, Shaanxi Province[J]. *Acta Geologica Sinica*, 71(2): 150~ 160(in Chinese with English abstract).
- 15(2): 5~ 9.
- 程, 张旺定. 2001. 西秦岭中川地区构造-岩浆活动及微细浸染型金矿成矿作用分析[J]. *地质找矿论丛*, 16(2): 94~ 98.
- 樊硕诚, 金勤海. 1994. 陕西双王金矿床[A]. 刘东升. 中国卡林型(微细浸染型)金矿[C]. 南京: 南京大学出版社, 254~ 285.
- 冯建忠, 汪东波, 王学明, 等. 2003. 甘肃李坝大型金矿床成矿地质特征及成因[J]. *矿床地质*, 22(3): 257~ 263.
- 高珍权. 1999. 李坝金矿床地球化学特征及成因探讨[J]. *甘肃地质学报*, 8(增刊): 49~ 53.
- 古貌新, 戴安周. 1983. 陕西双王金矿床地质特征[J]. *陕西地质*, 1(2): 23~ 31.
- 黄杰, 王建设, 韦龙明. 2000. 甘肃李坝金矿床地质特征及成因研究[J]. *矿床地质*, 19(2): 105~ 115.
- 李福东, 邹湘华, 高纪蹊, 等. 2001. 马鞍桥微细浸染型(沉积岩容矿)金矿床(体)快速定位预测研究[J]. *西北地质*, 34(1): 27~ 63.
- 刘斌, 沈昆. 1999. 流体包裹体热力学[M]. 北京: 地质出版社, 66~ 118.
- 刘方杰, 郭健, 孙勇, 等. 1999. 关于八卦庙超大型金矿床的成矿建造分析[J]. *西北地质科学*, 20(2): 51~ 59.
- 柳森. 1994a. 李坝金矿床地质特征[A]. 刘东升. 中国卡林型(微细浸染型)金矿[C]. 南京: 南京大学出版社, 160~ 202.
- 柳森. 1994b. 李坝式金矿的找矿标志及找矿方法[J]. *甘肃地质学报*, 3(1): 79~ 89.
- 卢纪英, 李作华, 张复新, 等. 2001. 秦岭板块金矿床[M]. 西安: 陕西科学技术出版社, 205~ 217.
- 毛景文, 李荫清. 2001. 河北省东坪砷化物金矿床流体包裹体研究: 地幔流体与成矿关系[J]. *矿床地质*, 20(1): 23~ 36.
- 毛景文, 张作衡, 余金杰, 等. 2003. 华北及邻区中生代大规模成矿的地球动力学背景: 从金属矿床年龄精确得到启示[J]. *中国科学(D辑)*, 33(4): 289~ 299.
- 邵世才, 汪东波. 2001. 南秦岭三个典型金矿床的 Ar-Ar 年代及其地质意义[J]. *地质学报*, 75(1): 106~ 110.
- 石准立, 刘瑾璇, 金勤海. 1993. 与碱性碳酸盐有关的双王金矿床[A]. 秦巴金矿论文集[M]. 地质出版社, 133~ 146.
- 宋忠宝, 冯益民, 何世平. 1997. 中川花岗岩构造岩浆活动特点与成矿作用[J]. *西安地质学院学报*, 19(4): 48~ 52.
- 孙明. 2000. 甘肃礼县马泉金矿床地质特征及成因探讨[J]. *甘肃地质学报*, 9(2): 28~ 36.
- 王祥文. 1999. 甘肃李坝金矿床地质特征及成因初探[J]. *有色金属矿产与勘查*, 8(6): 541~ 545.
- 严阵. 1985. 陕西花岗岩[M]. 西安: 西安地图出版社.
- 张国伟. 1988. 秦岭造山带的形成及其演化[M]. 西安: 西北大学出版社.
- 郑作平, 于学元, 郭健. 1994. 八卦庙金矿床地质及稳定同位素研究[J]. *陕西地质*, 12(2): 22~ 30.
- 郑作平, 于学元. 1996. 八卦庙金矿床中含金石英脉的地球化学特征及意义[J]. *岩石矿物学杂志*, 15(4): 339~ 345.
- 钟建华, 张国伟. 1997. 陕西凤县八卦庙特大型金矿的成因研究[J]. *地质学报*, 71(2): 150~ 160.

附中文参考文献

- 陈源. 1993. 西秦岭北带中川花岗岩杂岩体与微细浸染型金矿关系探讨[J]. *有色金属矿产与勘查*, 2(2): 72~ 78.
- 陈源. 1994. 西秦岭李坝金矿床成矿物质来源探讨[J]. *西北地质*,