

西秦岭铍厂沟金矿床流体包裹体特征研究及矿床成因^{*}

周振菊^{1,2} 秦艳^{1**} 林振文^{1,2} 王立新³ 汪志强⁴

ZHOU ZhenJu^{1,2}, QIN Yan^{1**}, LIN ZhenWen^{1,2}, WANG LXin³ and WANG ZhiQiang⁴

1. 中国科学院广州地球化学研究所, 矿物学与成矿学重点实验室, 广州 510640

2. 中国科学院研究生院, 北京 100049

3. 陕西省略阳县铍厂沟金矿, 略阳 724312

4. 西北有色地质勘查局 711 总队, 汉中 723000

1. Key Laboratory of Mineralogy and Metallogeny, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

2. Graduate University of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

3. Huachanggou Gold Mine of Lueyang County in Shaanxi Province, Lueyang 724312, China

4. 711 Party of Northwestern Bureau of Non-Ferrous Metals Geological Prospecting and Exploration, Hanzhong 723000, China

2010-10-24 收稿, 2011-03-15 改回.

Zhou ZJ, Qin Y, Lin ZW, Wang LX and Wang ZQ. 2011. Study of fluid inclusion characteristic and genetic type of the Huachanggou gold deposit, West Qinling Orogen. *Acta Petrologica Sinica*, 27(5): 1311–1326

Abstract The Huachanggou gold deposit, Shaanxi Province, is located in the southern edge of the Mianlue suture zone of the West Qinling Orogen. It is controlled by a ductile-brittle shear zone and hosted in the Devonian spilite, tuffaceous sericitized phyllite and limestone. The crosscutting relationships and mineral replacement suggest that the ore-forming process includes the early, middle and late stages. In the quartz of Huachanggou gold deposit, four types of fluid inclusions (FIs) are identified as CO₂-H₂O, pure CO₂, H₂O-solution and daughter mineral-bearing. The early-stage quartz contains primary pure CO₂ and CO₂-H₂O with homogenization temperatures clustering 320~360°C and the salinity of 0.43%~5.14% NaCl eqv. Vapor bubbles are composed of CO₂+H₂O±N₂±CH₄±H₂S. The middle-stage quartz trapped all the four types of FIs; the H₂O-solution FIs account for the majority. Most of CO₂-H₂O and the H₂O-solution FIs homogenized between 240~320°C, and with the salinities 0.43%~11.19% NaCl eqv. Fluid inclusions in late-stage quartz are H₂O-solution with low homogenization temperatures (118~228°C) and low salinities (0.18%~6.59% NaCl eqv). Minimum trapping pressures estimated from CO₂-H₂O inclusions are 70~195 MPa for middle stages, suggesting that gold mineralization occurred at the depths of 5~7 km. In general, the ore fluids in the early and middle stages are characterized by meso- to hypothermal, CO₂-rich and low salinity, which are considered as the nature of metamorphic fluids, whereas the late-stage fluids are low temperature, low salinity and CO₂-poor. Fluid immiscibility caused gold precipitation in the middle-stage. The ore-forming fluid-system of the Huachanggou gold deposit is same to the orogenic-type. The Huachanggou gold deposit is a mesozonal to epizonal orogenic gold deposit.

Key words Huachanggou gold deposit; Fluid inclusion; Orogenic gold deposit; Ore-fluid; West Qinling Orogen

摘要 铍厂沟金矿位于西秦岭勉略缝合带南侧, 其产出受韧脆性剪切带控制, 赋矿围岩为泥盆系细碧岩、凝灰质绢云千枚岩和灰岩。根据脉体穿切关系和矿物交代关系, 可以将铍厂沟金矿分为早、中、晚 3 个成矿阶段。在铍厂沟金矿的石英中发育了 CO₂-H₂O 型、纯 CO₂ 型、H₂O 溶液型和含子矿物型四种类型流体包裹体。早期石英中原生包裹体主要是 CO₂-H₂O 型和

* 本文受国家 973 计划项目 (2006CB403508)、国家自然科学基金项目 (4070301Q, 40730421, 40425006) 和全国危机矿山接替资源找矿项目 (20089934) 联合资助。

第一作者简介: 周振菊, 女, 1984 年生, 博士研究生, 矿床学专业, E-mail: zhenjuzhou@126.com

** 通讯作者: 秦艳, 女, 1979 年生, 助理研究员, 地球化学专业, E-mail: qinyan@gig.ac.cn

纯 CO_2 型,其成分为 $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \pm \text{N}_2 \pm \text{CH}_4 \pm \text{H}_2\text{S}$ 均一温度集中在 $320 \sim 360^\circ\text{C}$, 盐度为 $0.43\% \sim 5.14\%$ NaCl eqv, 中阶段为主成矿阶段, 该阶段石英中包含了所有四种类型的包裹体, 其中 H_2O 溶液型包裹体占了大多数, $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 和水溶液包裹体均一温度集中在 $240 \sim 320^\circ\text{C}$, 盐度为 $0.43\% \sim 11.19\%$ NaCl eqv, 晚阶段石英仅发育水溶液型包裹体, 具有较低的均一温度 ($118 \sim 228^\circ\text{C}$) 和盐度 ($0.18\% \sim 6.59\%$ NaCl eqv)。根据 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 型包裹体计算主成矿阶段压力为 $70 \sim 195\text{MPa}$ 成矿深度为 $5 \sim 7\text{km}$ 。总体而言, 铔厂沟金矿的初始流体具有中高温、富 CO_2 、低盐度的变质流体特征, 晚成矿阶段流体演化为低温、低盐度水溶液流体, 流体的不混溶导致了主成矿期的矿质的大量沉淀, 铔厂金矿为中浅成的造山型矿床。

关键词 铔厂沟金矿; 流体包裹体; 造山型金矿; 成矿流体; 西秦岭

中图法分类号 P618.51

西秦岭是我国最大的卡林-类卡林型金矿省, 也是仅次于美国西部的世界第二大卡林-类卡林型金矿省。该区卡林-类卡林型金矿床的地质地球化学特征与美国西部同类矿床具相似性但又存在一定差异, 总体表现出卡林型金矿向造山型金矿过渡的特征(陈衍景等, 2004, 2009)。前人研究认为西秦岭卡林-类卡林型金矿形成于秦岭造山带同造山挤压变质或浅层构造作用, 大陆碰撞体制的成岩、成矿和流体作用模型(CMF模式; Chen *et al.*, 2004, 2005)适合于解释西秦岭及相似构造背景的卡林-类卡林型金矿的形成及其与造山型金矿的关系, 并显示西秦岭卡林-类卡林型金矿省之下存在巨大的造山型金矿的找矿潜力(陈衍景等, 2004, 2009)。那么, 在西秦岭地区是否存在造山型金矿? 这是一个具有重要科学理论价值和矿床勘查意义的问题, 对西秦岭地区典型矿床的深入剖析成为解决这一问题的关键。

20世纪90年代发现的铔厂沟金矿赋存于西秦岭勉略缝合带内的泥盆系三河口群中, 矿体受韧性剪切带和断裂构造控制。地层中发育细碧岩构造透镜体, 部分构成赋矿岩石和直接围岩。前人对该矿床开展了部分地质地球化学研究工作, 但对于矿床类型和成因还存在较大争议: (1) 热液蚀变细碧岩型(白忠, 1996); (2) 韧性剪切带型(魏刚锋等, 2000, 2004); (3) 类卡林型(张复新, 2001; 陈衍景等, 2004; 宗静婷, 2004b)。因此, 急需确定铔厂沟金矿的矿床成因和类型, 为推进矿床研究和该区的地质找矿提供依据。

本文在详细的矿床地质研究基础上, 通过对铔厂沟金矿床不同阶段石英中流体包裹体的岩相学、显微热力学和单个包裹体成分的激光拉曼显微探针分析, 揭示了成矿流体特征及演化规律, 探讨流体成矿机制及过程。

1 区域地质背景

铔厂沟金矿位于秦岭微板块(南秦岭)和扬子陆块之间的勉略缝合带内南缘(图1)。秦岭是一条具有复杂的地壳组成和结构, 经历长期不同构造体制演化的复合型大陆造山带, 经历了新元古代-中生代以现代板块构造体制为特征的板块构造演化阶段及中生代以来的陆内造山等重要演化过程, 构筑了现今华北、扬子及其之间的秦岭微地块和分隔这些块体的商丹、勉略缝合带为主要格架的三块两缝的构造格局(张国伟等, 2001)。新元古代, 伴随 Rodinia 超大陆的组组和裂解, 扬子陆块北缘和西北缘广泛伸展, 发育新元古代岩浆带(闫全人等, 2003; 陆松年等, 2005; 凌文黎等, 2006; Sun *et al.*, 2009)。新元古代晚期-早古生代, 南秦岭属于扬子陆块北缘, 而北秦岭属于华北陆块南缘, 两大陆块之间被原特提斯秦岭洋分隔。早古生代末, 原特提斯秦岭洋盆闭合, 扬子与华北陆块沿商丹缝合带碰撞。古生代中期, 原特提斯秦岭洋盆持续向北俯冲碰撞的同时, 扬子北缘裂解, 勉略洋盆打开, 南秦岭微陆块从扬子陆块北缘分离出来。

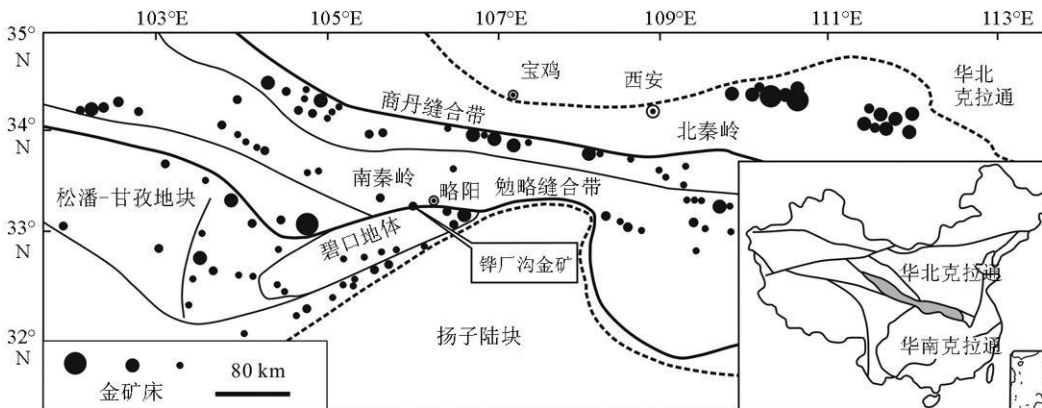


图1 秦岭地区金矿床空间分布略图(据陈衍景等, 2004 修改)

Fig 1 Tectonic framework and gold deposits in Qinling Mountains (modified after Chen *et al.*, 2004)

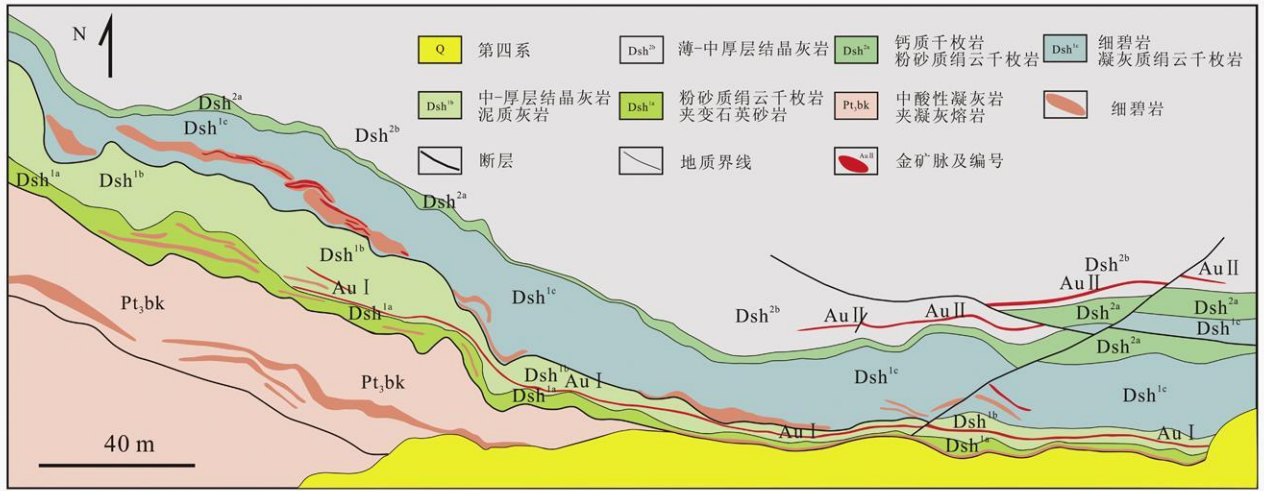


图2 铔厂沟金矿地质简图

Fig 2 Simplified geologic map of the Huachanggou gold deposit

古生代晚期勉略古洋盆俯冲消减,发育大量三叠纪花岗岩类(李诺等, 2007; 陈衍景, 2010; Jiang *et al.*, 2010)。三叠纪末开始, 秦岭-华北联合陆块与扬子陆块的全面碰撞(Meng and Zhang 1999, 2000; Liet *et al.*, 2000; 杨经绥等, 2003), 地壳拆离、推覆、缩短(Zhu *et al.*, 1998; Yuan, 1996), 在侏罗纪挤压隆升达到高峰(陈衍景和富士谷, 1992), 大规模发育中生代壳源碰撞型花岗岩(Li *et al.*, 2001; Zhang *et al.*, 2002; Chen *et al.*, 2000, 2007)和金等热液矿床(陈衍景等, 2004; 杨荣生等, 2006)。

西秦岭勉略缝合带是自北而南多层次叠瓦状逆冲推覆构造带(张国伟等, 2001), 勉略缝合带由一系列主要呈近NW-EW向的韧性剪切带和断裂组成, 控制了铔厂沟金矿各矿带内矿体的形成和分布。在勉略地区, 缝合带的地层主要是新元古代碧口群、泥盆系三河口群和石炭系略阳组, 各时代地层之间均呈断裂接触。碧口群位于扬子陆块的西北缘, 广义上的碧口群由厚度 > 8km 中基性火山岩和 > 9km 的火山碎屑浊积岩组成, 2个不同的岩石单元呈断裂构造接触。有时也将火山岩系列称为碧口群, 浊积岩系列称为横丹群(Yan *et al.*, 2004)。泥盆系三河口群为铔厂沟矿区的主要赋矿地层, 根据其岩性特征可划分为3个岩性段7个岩性层。其中 DSh^{1a} 为粉砂质绢云千枚岩夹石英砂岩, DSh^{1b} 为中-厚层结晶灰岩、泥质灰岩; DSh^{1c} 为细碧岩、凝灰质绢云千枚岩; DSh^{2a} 为钙质千枚岩、粉砂质绢云千枚岩; DSh^{2b} 为薄-中厚层结晶灰岩, DSh^{1c} 为凝灰质千枚岩; DSh³ 为薄-中厚层结晶灰岩局部夹板岩。石炭系略阳组主要岩性为结晶灰岩。

勉略缝合带内的岩浆岩主要是沿略阳-干河坝北分布的超基性、基性岩体和白雀寺一带出露的中酸性岩体及各类脉岩。缝合带北侧广泛发育印支期高镁、钙碱性的中酸性侵入体和花岗岩类, 被解释为岩浆弧花岗岩类(陈衍景, 2010), 如光头山岩体群, 岩性由闪长岩经花岗闪长岩变化至花岗

岩, 其侵位时间为 199~221Ma (Jiang *et al.*, 2010; 吴峰辉等, 2009)。铔厂沟矿区主要发育基性火山岩, 即细碧岩, 它们呈构造透镜体分布于碧口群和泥盆系三河口群之中。

2 矿床地质特征

铔厂沟金矿位于陕西省略阳县郭镇铔厂沟, 地理坐标为东经 105°46'03"~105°47'57", 北纬 33°18'26"~33°18'46"。矿区内地层主要为南部的新元古代碧口群(Pt,bk)和北部的泥盆系三河口群(DSh), 两者呈断层接触。碧口群岩性以酸性凝灰岩为主夹细碧岩透镜体。三河口群在区内主要出露第一岩性段(DSh¹)和第二岩性段的第一(DSh^{2a})和第二岩性层(DSh^{2b})。金矿体主要赋存在三河口群第一岩性段(DSh¹)的细碧岩、凝灰质、粉砂质绢云千枚岩和厚层结晶灰岩及第二岩性段第二岩性层(DSh^{2b})的厚层灰岩内(图2)。

矿区断裂构造发育, 主要为NW向勉略缝合带及其次级韧性剪切带, 宽度大于2km。该韧性剪切带在走向和倾向上均呈舒缓波状, 倾向南、北皆有, 总体倾向北, 倾角变化于30°~85°, 为赋矿断裂。部分断裂呈NE向, 为矿后断裂, 破坏矿体并使矿体展布不连续。

碧口群和三河口群地层中的细碧岩构造透镜体多呈雁行排列。三河口群中的细碧岩展布受韧性剪切带和断裂构造控制, 普遍遭受强烈构造剪切作用, 部分叠加蚀变矿化构成金矿体。三河口群中的细碧岩构造透镜体主要分布在第一岩性段(DSh¹)内, 其中第三岩性层(DSh^{1c})中分布的细碧岩为矿体的赋矿岩石和直接围岩。未变形变质的细碧岩由交织分布的半自形-自形板条状钠长石和条柱状假象的绿泥石片晶组成。受构造剪切作用发生变形的细碧岩具片理化特征, 矿物均具定向排列。岩石发育细碧结构、变余交织结构和块状构造、斑杂状构造及定向构造。其中斑晶含量约

1%, 主要为钠更长石, 常含绿泥石、方解石和被石英充填的杏仁体; 基质成分以板条状、糖粒状钠长石为主, 次为绢云母、白云石、绿泥石及少量绿帘石、方解石、含铁碳酸盐等。

目前在铍厂沟金矿共发现 4 个矿带, 分别为: 1a 矿带(南南矿带)、1b(AuI) 矿带(南矿带)、1c 矿带(细碧岩型矿化带)、2b(AuII) 矿带(北矿带)。

1a 矿带(南南矿带) 位于矿区南部北光岭一带, 产于三河口群 1a 底部, 其围岩主要为粉砂质绢云千枚岩。矿带总体呈舒缓波状, 近东西走向, 向北倾斜, 倾角较陡, 大多大于 60° 。矿体呈透镜状, 厚度变化较大, 最厚处约 4.5m, 一般为 0.8~2m。

1b(AuI) 矿带(南矿带) 位于矿区西部寨子湾至中部刘家河坝一带, 产于三河口群 1a 和 1b 中, 其围岩主要为粉砂质绢云千枚岩和结晶灰岩。矿带东西向延长接近 2km, 总体呈舒缓波状, 北西西走向, 向北倾斜, 倾角较陡, 大多大于 60° 。矿体沿走向和倾向延伸较稳定, 局部地段存在尖灭再发现象, 厚度较小, 一般为 0.7~1.0m, 但 Au 品位较高。

1c 矿带(细碧岩型矿化带) 位于矿区西部窑上湾至后沟东侧一带, 产于三河口群 1c 细碧岩和凝灰质绢云母千枚岩中, 矿带总长度大于 2km。矿体与蚀变细碧岩密切相关, 平面上呈断续右形分布, 主要包括 Au8、Au9、Au10、Au11、Au14 等 5 个主矿体和一些零星小矿体。矿体呈脉状或透镜状产出, 延深常常大于延长, 单一主矿体长度变化于 135~265m, 矿体厚度变化大, 最厚 16.61m, 一般为 1~3m。

2b(AuII) (北矿带) 位于矿区东北部刘家河坝后沟西部至后头湾一带, 产于三河口群 2b 底部的厚层结晶灰岩中。矿带总长度约 1.8km, 呈舒缓波状, 近东西走向, 向北倾斜, 地表倾角较缓 ($30^\circ \sim 45^\circ$), 下部倾角较陡 ($55^\circ \sim 85^\circ$)。矿带延伸较稳定, 矿体厚度变化于 0.3~1.3m 不等, 一般为 0.80~1.01m, 局部地段形成 2.0m 以上的厚大透镜体。

1c 矿带矿体呈断续分布, 平均品位相对较低, 但规模大, 是目前矿区工业矿体主要赋存的矿化带; 1b 和 2b 矿带矿体连续性好, 品位较高, 但规模小。

原生矿石可分为蚀变细碧岩型、黄铁绢英片岩型和石英脉型。矿体围岩蚀变主要有黄铁矿化、硅化、铁白云石化和碳酸盐化, 其次是绢云母化、绿泥石化和钠长石化等。黄铁矿化、硅化和铁白云石化与金矿化关系最为密切。矿石中的金属矿物主要有黄铁矿, 还含有少量黄铜矿、斑铜矿、方铅矿、闪锌矿及自然金, 微量矿物主要为硫镍钴矿及辉砷钴矿。脉石矿物主要为石英、铁白云石、白云石、绢云母, 还含有少量铬云母、钠长石、绿泥石、金红石等。黄铁矿为矿区最主要的载金矿物, 含金量达 92.48×10^{-6} (白忠, 1996)。据电子探针分析, 自然金的成色较高 (926~981), 成分较均一 (宗静婷, 2004b)。矿石构造主要为浸染状和细脉浸染状构造 (图 3f)。矿石结构较复杂, 主要有粒状结构、他形粒状结构、压碎结构、包含结构、交代结构等: 早阶段的黄铁矿呈自形-半自形立方体状粒状结构 (图 4a); 早阶段的立方体状黄铁矿

受脆性构造作用发育压碎结构 (图 4b); 主阶段的黄铁矿和石英细脉中包含自然金颗粒 (图 4e、f); 成矿期闪锌矿被黄铜矿交代 (图 4d)。

根据脉体穿插关系、矿石组构和矿物组合, 将流体成矿过程划分为 3 个阶段 (图 3 图 4): (1) 早阶段以石英-黄铁矿组合为特征。其中石英呈乳白-灰白色脉状, 多顺地层和细碧岩的片理面发育, 与围岩界线较清楚, 但普遍遭受韧脆性构造剪切作用, 石英具细粒化、波状消光等特征, 部分破碎呈角砾状。黄铁矿呈自形-半自形立方体状或集合体, 粒径 $100 \sim 800 \mu\text{m}$, 颗粒多发生碎裂, 部分为之后的金属硫化物所交代。(2) 主阶段, 即石英-多金属硫化物阶段, 是金矿化最重要的阶段。以黄铁矿-自然金-黄铜矿-闪锌矿-方铅矿组合为特征。其中, 石英多呈烟灰色细脉-网脉状, 主要金属矿物为半自形至他形黄铁矿, 粒径较小, 一般小于 $50 \mu\text{m}$; 个别黄铁矿中可见包含有自然金颗粒。黄铜矿、闪锌矿、方铅矿等金属硫化物, 粒径一般都小于 $10 \mu\text{m}$, 有的交代黄铁矿或呈充填状分布于黄铁矿裂隙中。(3) 晚阶段以发育石英-碳酸盐细脉为特征, 仅含少量的黄铁矿, 细脉多沿张性裂隙充填, 发育晶洞和梳状构造 (图 3h)。

3 流体包裹体研究

3.1 研究方法

流体包裹体研究样品采自铍厂沟金矿床 1b、1c 及 2b 矿带, 包含了不同阶段的石英样品共计 55 件。先将样品磨制成厚度约 0.2mm、双面抛光的薄片进行流体包裹体岩相学观察, 然后选择其中 13 件代表性的样品进行显微测温 and 激光拉曼分析。

流体包裹体显微测温研究在中国科学院广州地球化学研究所成矿动力学重点实验室的流体包裹体实验室完成, 使用仪器为 Linkam THMS 600 型冷热台, 温度范围是 $-196 \sim +600^\circ\text{C}$, 以美国 FLUID INC 公司的合成流体包裹体标准样品标定冷热台温度; 测量精度在 $-100 \sim 25^\circ\text{C}$ 范围内为 $\pm 0.1^\circ\text{C}$, $25 \sim 400^\circ\text{C}$ 范围内为 $\pm 1^\circ\text{C}$, 400°C 以上为 $\pm 2^\circ\text{C}$ 。测温过程中的升温速率为 $1 \sim 5^\circ\text{C} \cdot \text{min}^{-1}$, 相转变温度附近的升温速率降低为 $0.4^\circ\text{C} \cdot \text{min}^{-1}$ 。单个流体包裹体的激光拉曼光谱分析在中国科学院广州地球化学研究所极端环境地质地球化学重点实验室完成, 使用仪器为 Renishaw RW-1000 型激光拉曼光谱仪, 采用 514.5nm 的 Ar 原子激光束, 输出功率为 $20\text{mW} \times 100\%$, 波数范围为 $50 \sim 4000\text{cm}^{-1}$ 。 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 型包裹体盐度根据所测笼合物融化温度, 利用 Collins (1979) 提供的方法获得; 水溶液包裹体盐度根据所测的冰点温度, 利用 Bodnar (1993) 提供的方程计算得到 (卢焕章等, 2004)。

3.2 流体包裹体类型和岩相学特征

根据室温下 (21°C) 流体包裹体的岩相学特征 (卢焕章

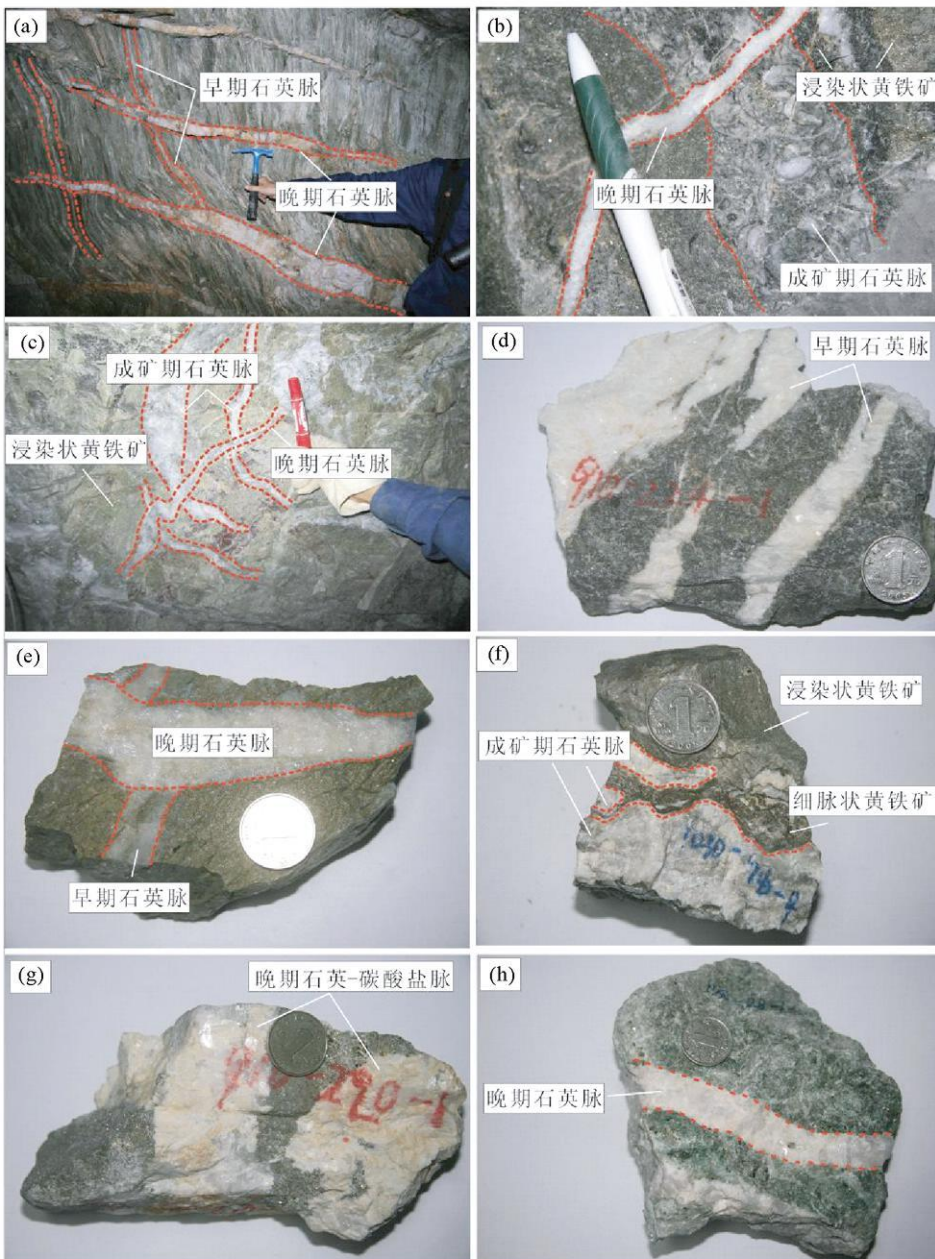


图3 铍厂沟金矿床矿石和流体包裹体样品照片

(a) 千枚岩中早期和晚期石英脉; (b) 蚀变细碧岩中的成矿期石英-黄铁矿脉和晚期石英脉; (c) 蚀变细碧岩中的成矿期石英-黄铁矿脉和晚期石英脉; (d) 灰岩中早期石英脉; (e) 蚀变细碧岩中早期和晚期石英脉; (f) 蚀变灰岩中的成矿期石英-黄铁矿脉和浸染状黄铁矿; (g) 灰岩中的晚期石英-碳酸盐脉; (h) 蚀变细碧岩中的晚期石英脉, 见有晶洞构造

Fig 3 Photographs showing ores and samples of fluid inclusions from the Huachanggou gold deposit

(a) early- and late-stages quartz veins in phyllite (b) middle- and late-stages quartz and pyrite veins in alteration spilite (c) middle- and late-stages quartz and pyrite veins in alteration spilite (d) early-stage quartz veins in limestone (e) early- and late-stages quartz veins in alteration spilite (f) middle-stage quartz and pyrite veins in alteration limestone (g) late-stage quartz and calcite veins in limestone (h) late-stage quartz vein with microcrystalline structure in alteration spilite

等, 2004)、升温或降温过程中 ($-196 \sim +600^{\circ}\text{C}$) 的相变行为以及激光拉曼光谱分析, 将铍厂沟金矿各阶段矿物中的包裹体分为 4 种类型, 即: 水溶液包裹体、 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体、纯

CO_2 包裹体、以及含子矿物包裹体, 分述如下:

(1) 水溶液包裹体 (I 型)

多呈长条形、椭圆形或不规则形, 有时呈负晶形, 大小约

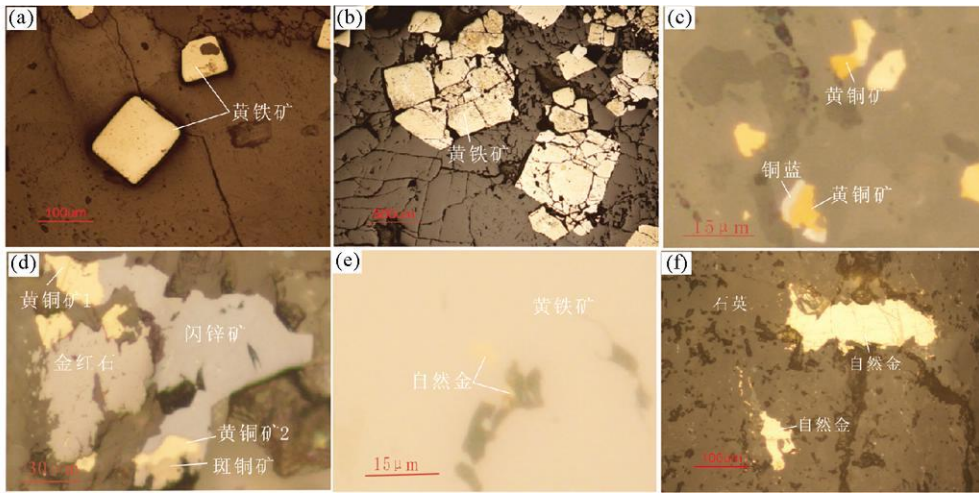


图4 铀厂沟矿石组构特征

(a) 早阶段黄铁矿的自形-半自形粒状结构; (b) 早阶段黄铁矿的压碎结构; (c) 主阶段黄铜矿被铜蓝沿周边交代而呈交代浸蚀结构; (d) 主阶段黄铜矿分成2个世代, 其一与斑铜矿、闪锌矿共生, 其二分别交代斑铜矿、闪锌矿; (e) 主阶段自然金被包含在黄铁矿之中; (f) 主阶段自然金被包含在石英之中

Fig 4 The characters of ore fabrics from the Huachangou gold deposit

(a) -the pyrite with euhedral to sub-euhedral texture of early-stage; (b) -the pyrite with crushing texture of early-stage; (c) -the chalcopyrite edge oxidizing the covellite of middle-stage; (d) -the chalcopyrite having two generations of middle-stage, the one with the bonite and sphalerite paragenesis, the other replacing the bonite and sphalerite, respectively; (e) -the pyrite containing native gold of middle-stage; (f) -the quartz containing native gold of middle-stage

5~20 μm ; 室温下表现为气液两相 ($L_{\text{H}_2\text{O}} + V_{\text{H}_2\text{O}}$), 气液比 5%~90%, 以富液相包裹体为主, 较少出现富气相包裹体, 且后者气相常呈暗棕色 (图 5e)。

(2) $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体 (II 型)

多呈椭圆形、长条形或不规则形, 大小为 5~23 μm , 室温下表现为两相或三相 ($L_{\text{H}_2\text{O}} + L_{\text{CO}_2} \pm V_{\text{CO}_2}$), 其中 CO_2 相 ($L_{\text{CO}_2} + V_{\text{CO}_2}$, 图 5a-b) 所占比例差别较大, 可变化于 10%~90% 之间。根据包裹体中 CO_2 相所占比例可进一步将此类包裹体划分为富 CO_2 (II a) 型和富 H_2O (II b) 两个亚类。其中, II a 型包裹体 CO_2 相所占比例大于 50% (图 5j), 而 II b 中的 CO_2 相所占比例为 10%~50%。

(3) 纯 CO_2 包裹体 (III 型)

多呈椭圆形、长条形或不规则形, 大小为 5~12 μm , 室温下表现为单相或两相 (图 5j), 前者冷冻过程中出现 CO_2 气相。

(4) 含子矿物包裹体 (IV 型)

多呈不规则形, 大小约 7~12 μm ; 子矿物为未鉴定透明 (图 5d) 或不透明粒状物, 此类包裹体的气相成分主要为 H_2O , 在主成矿期矿物中多为随机分布, 数量较少, 常与 I 型包裹体共生。

各热液阶段形成的脉石矿物中含有数量不等、类型不同的流体包裹体组合。早阶段无矿石英脉以发育纯 CO_2 包裹体及 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体为特征, 并见少量水溶液包裹体。这些包裹体多呈长条形或不规则形, 一般 5~13 μm , 个别可达

20 μm 左右, 成群或孤立分布; 水溶液包裹体中气相所占比例变化于 15%~80% 之间, 以含量 20%~50% 者为最多。 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体中 $L_{\text{CO}_2} + V_{\text{CO}_2}$ 相所占比例为 20%~80%, 其中以 50%~80% 为主。主成矿阶段包裹体类型复杂, 包括上述 4 类包裹体, 其中水溶液包裹体大量发育。水溶液包裹体多呈椭圆形、不规则形或负晶形, 一般 5~20 μm , 个别可达 60 μm 左右, 气相所占比例介于 10%~90% 之间; 原生水溶液包裹体成群或孤立分布, 而次生的水溶液包裹体则多为不规则状并沿裂隙分布。 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体一般 5~23 μm , $L_{\text{CO}_2} + V_{\text{CO}_2}$ 相所占比例为 10%~90%, 随机、成群或孤立分布, 部分石英颗粒内部可见 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体沿愈合裂隙分布但并未切穿颗粒, 表明其属假次生成因。纯 CO_2 包裹体一般 5~12 μm , 成群、孤立或是沿着主矿物生长环带呈线状分布, 并与 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体和水溶液包裹体共生 (图 5h-j)。含子矿物包裹体数量极少, 且个体较小, 其中有一个包裹体子矿物不透明, 立方状, 按其晶形, 推测可能为黄铁矿。晚阶段仅见水溶液包裹体, 大小一般 5~13 μm , 气液比集中于 5%~30%, 成群或孤立分布。

3.3 显微测温研究

冷热台显微测温共获得 496 件流体包裹体测温数据 (表 1 和图 6)。

3.3.1 2b 矿带

2b 矿带主成矿阶段石英中流体包裹体主要为水溶液包裹

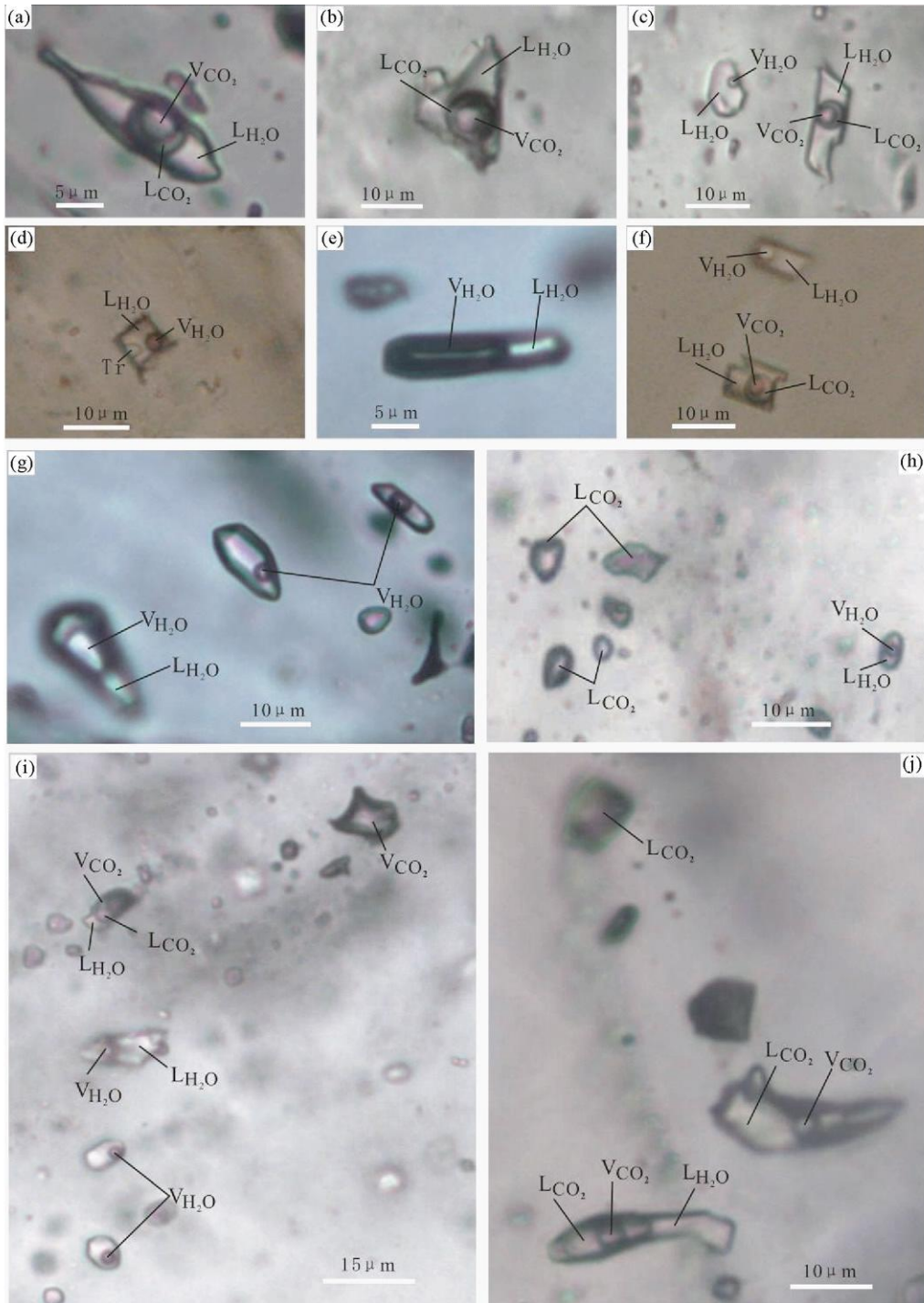


图 5 铀厂沟金矿床包裹体显微照片

(a)-1c矿带早阶段石英中II型包裹体; (b)-1c矿带主成矿阶段石英中II型包裹体; (c)-1c矿带主成矿阶段石英中I型包裹体和II包裹体共存; (d)-1b矿带主成矿阶段含子矿物包裹体; (e)-2b矿带主成矿阶段富气体水溶液包裹体; (f)-1b矿带中I型和II包裹体共存; (g)-1c矿带主成矿阶段石英中不同气液比的I型包裹体; (h)-1b矿带主成矿阶段石英中I型包裹体和III型包裹体共存; (i)-1c矿带主成矿阶段石英中I型、II型和III型包裹体共存,显示流体不混溶; (j)-2b矿带主成矿阶段石英中IIa型和III型包裹体共存。图中缩写: V_{CO_2} -气相 CO_2 ; L_{CO_2} -液相 CO_2 ; V_{H_2O} -气相 H_2O ; L_{H_2O} -液相 H_2O ; Tr未鉴定透明粒状子矿物

Fig 5 Microphotographs of fluid inclusions of the Huachanggou gold deposit

(a)-the type II fluid inclusion in early-stage quartz of the 1c ore belt (b)-the type II fluid inclusion in middle-stage quartz of the 1c ore belt (c)-coexisting type I and type II fluid inclusion in middle-stage quartz of the 1c ore belt (d)-the type IV fluid inclusion containing transparent daughter mineral in middle-stage quartz of the 1b ore belt (e)-type I fluid inclusion containing more H_2O vapor than H_2O liquid in middle-stage quartz of the 2b ore belt (f)-coexisting type I and type II fluid inclusion in middle-stage quartz of the 1b ore belt (g)-type I fluid inclusion with different gas-liquid ratios in middle-stage quartz of the 1c ore belt (h)-coexisting type I and type III fluid inclusion in middle-stage quartz of the 1b ore belt (i)-coexisting type I, II and III fluid inclusion in middle-stage quartz of the 1c ore belt, showing immiscible fluids (j)-coexisting type IIa and type III fluid inclusion in middle-stage quartz of the 2b ore belt. Abbreviations in the figure: V_{CO_2} -gaseous CO_2 ; L_{CO_2} -liquid CO_2 ; V_{H_2O} -gaseous H_2O ; L_{H_2O} -liquid H_2O ; Tr unidentified transparent granular daughter mineral

ore belt (f)-coexisting type I and type II fluid inclusion in middle-stage quartz of the 1b ore belt (g)-type I fluid inclusion with various vapor/liquid ratios in middle-stage quartz of the 1c ore belt (h)-coexisting type I and type III fluid inclusion in middle-stage quartz of the 1b ore belt (i)-coexisting type I fluid inclusions, type II fluid inclusion and type III fluid inclusion in middle-stage quartz of the 1c ore belt implying for fluid immiscibility effect (j)-coexisting type I and type III fluid inclusion in middle-stage quartz of the 2b ore belt Abbreviation $V_{CO_2-CO_2}$ vapor $L_{CO_2-CO_2}$ liquid $V_{H_2O-H_2O}$ vapor $L_{H_2O-H_2O}$ liquid T=unidentified transparent daughter mineral

表 1 铔厂沟金矿流体包裹体显微测温结果

Table 1 Microthermometric data of the Huachanggou gold deposit

| 矿带 | 成矿阶段 | 类型 | 数量 | T_{m, CO_2} (°C) | $T_{m, ch}$ (°C) | T_{h, CO_2} (°C) | $T_{m, ice}$ (°C) | $T_{h, tot}$ (°C) |
|------|------|-----|----|--------------------|------------------|--------------------|-------------------|-------------------|
| 2b矿带 | 主阶段 | I | 47 | | | | -2.7~ -0.1 | 243~ 393 |
| | | II | 35 | -58.5~ -56.6 | 7.4~ 9.8 | 9.8~ 30.1 | | 255~ 382 |
| | | III | 46 | -58.9~ -57.2 | | -3.4~ 18.3 | | |
| 1b矿带 | 主阶段 | I | 47 | | | | -3.7~ -0.1 | 208~ 382 |
| | | II | 23 | -58.2~ -56.6 | 7.9~ 10.1 | 18.1~ 31 | | 259~ 374 |
| | | III | 46 | -58.7~ -56.6 | | -29.3~ 26.6 | | |
| 1c矿带 | 早阶段 | I | 37 | | | | -2~ -0.1 | 272~ 385 |
| | | II | 13 | -58.1~ -56.6 | 7.3~ 9.8 | 10.7~ 21.8 | | 290~ 385 |
| | | III | 35 | -58~ -56.6 | | 2.7~ 25.7 | | |
| | 主阶段 | I | 46 | | | | -6.6~ -2.3 | 232~ 347 |
| | | II | 55 | -57.5~ -56.6 | 3.5~ 9.8 | 6.3~ 28.2 | | 233~ 395 |
| | | III | 25 | -58.7~ -56.6 | | -0.4~ 28.1 | | |
| 晚阶段 | I | 41 | | | | -4.1~ -0.1 | 118~ 228 | |

注: T_{m, CO_2-CO_2} 固相熔化温度; $T_{m, ch}$ - CO_2 笼合物消失温度; T_{h, CO_2} - CO_2 部分均一温度; $T_{m, ice}$ 冰点温度; $T_{h, tot}$ 完全均一温度

体、 CO_2-H_2O 包裹体和纯 CO_2 包裹体。水溶液包裹体极为发育, 获得其冰点温度变化于 $-2.7 \sim -0.1^\circ C$, 对应的包裹体盐度为 $0.18\% \sim 4.49\%$ NaCl_{eqv} 包裹体向液相或气相均一, 均一温度为 $243 \sim 393^\circ C$ 。纯 CO_2 包裹体室温下表现为单相, 冷冻过程中可出现 CO_2 气相, 回温过程中固态 CO_2 初熔温度为 $-58.9 \sim -57.2^\circ C$, CO_2 部分均一于 $-3.4 \sim 18.3^\circ C$, 均一方式以液相均一为主, 偶见气相均一。 CO_2-H_2O 包裹体完全冷冻后回温过程中, 固态 CO_2 初熔温度为 $-58.5 \sim -56.6^\circ C$, 低于 CO_2 的三相点 ($-56.6^\circ C$), 表明可能含 CH_4 、 N_2 等组分, 与激光拉曼光谱测试结果吻合; 笼合物熔化温度为 $7.4 \sim 9.8^\circ C$, 据此计算得到包裹体盐度 $0.63\% \sim 4.98\%$ NaCl_{eqv}, CO_2 部分均一温度为 $9.8 \sim 30.1^\circ C$, 均一至液相; 加热至 $255 \sim 382^\circ C$ 时, 包裹体达到完全均一, 而均一方式包括气相均一和液相均一; 加热过程中, 部分充填度较高的包裹体在完全均一前发生爆裂, 其爆裂温度约 $258 \sim 350^\circ C$ 。

3.3.2 1b矿带

1b矿带主成矿阶段发育前述 4 种类型包裹体。其中, 水溶液包裹体占主导, 气液比介于 $1\% \sim 90\%$, 冰点温度变化于 $-3.7 \sim -0.1^\circ C$, 相应的盐度为 $0.18\% \sim 6.01\%$ NaCl_{eqv} 包裹体向液相均一, 均一温度为 $208 \sim 382^\circ C$ 。纯 CO_2 包裹体初熔温度为 $-58.7 \sim -56.6^\circ C$, CO_2 全部均一到液相, 部分均一温度为 $-29.3 \sim 26.6^\circ C$, 均一温度变化较大, 表明成矿流体的密度变化较大。对于 CO_2-H_2O 包裹体, 其 CO_2/H_2O 介于 $20\% \sim 90\%$, 初熔温度为 $-58.2 \sim -56.6^\circ C$, 略低于纯

CO_2 固相初熔值, 表明其成分中除 CO_2 外可能含其它气体组分, 激光拉曼光谱分析发现 CO_2-H_2O 型包裹体中含有一定数量的 N_2 ; CO_2 笼合物消失温度变化于 $7.9 \sim 10.1^\circ C$, CO_2 部分均一温度介于 $18.1 \sim 31^\circ C$, 向液相均一; 完全均一温度变化于 $259 \sim 374^\circ C$, 均一方式以向液相均一为主, 偶见临界均一; 据笼合物融化温度获得该类包裹体盐度变化于 $0.02\% \sim 4.07\%$ NaCl_{eqv}。同时, 该矿带中还可见到含子矿物包裹体, 但含量较少且个体较小, 难以进行显微热力学分析; 仅获得 1 个含暗色不溶子矿物的气泡消失温度 $217^\circ C$, 而子矿物加热至 $550^\circ C$ 仍未溶解。

3.3.3 1c矿带

1c矿带成矿早阶段石英包含水溶液包裹体、 CO_2-H_2O 包裹体和纯 CO_2 包裹体。其中, 水溶液包裹体冰点温度约 $-2 \sim -0.1^\circ C$, 对应盐度为 $0.18\% \sim 3.39\%$ NaCl_{eqv} 包裹体在 $272 \sim 385^\circ C$ 时向液相均一。纯 CO_2 包裹体的初熔温度为 $-58 \sim -56.6^\circ C$, 在 $2.7 \sim 25.7^\circ C$ 时向液相均一。 CO_2-H_2O 包裹体初熔温度为 $-58.1 \sim -56.6^\circ C$, 略低于纯 CO_2 固相初熔温度值, 表明有其它气体, 激光拉曼光谱分析显示为 CH_4 、 N_2 (图 7a); 其笼合物熔化温度为 $7.3 \sim 9.8^\circ C$, 相应盐度为 $0.43\% \sim 5.14\%$ NaCl_{eqv}, CO_2 部分均一温度为 $10.7 \sim 21.8^\circ C$, 均向液相均一; 完全均一温度为 $290 \sim 385^\circ C$, 全部向液相均一。

主成矿阶段石英包含水溶液包裹体、 CO_2-H_2O 包裹体和纯 CO_2 包裹体, 以水溶液包裹体为主。其中, 水溶液包裹体

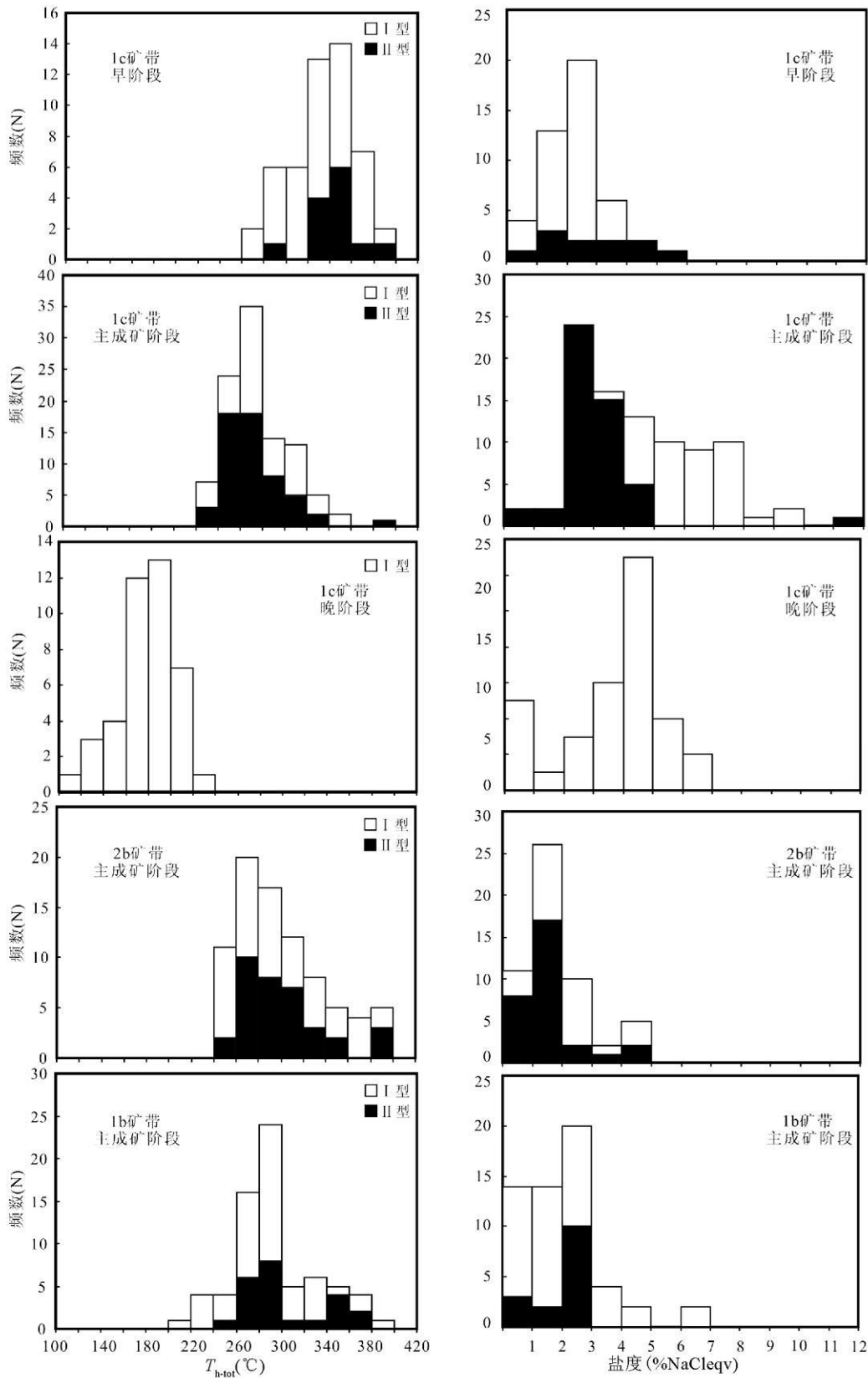


图 6 铀厂沟各阶段流体包裹体均一温度和盐度直方图

Fig 6 Histogram of homogenization temperatures and salinities of fluid inclusions in different stage quartz

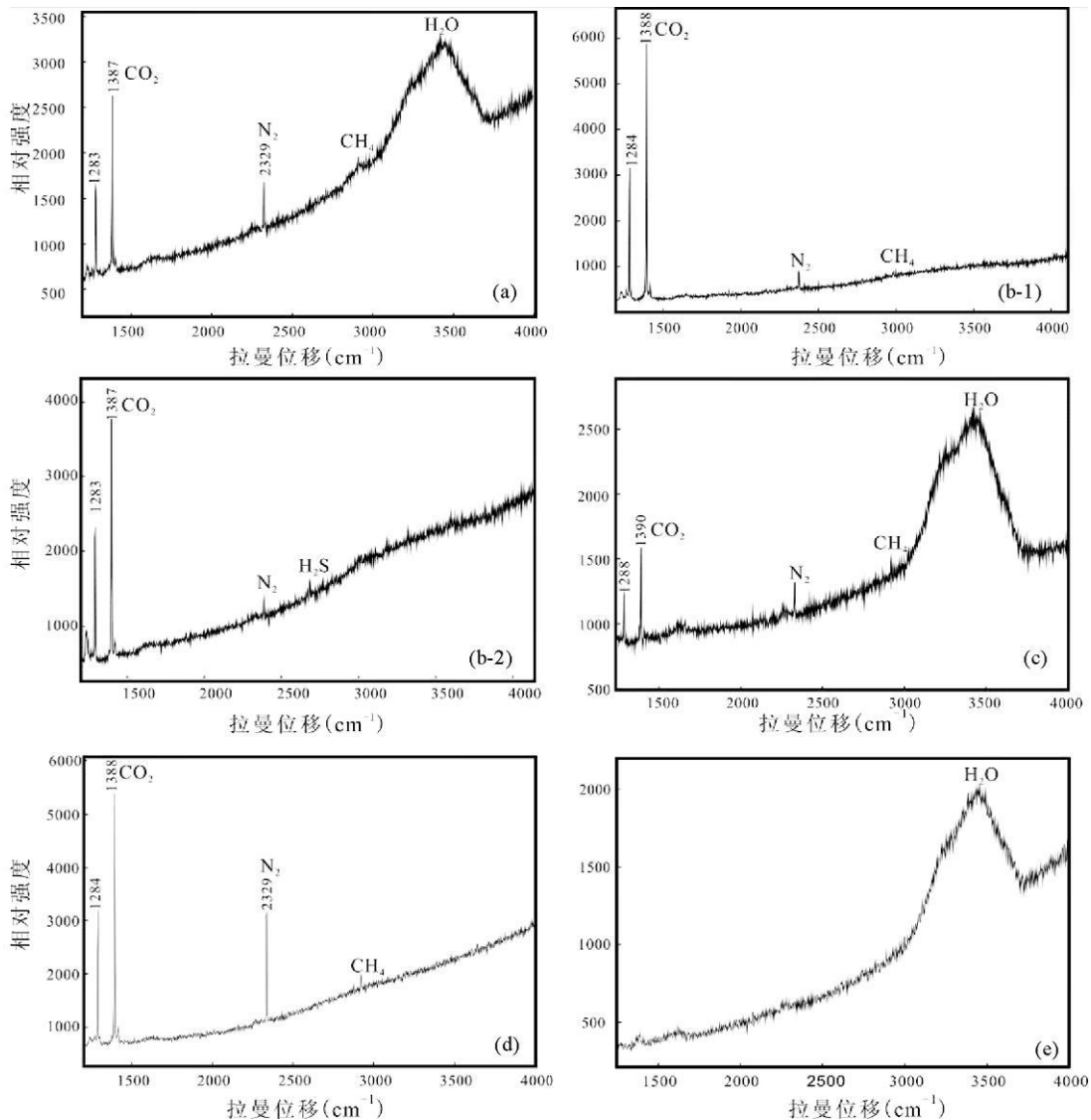


图7 钒厂金矿流体包裹体拉曼图谱

(a) 早阶段 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体气相成分含 N_2 和 CH_4 ; (b-1)、(b-2) 早阶段纯 CO_2 包裹体气相成分含 N_2 、 CH_4 和 H_2S (c) 主阶段 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体气相成分含 N_2 和 CH_4 ; (d) 主阶段纯 CO_2 包裹体气相成分含 N_2 和 CH_4 ; (e) 晚阶段水溶液包裹体液相中的 H_2O

Fig 7 Laser Raman spectra of fluid inclusions of the Huachanggou gold deposit

(a) -the early-stage $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ inclusion contain N_2 and CH_4 ; (b-1), (b-2) -the early-stage pure CO_2 with contain N_2 , CH_4 and H_2S (c) -the middle-stage $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ inclusion contain N_2 and CH_4 ; (d) -the middle-stage pure CO_2 inclusion contain N_2 and CH_4 ; (e) - H_2O -spectrum of the late-stage aqueous inclusion

冰点温度为 $-6.6 \sim -2.3^\circ\text{C}$, 相应盐度为 $3.87\% \sim 9.98\% \text{ NaCl eq}$, 均一温度变化于 $232 \sim 347^\circ\text{C}$ 。纯 CO_2 包裹体较少, 初熔温度为 $-58.7 \sim -56.6^\circ\text{C}$, 在 $-0.4 \sim 28.1^\circ\text{C}$ 时向液相均一。 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体较为发育, 其初熔温度为 $-57.5 \sim -56.6^\circ\text{C}$, 略低于纯 CO_2 固相初熔温度值, 表明可能含 CH_4 、 N_2 等组分, 与激光拉曼光谱测试结果吻合; CO_2 笼合物熔化温度变化于 $3.5 \sim 9.8^\circ\text{C}$, 相应盐度为 $0.43\% \sim 11.19\% \text{ NaCl eq}$, CO_2 部分均一温度为 $6.3 \sim 28.2^\circ\text{C}$, 并在 $233 \sim 395^\circ\text{C}$ 时完全均一, 以液相均一为主, 偶见气相均一。部分

$\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体在均一前发生爆裂或渗漏, 爆裂温度为 $210 \sim 290^\circ\text{C}$ 。

晚阶段石英-碳酸盐脉中仅见水溶液包裹体, 其冰点温度为 $-4.1 \sim -0.1^\circ\text{C}$, 相应盐度为 $0.18\% \sim 6.59\% \text{ NaCl eq}$, 通过气相消失达完全均一, 均一温度为 $118 \sim 228^\circ\text{C}$ 。

3.4 激光拉曼光谱测试结果

流体包裹体激光拉曼光谱测试表明, 成矿早阶段石英脉中的 II 型包裹体中液相成分主要为水 (特征峰 $3645 \sim$

3750 cm^{-1}), 气相成分主要为 CO_2 (特征峰 1386~1390 cm^{-1} 和 1284 cm^{-1}), 而气相成分中则除了 CO_2 还有一定量的 CH_4 (特征峰 2913~2919 cm^{-1}) 和 N_2 (特征峰 2328~2333 cm^{-1}) (图 7a)。III型包裹体中流体成分同样除了 CO_2 还有一定量的 CH_4 、 N_2 (图 7b-1), 出现明显的 H_2S 特征峰 (图 7b-2 特征峰 2609~2613 cm^{-1})。对于主成矿阶段, 1b、1c、2b 矿带同类包裹体成分类似: II型包裹体气相成分为 CO_2 , 部分含少量 $\text{CH}_4 + \text{N}_2$ (图 7c); III型包裹体除 CO_2 外, 部分也含少量 $\text{CH}_4 + \text{N}_2$ (图 7d)。晚阶段石英中的 I 型包裹体气液相成分较简单, 主要为 H_2O (图 7e)。

3.5 成矿压力和深度的估算

对于早、主成矿阶段, 估算流体包裹体最小压力的步骤如下: (1) 根据 CO_2 - H_2O 包裹体的部分均一温度, 在含 CO_2 包裹体均一温度和 CO_2 相密度关系图解上 (Shepherd *et al.*, 1985) 查得 CO_2 相的密度; (2) 对于盐度在 6% NaCl_{eqv} 左右的包裹体, 根据密度和完全均一温度, 在图 8a 中查得摩尔分数和体积分数, 然后在图 8b 中查得压力; (3) 对于盐度介于 0~6% NaCl_{eqv} 的包裹体, 根据密度和完全均一温度, 用盐度为 6% NaCl_{eqv} 的 CO_2 - H_2O 体系相图和无盐 CO_2 - H_2O 体系相图 (Schwartz 1989) 分别求得结果, 然后用内插法求得包裹体均一压力。但是, 可能由于所研究的包裹体实际盐度较高, 所测得数据几乎都无法在无盐 CO_2 - H_2O 体系相图中获得数据点, 因此只能采用盐度为 6% NaCl_{eqv} 的 CO_2 - H_2O 体系相图估算盐度为 0~6% NaCl_{eqv} 的包裹体的压力。

前述包裹体测温 and 激光拉曼表明, 早、主阶段捕获的包裹体普遍含有一定量的 N_2 及少量 CH_4 。为减少体系选择的影响, 仅选取 CO_2 固相熔化温度大于 -57.0 $^\circ\text{C}$ 的包裹体进行估算, 估算结果显示 (图 8), 1c 矿带包裹体早阶段压力为 190~220 MPa 主阶段压力降低, 为 120~180 MPa。考虑到矿区 and 较大区域范围内的岩石类型主要为碳硅泥岩夹细碧岩构造透镜体, 故设其岩石密度 2.7 $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$, 估算得到中阶段成矿深度为 4.4~6.7 km。2b 主成矿阶段流体包裹体压力为 120~195 MPa 据此压力估算的成矿深度为 4.4~7.2 km (设岩石密度为 2.7 $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$)。1b 主成矿阶段流体包裹体压力为 70~190 MPa 其压力最大值是最小值的 2.71 倍, 刚好等于中上地壳岩石密度值 (通常认为 2.5~2.8 $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$), 说明主成矿阶段的流体压力经历静岩压力到静水压力的转换, 并且最大值与最小值分别代表了静岩压力和静水压力, 这与断控造山型矿床的断层阀模式规律一致 (Sibson *et al.*, 1988; Kerich *et al.*, 2000; 祁进平等, 2007; 李晶等, 2007; 武广等, 2007; 邓小华等, 2008)。因此, 可推断主成矿阶段的成矿深度为 7 km 左右。

综上所述, 2b 矿带的成矿深度略高于 1b 和 1c 矿带, 但总体一致, 即 5~7 km。

4 讨论

4.1 成矿流体的物理化学性质及其演化

铍厂沟矿床流体包裹体研究表明, 成矿流体的演化从早到晚具有一定的规律性 (图 9)。

1c 矿带: 流体成分从早阶段 H_2O - CO_2 - N_2 - CH_4 - H_2S 体系经主阶段 H_2O - CO_2 - N_2 - CH_4 体系, 向晚阶段 H_2O 体系演化, CO_2 、 N_2 、 CH_4 、 H_2S 等挥发份含量逐步降低; 流体均一温度从早阶段 320~360 $^\circ\text{C}$ 经主阶段 240~320 $^\circ\text{C}$, 到晚阶段 118~228 $^\circ\text{C}$, 逐步降低; 水溶液包裹体盐度从早阶段 0.18%~3.39% NaCl_{eqv} 经主阶段 3.87%~9.98% NaCl_{eqv} 到晚阶段 0.18%~6.59% NaCl_{eqv} 呈先增高后降低的趋势。

1b 矿带: 主阶段成矿流体为 H_2O - CO_2 - N_2 - CH_4 体系; 流体均一温度集中于 260~300 $^\circ\text{C}$, 盐度为 0.02%~6.01% NaCl_{eqv} 压力为 70~190 MPa。2b 矿带: 主阶段成矿流体为 H_2O - CO_2 - N_2 - CH_4 体系; 流体均一温度集中于 260~300 $^\circ\text{C}$, 盐度为 0.18%~4.49% NaCl_{eqv} 压力为 120~195 MPa。因此, 2b 矿带与 1b 矿带的成矿流体均具中温、低盐度、富 CO_2 特点, 均属于 H_2O - CO_2 \pm N_2 \pm CH_4 体系。

综上所述, 铍厂沟金矿初始成矿流体为富含 CO_2 、中高温热液; 经 CO_2 逸失, 温度下降, 压力减小等过程过渡为中温、含 CO_2 流体; 最后演化为低温、低盐度、贫 CO_2 的热液。

4.2 流体不混溶与矿质沉淀

铍厂沟金矿主成矿阶段的石英中包裹体类型复杂, 包含了 4 类包裹体, 这些包裹体具有以下特征: (1) 在同一视域下可见 I 型包裹体和 II 型包裹体共生, 表明这些包裹体是同时被捕获的; 局部也可见 III 型包裹体和 I 型或 II 型包裹体密切共生 (图 5i-j), 同样表明这些包裹体是同时被捕获的; (2) I 型包裹体相比悬殊, 完全均一温度相近; (3) II 型包裹体均一方式各异, 且均一温度相近; (4) I 型包裹体完全均一温度和 II 型包裹体完全均一温度相近 (图 9); (5) 包裹体盐度以主阶段最高; (6) 主阶段包裹体密度分为高低两组, 即 0.72~0.87 $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ 和 0.58~0.63 $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ 。以上特征说明这些流体包裹体是从非均匀流体中捕获的, 代表了振荡性压力变化和流体不混溶, 表明流体不混溶或沸腾在铍厂沟矿床形成过程非常强烈和广泛; 而且, 这种不混溶或沸腾所导致 CO_2 大量逸逸的现象在其他造山型矿床已有报道 (Hagemann and Luders 2003; Chen *et al.*, 2006; Fan *et al.*, 2000; 2003; Zhang *et al.*, 2006; 2011; 范宏瑞等, 2003; 陈华勇等, 2004; 祁进平等, 2007; 李文博等, 2007; 张祖青等, 2007; 邓小华等, 2008); 大量挥发性气体逃逸, 一方面使流体盐度增高, 另一方面造成流体 pH 值升高, 氧化性降低或还原性增强, 促使 Au 等成矿物质快速沉淀。因此, 我们认为铍厂沟成矿流体不混溶作用是导致 CO_2 大量逸逸、成矿物质快速沉淀的主要机制。

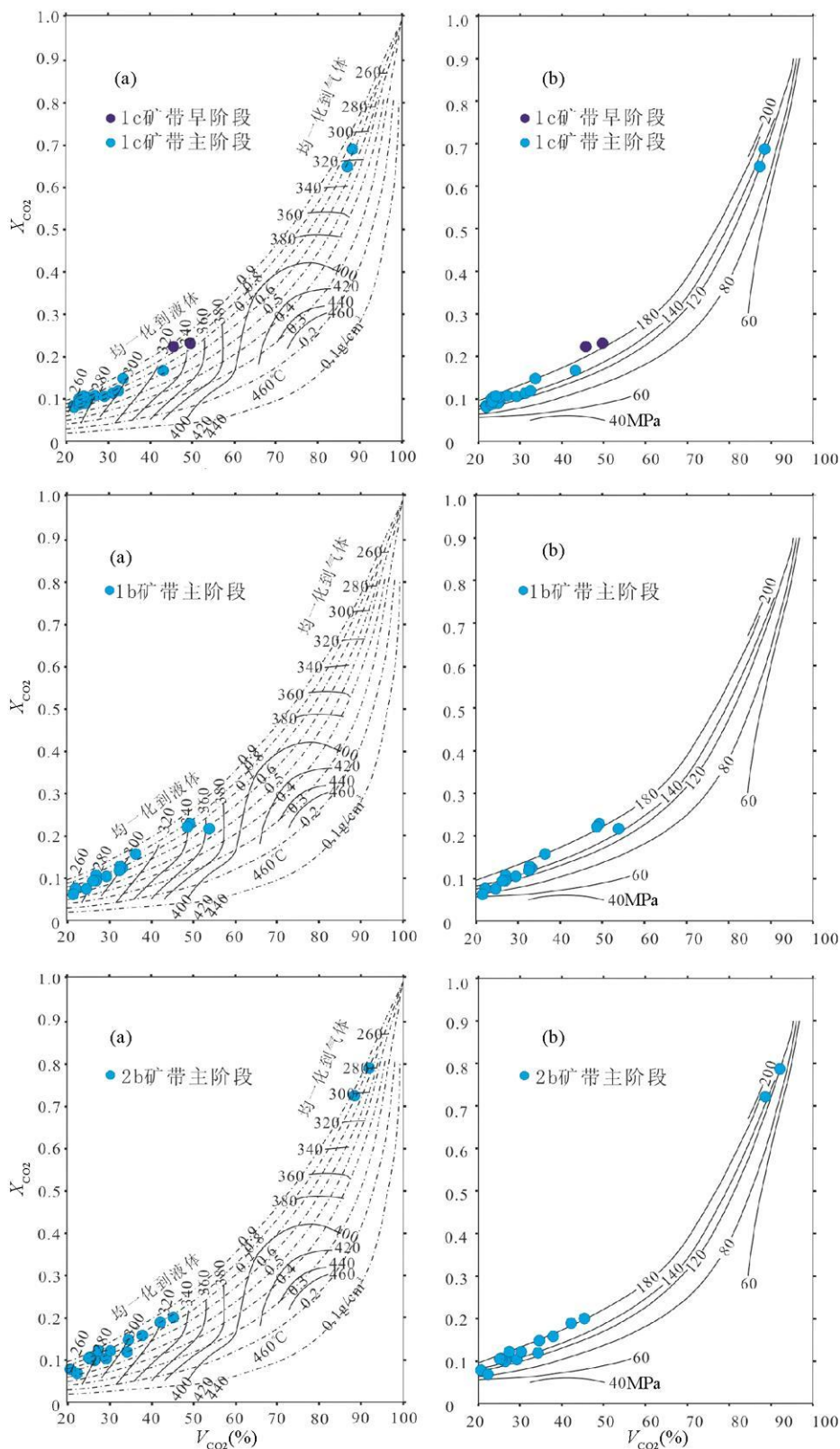


图 8 盐度为 6% NaCl_{eqv} 的 CO₂-H₂O-NaCl 包裹体 X_{CO_2} 、 V_{CO_2} 、 ρ_{CO_2} 与 T_h 体系图 (a) 和 X_{CO_2} 、 V_{CO_2} 与 P 体系图 (b) (底图据 Schwartz 1989)

Fig 8 Relationship of X_{CO_2} 、 V_{CO_2} 、 ρ_{CO_2} density to T_h (a) and Relationship of X_{CO_2} 、 V_{CO_2} to P (b) of the CO₂-H₂O-NaCl fluid inclusion with salinity of 6% NaCl_{eqv} (after Schwartz 1989)

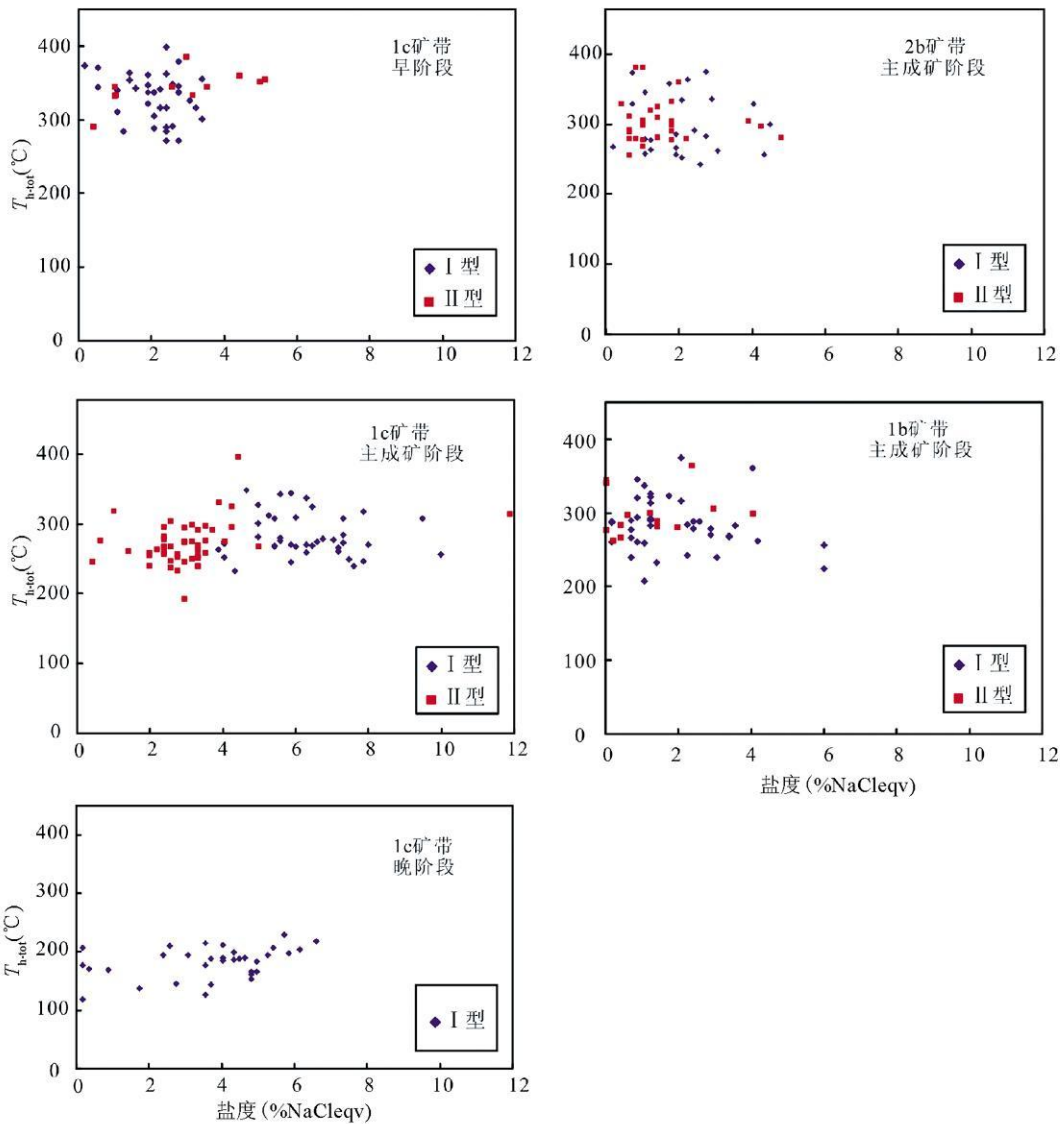


图9 铔厂沟包裹体均一温度-盐度图

Fig 9 Homogenization temperature-salinity plots for fluid inclusions of the Huachanggou gold deposit

4.3 矿床成因类型

综合矿床地质特征和流体包裹体研究,铔厂沟金矿具有如下基本特征:

(1)矿床主要受韧性剪切带和断裂构造控制,矿体产状与剪切带和断裂一致。

(2)成矿早阶段矿物组合以石英-黄铁矿组合为特征,主阶段以多金属硫化物和自然金为标志,其中黄铁矿为主要的载金矿物,晚阶段为几乎不含矿的石英-碳酸盐细脉;矿石结构显示成矿过程具有多阶段性,并表现出早、主阶段为挤压构造环境,晚阶段为伸展环境。

(3)主要围岩蚀变为黄铁矿化、硅化、铁白云石化、碳酸盐化和绢云母化等,蚀变分带不明显。

(4)成矿流体属 H_2O-CO_2-NaCl 体系,含少量 CH_4 、 N_2 、 H_2S 等;成矿流体温度范围为 $208 \sim 395^\circ C$,集中于 $240 \sim 320^\circ C$,成矿压力范围为 $70 \sim 195 MPa$ 成矿深度为 $5 \sim 7 km$,属于典型的中温中浅成矿床,且从早到晚温度、压力降低。

(5)蚀变细碧岩中铬云母 K-Ar 年龄测定(宗静婷, 2004a)显示流体成矿年龄为 $144.2 \pm 14.9 Ma$ 成矿作用与秦岭中生代碰撞造山作用有密切的时间、空间联系,成矿作用发生在陆陆碰撞造山事件的挤压向伸展转换期。

所有上述特征与国内外典型造山型矿床(Kerrich *et al.*, 2000; Hagemann and Luders, 2003; Groves *et al.*, 2003; Chen *et al.*, 2006; 陈华勇等, 2004; 祁进平等, 2007; 李文博等, 2007; 张祖青等, 2007; 邓小华等, 2008)完全一致,指示铔厂沟金矿床应为造山型矿床。

4.4 成矿构造背景和机制

我国丰富的碰撞造山带内蕴涵大量热液矿床,且大规模成矿事件明显滞后于古洋盆闭合时间,甚至滞后于陆陆碰撞起始时间,陈衍景和富士谷(1992)、Chen *et al.* (2004, 2005, 2006)提出并多次例证了碰撞造山成岩成矿与流体作用模式(CMF模式),即碰撞造山带的A型俯冲成矿模式,将其模式D带内的金等多类矿床归为造山型矿床。

目前研究表明,华北与华南克拉通之间的古特提斯洋于晚三叠世完成自东向西拉链式拼合和碰撞,秦岭地区的缝合时间为230~200Ma。秦岭造山带的构造背景由洋陆俯冲与陆陆碰撞并存,逐步转变为陆陆碰撞体制(陈衍景, 2010)。造山带的侧向缩短在侏罗纪仍然非常强烈,结束于侏罗与白垩之交,秦岭造山带过渡到挤压向伸展的转变期(陈衍景和富士谷, 1992)。铔厂沟金矿床蚀变细碧岩中铬云母K-Ar年龄测定(宗静婷, 2004a),表明流体成矿年龄为 144.2 ± 14.9 Ma处于侏罗-白垩纪之交,即碰撞造山过程由挤压向伸展的转变期。铔厂沟金矿的形成适合于CMF模式解释:侏罗纪时期,秦岭造山带处于强烈的陆陆碰撞阶段,扬子陆块沿勉略缝合带向北俯冲于秦岭微板块(南秦岭)之下,由于减压升温,下插的A型俯冲板片发生变质脱水,诱发了铔厂沟金矿成矿系统的发育,并为成矿系统提供了部分成矿流体、热能和成矿物质。铔厂沟金矿早阶段主要发育低盐度CO₂-H₂O型包裹体,且N₂、CH₄含量较高,属变质流体的典型特征(Kerrick *et al.*, 2000; Zacharias *et al.*, 2009)。而且,矿石结构显示早阶段总体发生在挤压构造背景。到碰撞中期,构造背景由挤压向伸展转变,进入主成矿阶段,深部含矿流体沿深大断裂向上运移至岩石韧-脆性转化界面,断层阀作用导致反复的压力振荡,静岩压力的CO₂-H₂O型流体(高压组包裹体)密度较高,减压沸腾后,不仅使成矿系统的能量逸失,而且派生高CO₂/H₂O比值、低密度的CO₂-H₂O型包裹体和较高盐度的水溶液包裹体,甚至含子矿物包裹体。而到碰撞造山作用晚期,温度明显下降,只发育低盐度水溶液包裹体。晚阶段明显的张性结构构造和包裹体特征表明,此时流体系统已趋于开放,应处于相对伸展的环境。

5 结论

(1)铔厂沟金矿主要发育CO₂-H₂O包裹体、纯CO₂包裹体和水溶液包裹体,偶见含子矿物包裹体。早阶段石英主要发育纯CO₂包裹体和CO₂-H₂O包裹体,主阶段以水溶液包裹体为主,晚阶段只发育水溶液包裹体,表明成矿流体从富CO₂向贫CO₂演化。

(2)铔厂沟金矿1c矿带早阶段、主阶段和晚阶段流体包裹体均一温度分别集中在320~360℃, 240~320℃, 118~228℃;早阶段盐度为0.43%~5.14% NaCl_{eq},主阶段略高,介于0.43%~11.19% NaCl_{eq},而晚阶段则不高于6.59%

NaCl_{eq}。1b和2b矿带主阶段流体包裹体均一温度均集中在260~300℃,盐度较低,分别为0.02%~6.01% NaCl_{eq}, 0.18%~4.49% NaCl_{eq}。总体来说,成矿流体系统由早期的富CO₂、低盐度的热液,演化为晚期低温、低盐度的水溶液流体。

(3)主成矿阶段的石英捕获了I型、II型、III型和IV型4种原生包裹体,其均一温度相近,均一方式多样,指示成矿流体在主成矿阶段发生不混溶,导致CO₂等挥发分逃逸,大量成矿物质沉淀。

(4)铔厂沟金矿是秦岭中生代陆陆碰撞体制下形成的造山型金矿床。

致谢 研究工作得到陈衍景教授的指导,野外工作得到铔厂沟金矿同行们的大力支持和西北大学张复新教授的指导,实验工作得到了广州地球化学所硕士研究生刘春发的指导,数据处理工作得到了广州地球化学所博士研究生杨艳、朱明田的指导,论文写作得到毛世东、李诺、邓小华的帮助,两位评审人提出了宝贵的修改意见,特致谢意!

References

- Bai Z. 1996. Genesis of the huachanggou gold deposit in Shaanxi Province. *Mineral Resources and Geology*, 10(52): 108-113 (in Chinese with English abstract)
- Bodnar R J. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57: 683-684
- Chen HY, Chen YJ, Ni P and Zhang ZJ. 2004. Fluid inclusion study of the Sawayardun Au deposit in southern Tianshan, China: Implication for ore genesis and exploration. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 24(3): 46-54 (in Chinese with English abstract)
- Chen YJ and Fu SG. 1992. Gold mineralization in West Henan, China. *Beijing: Seismological Press*, 1-234 (in Chinese with English abstract)
- Chen YJ, Li C, Zhang J, Li Z and Wang HH. 2000. Sr and O isotopic characteristics of porphyries in the Qinling molybdenum deposit belt and their implication to genetic mechanism and type. *Science in China (Series D)*, 43(Suppl.): 82-94
- Chen YJ, Pirajno F and Sui YH. 2004. Isotope geochemistry of the Tieluping silver deposit, Henan, China: A case study of orogenic silver deposits and related tectonic setting. *Mineralium Deposita*, 39: 560-575
- Chen YJ, Zhang J, Zhang FX, Pirajno F and Li C. 2004. Carlin and Carlin-like gold deposits in western Qinling Mountains and their metallogenetic time, tectonic setting and model. *Geological Review*, 50: 134-152 (in Chinese with English abstract)
- Chen YJ, Pirajno F and Qi JP. 2005. Origin of gold metallogeny and sources of ore-forming fluids in the Jiaodong province, eastern China. *International Geology Review*, 47: 530-549
- Chen YJ, Pirajno F, Qi JP, Li J and Wang HH. 2006. Ore geology, fluid geochemistry and genesis of the Shanggong gold deposit, eastern Qinling Orogen, China. *Resource Geology*, 56(2): 99-116
- Chen YJ, Chen HY, Zaw K, Pirajno F and Zhang ZJ. 2007. Geodynamic settings and tectonic model of skarn gold deposits in China: An overview. *Ore Geology Reviews*, 31: 139-169
- Chen YJ, Zhai MG and Jiang SY. 2009. Significant achievements and open issues in study of orogenesis and metallogenesis surrounding the North China continent. *Acta Petrologica Sinica*, 25(11): 2695-

- 2726 (in Chinese with English abstract)
- Chen YJ. 2010. Indosinian tectonic setting, magmatism and metallogenesis in Qinling Orogen, Central China. *Geology in China* 37(4): 854–865 (in Chinese with English abstract)
- Collins PLF. 1979. Gas hydrates in CO₂-bearing fluid inclusions and use of freezing data for estimation of salinity. *Economic Geology*, 74: 1435–1444
- Deng XH, Li WB, Li N, Mei M and Zhang Y. 2008. Study of fluid inclusions and genesis of the Zhifangmo deposit in Songxian County, Henan Province. *Acta Petrologica Sinica* 24(9): 2133–2148 (in Chinese with English abstract)
- Fan HR, Xie YH, Zhao R and Wang YL. 2000. Dual origins of Xiaojinling gold-bearing quartz veins: Fluid inclusion evidences. *Chinese Science Bulletin* 45(15): 1424–1430
- Fan HR, Zhai MG, Xie YH and Yang JH. 2003. Ore-forming fluids associated with granite-hosted gold mineralization at the Sanshandao deposit, Jiaodong gold province, China. *Mineralium Deposita* 38(6): 739–750
- Fan HR, Xie YH, Zhai MG and Jin CW. 2003. A three-stage fluid flow model for Xiaojinling lode gold metallogenesis in the Henan and Shaanxi provinces, Central China. *Acta Petrologica Sinica* 19(2): 260–266 (in Chinese with English abstract)
- Groves DJ, Goldfarb RJ, Robert F and Hart CJR. 2003. Gold deposits in metamorphic belts: Overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance. *Economic Geology*, 98: 1–29
- Hagemann SG and Luders V. 2003. *P-T-X* conditions of hydrothermal fluids and precipitation mechanism of stibnite-gold mineralization at the Wiluna lode-gold deposits, Western Australia: Conventional and infrared microthermometric constraints. *Mineralium Deposita* 38: 936–952
- Jiang YH, Jin GD, Liao SY, Zhou Q and Zhao P. 2010. Geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic constraints on the origin of Late Triassic granitoids from the Qinling orogen, central China: Implications for a continental arc to continent-continent collision. *Lithos* 117: 183–197
- Kerrick R, Goldfarb RJ, Groves DJ, Gawin S and Jia YE. 2000. The characteristics, origins and geodynamic settings of supergiant gold metallogenetic provinces. *Science in China (Series D)*, 43 (Suppl): 1–68
- Li C, Chen YJ and He SD. 2001. East Qinling-Dabie Shan lithosphere delaminating age, mechanism and direction: Petrological evidences and stipulation. *Chinese Journal of Geochimistry*, 20(1): 59–72
- Li J, Chen YJ, Li QZ, Lai Y, Yang RS and Mao SD. 2007. Fluid inclusion geochemistry and genetic type of the Yangshan gold deposit, Gansu, China. *Acta Petrologica Sinica* 23(9): 2144–2154 (in Chinese with English abstract)
- Li N, Chen YJ, Zhang H, Zhao TP, Deng XH, Wang Y and Ni ZY. 2007. Molybdenum deposits in East Qinling. *Earth Science Frontiers* 14: 186–198 (in Chinese with English abstract)
- Li S, Jagoutz E, Chen Y and Li Q. 2000. Sm-Nd and Rb-Sr isotope chronology and cooling history of ultrahigh pressure metamorphic rocks and their country rocks at Shuanghe in the Dabie Mountain, central China. *Geochim. Cosmochim. Acta* 64: 1077–1093
- Li WB, Lai Y, Sun XW and Wang BG. 2007. Fluid inclusion study of the Bainaimiao Cu-Au deposit in Inner Mongolia, China. *Acta Petrologica Sinica* 23(9): 2165–2176 (in Chinese with English abstract)
- Ling WL, Gao S, Cheng JP, Jiang LS, Yuan HL and Hu ZC. 2006. Neoproterozoic magmatic events within the Yangtze continental interior and along its northern margin and their tectonic implication: Constraint from the ELA-EPM S U-Pb geochronology of zircons from the Huangling and Hannan complexes. *Acta Petrologica Sinica* 22(2): 387–396 (in Chinese with English abstract)
- Lu HZ, Fan HR, Ni P, Ou GX, Shen K and Zhang WH. 2004. Fluid inclusion. Beijing: Science Publishing House, 208–222 (in Chinese)
- Lu SN, Chen ZH, Li HK, Hao GJ and Xiang ZQ. 2005. Two magmatic belts of the Neoproterozoic in the Qinling Orogenic belt. *Acta Geologica Sinica* 79(2): 165–173 (in Chinese with English abstract)
- Meng QR and Zhang GW. 1999. Timing of the collision of the North and South China blocks: Controversy and reconciliation. *Geology*, 27: 123–126
- Meng QR and Zhang GW. 2000. Geologic framework and tectonic evolution of the Qinling orogen, central China. *Tectonophysics* 323: 183–196
- Qi JP, Chen YJ, Ni P, Lai Y, Ding YJ, Song YW and Tang GJ. 2007. Fluid inclusion constraints on the origin of the Lengshubeigou Pb-Zn-Ag deposit, Henan Province. *Acta Petrologica Sinica* 23(9): 2119–2130 (in Chinese with English abstract)
- Schwartz MO. 1989. Determining phase volumes of mixed CO₂-H₂O inclusions using microthermometric measurements. *Mineralium Deposita* 24: 43–47
- Shepherd TJ, Rankin AH and Alerton DHM. 1985. *A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies*. Blackie: Chapman Hall, 1–239
- Sibson RH, Robert F and Poulsen H. 1988. High angle reverse faults, fluid pressure cycling and mesothermal gold quartz deposits. *Geology*, 16: 551–555
- Sun WH, Zhou MF, Gao JF, Yang YH, Zhao XF and Zhao JH. 2009. Detrital zircon U-Pb geochronological and Lu-Hf isotopic constraints on the Precambrian magmatic and crustal evolution of the western Yangtze Block, SW China. *Precambrian Research* 172: 99–126
- Wei GF, Jiang XD, Liu YH and Du PX. 2000. Geological characteristics and ore-controlling factors of the Huachangou gold deposit. *Mineral Deposits* 19(2): 138–146 (in Chinese with English abstract)
- Wei GF, Chen XY and X in HG. 2004. Characteristics of the regional ductile shear zones in Huachangou gold deposit area in Lueyang, Shaanxi. *Geotectonica et Metallogenia* 28(2): 176–184 (in Chinese with English abstract)
- Wu FH, Liu SW, Li QG, Wang ZQ, Su L, Yang K, Zhang F, Yan QR and Yan Z. 2009. Zircon U-Pb geochronology and geological significance of Guangtoushan granitoids from western Qinling, Central China. *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis (online First)*, 1: 588–597 (in Chinese with English abstract)
- Wu G, Sun FY, Zhao CS, Ding QF and Wang L. 2007. Fluid inclusion study on gold deposits in northwestern Erguna metallogenetic belt, China. *Acta Petrologica Sinica* 23(9): 2227–2240 (in Chinese with English abstract)
- Yan QR, Wang ZQ, Yan Z, Andrew DH, Peter AD, Liu DY, Song B, Jian P and Wang T. 2003. Geochronology of the Bekou Group volcanic rocks: New results from SHRIMP zircon U-Pb dating. *Geological Bulletin of China* 22(6): 456–458 (in Chinese with English abstract)
- Yan QR, Hanson AD, Wang ZQ, Duschke PA, Yan Z, Wang T, Liu DY, Song B, Pan P, Zhou H and Jiang CF. 2004. Neoproterozoic subduction and rifting on the northern margin of the Yangtze Plate, China: Implications for Rodinia reconstruction. *International Geology Review*, 46: 817–832
- Yang JS, Liu FL, Wu CL, Wan YS, Zhang JX, Shi RD and Chen SY. 2003. Two ultrahigh pressure metamorphic events recognized in the Central Orogenic Belt of China: Evidence from the U-Pb dating of coesite-bearing zircons. *Acta Geologica Sinica* 77(4): 463–477 (in Chinese with English abstract)
- Yang RS, Chen YJ, Zhang FX, Li ZH, Mao SD, Liu HJ and Zhao CH. 2006. The chemical Th-U-Pb ages of monazite from the Yangshan gold deposit, Gansu Province and their geologic and metallogenic implications. *Acta Petrologica Sinica* 22(10): 2603–2610 (in Chinese with English Abstract)
- Yuan XC. 1996. Velocity structure of the Qinling lithosphere and mushroom cloud model. *Science in China (Series D)*, 39: 235–243
- Zacharias J, Paterova B and Pudilova M. 2009. Mineralogy, fluid inclusion and stable isotope constraints on the genesis of the Roudny Au-Ag deposit, Bohemian Massif. *Economic Geology*, 104: 53–72
- Zhang FX. 2001. Type and structural setting of gold deposit in Qinling.

- orogen and their tectonic setting. In: Chen Y.J., Zhang J. and Lan Y. (eds). *Continental Geodynamics and Metallogeny*. Beijing: Seismological Press, 90–99 (in Chinese).
- Zhang GW., Zhang BR., Yuan XC. and Xiao QH. 2001. Qinling Orogenic Belt and Continental Dynamics. Beijing: Science Press, 1–855 (in Chinese).
- Zhang J., Chen Y.J., Shu GM., Zhang FX. and Li C. 2002. Compositional study of minerals within the Qinling granite, southwestern Shanxi and discussions on the related problems. *Science in China (Series D)*, 45: 662–672.
- Zhang J., Chen Y.J., Zhang FX. and Li C. 2006. Ore fluid geochemistry of the Jintingshan Carlin-type gold deposit ore belt in Shaanxi Province, China. *Chinese Journal of Geochemistry*, 25: 23–32.
- Zhang J., Chen Y.J., Yang Y. and Deng J. 2011. Lead isotope systematics of the Weishancheng Au-Ag belt, Tongbai Mountains, Central China: Implication for ore genesis. *International Geology Review*, DOI: 10.1080/00206814.2010.496196.
- Zhang ZQ., Lai Y. and Chen Y.J. 2007. Fluid inclusion study of the Linglong gold deposit, Shandong Province, China. *Acta Petrologica Sinica*, 23(9): 2207–2216 (in Chinese with English abstract).
- Zhu RX., Yang ZY., Wu HN., Ma XH., Huang BC., Meng ZF. and Fang DJ. 1998. Palaeomagnetic constraints on the tectonic history of the major blocks of China during the Phanerozoic. *Science in China (Series D)*, 41(Suppl): 1–19.
- Zong JT. 2004a. Geological and geochemical characteristics of Huachangou gold deposits in the Mian-Lue suture zone and its genesis. Master Degree Thesis, Xi'an Northwest University, 1–44 (in Chinese with English summary).
- Zong JT. 2004b. Features of Huachangou gold mineral deposit and its mineralization. *Journal of Xi'an University*, 7(5): 97–100 (in Chinese with English abstract).
- 斑岩钼矿带的地质特征和成矿构造背景. *地学前缘*, 14: 186–198.
- 李文博, 赖勇, 孙希文, 王保国. 2007. 内蒙古白乃庙铜金矿床流体包裹体研究. *岩石学报*, 23(9): 2165–2176.
- 凌文黎, 高山, 程建萍, 江麟生, 袁洪林, 胡兆初. 2006. 扬子陆核与陆缘新元古代岩浆事件对比及其构造意义——来自黄陵和汉南侵入杂岩 ELA-ICPMS 锆石 U-Pb 同位素年代学的约束. *岩石学报*, 22(2): 387–396.
- 卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 欧光习, 沈昆, 张文淮. 2004. 流体包裹体. 北京: 科学出版社, 208–222.
- 陆松年, 陈志宏, 李怀坤, 郝国杰, 相振群. 2005. 秦岭造山带中两条新元古代岩浆岩带. *地质学报*, 79(2): 165–173.
- 祁进平, 陈衍景, 倪培, 赖勇, 丁俊英, 宋要武, 唐国军. 2007. 河南冷水北沟铅锌银矿床流体包裹体研究及矿床成因. *岩石学报*, 23(9): 2119–2130.
- 魏刚锋, 姜修道, 刘永华, 杜佩轩. 2000. 铀厂沟金矿床地质特征及控矿因素分析. *矿床地质*, 19(2): 138–146.
- 魏刚锋, 陈新跃, 辛红刚. 2004. 铀厂沟金矿床区域韧性剪切带特征. *大地构造与成矿学*, 28(2): 176–184.
- 吴峰辉, 刘树文, 李秋根, 王宗起, 苏黎, 杨凯, 张帆, 闫全人, 闫臻. 2009. 西秦岭光头山花岗岩锆石 U-Pb 年代学及其地质意义. *北京大学学报(自然科学版, 网络版预印本)*, 1: 588–597.
- 武广, 孙丰月, 赵财胜, 丁清峰, 王力. 2007. 额尔古纳成矿带西北部金矿床流体包裹体研究. *岩石学报*, 23(9): 2227–2240.
- 闫全人, 王宗起, 闫臻, Ander DH., Peter AD., 刘敦一, 宋彪, 简平, 王涛. 2003. 碧口群火山岩的时代—SHRIMP 锆石 U-Pb 测年结果. *地质通报*, 22(6): 456–458.
- 杨经绥, 刘福来, 吴才来, 万渝生, 张建新, 史仁灯, 陈松永. 2003. 中央碰撞造山带中两期超高压变质作用: 来自含柯石英锆石的定年证据. *地质学报*, 77(4): 463–477.
- 杨荣生, 陈衍景, 张复新, 李志宏, 毛世东, 刘红杰, 赵成海. 2006. 甘肃阳山金矿独居石 Th-U-Pb 化学年龄及其地质和成矿意义. *岩石学报*, 22(10): 2603–2610.
- 张复新. 2001. 秦岭造山带金矿床类型与构造背景. 见: 陈衍景, 张静, 赖勇主编. *大陆动力学与成矿作用*. 北京: 地震出版社, 90–99.
- 张国伟, 张本仁, 袁学诚, 肖庆辉. 2001. 秦岭造山带与大陆动力学. 北京: 科学出版社, 1–855.
- 张祖青, 赖勇, 陈衍景. 2007. 山东玲珑金矿床流体包裹体地球化学特征. *岩石学报*, 23(9): 2207–2216.
- 宗静婷. 2004a. 铀厂沟金矿床地质地球化学特征及其成因研究. 硕士学位论文. 西安: 西北大学, 1–44.
- 宗静婷. 2004b. 陕西铀厂沟金矿床地质和成矿作用. *西安联合大学学报*, 7(5): 97–100.

附中文参考文献

- 白忠. 1996. 陕西铀厂沟金矿床成因探讨. *矿产与地质*, 10(2): 108–113.
- 陈华勇, 陈衍景, 倪培, 张增杰. 2004. 南天山萨瓦亚尔顿金矿床流体包裹体研究. *矿物岩石*, 24(3): 46–54.
- 陈衍景, 富士谷. 1992. 豫西金矿成矿规律. 北京: 地震出版社, 1–234.
- 陈衍景, 张静, 张复新, Pirajno F., 李超. 2004. 西秦岭地区卡林类卡林金矿床及其成矿时间、构造背景和模式. *地质论评*, 50: 134–152.
- 陈衍景, 翟明国, 蒋少涌. 2009. 华北大陆边缘造山过程与成矿研究的重要进展和问题. *岩石学报*, 25(11): 2695–2726.
- 陈衍景. 2010. 秦岭印支期构造背景、岩浆活动及成矿作用. *中国地质*, 37(4): 854–865.
- 邓小华, 李文博, 李诺, 糜梅, 张颖. 2008. 河南嵩县纸房钼矿床流体包裹体研究及矿床成因. *岩石学报*, 24(9): 2133–2148.
- 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. *岩石学报*, 19(2): 260–266.
- 李晶, 陈衍景, 李强之, 赖勇, 杨荣生, 毛世东. 2007. 甘肃阳山金矿床流体包裹体地球化学和矿床成因类型.
- 李诺, 陈衍景, 张辉, 赵太平, 邓小华, 王运, 倪智勇. 2007. 东秦岭