

新疆望峰金矿床流体包裹体地球化学及矿床成因类型*

张莉¹ 刘春发^{1,2} 武广¹

ZHANG Li¹, LIU ChunFa^{1,2} and WU Guang¹

1. 中国科学院广州地球化学研究所成矿动力学重点实验室, 广州 510640

2. 中国科学院研究生院, 北京 100049

1. Key Laboratory of Metallogenic Dynamics, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

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

2008-12-15 收稿, 2009-05-10 改回.

Zhang L, Liu CF and Wu G. 2009. The fluid inclusion geochemistry and mineragenetic type of the Wangfeng gold deposit, Xinjiang, China. *Acta Petrologica Sinica*, 25(6):1465–1473

Abstract The Wangfeng gold deposit, Xinjiang Uygur Autonomous Region, is controlled by the Bingdaban ductile shear zone in the eastern end of the western Tianshan Mountain. Its mineralization process is divided into the early, middle and late stages. Ore minerals and native gold are revealed to have mainly formed in the middle stage. Petrographic, microthermometric and laser Raman spectroscopic studies show that the fluid inclusions in quartz veins include compositional types of CO₂-H₂O, pure liquid CO₂, NaCl-H₂O solution, and daughter crystal-bearing. The early-stage quartz only contains primary CO₂-H₂O fluid inclusions with salinities of 1.62% ~ 8.03% NaCl equiv., bulk densities of 0.73 ~ 0.89g/cm³, and homogenization temperatures of 256 ~ 390°C. Vapor bubbles are composed of CO₂. The middle-stage quartz contains all the four types of fluid inclusions, of which the CO₂-H₂O and NaCl-H₂O types yielding homogenization temperatures of 210 ~ 340°C and 230 ~ 300°C, respectively, and thus implying that fluid boiling occurred in the middle-stage mineralization. The CO₂-H₂O fluid inclusions have salinities of 0.83% to 9.59% NaCl equiv. and bulk densities of 0.77 to 0.95g/cm³, with vapor bubbles composed of CO₂ ± CH₄ ± N₂. Fluid inclusions in late-stage quartz are NaCl-H₂O solution with low salinities and low homogenization temperatures. Trapping pressures estimated from CO₂-H₂O inclusions are 110 ~ 300 MPa and 90 ~ 250 MPa for the early and middle stages, respectively, suggesting that gold mineralization mainly occurred at the depths of 9 ~ 11 km. In general, the Wangfeng gold deposit was originated from a metamorphic fluid-system characterized by low salinity, low density and enrichment in CO₂; and depressurized fluid-boiling caused gold precipitation. Hence the Wangfeng gold deposit is a meso-hypozonal orogenic-type gold system.

Key words Wangfeng gold deposit; Fluid inclusion; Orogenic gold deposit; Shear zone; Tianshan Mountains

摘要 西天山东缘的望峰金矿床受胜利达坂韧性剪切带的控制, 成矿过程包括早、中、晚 3 个阶段, 自然金和矿石矿物主要形成于中阶段。岩相学、显微测温及单个包裹体成分激光拉曼光谱研究表明, 望峰金矿床石英中的流体包裹体有 CO₂-H₂O 型、纯 CO₂ 型、NaCl-H₂O 溶液型和含子晶多相等 4 种类型。早阶段石英中原生包裹体主要是 CO₂-H₂O 型, 其盐度 1.62% ~ 8.03% NaCl eqv., 流体密度 0.73 ~ 0.89g/cm³, 均一温度为 250 ~ 390°C, 气相成分为 CO₂。中阶段石英中的原生包裹体包括了所有 4 种类型, 其 CO₂-H₂O 型和 NaCl-H₂O 溶液型包裹体的均一温度分别为 210 ~ 340°C 和 230 ~ 300°C, 显示了流体沸腾现象的存在。CO₂-H₂O 型包裹体的盐度 0.83% ~ 9.59% NaCl eqv., 密度 0.77 ~ 0.95g/cm³, 气相成分为 CO₂ ± CH₄ ± N₂。晚阶段石英只发育水溶液包裹体, 具有较低的盐度(0.35% ~ 3.87% NaCl eqv.) 和均一温度(120 ~ 214°C)。根据 CO₂-H₂O 型包裹体估算早、中阶段流体包裹体捕获压力分别为 110 ~ 300MPa 和 90 ~ 250MPa, 成矿深度为 9 ~ 11km。总体而言, 望峰金矿床由低

* 本文得到国家 973 项目(2007CB411303 和 2006CB403508)、国家科技支撑计划项目(2007BAB25B03)和中科院广州地球化学研究所知识创新工程领域前沿项目资助。

第一作者简介: 张莉, 女, 1973 年生, 博士, 副研, 矿床地质和石油地质专业, E-mail: zhangli@gig.ac.cn

盐度、低密度、富 CO₂ 的变质流体系统形成, 流体减压沸腾导致矿质沉淀, 属于中深带的造山型金矿系统。

关键词 望峰金矿床; 流体包裹体; 造山型金矿; 剪切带; 天山

中图法分类号 P618.51

在全球范围内, 中亚造山带是显生宙陆壳增生与改造最显著的大陆造山带, 其形成和发展过程包容了安提斯式的洋-陆俯冲和阿尔卑斯式的陆-陆碰撞, 还存在西太平洋式或科迪勒拉式的多岛洋俯冲、陆缘增生和地体拼贴, 尚有大规模的块体旋转、走滑、压剪、拉分以及较广泛的陆壳裂解、洋盆残留等现象, 发育了多类成矿系统, 构成了地质和成矿特征独特而复杂的中亚成矿域(陈衍景, 2000; Xiao *et al.*, 2004, 2008; Chen *et al.*, 2007)。

西天山是中亚造山带的重要组成部分。无论按照洋壳俯冲造山-成矿理论(Goldfarb *et al.*, 2001; Groves and Beirlein, 2007), 还是按照大陆碰撞造山-成矿理论(Chen *et al.*, 2004, 2005), 西天山都应该广泛发育多种类型的成矿系统, 特别是造山型(变质热液型)、浆控高温热液型、浅成低温热液型等(陈衍景等, 2007, 2008; Pirajno, 2008)。然而, 迄今西天山地区很少报道造山型矿床的存在, 只有望峰金矿床被认为属于造山型(Chen *et al.*, 2000; Zhu *et al.*, 2007), 而且缺乏足够翔实的流体包裹体证据。这一现实表明, 加强西天山地区造山型矿床成矿作用研究, 既可促进西天山造山型矿床的找矿勘查, 又可检验已有造山-成矿理论模式的科学性或有效性; 望峰金矿床则是窥探西天山地区造山型成矿系统发育时间、空间、机制和规律的重要窗口。

鉴于上述, 作者们研究了望峰金矿床的地质地球化学特征、成矿类型和成矿机制, 本文报道流体包裹体研究结果, 探

讨成矿流体的性质、演化和成矿机制。

1 区域地质和矿床地质

望峰金矿床(王居里等, 1994, 1995; 吴锡丹, 1999; 李华芹等, 1998; 陈衍景等, 1998)位于乌鲁木齐市西南 110km 的乌鲁木齐—库尔勒公路边, 大地构造上属于西天山东段的“中天山地轴”的北缘。中天山地轴以发育前寒武纪变质基底为特征, 其变质变形程度明显强于南、北两侧的古生代增生带, 与两侧增生带的边界断裂分别是乌瓦门断裂带和冰达坂断裂带(也称中天山北缘断裂或天山主干断裂)(图 1)。中天山地轴北侧的加里东期增生带与海西期增生带之间为红五月桥断裂, 加里东期增生带主要为变形强烈、变质达绿片岩相的奥陶系可可乃克群火山沉积岩建造, 而海西期增生带则主要由弧后盆地环境的下石炭统奇尔古斯套群碳硅泥岩系(碳酸盐-硅质岩-细碎屑岩)和部分泥盆系天格尔组火山碎屑岩构成(图 2)。

望峰金矿床受冰达坂断裂南侧的胜利达坂韧性剪切带控制(图 2), 因此也被作为韧性剪切带型金矿床。韧性剪切带发育在中天山地轴北缘的花岗岩-混合岩-片麻岩中, 直接围岩是糜棱岩化花岗岩、长英质初糜棱岩, 围岩遭受了硅化等强烈的热液蚀变, 局部发育石英脉; 剪切带内发育基性脉岩(即煌斑岩和辉绿岩), 部分脉岩遭受了剪切变形和蚀变矿

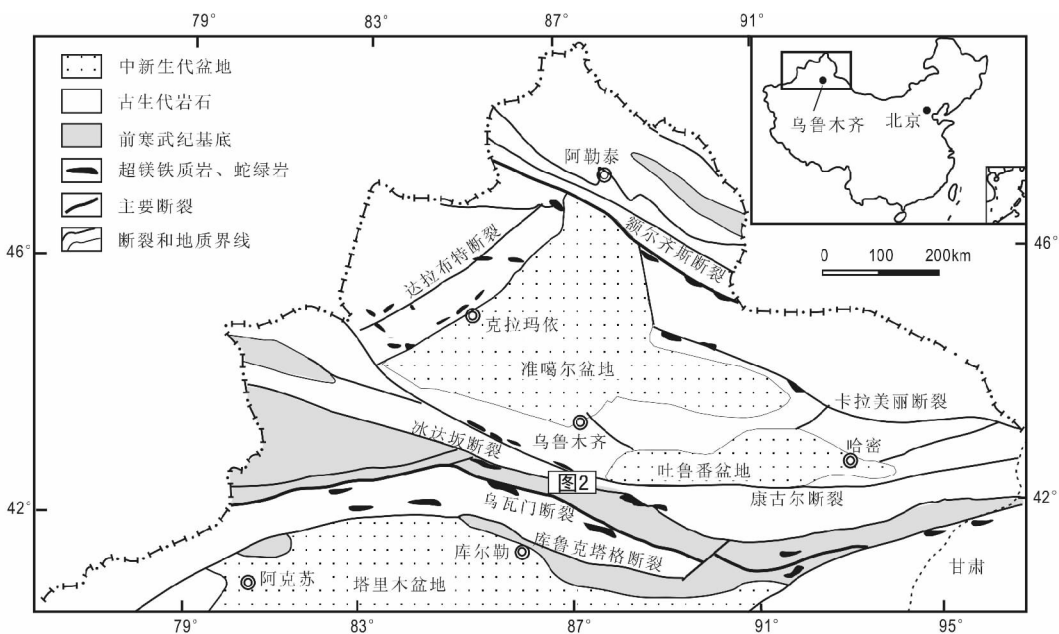


图 1 新疆北部和望峰金矿床大地构造格局(据陈衍景和常西临, 2000, 修改)

Fig. 1 Tectonic framework of the northern Xinjiang and the Wangfeng gold deposit (modified after Chen and Chang, 2000)

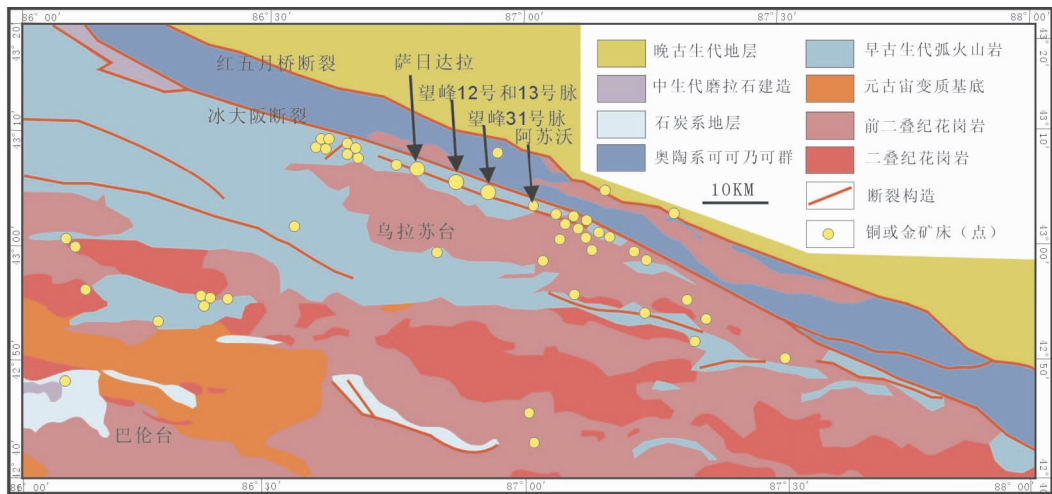


图2 望峰金矿床地质简图(据陈衍景和常西临,2000,修改)

Fig.2 Simplified geological map of the Wangfeng gold deposit (modified after Chen and Chang, 2000)

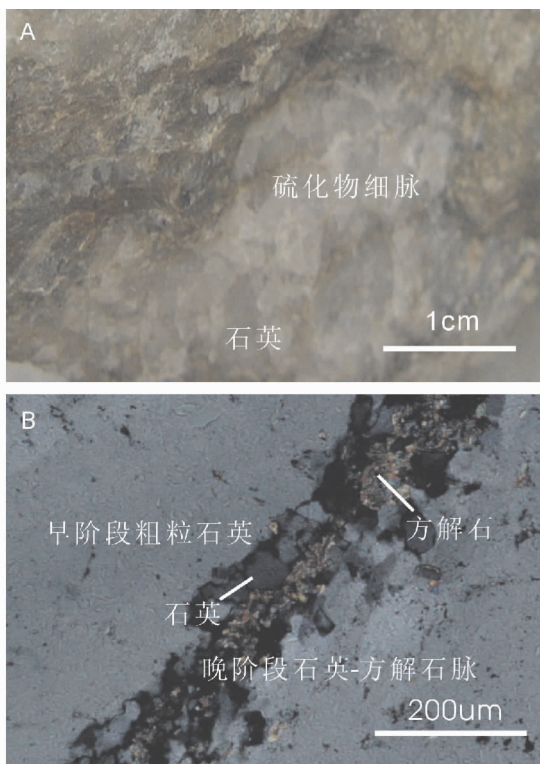


图3 望峰金矿床矿石及岩相学照片

A-主阶段硫化物-石英脉;B-穿切早阶段石英脉的晚阶段石英-方解石脉

Fig.3 Photos showing ore petrography of the Wangfeng gold deposit

A-the middle-stage sulfide-quartz vein; B-the late-stage quartz-calcite vein cutting the early-stage quartz vein

化。总体而言,望峰金矿床具有韧性剪切带、基性脉岩、强硅化蚀变“三位一体”的特征,具有典型造山型金矿床(陈衍

景,2006)的宏观地质特征。

沿胜利达坂剪切带发育多条矿化带或矿脉,部分矿化带已经具有重要工业价值或勘查潜力,自东向西依次为阿苏沃、望峰(31号脉、12号和13号脉)、萨日达拉等(图2)。望峰金矿矿石中硫化物含量低,矿石类型主要有石英脉型和蚀变岩型两种。金属矿物主要有自然金、黄铁矿,其次为磁黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、磁铁矿、闪锌矿,次生矿物为白铁矿、褐铁矿;非金属矿物主要有石英、长石、绢云母,其次为绿泥石、碳酸盐矿物、楣石、石榴子石、夕线石等(图3)。主要围岩蚀变有硅化、黑云母化、黄铁矿化、绢云母化、绿泥石和绿帘石化和碳酸盐化,与成矿密切的蚀变是硅化、绢云母化、钠长石化、黄铁矿化和多金属硫化物化。根据野外和显微镜下观察,可将矿化分为三个阶段:(1)早阶段主要形成含少量黄铁矿的乳白色石英脉或热液交代石英岩,石英往往遭受明显变形,多数石英颗粒具波状消光特点,颗粒边界模糊,金矿化微弱;(2)主阶段形成烟灰色石英,同时伴有细脉状分布的多金属硫化物组合,多金属硫化物主要为黄铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿等,金矿化强烈;(3)晚阶段主要形成碳酸盐-石英组合,以细脉状或不规则团块状分布于石英脉体内,基本无金矿化。

2 流体包裹体研究

2.1 研究方法 with 样品

包裹体样品主要采自望峰金矿床12号脉的7号、8号洞口以及地表矿体,包括不同成矿阶段石英样品17件。先将这些样品磨制成厚度约为0.2mm双面抛光的薄片做矿相学和流体包裹体观察,然后选择有代表性的包裹体进行显微测温和激光拉曼分析。

流体包裹体显微热力学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 $-196 \sim +550^{\circ}\text{C}$,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。测试精度:小于 0°C 时为 $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$, $0 \sim 30^{\circ}\text{C}$ 时为 $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$,大于 30°C 时为 $\pm 1^{\circ}\text{C}$ 。测温过程中的升温速率为 $0.2 \sim 5^{\circ}\text{C}/\text{min}$,相转变温度附近的升温速率降低为 $0.2^{\circ}\text{C}/\text{min}$ 。不同阶段的代表性流体包裹体成分激光拉曼测试在中山大学测试中心完成,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 $20\text{mW} \times 100\%$,波速范围为 $50 \sim 4000\text{cm}^{-1}$ 。 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 型包裹体盐度根据所测含碳相笼合物融化温度,利用 Collins 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 提供的方程计算得到(卢焕章等,2004)。根据显微测温数据,利用流体包裹体数据处理程序(Flicor)(Brown,1989),计算获得成矿流体密度、压力等参数。

2.2 包裹体类型和岩相学特征

根据室温及冷冻回温过程中的相态变化,望峰金矿不同阶段石英中的包裹体有 4 种类型,即 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体、纯 CO_2 包裹体、水溶液包裹体以及含子矿物多相包裹体(图 4)。

2.2.1 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体(I类)

$\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体室温下由水溶液相、液相 CO_2 及气相 CO_2 三相构成,或由液相 CO_2 及水溶液两相组成,后者在冷冻至 10°C 左右出现 CO_2 气泡而变成三相包裹体。包裹体的气相 CO_2 占 CO_2 相体积百分数一般为 $10\% \sim 20\%$ 。该类包裹体以次圆状及椭圆状为主,个体一般 $5 \sim 15\mu\text{m}$,分布广泛,约占各类包裹体总数的 $70\% \sim 80\%$ 。此类包裹体在主成矿阶段矿物中主要为原生包裹体,随机、成群或孤立分布,部分沿石英生长环带分布;在成矿早阶段矿物中可为次生或假次生包裹体,呈线状分布。根据包裹体中 CO_2 所占的比例可进一步将此类包裹体划分为富 CO_2 (Ia)和富水(Ib)两个亚类,并以其 Ia 亚类为主要类型。Ia 亚类包裹体的 CO_2 相所占比例大于 50% ,Ib 亚类包裹体的 CO_2 相所占比例为 $15\% \sim 50\%$ 。

2.2.2 纯 CO_2 包裹体(II类)

纯 CO_2 包裹体室温下一般呈液相,冷冻至 10°C 左右时会出现气相 CO_2 ,该类包裹体气相 CO_2 所占比例一般 $15\% \sim 25\%$,其形状一般为次圆形、椭圆形,大小一般为 $5 \sim 8\mu\text{m}$ 。此类包裹体主要分布在主成矿阶段的石英中,属于原生包裹体,随机或孤立分布。

2.2.3 水溶液包裹体(III类)

室温下水溶液包裹体由 H_2O 气相和液相组成,气液比 $5\% \sim 20\%$,长条形、椭圆形或不规则形,个体变化较大,一般 $5 \sim 15\mu\text{m}$ 。水溶液包裹体在主成矿阶段石英中与 I 类和 II 类包裹体共生,随机分布;在早阶段石英中多属次生包裹体,呈线性排列,并穿过颗粒边缘,为成矿晚阶段的产物。

2.2.4 含子矿物包裹体(IV类)

个体在 $5 \sim 8\mu\text{m}$,多为近圆形或椭圆形,子矿物无色、透

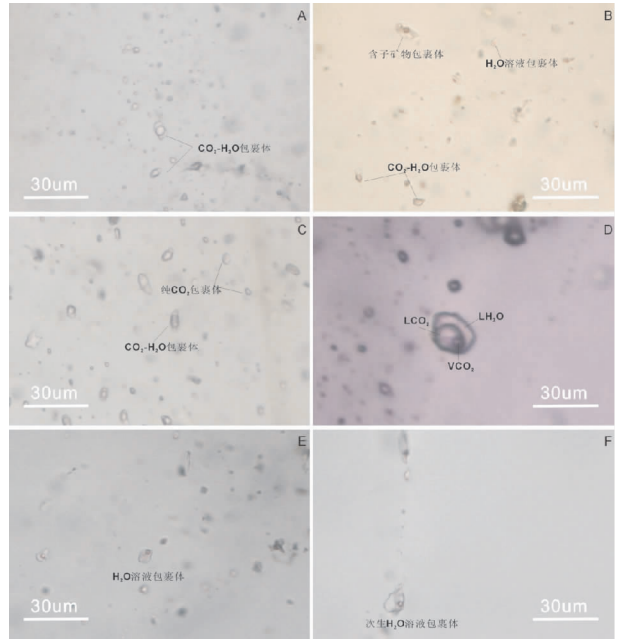


图 4 石英中的流体包裹体显微照片

A-大量发育的 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体;B-主成矿阶段石英中 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体、 H_2O 包裹体与含子矿物包裹体共生现象,显示流体沸腾;C- $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体和纯 CO_2 包裹体共生现象;D-石英中 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 三相包裹体;E-石英中原生 H_2O 溶液包裹体,F-石英中次生 H_2O 溶液包裹体,沿石英颗粒裂隙分布

Fig. 4 Photomicrographs of fluid inclusions in quartz

A-the well-developed $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ inclusions; B-coexisting of $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$, water solution and daughter mineral-bearing fluid inclusions in the middle-stage quartz, implying for fluid boiling; C- co-existence of $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ and pure CO_2 fluid inclusions; D-the three-phase $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ fluid inclusions; E-primary fluid inclusions of water solution; F-linear cluster of secondary fluid inclusions of water solution

明。此类包裹体含量极少,仅见于主成矿阶段石英中,随机分布,并与 I 类包裹体和 III 类包裹体共生。

2.3 显微测温研究

不同阶段流体包裹体显微测温结果列于表 1 和图 5,现分述如下。

2.3.1 成矿早阶段

成矿早阶段石英中的原生包裹体主要为 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 型。包裹体完全被冷冻后回温,发生的相变化为固态 CO_2 的熔化($T_{\text{m,CO}_2}$),其温度区间为 $-56.9 \sim -58.3^{\circ}\text{C}$,峰值温度为 $-57.1 \sim -57.4^{\circ}\text{C}$,略低于纯 CO_2 包裹体初熔温度值 -56.6°C ,反映出气相成份主要为 CO_2 ,与激光拉曼光谱测试结果一致。笼合物的融化温度($T_{\text{m,cla}}$)为 $5.6 \sim 9.2^{\circ}\text{C}$ 。包裹体内液相 CO_2 和气相 CO_2 部分均一至液相($T_{\text{H,CO}_2}$),温度为 $2 \sim 31.6^{\circ}\text{C}$ (图 5A)。包裹体完全均一至液相的温度($T_{\text{h,L}}$)为 $256 \sim 390^{\circ}\text{C}$ 。大部分富 CO_2 包裹体(Ia型)在完全

表1 望峰金矿流体包裹体显微测温结果(°C)

Table 1 Microthermometric data (°C) of the Wangfeng gold deposit

成矿阶段	包裹体类型	T_{m,CO_2}	$T_{m,cla}$	T_{h,CO_2}	$T_{m,ice}$	$T_{h,tot}$
成矿早阶段	CO ₂ -H ₂ O 型	-56.9 ~ -58.3	5.6 ~ 9.2	2 ~ 31.6		256 ~ 390
主成矿阶段	CO ₂ -H ₂ O 型	-62 ~ -58.2	4.5 ~ 9.6	4.0 ~ 22.6		210 ~ 340
	纯 CO ₂ 型	-63.4 ~ -57.7		-2.8 ~ 28.4		
	H ₂ O 溶液型				-5.0 ~ -2.1	230 ~ 300
成矿晚阶段	H ₂ O 溶液型				-0.3 ~ -2.3	122 ~ 214

注： T_{m,CO_2} -CO₂全部熔化温度； $T_{m,cla}$ -CO₂笼合物消失温度； T_{h,CO_2} -CO₂部分均一温度； $T_{m,ice}$ -冰点温度； $T_{h,tot}$ -完全均一温度

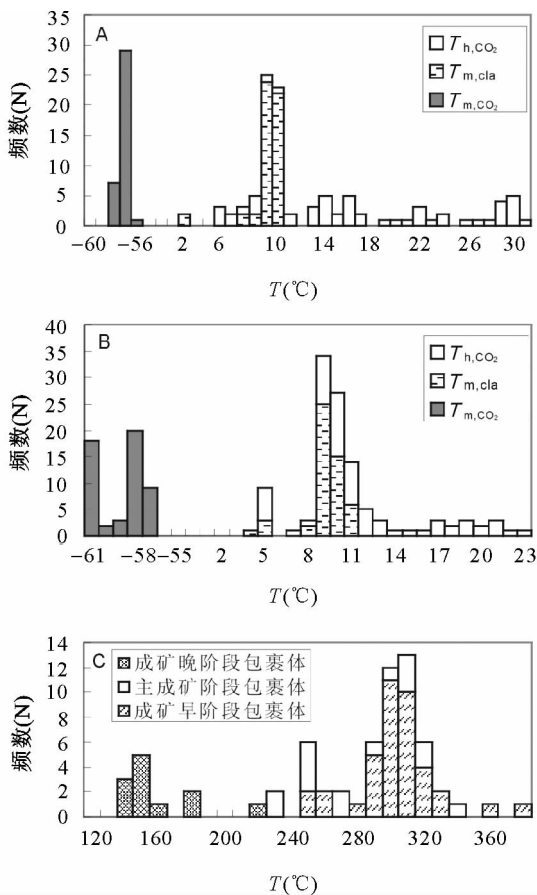


图5 石英中流体包裹体测温结果直方图

A-早阶段流体包裹体 CO₂ 及其笼合物测温结果；B-主成矿阶段流体包裹体 CO₂ 及其笼合物测温结果；C-流体包裹体完全均一温度。 T_{m,CO_2} -CO₂全部熔化温度； $T_{m,cla}$ -CO₂笼合物消失温度； T_{h,CO_2} -CO₂部分均一温度

Fig. 5 Histograms of thermometric measurements of fluid inclusion in quartz

A-microthermometric data of CO₂ and clathrates in fluid inclusions in early-stage quartz; B- microthermometric data of CO₂ and clathrates in fluid inclusions in middle-stage quartz; C-histograms of homogenization temperature of fluid inclusion in quartz. T_{m,CO_2} -final melting temperature of CO₂; $T_{m,cla}$ - disappearance temperature of clathrate; T_{h,CO_2} - homogenization temperature of CO₂

均一之前发生爆裂或渗漏,温度为 300°C 左右。根据上述温度求得水溶液相的盐度为 1.62% ~ 8.03% NaCl eqv., CO₂相密度为 0.56 ~ 0.87g/cm³,包裹体总密度为 0.73 ~ 0.89g/cm³。

2.3.2 主成矿阶段

主成矿阶段发育前述 4 种类型的包裹体。其中,CO₂-H₂O 包裹体在冷冻-升温过程中,其 CO₂包裹体全部融化温度为 -62 ~ -58.2°C,低于纯 CO₂包裹体初熔温度值,表明 CO₂相中混有更多其它气体,激光拉曼光谱测试显示主要为 CH₄、N₂或两者的混合气体。在升温过程中 CO₂笼合物消失温度为 4.5 ~ 9.6°C,峰值温度为 8.3 ~ 9.1°C,求得水溶液相的盐度为 0.83% ~ 9.59% NaCl eqv.,峰值为 1.81% ~ 3.33% NaCl eqv.,表明盐度较低。进一步升温后,包裹体在较大的温度区间(4.0 ~ 22.6°C)发生部分均一(图 5B)。富 CO₂包裹体(Ia 型)在达到完全均一之前多已爆裂,爆裂温度基本都在 200 ~ 270°C 范围内,未爆裂或渗漏的包裹体向气相均一,完全均一温度为 210 ~ 340°C,多数在 280 ~ 300°C 完全均一。根据上述温度获得的 CO₂相密度为 0.71 ~ 0.9g/cm³,包裹体总密度为 0.77 ~ 0.95g/cm³。

纯 CO₂包裹体在冷冻-升温过程中,其 CO₂包裹体全部融化温度为 -61.7 ~ -58.1°C,部分均一温度为 1.3 ~ 21.5°C,计算获得 CO₂相密度为 0.76 ~ 0.94g/cm³。

原生 H₂O 溶液包裹体数量较小,获得的冰点温度为 -2.1 ~ -5.0°C,相对应的盐度为 3.55% ~ 7.86% NaCl eqv.,包裹体向液相均一,完全均一温度范围为 230 ~ 300°C。

含子晶包裹体极少,其子晶多为立方体,加热至 280 ~ 300°C 气泡先消失或渗漏,但未能获得子晶熔化温度。

2.3.3 成矿晚阶段

在成矿早阶段和主阶段矿物中,观测到沿石英裂隙分布的 H₂O 溶液包裹体,为次生包裹体,气相百分比 5% ~ 10%,包裹体的冰点($T_{m,ice}$)为 -0.3 ~ -2.3°C,对应的包裹体盐度为 0.35% ~ 3.87% NaCl eqv.,包裹体均向液相均一,均一温度(T_h)为 120 ~ 214°C。这些结果与前人(陈衍景等, 1998; 陈衍景和常西临, 2000)关于望峰金矿晚阶段成矿流体的测试结果(均一温度为 120 ~ 240°C)相一致,反映了晚阶段流体作用的性质。

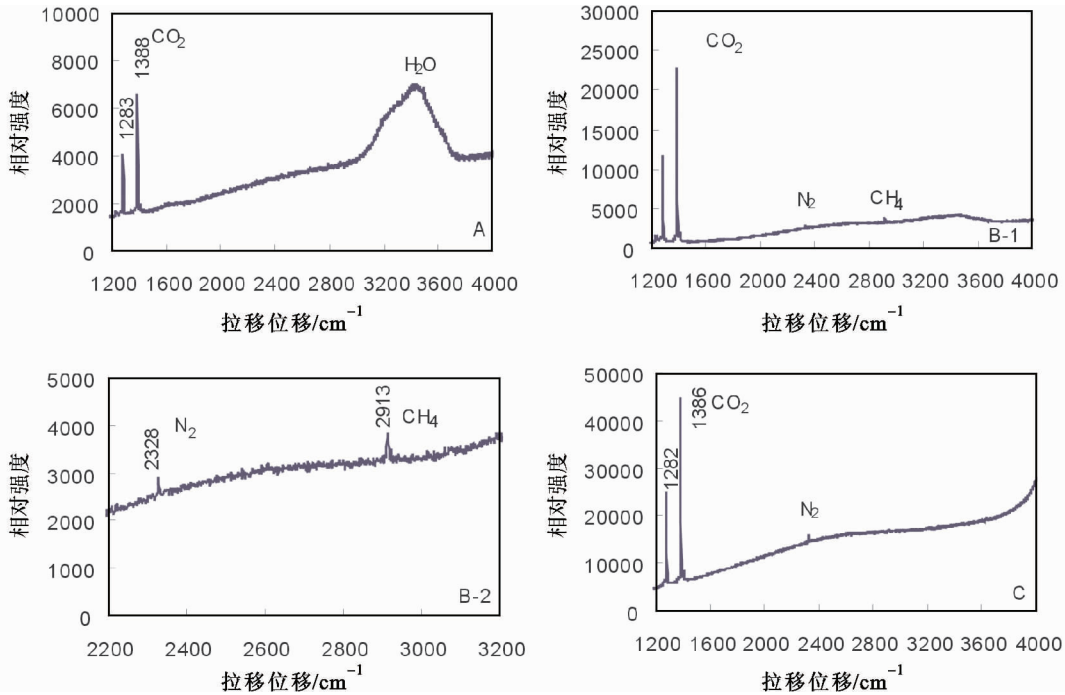


图6 流体包裹体气相成分激光拉曼谱图

A-早阶段 CO₂-H₂O 包裹体的气相成分为 CO₂; B-1、B-2 和 C-主阶段 CO₂-H₂O 包裹体气相成分除 CO₂ 外,还含有一定量的 CH₄ 或 N₂

Fig. 6 Representative Raman spectra of vapor bubbles of fluid inclusions in quartz

A-the vapor bubbles of early-stage CO₂-H₂O inclusions are mainly of CO₂; B-1, B-2, and C-the bubbles in middle-stage fluid inclusions contain somewhat CH₄ and N₂, in addition to CO₂

2.4 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,早阶段石英脉的 I 型包裹体液相成分为水(特征拉曼光谱峰 3645 ~ 3750 cm⁻¹),气相成分主要为 CO₂(特征拉曼光谱峰 1386 ~ 1390 cm⁻¹ 和 1284 cm⁻¹),没有 CH₄ 或 N₂ 谱峰显示;而主成矿阶段的石英脉中 I 型包裹体的气相成分除 CO₂ 特征峰外,还出现了 CH₄ 特征峰(2913 ~ 2919 cm⁻¹) 或 N₂ 特征峰(2328 ~ 2333 cm⁻¹),表明主成矿阶段的包裹体中除了 CO₂ 和 H₂O 外,还含有少量的 CH₄、N₂(图 6)。

3 讨论

3.1 成矿流体物理化学性质及其演化

望峰金矿石英脉中包裹体特征表明成矿流体具有低密度、低盐度、富 CO₂ 的特点,早阶段和主成矿阶段流体性质既有相似性也有所差异,反映了成矿流体性质的变化。早阶段乳白色石英中捕获了 CO₂-H₂O 包裹体,它代表了初始成矿流体的组成,流体富含 CO₂(X_{CO2} 可达 0.3 ~ 0.9, 平均为 0.6) 和低盐度(1.62% ~ 8.03% NaCl eqv.), 流体密度为 0.89 ~ 0.73 g/cm³; 而主成矿阶段捕获的则为 CO₂-H₂O ± CH₄ ± N₂ 包裹体,流体盐度为 0.83% ~ 9.59% NaCl eqv., CO₂ 含量有所降

低(X_{CO2} 为 0.1 ~ 0.7, 平均为 0.5), 流体密度略有升高, 为 0.99 ~ 0.77 g/cm³, 推测是流体沸腾作用产生了不同密度的含 CO₂ 流体, 有利于金沉淀(Phillips and Evans, 2004; Chen *et al.*, 2001; 徐九华等, 2007)。同时, CH₄ 含量增高, 也有利于正价 Au 离子的还原和沉淀。

表 2 为根据显微测温数据, 利用流体包裹体数据处理程序(Flicor), 计算获得的成矿流体捕获压力。早阶段流体压力为 110 ~ 300 MPa(峰值为 175 ~ 200 MPa), 最高值是最低值的 2.73 倍, 恰似中上地壳的密度值, 表明流体压力最高值与最低值分别代表静岩压力和静水压力, 矿物形成或捕获流体包裹体的深度应为 11 km。主成矿阶段流体压力为 90 ~ 250 MPa(峰值为 160 ~ 180 MPa), 最高值是最低值的 2.78 倍, 同样与中地壳或中高级变质岩密度相当, 表明它们分别反映静岩压力和静水压力, 指示矿物结晶深度应为 9 km。由此可见:(1) 望峰金矿床在早、中成矿阶段发生了静岩压力与静水压力系统之间的交替, 与断控造山型矿床断层阀作用的普遍规律(Sibson, 1987; 陈衍景, 2006; 武广等, 2007; 祁进平等, 2007; 李晶等, 2007; 邓小华等, 2008) 相一致;(2) 从早阶段到中阶段, 成矿深度上升 2 km, 表明成矿作用发生在造山带地壳快速隆升-剥蚀脱顶过程中, 与造山型矿床形成过程的特点吻合;(3) 静岩压力/静水压力之比反映了上覆岩石的密度, 望峰金矿床早阶段上覆岩石密度小于中阶段, 指示着造

表 2 望峰金矿流体包裹体密度及估算压力

Table 2 Density and trapping pressure of fluid inclusions from the Wangfeng gold deposit

成矿阶段	包裹体类型	$T_{h, tot}$ (°C)	X_{CO_2}	CO ₂ 相密度 (g/cm ³)	流体密度 (g/cm ³)	流体捕获压力 (MPa)
成矿早阶段	CO ₂ -H ₂ O	270 ~ 360	0.3 ~ 0.9	0.56 ~ 0.87	0.73 ~ 0.89	110 ~ 300
主成矿阶段	CO ₂ -H ₂ O	210 ~ 340	0.1 ~ 0.7	0.71 ~ 0.9	0.77 ~ 0.95	90 ~ 250

注: X_{CO_2} -CO₂摩尔分数; 包裹体参数根据 Flncon 程序, 利用 Brown and Lamb 方程计算获得 (Brown, 1989)

山带隆升-剥蚀-脱顶作用的存在, 也与造山带顶部往往是表壳岩或花岗岩类等低密度岩石组成的特点相一致; (4) 成矿深度为 10km 左右, 属于中温深成矿床, 与造山型矿床形成深度范围 (5 ~ 18km; 陈衍景, 2006) 相一致。

3.2 流体沸腾、混合与成矿物质沉淀

望峰金矿床主成矿阶段的石英中捕获了较多的 I 类包裹体, 且包裹体中 CH₄ 或 N₂ 含量高于早阶段。主阶段石英中包裹体类型复杂, 包含了所有的 4 种类型包裹体, 指示了流体沸腾的可能性。同一样品中, 可见不同类型的包裹体密切共存, 它们均一温度相似 (260 ~ 280°C), 分别向液相和气相均一 (图 4B), 证明了流体不混溶或沸腾现象的存在。主成矿阶段存在少量含子晶包裹体, 表明流体盐度有所增高, 而且, 与之共生的 CO₂-H₂O 包裹体气相成分中不含 CH₄ (图 6C), 这些特征属于流体沸腾所致的常见现象, 在其它造山型矿床已有报道 (范宏瑞等, 2003; Hagemann and Luders, 2003; Chen *et al.*, 2006; 陈华勇等, 2004; 张静等, 2004; 祁进平等, 2007; 李文博等, 2007; 张祖青等, 2007; 邓小华等, 2008; 姚军明等, 2008; 倪智勇等, 2008; 王可勇等, 2008), 被解释为流体沸腾时大量挥发性气体逃逸的结果以及成矿物质快速沉淀的方式 (陈衍景和富士谷, 1992; Chen *et al.*, 2006)。

岩浆流体的特点是高盐度, 变质流体的特点是富 CO₂、低盐度, 改造流体的特点是低盐度、贫 CO₂ (陈衍景等, 2007)。前述望峰金矿床流体包裹体研究结果显示, 早阶段应为变质流体, 晚阶段为改造流体, 主成矿阶段应为沸腾的变质流体。通常, 流体沸腾之后无可避免地被改造流体混入, 静岩压力与静水压力系统交替的断层阀模型也要求改造流体的混入, 因此, 望峰金矿床中阶段应有不同性质的流体混合作用及其诱发的成矿物质沉淀。事实上, Chen HY *et al.* (2000) 通过对望峰金矿床 H-O-C 等同位素研究表明, 早阶段成矿流体来源于变质流体, 主阶段为变质流体与大气降水热液混合, 晚阶段流体为大气降水热液。变质流体沸腾及其与大气降水热液的混合导致了望峰金矿带成矿主阶段成矿物质的大量、快速沉淀。

3.3 矿床成因类型和成矿机制

前述表明, 望峰金矿带属于韧性剪切带控制的由变质流体主导的热液成矿系统, 无论在区域地质背景、矿床地质和

流体包裹体特征上, 还是在成矿物理化学条件和成矿流体性质及其演化方面, 均与典型造山型金矿床 (Groves *et al.*, 1998; Kerrich *et al.*, 2000; 陈衍景, 2006; 陈衍景等, 2007) 完全一致, 其成因类型应归为造山型 (即变质热液型)。

造山型矿床的形成与造山作用密不可分, 原因之一是只有大规模的造山作用才能导致区域变质作用, 进而派生区域变质流体, 形成变质热液矿床。在全球构造框架中, 造山作用主要分为大洋俯冲-增生型和大陆碰撞型两类, Groves *et al.* (1998) 建立了大洋俯冲-增生型造山带的造山型金矿床成矿模式, Chen *et al.* (2004, 2005) 建立了大陆碰撞造山带的造山型矿床的成矿模式 (即 Chen's CMF model; Pirajno, 2008)。西天山地区经历了前述两种类型的造山作用, 并分别发生在 320Ma 之前和之后 (陈衍景, 2000)。

据研究李华芹等 (1998) 研究, 望峰金矿区斜长花岗质闪长岩全岩铷锶等时线年龄为 310 ± 10Ma, 细粒含金黄铁矿次生石英岩脉体同位素年龄为 277.05 ± 8.8Ma, 表明望峰金矿床形成时间不晚于 310Ma, 应为晚石炭世-二叠纪。显然, 望峰金矿带的形成无法用 Groves *et al.* (1998) 模型解释, 而只能借用 CMF 模式说明。在晚石炭世-二叠纪期间, 北天山-准噶尔大洋彻底闭合, 中天山-伊犁陆块与西伯利亚大陆碰撞, 形成北天山海西期增生造山带 (程裕淇, 1994)。在西天山地区东段, 红五月桥断裂以北的海西构造层沿红五月桥断裂向南 A 型俯冲到中天山-伊犁陆块之下, 通过变质脱水形成望峰金矿带的变质流体, 流体沿冰达坂断裂、胜利达坂剪切带向上运移, 诱发了望峰金矿成矿系统的发育。

4 结论

(1) 望峰金矿带含金石英脉中主要发育 CO₂-H₂O 型、纯 CO₂ 型和 H₂O-NaCl 溶液型流体包裹体, 偶见含子晶包裹体。早阶段石英只发育 CO₂-H₂O 型原生包裹体, 晚阶段矿物只有 H₂O-NaCl 溶液包裹体, 表明流体从富 CO₂ 向贫 CO₂ 演化。成矿流体总体具有低盐度、低密度、富 CO₂ 的特点, 与造山型矿床流体系统一致。

(2) 主成矿阶段石英中发育 4 种类型的原生包裹体, 且均一温度相近, 指示流体沸腾现象的存在。主成矿阶段包裹体均一温度介于 210 ~ 340°C, 属于中温热液范围; 流体包裹体捕获压力为 90 ~ 250MPa, 相当于 9km 深度下静水-静岩压

力交替的流体系统, 流体系统减压沸腾是矿质沉淀的主要机制。

(3) 望峰金矿带是陆陆碰撞体制形成的中等深度的造山型金矿系统。

致谢 研究工作得到陈衍景教授的指导, 李朝阳研究员、钟伟博士和郑义等研究生参加了野外工作, 野外工作得到了望峰金矿同行的大力支持, 包裹体测试得到了李晶和朱明田等人的帮助, 在此一并致谢。

References

- Brown PE. 1989. Flnconr: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data. *American Mineralogist*, 74: 1390 – 1393
- Chen HY, Bao JX, Zhang ZJ, Liu YL, Ni P and Ling HF. 2000. Isotope indication to source of ore materials and fluids of the Wangfeng gold deposit in Tianshan; A case study of metallogenesis during collisional orogenesis. *Science in China (Series D)*, 43 (suppl.): 156 – 166
- 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, 234 (in Chinese with English abstract)
- Chen YJ, Li X, Jing J, Gao XL, Chen HY, Wu XD and Wu DH. 1998. Study of ore-forming fluid for the Wangfeng gold deposit of Xinjiang and its genetic implication. *Bulletin of the Chinese Academy of Geological Science*, 19(2): 195 – 203 (in Chinese with English abstract)
- Chen YJ. 2000. Progress in the study of central Asia-type orogenesis - metallogenesis in Northwest China. *Geological Journal of China Universities*, 6(1): 17 – 22 (in Chinese with English abstract)
- Chen YJ and Chang XL. 2000. Copper and Gold Metallogeny and Exploration Targeting in the Tiange'er-Baluntai Region. Beijing: Report 96 – 915 – 03 – 05A of the National Research Project 305, 145 (in Chinese)
- Chen YJ, Sui YH and Gao XL. 2001. Fluid geochemistry of Tieluping Ag ore and its implications for the CPMF model. In: Cidu (ed.). *Water-Rock Interaction 2001*, Swets & Zeitlinger, Lisse, 689 – 692
- 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, Pirajno F and Qi JP. 2005. Origin of gold metallogeny and sources of ore-forming fluids in the Jiaodong Region, 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. 2006. Orogenic-type deposits and their metallogenic model and exploration potential. *Geology in China*, 33(6): 1181 – 1196 (in Chinese with English abstract)
- 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 Review*, 31: 139 – 169
- Chen YJ, Ni P, Fan HR, Pirajno F, Lai Y, Su WC and Zhang H. 2007. Diagnostic fluid inclusions of different types hydrothermal gold deposits. *Acta Petrologica Sinica*, 23(9): 2085 – 2108 (in Chinese with English abstract)
- Chen YJ, Xiao WJ and Zhang JJ. 2008. Ore-system as a geodynamic probe. *Geology in China*, 35(6): 1059 – 1073 (in Chinese with English abstract)
- Cheng YQ. 1994. *Regional Geology of China*. Beijing: Geological Publishing House, 40 – 120 (in Chinese)
- Deng XH, Li WB, Li N, Mei M and Zhang Y. 2008. Study of fluid inclusions and genesis of the Zhifang Mo deposit in Songxian County, Henan Province. *Acta Petrologica Sinica*, 24(9): 2133 – 2148 (in Chinese with English abstract)
- Fan HR, Xie YH, Zhai MG and Jin CW. 2003. A three stage fluid flow model for Xiaolinling lode gold metallogenesis in the Henan and Shaanxi provinces, central China. *Acta Petrologica Sinica*, 19(2): 260 – 266 (in Chinese with English abstract)
- Goldfarb RJ, Groves DI, Gardoll S *et al.* 2001. Orogenic gold and geologic time: A global synthesis. *Ore Geology Reviews*, 18: 1 – 75
- Groves DI, Goldfarb RJ, Gebre-Mariam M, Hagemann SG and Robert F. 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Review*, 13: 7 – 27
- Groves DI and Beirlein FP. 2007. Geodynamic settings of mineral deposit systems. *Journal of the Geological Society, London*, 164: 19 – 30
- 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
- Hassan ZH. 2002. Fluid inclusions in the mesozonal gold deposit at Atud mine, eastern Desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 35: 347 – 363
- Kerrich R, Goldfarb RJ, Groves DI, Garwin S and Jia YF. 2000. The characteristics, origins and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces. *Sci. China (Ser. D)*, 43 (suppl.): 1 – 68
- Li HQ, Xie CF, Chang HL, Cai H, Zhu JP and Zhou X. 1998. Study of Metallogenetic Chronology of Nonferrous and Precious Metallic Ore Deposits in Northern Xinjiang, China. Beijing: Geological Publishing House, 100 (in Chinese with English abstract)
- Li J, Chen YJ, Li QZ, Lai Y, Yang YS 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 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)
- Lu HZ, Fan HR, Ni P, Ou GX, Shen K and Zhang WH. 2004. Fluid Inclusion. Beijing: Science Press, 208 – 222 (in Chinese)
- Ni ZY, Li N, Guan SJ, Zhang H and Xue LW. 2008. Characteristics of fluid inclusions and ore genesis of the Dahu Au-Mo deposit in the Xiaolinling gold field, Henan Province. *Acta Petrologica Sinica*, 24(9): 2058 – 2068 (in Chinese with English abstract)
- Phillips GN and Evans KA. 2004. The role of CO₂ in the formation of gold deposits. *Nature*, 429: 860 – 863
- Pirajno F. 2008. *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Springer, Perth, 1250.
- Qi JP, Chen YJ, Ni P, Lai Y, Ding YJ, Song YW and Tang GJ. 2007. Fluid inclusion constraints on the origin of the Lengshuibeiou Pb-Zn-Ag deposit, Henan province. *Acta Petrologica Sinica*, 23(9): 2119 – 2130 (in Chinese with English abstract)
- Sibson RH. 1987. Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems. *Geology*, 15: 701 – 704
- Wang JL, Liu YJ and Wang RS. 1994. Ductile shear zone and the relationship with gold deposits in Shenglidaban gold field, Xinjiang. *Northwest Geoscience*, 15(2): 20 – 26 (in Chinese with English abstract)
- Wang JL, Liu YJ and Wang RS. 1995. Auriferous mineralization of the Shenglidaban gold field, Xinjiang. *Journal of Northwest University (Natural Science Edition)*, 25(2): 142 – 146 (in Chinese with English abstract)
- Wang KY, Wang L, Liu ZH and Wang JY. 2008. Characteristics of fluid

- inclusions and origin of Gaojiapuzi silver deposit, Liaoning Province. *Acta Petrolobica Sinica*, 24(9): 2085 – 2093 (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 metallogenic belt, China. *Acta Petrolobica Sinica*, 23(9): 2227 – 2240 (in Chinese with English abstract)
- Wu XD and Chen GJ. 1999. Geological characteristics and metallogenic regulation of Wangfeng gold mineralization zone in west part of Tianshan Mountains. *Xinjiang Geology*, 17(1): 20 – 26 (in Chinese with English abstract)
- Xiao WJ, Zhang LC and Qin KZ. 2004. Paleozoic accretionary and collisional tectonics of the eastern Tianshan (China): Implications for the continental growth of central Asia. *American Journal of Science*, 304, 370 – 395
- Xiao WJ, Han CM, Yuan C, Sun M, Lin SF, Chen HL, Li ZL, Li JL and Sun S. 2008. Middle Cambrian to Permian subduction-related accretionary orogenesis of Northern Xinjiang, NW China: Implications for the tectonic evolution of central Asia. *Journal of Asian Earth Sciences*, 32: 102 – 117
- Xu JH, Xie YL, Ding RF, Yin YJ, Shan LH and Zhang GR. 2007. CO₂-CH₄ fluids and gold mineralization: southern margin of Altay, China and Muruntau of Uzbekistan. *Acta Petrolobica Sinica*, 23(8): 2026 – 2032 (in Chinese with English abstract)
- Yao JM, Zhao TP, Wei QG and Yuan ZL. 2008. Fluid inclusion features and genetic type of the Wangpingxigou Pb-Zn deposit, Henan Province. *Acta Petrolobica Sinica*, 24(9): 2113 – 2123 (in Chinese with English abstract)
- Zhang J, Chen YJ, Li GP, Li ZL and Wang ZG. 2004. Characteristics of ore geology and fluid inclusion of the Yindonggou silver deposit, Neixiang County, Henan Province; Implication for metallogenic type. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 24(3): 55 – 64 (in Chinese with English abstract)
- Zhang ZQ, Lai Y and Chen YJ. 2007. Fluid inclusion study of the Linglong gold deposit, Shandong Province, China. *Acta Petrolobica Sinica*, 23(9): 2207 – 2216 (in Chinese with English abstract)
- Zhu YF, Zhou J and Zeng YS. 2007. The Tianger (Bingdaban) shear zone hosted gold deposit, west Tianshan, NW China: Petrographic and geochemical characteristics. *Ore Geology Reviews*, 32: 337 – 365
- 附中文参考文献**
- 陈华勇, 陈衍景, 倪培, 张增杰. 2004. 南天山萨瓦亚尔顿金矿流体包裹体研究: 矿床成因和勘探意义. *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, 234
- 陈衍景, 李欣, 靖军, 高秀丽, 陈华勇, 吴锡丹, 吴德华. 1998. 新疆望峰金矿成矿流体研究及其成因意义. *地球学报*, 19(2): 195 – 203
- 陈衍景. 2000. 中国西北地区中亚型造山—成矿作用的研究意义和进展. *高校地质学报*, 6(1): 17 – 22
- 陈衍景, 常西临. 2000. 天格尔-巴伦台成矿带金铜矿床成矿规律与找矿评价. 北京: 国家305项目研究报告 96 – 915 – 03 – 05A, 145
- 陈衍景, 李晶, Pirajno F, 林治家, 王海华. 2004. 东秦岭上官金矿流体成矿作用: 矿床地质和包裹体研究. *矿物岩石*, 24(3): 1 – 12
- 陈衍景. 2006. 造山型矿床、成矿模式及找矿潜力. *中国地质*, 33(6): 1181 – 1196
- 陈衍景, 倪培, 范洪瑞, F Pirajno, 赖勇, 苏文超, 张辉. 2007. 不同类型热液金矿床的流体包裹体特征. *岩石学报*, 23(9): 2085 – 2108
- 陈衍景, 肖文交, 张进江. 2008. 成矿系统: 地球动力学的有效探针. *中国地质*, 35(6): 1059 – 1073
- 程裕淇. 1994. 中国区域地质概论. 北京: 地质出版社, 40 – 120
- 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
- 李华芹, 谢才富, 常海亮等. 1998. 新疆北部主要有色贵金属矿床成矿作用年代学. 北京: 地质出版社, 100
- 李晶, 陈衍景, 李强之, 赖勇, 杨荣生, 毛世东. 2007. 甘肃阳山金矿流体包裹体地球化学和矿床成因类型. *岩石学报*, 23(9): 2144 – 2154
- 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
- 卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 欧光义, 沈昆, 张文淮. 2004. 流体包裹体. 北京: 科学出版社, 208 – 222
- 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. *岩石学报*, 24(9): 2058 – 2068
- 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
- 王居里, 刘养杰, 王润三. 1994. 新疆胜利达坂金矿区韧性剪切带与金矿关系. *西北地质科学*, 15(2): 20 – 26
- 王居里, 刘养杰, 王润三. 1995. 新疆胜利达坂金矿区金的成矿作用. *西北大学学报(自然科学版)*, 25(2): 142 – 146
- 王可勇, 王力, 刘正宏, 汪建宇. 2008. 辽宁高家堡子大型银矿床流体包裹体特征及矿床成因. *岩石学报*, 24(9): 2085 – 2093
- 吴锡丹, 陈光进. 1999. 望峰金矿带地质特征及成矿规律. *新疆地质*, 17(1): 20 – 26
- 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
- 徐九华, 谢玉玲, 丁汝福, 阴元军, 单立华, 张国瑞. 2007. CO₂-CH₄流体与金成矿作用: 以阿尔泰山南缘和穆龙套金矿为例. *岩石学报*, 23(8): 2026 – 2032
- 姚军明, 赵太平, 魏庆国, 原振雷. 2008. 河南王坪西沟铅锌矿床流体包裹体特征和矿床成因类型. *岩石学报*, 24(9): 2113 – 2123
- 张静, 陈衍景, 李国平, 李忠烈, 王志光. 2004. 河南内乡县银洞沟银矿地质和流体包裹体特征及成因类型. *矿物岩石*, 24(3): 55 – 64
- 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