

编号: 0258-7106(2012)01-0027-14

豫西东闯金矿床流体包裹体及稳定同位素研究*

范寿龙¹, 何谋春^{1,2,*}, 姚书振¹, 丁振举¹

(1 中国地质大学资源学院, 湖北 武汉 430074; 2 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室, 湖北 武汉 430074)

摘要 东闯金矿床位于华北板块南缘的小秦岭金成矿带中部地区。矿体呈脉状、透镜状赋存于东西向压扭性断裂中, 赋矿围岩为太古界太华群变质岩系。成矿作用可分为4个阶段, 从早到晚, 流体包裹体均一温度分别为296~342℃、257~341℃、250~314℃和175~267℃, 对应流体盐度 $\tau(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为5.23%~6.63%、1.63%~8.77%、3.38%~8.61%和8.55%~11.1%, 以5%~9%为主, 流体成分以 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CO}_2$ 为主。估算成矿压力为100~160 MPa, 静岩压力深度3.6~5.3 km。包裹体水的 $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ 值为-49‰~80.2‰, 多数在50‰~60‰之间, $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ 计算值为3.33‰~7.88‰。碳酸盐矿物 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 为-5.1‰~-1.3‰, $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SM}}$ 为9.9‰~15.29‰。矿石硫化物的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ 为-2.75‰~5.52‰, 均值1.11‰, 而其 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.973\%$ ~ 17.068% 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.322\%$ ~ 15.394% 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.323\%$ ~ 37.491% 。流体包裹体研究以及H-O、S、C、Pb同位素结果表明, 东闯金矿床的成矿流体主要来自深部岩浆, 矿质主要来自太华群地层。该矿床为低盐度、中成、中高温岩浆热液型金矿床。

关键词 地球化学 流体包裹体 稳定同位素 矿床成因 东闯金矿床

中图分类号: P618.51

文献标志码: A

Fluid inclusions and stable isotope geochemistry of Dongchuang gold deposit in western Henan: Implications for genesis

FAN ShouLong¹, HE MouChun^{1,2}, YAO ShuZhen¹ and DING ZhenJu¹

(1 Faculty of Resources, China University of Geosciences, Wuhan 430074, Hubei, China; 2 State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Wuhan 430074, Hubei, China)

Abstract

The Dongchuang gold deposit is located in the central part of the Xiaoqinling gold metallogenic belt, which tectonically belongs to the southern margin of North China plate. Ore bodies occur as veins and lens within nearly EW-trending compresso-shearing faults, and are hosted by metamorphic rocks of Archaean Taihua Group. In accordance with paragenetic association of minerals and intercalation relationship of different veins, hydrothermal ore-forming period can be divided into 4 stages, and gold mineralization mainly occurred at stage II and III. The homogenization temperatures of fluid inclusions of the 4 stages are 296~342℃, 257~341℃, 250~314℃ and 175~267℃ respectively, with salinities of 5.23%~6.63%, 1.63%~8.77%, 3.38%~8.61% and 8.55%~11.1% accordingly (mainly between 5% and 9%), and the hydrothermal fluids belong to the $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CO}_2$ system. The estimated ore-forming pressures of major mineralizing stages are from 100 MPa to 160 MPa, corresponding to the ore-forming depth of 3.6 km to 5.3 km. The calculated $\delta^{18}\text{O}$ values of H_2O in fluid inclusions

* 本文得到全国危机矿山接替资源找矿项目“小秦岭地区金矿床成矿规律总结研究(20089939)资助

第一作者简介 范寿龙,男,1987年生,硕士研究生,矿物学、岩石学、矿床学专业。Email: fslongfsl@126.com

** 通讯作者 何谋春,男,1965年生,副教授,硕士生导师,矿床学专业,主要从事成矿流体方面研究。Email: hemch@126.com

收稿日期 2011-05-28; 改回日期 2011-07-24。张绮玲编辑。

in equilibrium with quartz is from 3.33‰ to 7.88‰, and the δD_{V-SMOW} is from -49‰ to 80.2‰, mostly between 50‰ to 60‰. Moreover, the $\delta^{13}C_{V-PDB}$ and $\delta^{18}O_{V-SM}$ values of carbonate minerals (calcite) vary from -5.1‰ to -1.3‰ and from 9.9‰ to 15.29‰, respectively. Sulfide minerals in ores have a range of $\delta^{34}S_{V-CDT}$ values from -2.75‰ to 5.52‰, with the mean value being 1.11‰. However, $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ and $^{208}Pb/^{204}Pb$ ratios all vary within a narrow interval, from 16.973‰ to 17.068‰, 15.322‰ to 15.394‰ and 37.323‰ to 37.491‰, respectively. Based on thermodynamic researches on fluid inclusions and comparisons of H, O, C, S and Pb isotopic compositions between ores, Taihua Group and Yanshanian granitic intrusions, it is concluded that ore-forming fluids originated from hypomagma, while Taihua Group offered ore-forming materials. The Dongchuang gold deposit is a magmatic hydrothermal type gold deposit characterized by low salinity formed under mesothermal-hypothermal and mesozonal conditions.

Key words: geochemistry, fluid inclusion, stable isotope, ore genesis, Dongchuang gold deposit

东闯金矿床位于小秦岭金矿带中部,是一大型金铅共生矿床。前人从不同侧面对该矿床进行了大量研究工作,但对矿床成因却始终存在分歧。主要观点有:①成矿物质来源于变质岩系,成矿流体为太华群深熔同源产物携带矿质而成矿(徐九华等,1993,2004)或大气降水下渗循环与围岩反应萃取矿质充填成矿(徐启东等,1997);②成矿物质来源于燕山期花岗岩类侵入岩,成矿流体为岩浆侵位演化形成的热液,并可能对太华群地层有淋滤作用且发生物质交换(聂凤军等,2001);③成矿物质来源于地幔或下地壳,成矿流体由地幔流体交代演化而来(李绍儒等,1997,1998)或成矿流体为与多级地幔柱活动有关的幔源流体演化形成(卢欣祥等,2002;2003)。部分研究者提出多源流体混合演化机制,认为深部流体不断与浅部流体混合,并与围岩发生水-岩反应,促使了矿质逐步富集并最终成矿(王义天等,2005)。本文以东闯金矿为研究对象,旨在前人工作的基础上,通过流体包裹体、矿床地球化学等研究,探讨矿床成因。

1 区域地质背景

小秦岭金矿带地处豫陕交界处的潼关—灵宝一带,大地构造位置属于华北克拉通南缘的小秦岭—熊耳山隆起区(图1)。区内地层主要为太古界太华群,南部出露少量中元古界熊耳群和官道口群,新生界第三系和第四系多分布于区域性小河、太要断裂南、北两侧。

太华群是小秦岭花岗岩-绿岩带出露岩石的统

称,由绿岩(变质表壳岩系)和花岗质片麻岩系(变质侵入岩系)两类岩石单元组成,成岩年龄为1.85~2.6 Ga(沈保平等,1994;黎世美等,1996;周汉文等,1998;毛景文等,2005)。绿岩为一套原岩为中基性火山-沉积建造的中深变质岩系,自下而上由基性喷发表壳岩、观音堂岩组和焕池峪岩组组成,岩性为斜长角闪岩、斜长角闪片麻岩、石英岩、黑云斜长片麻岩、大理岩等。花岗质片麻岩系包括杨砦峪组灰色片麻岩和四范沟组片麻状花岗岩,岩性主要为片麻状斜长花岗岩、片麻状黑云二长花岗岩、片麻状黑云花岗闪长岩等,原岩为一套与火山熔岩(绿岩原岩)时代相近的英云闪长岩-花岗闪长岩-奥长花岗岩岩系^①。

区内主体构造为近东西向展布的老鸦岔复式背斜和位于南、北两侧的小河、太要区域性断裂。小秦岭地区是典型拆离-变质杂岩核构造,南北边界为拆离断层,太华群构成变质结晶基底,而位于小河断裂南侧的官道口群、熊耳群则为构造基底盖层(胡正国等,1994;王义天等,2002)。老鸦岔(主背斜)复式褶皱位于太华群基底内,西起陕西提峪,东至河南娘娘山,横贯整个矿带,各次级褶皱分布于其两侧。区内韧性断裂构造密布,沿着各级褶皱轴部及其附近发育,走向以近东西向为主,北西向、东北向和南北向次之。近东西向断裂是主要控矿构造,含金石英脉几乎全都赋存于其中。

区内岩浆活动频繁,自太古代、元古代到中生代皆有表现,具多旋回、多期次特点。以燕山期花岗岩浆活动最为强烈,自西向东沿北侧断裂依次形成了华山、文峪和娘娘山花岗岩基,其中文峪岩体被认

① 河南省第一地质调查队,2006.河南省灵宝市文峪金矿东闯矿区接替资源勘查设计书.内部资料.

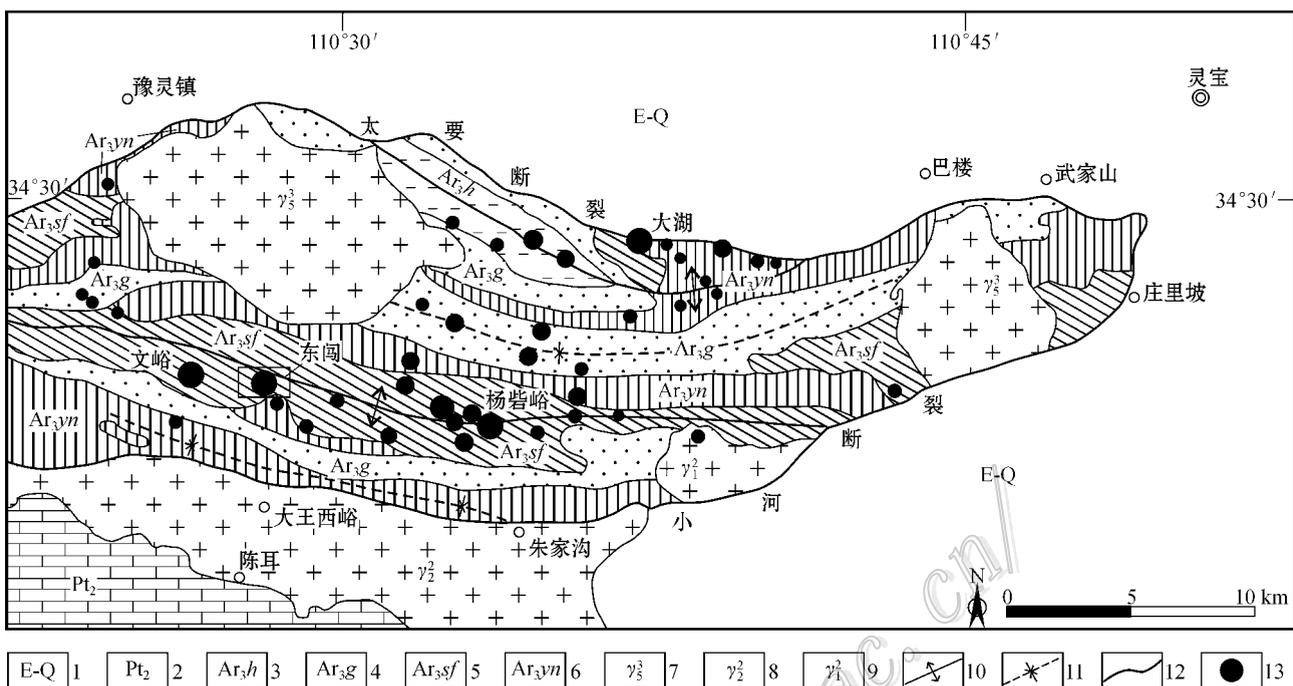


图 1 豫西小秦岭地区区域地质及矿产略图(据河南省第一地质调查队^①资料修绘)

- 1—第四系—新近系砂砾层-红层；2—中元古界官道口群硅镁质碳酸盐岩；3—太华群焕池峪组大理岩；4—太华群观音堂组石英岩、变粒岩；5—太华群四范沟组片麻状花岗岩；6—太华群杨砦峪组灰色片麻岩系；7—中生代黑云二长花岗岩；8—中元古代片麻状二长花岗岩；9—古元古代黑云角闪花岗岩；10—背斜；11—向斜；12—地质界线；13—金矿床

Fig. 1 Regional geological and mineral resources sketch map of Xiaqingling area, western Henan Province

- 1—Quaternary-Neogene；2—Mesoproterozoic Guandaokou Group carbonate rock；3—Taihua Group Huanchiyu Formation marble；4—Taihua Group Guanyingtang Formation quartzite and granulite；5—Taihua Group Sifangou Formation gneissose granite；6—Taihua Group Yangzhaiyu Formation gray gneiss；7—Mesozoic biotite adamellite；8—Mesoproterozoic gneissose adamellite；9—Paleoproterozoic biotite hornblende granite；10—Anticline；11—Syncline；12—Geological boundary；13—Gold deposit

为与金矿化关系较为密切(栾世伟等,1985;黎世美等,1996;聂凤军等,2001),矿床一般分布在其外围 2~7 km 范围内。岩石地球化学和稳定同位素研究显示,包括文峪岩体在内的燕山期花岗岩为太华群深部重熔作用和结晶分异的产物(徐九华等,1993;王祖伟,1996;聂凤军等,2001),其单颗锆石 SHRIMP U-Pb 测年结果为(138.4 ± 2.5) Ma(毛景文等,2005)。

2 矿床地质特征

东闯金矿床位于小秦岭金矿区中矿带中段,老鸦岔主背斜南翼近轴部,次级褶皱西峪脑-仓珠峪向斜通过矿区中部(图 2)。出露地层以四范沟组片麻状花岗岩(Ar_{3sf})为主,片麻理走向 270~300°,为条

纹(痕)状花岗片麻岩,夹薄层斜长角闪岩,或与斜长角闪岩互层,局部有黑云(角闪)斜长片麻岩。区内断裂构造密集,以近东西向压扭性断裂为主,控制了含金石英脉的产出,其次为近南北向张扭性断裂,多为基性岩脉所充填。矿区中南部发育一东西向展布的黑云二长花岗岩岩墙,延伸 3~5 km,出露宽度几十至数百米, $^{40}Ar-^{39}Ar$ 法测得其年龄值为(207.29 ± 4.15) Ma,为印支期产物(徐启东等,1998)。

矿区中共有含金石英脉 20 条,除 2 条为北西走向向外,其余矿脉的形态和产状均严格受东西向断裂控制。主要矿脉为 S508、S507、S504、S505 和 S502,长度都大于 3 000 m,平面上呈近平行等距(40~200 m)密集分布,剖面上从北向南彼此呈叠瓦状排列,倾向南,倾角 30~65°,沿走向、倾向呈舒缓波状,具分支

① 河南省第一地质调查队. 2006. 河南省灵宝市文峪金矿东闯矿区接替资源勘查设计书. 内部资料.

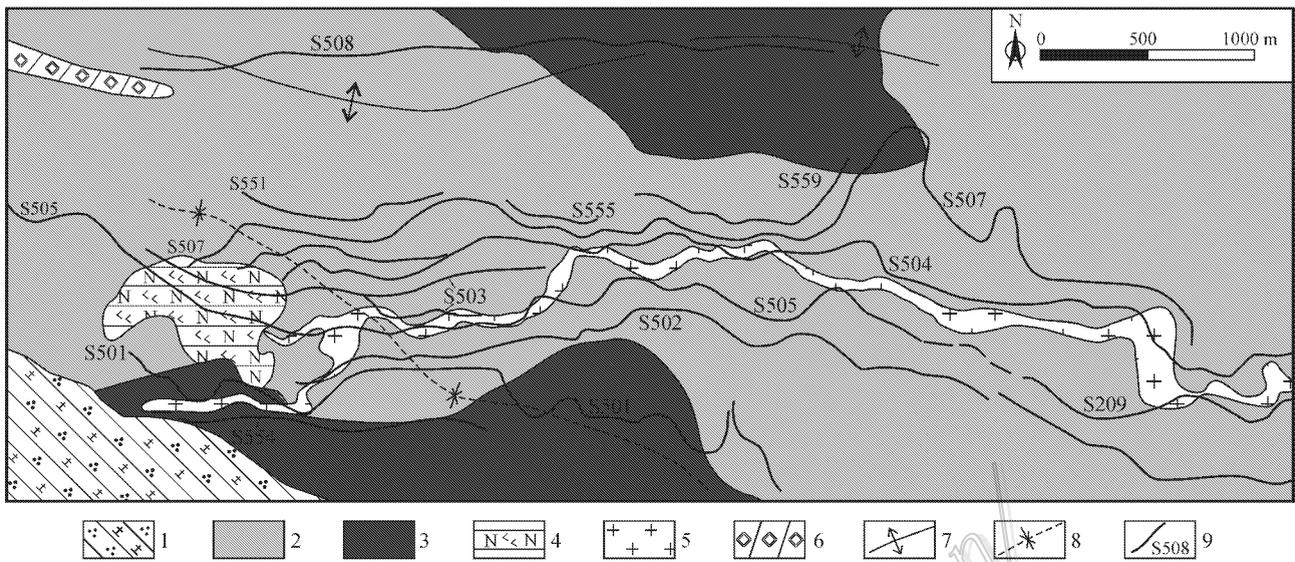


图2 东闯金矿床地质简图(据河南省第一地质调查队^①资料修绘)

1—太华群观音堂组石英岩、变粒岩;2—太华群四范沟组片麻状花岗岩;3—太华群杨砦峪组黑云斜长片麻岩;4—新太古代基性喷发表壳岩;5—印支期黑云二长花岗岩;6—五台期花岗岩伟晶岩;7—老鸦岔主背斜;8—仓峪岭次级向斜;9—含金石英脉及编号

Fig. 2 Geological sketch map of the Dongchuang gold deposit

1—Guanyingtang Formation of Taihua Group;2—Taihua Group Sifangou Formation gneissose granite;3—Taihua Group Yangzhaiyu Formation biotite plagioclase gneiss;4—Late Archaean basic eruptive supracrustal sequence;5—Indosinian monzonitic granite;6—Wutainian granite pegmatite;7—Laoyacha Anticline;8—Cangzhuyi syncline;9—Gold-bearing quartz vein and its serial number

复合、膨大狭缩和尖灭再现等现象。共圈定金矿体近40个,不同矿脉和区段其厚度和金品位等变化较大,但一般呈透镜状、扁豆状和脉状,具膨胀狭缩特点。总结得出矿体赋存规律,在主断裂面走向呈北东东向或倾向上由缓变陡拱弧形部位以及由陡变缓凹型部位是石英脉充填及金、铅矿体赋存的良好部位。

矿石类型以石英脉型为主,蚀变岩型次之。矿石中金属矿物主要为黄铁矿、方铅矿、黄铜矿、磁黄铁矿,及少量白钨矿、闪锌矿等。脉石矿物主要为石英、铁白云石,次为方解石、绿泥石、绢云母等。矿石以不规则团块状(图3A)、条带状和网脉状构造(图3B)为主,次为浸染状、角砾状构造。矿石结构主要为自形、半自形晶结构(图3C)、半自形、他形晶结构(图3D),其次为碎裂结构、交代和共结结构(图3E、3F)。围岩蚀变有绢云母化、硅化、黄铁矿化、碳酸盐化及绿泥石化等,蚀变类型和围岩性质关系密切(徐九华等,1990)。根据矿石结构构造和矿物共生组合等特点,东闯金矿床的形成演化可分为热液期和表生期。热液期矿化从早到晚可分为:I、黄铁矿-石英阶段;II、石英-黄铁矿阶段;III、多金属硫化物阶段;IV、碳酸盐-石英阶段,其中Au的成矿主要发生在II、III阶段,

金多呈粒状、叶片状及不规则状分布于石英、黄铁矿等矿物裂隙或颗粒之间。表生期则对热液期形成的矿石进行氧化、淋滤作用。东闯金矿床具有造山带型金矿床的基本特征(Groves et al., 1998)。

3 成矿流体特征

3.1 样品及测试方法

野外采集了东闯矿区 S502、S505、S507 等主要矿脉中不同阶段含金石英脉标本,磨制成测温片对其进行观察和测试分析。包裹体显微测温在中国地质大学(武汉)流体包裹体实验室完成。测温仪器为英国 Linkam THMS600 型冷热台,理论实验温度范围 $-196^{\circ}\text{C} \sim 600^{\circ}\text{C}$,在接近冰点和均一温度时升温速率为 $0.1 \sim 0.5^{\circ}\text{C}/\text{min}$,测温误差优于 1°C ,并采用美国 FLUID INC 公司的人工合成流体包裹体标准样品对冷热台进行温度标定。群体流体包裹体成分分析由中国地质科学院矿产资源研究所流体包裹体与成矿模拟实验室完成,使用仪器为 GC-2010 型气相色谱仪,最低检出限 1×10^{-6} ;HIC-SP Super 型离子色谱仪,最低检出限阴离子为 10^{-9} ,阳离子为

① 河南省第一地质调查队,2006.河南省灵宝市文峪金矿东闯矿区接替资源勘查设计书.内部资料.

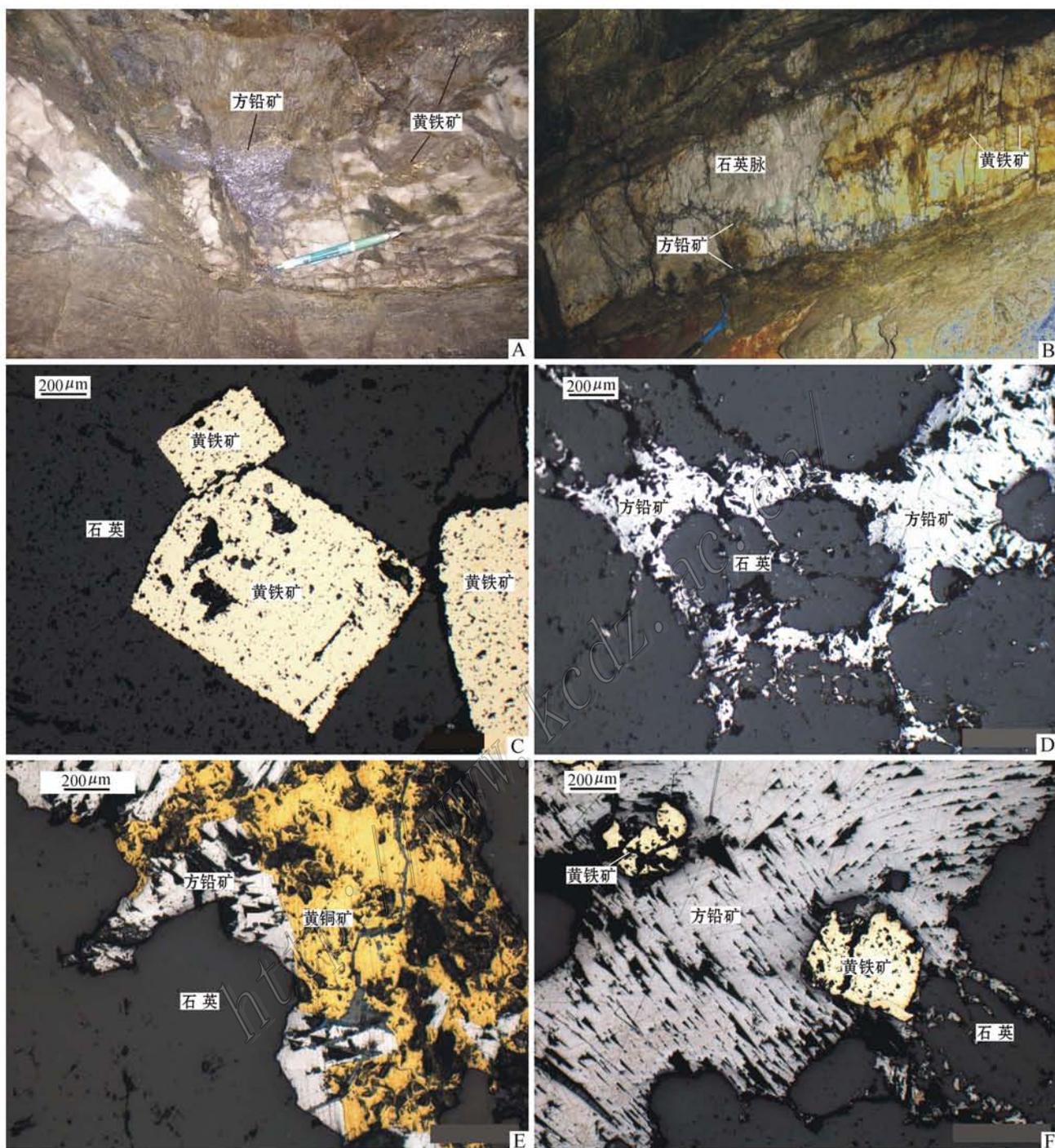


图 3 东闯金矿床矿石结构构造特征

A. Ⅲ阶段团块状方铅矿化与Ⅱ阶段细脉状黄铁矿化; B. Ⅱ阶段条带状黄铁矿化(石英脉中部)及Ⅲ阶段不规则(网)脉状方铅矿化(石英脉近底板围岩处及其中下部); C. Ⅰ阶段自形晶黄铁矿颗粒; D. Ⅲ阶段方铅矿呈不规则网脉状充填于石英颗粒裂隙中; E. Ⅲ阶段黄铜矿与方铅矿共生,界线平直,黄铜矿少量被铜蓝交代; F. Ⅲ阶段方铅矿交代Ⅰ阶段的自形晶黄铁矿,使其形成骸晶结构

Fig. 3 Photographs of ore structures and textures in field and under microscope

A. Stage III lumpy galena and stage II veinlets of pyrite; B. Stage II banded pyrite (central part of quartz vein) and stage III irregular stockwork galena (lower part of quartz vein); C. Idiomorphic pyrite grain of stage I; D. Stage III galena filling in the fissures of quartz occurring as irregular stockwork; E. Stage III chalcopyrite intergrowth with galena, eroded by covellite; F. Stage III galena eroding Stage I pyrite, which occurs as skeleton crystal

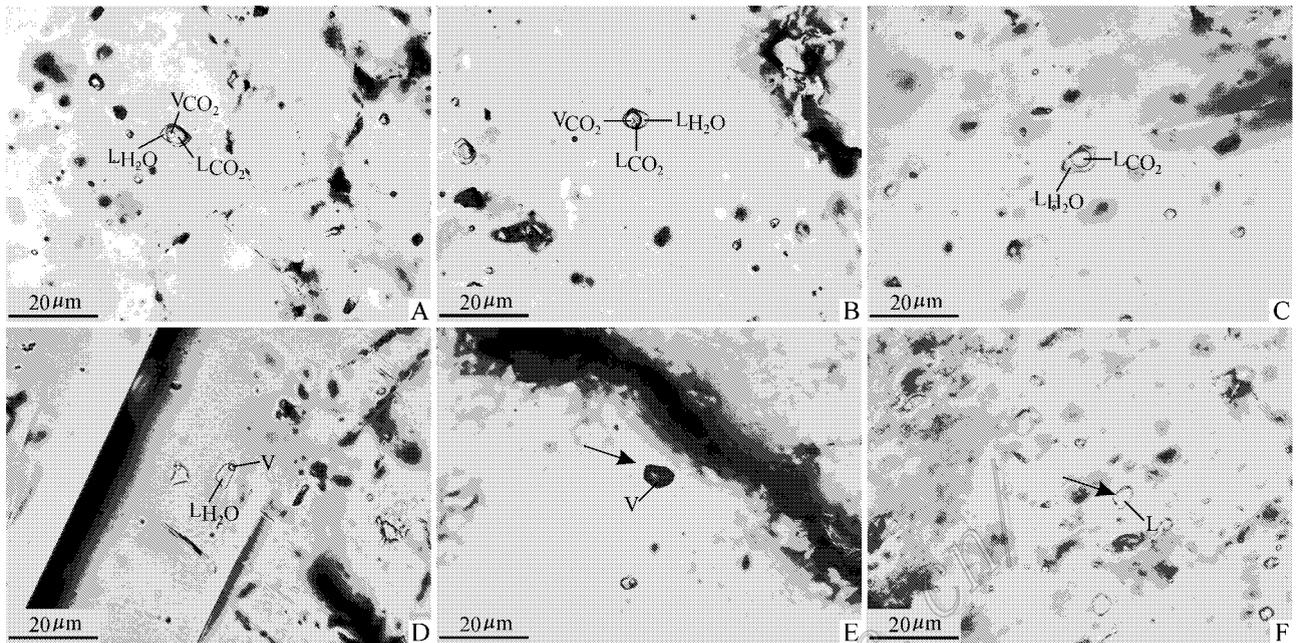


图4 东闯金矿床脉石矿物中流体包裹体的形态特征(室温 $20^{\circ}\text{C} \pm$)

- A. 富 CO_2 三相包裹体, CO_2 相体积 $>60\%$; B. 富 H_2O 三相包裹体, CO_2 相体积 $<50\%$; C. 含液相 CO_2 两相包裹体;
D. 方解石中的 L+V 型两相包裹体; E. 纯气相包裹体; F. 纯液相包裹体

Fig. 4 Photographs of fluid inclusions in gangue minerals of the Dongchuang gold deposit

- A. CO_2 -rich three-phase inclusion, whose CO_2 phase volume $>60\%$; B. H_2O -rich three-phase inclusion, whose CO_2 phase volume $<50\%$;
C. Two-phase inclusion ($\text{L}_{\text{CO}_2} + \text{L}_{\text{H}_2\text{O}}$); D. L+V type inclusion in calcite; E. Pure gas inclusion; F. Pure liquid inclusion

10^{-6} 。单个包裹体成分分析在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室进行。使用 Renishaw RM-1000 型激光拉曼光谱仪,光源为 514.5 nm 氩离子激光器,狭缝为 $25 \mu\text{m}$,计数时间 30 s,扫描范围为 $1\ 000 \sim 3\ 800 \text{ cm}^{-1}$ 。

3.2 包裹体岩相学

镜下观察发现,石英等脉石矿物中含丰富的流体包裹体,根据其成分和相态特征,可分为含液相 CO_2 (C 型:图 4A、4B、4C)气液两相(L+V 型:图 4D)纯液相(L 型)及纯气相(V 型)4 种类型包裹体。其中的 C 型可细分为 C_1 和 C_2 两亚型。 C_1 型在室温下表现为三相($\text{L}_{\text{H}_2\text{O}} + \text{L}_{\text{CO}_2} + \text{V}_{\text{CO}_2}$) (图 4A、4B)。 C_2 型在室温下为两相($\text{L}_{\text{H}_2\text{O}} + \text{L}_{\text{CO}_2}$) (图 4C)降温时出现气相 CO_2 ,以 C_2 型数量居多。C 型包裹体常呈负晶型、椭圆形,成群或面状分布,广泛分布于 I、II、III 阶段,构成主要包裹体类型,而 L+V 型多分布在 IV 阶段,与造山型金矿床的流体包裹体特征一致 (Groves et al., 1998; Kerrich et al., 2000)。

3.3 包裹体显微测温

选择各个阶段主要包裹体类型进行测温,结果

见表 1。

I、II、III 阶段中的 C 型包裹体初熔温度为 $-58 \sim -57.5^{\circ}\text{C}$,低于纯 CO_2 固体熔化温度 -56.6°C ,表明 CO_2 相中有其他气体成分。测得 CO_2 部分均一温度为 $11.6 \sim 31.2^{\circ}\text{C}$,均一到液相,完全均一温度为 $250 \sim 342^{\circ}\text{C}$,除个别包裹体均一至 L_{CO_2} 外,其余全部均一至 $\text{L}_{\text{H}_2\text{O}}$, CO_2 笼合物熔解温度为 $5.0 \sim 9.2^{\circ}\text{C}$ 。根据笼合物熔化温度-盐度函数式 (Roedder, 1984) 计算出的 I ~ III 阶段流体盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 分别为 $5.23\% \sim 6.63\%$ 、 $1.63\% \sim 8.77\%$ 和 $3.38\% \sim 8.61\%$ (表 2)。IV 阶段 L+V 型包裹体, $-32^{\circ}\text{C} \sim -30^{\circ}\text{C}$ 时初熔,低于 $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ 体系共结温度,暗示液相体系中含有其他卤化物,完全均一温度为 $175 \sim 267^{\circ}\text{C}$,均一到液相,冰点温度为 $-7.5 \sim -5.5^{\circ}\text{C}$,根据 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ 体系盐度-冰点函数式 (Bodnar, 1993) 计算获得其盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $8.55\% \sim 11.1\%$ (表 2)。I 阶段至 IV 阶段,均一温度依次降低,显示出成矿的阶段演化特征 (图 5、表 1)。I 阶段至 III 阶段,流体盐度变化不大, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 一般为 $5.8\% \sim 6.2\%$; II 阶段盐度略微高于 I 阶段和 III 阶段,暗示主成矿阶段含矿流

表 1 东闯金矿床流体包裹体显微测温结果

Table 1 Microthermometric data of fluid inclusions in the Dongchuang gold deposit

样品号	成矿阶段	矿物	包体类型	$t_{m,CO_2}/^{\circ}C$	$t_{m,chl}/^{\circ}C$	$t_{m,ice}/^{\circ}C$	$t_{h,CO_2}/^{\circ}C$	$t_b/^{\circ}C$	$t_h/^{\circ}C$	均一相态
DC016-6	I	石英	C	-58.6~-56	6.5~7.3		18.9~28.7		296~342	L-H ₂ O(5)
DC009-2	II	石英	C	-58~-57.9	5.0~6.9 6.2		24~28.5 25.8		288~330 341	L-H ₂ O(7) L-CO ₂ (1)
DC012-5	II	石英	C	-57.8~-57.4	6.4~7.3		25.9~29		270~309	L-H ₂ O(7)
DC017-5	II	石英	C	-59~-58	7~9.2		11.6~24	225~300	257~299	L-H ₂ O(4)
DC009-6	III	石英	C	-60~-55	5.6~7.2 5.3~6.3		14.4~29.2	248~274.8	255~313 267~282	L-CO ₂ (3) L-H ₂ O(6)
DC013-3	III	石英	C	-62~-57.5	6.5~6.9		30~31.2		278.9~245	L-H ₂ O(2)
DC014-2	III	石英	C	-58~-57	7.2~8.3		22.8~29.6		250~314	L-H ₂ O(9)
DC006-4	IV	石英	C L+V	-58~-55	5.8	-7.5~-5.5	27.2	274	250 175~267	L-CO ₂ (1) L-H ₂ O(7)

注： $t_{m,CO_2}/^{\circ}C$:CO₂ 笼合物初熔温度； $t_{m,chl}/^{\circ}C$:CO₂ 笼合物熔解温度； $t_{m,ice}/^{\circ}C$:冰点； $t_{h,CO_2}/^{\circ}C$:CO₂ 部分均一温度； $t_b/^{\circ}C$:爆裂温度； $t_h/^{\circ}C$:完全均一温度，括号内为样品数。

表 2 东闯金矿床流体包裹体测温盐度、密度及压力估算

Table 2 Salinity, density and pressure estimation of fluid inclusion in the Dongchuang gold deposit

成矿阶段	矿物	类型	$w(NaCl_{eq})/\%$		密度/(g/cm ³)		完全均一温度/ $^{\circ}C$		估算压力/MPa
			范围	均值	ρ_{CO_2}	均值	ρ_{H_2O}	范围	
I	石英	C	5.23~6.63	5.8	0.64~0.78	0.69	296~342	320	120~160
II	石英	C	1.63~8.77	6.18	0.63~0.84	0.688	257~341	298.4	120~161
III	石英	C	3.38~8.61	5.85	0.50~0.82	0.685	250~314	277.6	110~140
IV	石英	C		7.81		0.66		250	90~100
		L+V	8.55~11.1	9.93		0.90~0.95	175~267	213	

注：水的密度根据 Bodnar(1983) 的 NaCl-H₂O 体系的 T-W- ρ 相图投点求得，CO₂ 的密度根据 Shepherd(1985) 等人 CO₂ 均一温度和密度关系图求得。

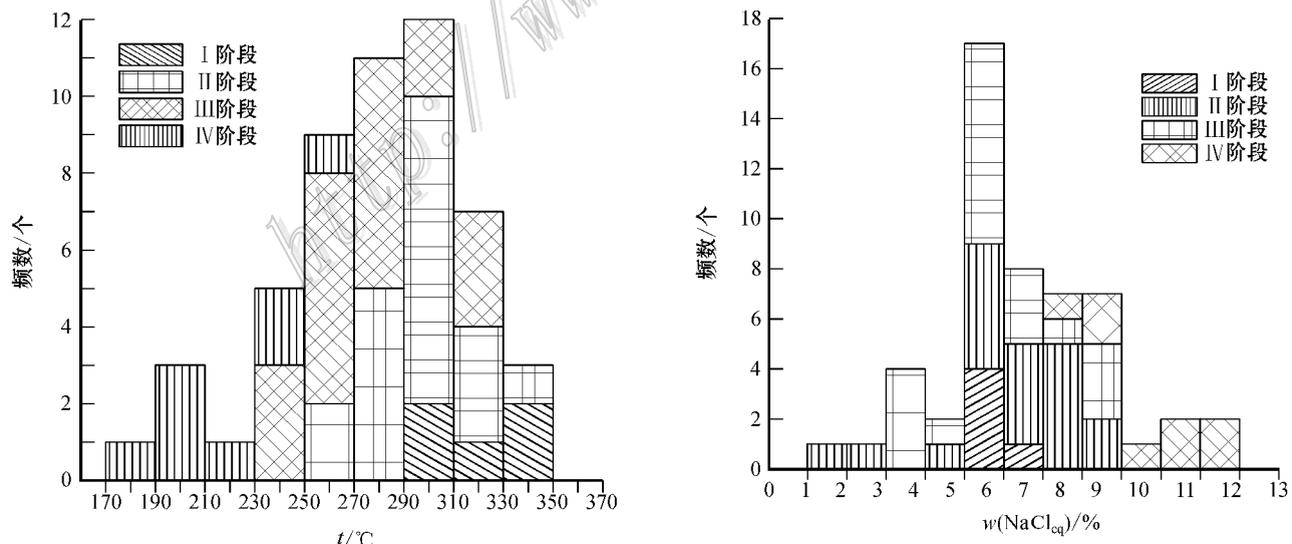


图 5 东闯金矿床流体包裹体均一温度(左)及盐度(右)直方图

Fig. 5 Histograms showing homogenization temperatures (left) and salinities (right) of fluid inclusions in quartz from the Dongchuang gold deposit

体性质有所改变。IV 阶段流体盐度明显高于前三个阶段(均值 9.93%)，且较少出现 C 型包裹体，类似

现象也已有诸多报道(Hagemann et al., 2003; 陈华勇等, 2004; 祁进平等, 2007)。推测可能发生了以

CO₂ 逸失为特征的不混容或沸腾现象(Chen et al., 2001 2005 2006)而使晚阶段流体盐度增高。均一温度及盐度频率直方图见图 5。根据 Schwartz (1989)提供的 CO₂-H₂O-NaCl 包裹体 $x(\text{CO}_2)$ 、 $\alpha(\text{CO}_2)$ 、 p 和 t_h 关系图以及 CO₂-H₂O-NaCl 包裹体 $x(\text{CO}_2)$ 、 $\alpha(\text{CO}_2)$ 和 p 关系图,选择了部分盐度为 0~6%的包裹体,采用内插法计算包裹体捕获压力,得到 I 阶段~III 阶段流体捕获压力为 110~160 MPa(表 2),从早阶段到晚阶段,成矿压力具有降低的趋势。根据适用于计算造山型金矿成矿深度的压力梯度标准:3.3 km/100 MPa 或 30.3 MPa/km (Hagemann et al., 1996),求得对应的静岩深度为 3.6~5.3 km,表明东闯金矿床形成于中等深度范围。

3.4 包裹体成分

单个流体包裹体激光拉曼光谱成分分析结果表

明,包裹体中液相基本以 H₂O 为主,气相成分主要为 CO₂,部分包裹体含一定量的 CH₄(图 6)。群体包裹体成分分析结果表明气相成分为 H₂O、CO₂ 以及 N₂,另有少量 O₂、CH₄ 及微量 C₂H₂ 和 C₂H₄。液相成分中阳离子以 Na⁺、K⁺ 为主,次为 Ca²⁺。除个别样品外,K⁺/Na⁺ 比值一般小于 1。阴离子成分以 Cl⁻ 为主,含较多 SO₄²⁻,F⁻/Cl⁻ 比值较小。Cl⁻ 含量高有利于 Au 以氯的络合物形式迁移。

从以上结果可得出,东闯金矿床的成矿热液主要为中高温、低盐度($w(\text{NaCl}_{\text{eq}}) < 10\%$)、富含 CO₂ 的流体,属 H₂O-CO₂-NaCl 体系。范宏瑞等(2000)研究了小秦岭地区燕山期花岗岩中的流体包裹体,发现燕山期岩浆期后热液同样为含 CO₂ 的中高温、低盐度流体。两者在流体性质上的相似性,说明了东闯金矿床成矿流体可能来自于岩浆期后热液。

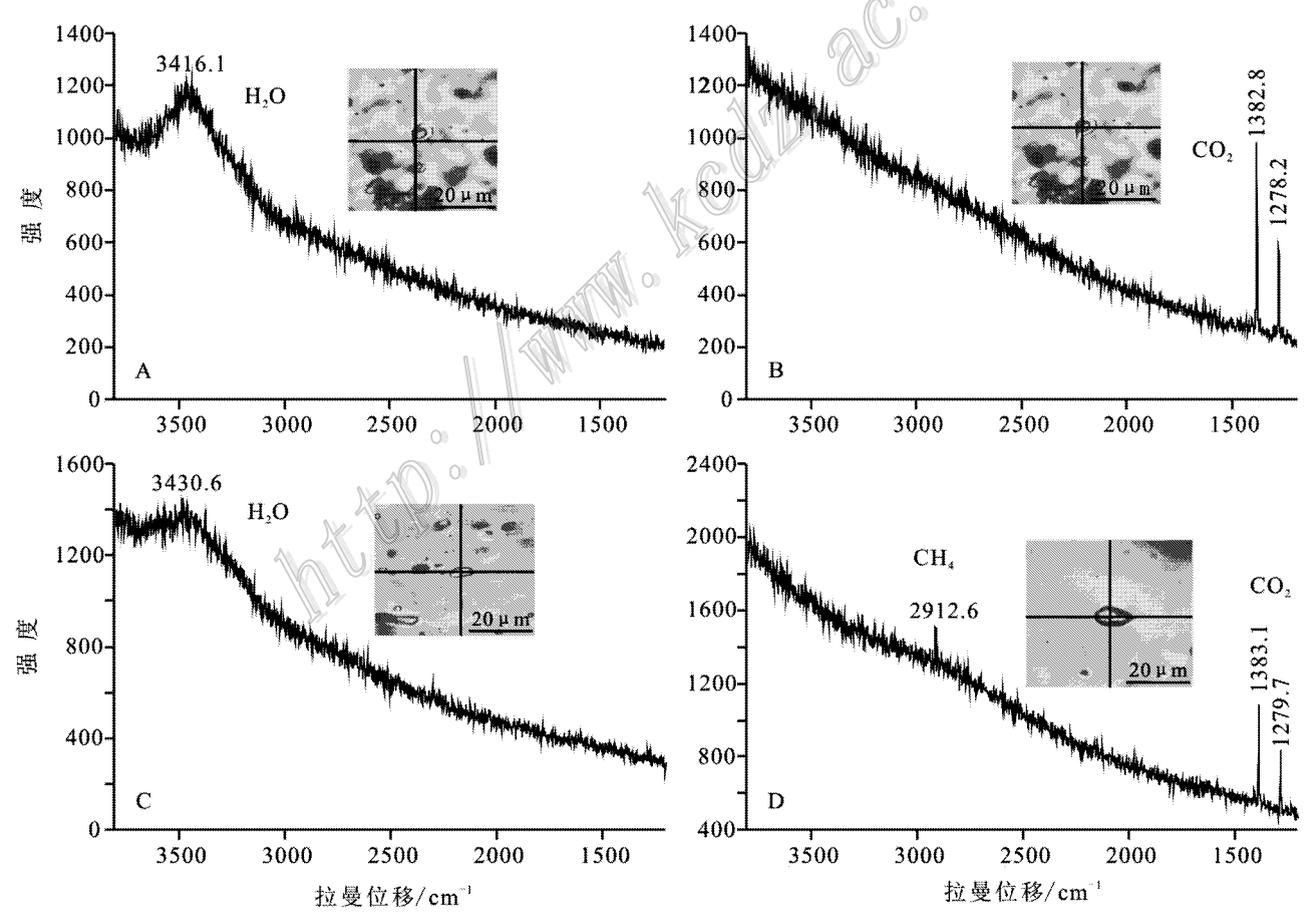


图 6 东闯金矿床单个流体包裹体激光拉曼分析

A. 含 CO₂ 三相包裹体 H₂O 相谱图; B. 含 CO₂ 三相包裹体 CO₂ 相谱图; C. 纯 H₂O 包裹体谱图; D. 纯 CO₂ 包裹体谱图

Fig. 6 Laser Raman analysis of fluid inclusions in the Dongchuang gold deposit

A. Spectrogram of H₂O phase in CO₂-bearing three phase inclusions; B. Spectrogram of CO₂ phase in CO₂-bearing three phase inclusions; C. Spectrogram of pure H₂O inclusions; D. Spectrogram of pure CO₂ inclusions

4 矿床地球化学特征

4.1 样品及分析方法

采集了不同中段和成矿阶段的矿石样品进行同位素分析。H、O、C、S 同位素组成分析均在中国地质科学院矿产资源研究所同位素地质开放实验室进行,使用 MAT-253 稳定同位素质谱仪完成测试。Pb 同位素测试由武汉地质矿产研究所完成。

石英中的氢同位素通过测定 H_2 获得。先将挑选出的单矿物在低温时进行充分干燥,然后通过热爆裂法释放其中流体包裹体水,并通过冷却系统收集、冷却和提纯,随后与锌反应产生 H_2 ,以备质谱分析(Coleman et al., 1982),分析精度优于 2.0‰。石英中氧同位素通过使用激光氟化装置,让石英单矿物与 BrF_5 反应(Clayton et al., 1963),使其中氧以 O_2 形式释放, O_2 在 700℃ 与石墨反应转化为 CO_2 ,然后在质谱仪上测定其 $\delta^{18}O$ 值,分析精度优于 0.2‰。方解石碳氧同位素分析采用 100% 磷酸法。特定温度下方解石单矿物与 100% 磷酸反应,释放出 CO_2 ,通过质谱仪测定与之平衡的 CO_2 碳氧同位素,确定碳酸盐碳氧同位素组成,分析精度优于 0.1‰。硫化物硫同位素分析采用 Cu_2O 氧化方法。在真空系统和高温条件下,硫化物与 Cu_2O 反应,硫全部转化为纯净 SO_2 气体,进入质谱仪测定其 $\delta^{34}S$ 值,分析精度优于 0.2‰。测试结果各按以下标准给出:V-PDB(C),V-SMOW(O 和 H)以及 V-CDT(S)。

表 3 东闯金矿床石英单矿物氢、氧同位素组成

Table 3 Hydrogen and oxygen isotopic compositions of quartz from the Dongchuang gold deposit

编号	矿物	阶段	$\delta D_{V-SMOW}/\text{‰}$	$\delta^{18}O_{V-SMOW}/\text{‰}$	$\delta^{18}O_{\text{水}}/\text{‰}$	$t/^\circ\text{C}$	资料来源
DC005-2	石英	I	-72.5	11.1	7.88	470	
DC009-1	石英	I	-49	10.9	7.68	470	
DC009-2	石英	II	-62.2	10.5	5.94	400	
DC015-5	石英	II	-54.7	11.5	6.94	400	
DC012-5	石英	II	-55.2	10.4	5.84	400	本文
DC005-3	石英	III	-80.2	9.9	5.23	395	
DC011-2	石英	III	-60.6	8	3.33	395	
DC012-1	石英	III	-53.6	9.5	4.83	395	
DC006-4	石英	IV	-62.4	10.7	3.83	315	
东闯矿区	石英(1)	I	-48.00	10.66	6.06	430	
	石英(2)	III	-37.30	10.87	5.71	380	徐九华等,1993;
	石英(5)	I	-48~-81	10.7~12.8	2.3~6.0		1997
	石英(4)	II	-38~-87	9.6~11.7	-0.3~1.3		

测试单位:中国地质科学院矿产资源研究所,括号内为样品数,计算温度为经压力校正后的温度(李绍儒等,1997)。

4.2 氢、氧同位素

共对 9 件石英样品进行了 H、O 同位素分析(表 3)。 δD 值直接测定获得 $\delta^{18}O_{\text{水}}$ 值通过石英-水氧同位素分馏方程: $1000 \ln \alpha_{\text{石英-水}} = 3.38 \times 10^6/T^2 - 2.90$ (Clayton et al., 1972)及公式 $\delta^{18}O_{H_2O} = \delta^{18}O_{SiO_2} - 10^3 \cdot \ln \alpha$ (张理刚,1985)计算。

石英中流体包裹体水 δD_{V-SMOW} 值为 -49‰ ~ -80.2‰,多数集中于 50‰ ~ 60‰ 之间。石英的 $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 值为 8‰ ~ 11.5‰,平均 10.28‰,计算的 $\delta^{18}O_{\text{水}}$ 值变化范围为 3.33‰ ~ 7.88‰。在氢-氧同位素图解上(图 7),I、II 阶段样品均投点于岩浆水范围内,III、IV 阶段样品则落在岩浆水左侧边界附近,向靠近大气降水线方向偏移。 $\delta^{18}O_{\text{水}}$ 计算值和 δD 的变化范围与岩浆水范围一致(Taylor,1974),表明成矿流体应以岩浆水为主,晚期可能有大气降水混入。

4.3 硫同位素

本次测得 15 件硫化物样品 $\delta^{34}S_{V-CDT}$ 值变化区间为 -2.75‰ ~ 5.52‰,均值 1.11‰(表 4)。其中黄铁矿 $\delta^{34}S_{V-CDT}$ 值为 1.21‰ ~ 5.52‰,均值 2.42‰;方铅矿 $\delta^{34}S_{V-CDT}$ 值为 -2.75‰ ~ 1.37‰,均值 -0.33‰;黄铜矿 $\delta^{34}S_{V-CDT}$ 值为 3.58‰ 和 3.64‰,均值 3.61‰,总体变化 < 10‰。在硫同位素分布图上,呈正态分布(图 8),与花岗岩 $\delta^{34}S_{V-CDT}$ 值(0‰ ~ 10‰)相近,具有深源硫(幔源或浆源)特点。对比地层、花岗岩体和矿石 $\delta^{34}S$ 组成,东闯金矿床矿石 $\delta^{34}S$ 值介于太华群地层和燕山期花

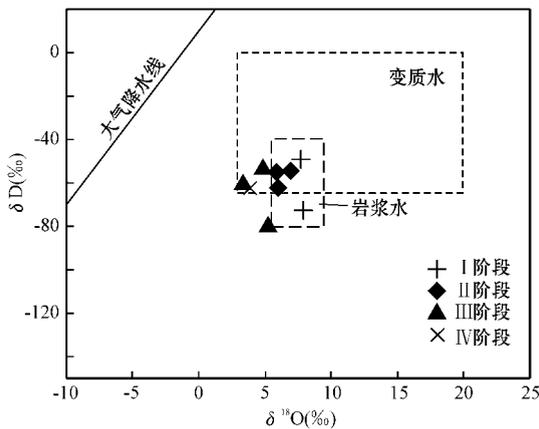


图7 东闯金矿床成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}$ - δD 图解

Fig. 7 Plot of $\delta^{18}\text{O}$ versus δD of ore-forming fluids in the Dongchuang gold deposit

岗岩体的 $\delta^{34}\text{S}$ 值之间,更富集重硫。虽然矿石 $\delta^{34}\text{S}$ 值与花岗岩 $\delta^{34}\text{S}$ 值更接近,但根据燕山期花岗岩为太华群深部物质重熔作用和结晶分异产物,推测矿石中的硫应来源于深部太华群。

4.4 碳氧同位素

本次完成1件IV阶段方解石样品碳、氧同位素测试(表5)结合前人(李绍儒等,1998)数据,碳酸盐矿物 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值为 $-5.1\text{‰} \sim -1.3\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SM}}$ 值为 $9.9\text{‰} \sim 15.29\text{‰}$;I阶段石英包裹体中 CO_2 和 CH_4 的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值分别为 -4.36‰ 和 -24.74‰ ,两者相差较大。III阶段石英包裹体中 CO_2 和 CH_4 的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值则较接近,分别为 -2.17‰ 和 -6.22‰ ,比IV阶段碳酸盐矿物的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值要小。

流体包裹体是保留在矿物里的古成矿流体,对其中成分作同位素分析能较为准确地了解原始流体性质。而矿物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值受成矿溶液的温度、碳离子浓度、 $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{C}}$ 、 $f(\text{O}_2)$ 和pH等因素的制约。本区成矿流体的 $f(\text{O}_2)$ 较高($10^{-32} \sim 10^{-27}$ Pa), $\text{pH} = 6 \pm$ (黎世美等,1996)。根据Ohmoto(1972)的方解石与石墨的 $\delta^{13}\text{C}$ 值随 $f(\text{O}_2)$ 和pH值变化的曲线图中可知,在这种较高的 $f(\text{O}_2)$ 和变化不大的pH条件下,矿物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值应接近热液的 $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{C}}$ 。从结果上看,东闯金矿床 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值与地幔值(平均 -5‰)和火成岩浆系统值(平均 -6‰)较为一致,而与海相碳酸盐(平均 0‰)和沉积有机质($-10\text{‰} \sim 36\text{‰}$)有所差别。现有资料表明,造山型金矿床中碳酸盐矿物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-23\text{‰} \sim +2\text{‰}$ 之间(Ridley et al., 2000),当碳酸盐矿物形成于成矿序列晚期时,通常更富集 $\delta^{13}\text{C}$,甚至可能存在 $\delta^{13}\text{C}$ 正值(Chen et al., 2004)。在热液矿床中, CO_2 气体和碳酸盐矿物的低 $\delta^{13}\text{C}$ 值通常暗示了碳的深部来源(Goldfarb et al., 2004; Chen et al., 2004)。结合S同位素结果,认为碳质同样来源于深部的太华群。

4.5 铅同位素

铅同位素测试结果见表6。矿石铅 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值变化范围为 $16.973\text{‰} \sim 17.068\text{‰}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值变化范围为 $15.322\text{‰} \sim 15.394\text{‰}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值变化范围为 $37.323\text{‰} \sim 37.491\text{‰}$ 。不同硫化物之间,铅同位素比值差别很小,范围较为集中。对比前人(徐九华等,1993;武警黄金指挥部,1997;聂凤军等,2001)测得的矿石Pb同位素结果,除聂凤军等(2001)

表4 东闯金矿床矿石硫同位素组成

Table 4 Sulfur isotopic compositions of sulfides from the Dongchuang gold deposit

原样号	样品名称	$\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDF}}/\text{‰}$	均值/ ‰	资料来源	原样号	样品名称	$\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDF}}/\text{‰}$	均值/ ‰	资料来源	
DC005-3	方铅矿	0.74			DC017-2	方铅矿	-2.56			
DC1950-2	黄铜矿	3.58			DC005-2	方铅矿	1.37		本文	
DC1950-2	黄铜矿	3.64			DC009-6	方铅矿	0.35			
DC016-9	黄铁矿	5.52			DC009-6	方铅矿	0.22			
DC012-1	方铅矿	-2.75		本文		黄铁矿(4)	3.2~7.1	5.9	徐九华等,1993	
DC013-3	黄铁矿	2.53				方铅矿(2)	2.4~4.3	3.4		
DC013-3	方铅矿	1.15				黄铜矿(2)	2.3~4.0	3.2		
DC016-6	黄铁矿	1.23				东闯矿区	黄铁矿(7)	2.4~7.1	5.1	武警黄金指挥部,1997
DC016-6	黄铁矿	1.21				方铅矿(2)	1.4~3.5	2.5		
DC016-7	方铅矿	-1.13					黄铁矿(5)	2.5~3.6	3.2	聂凤军等,2001
DC016-8	黄铁矿	1.59				方铅矿(8)	2.7~4.6	3.6		

测试单位:中国地质科学院矿产资源研究所,括号内为样品数。

表 5 东闯金矿床碳酸盐矿物及流体包裹体碳同位素组成

Table 5 Carbon isotope compositions of carbonate minerals and fluid inclusions from the Dongchuang gold deposit

	样品号	位置	阶段	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SM}}/\text{‰}$	资料来源
方解石	DC006-6	502 脉	IV	-1.3	-15.1	15.29	本文
碳酸盐		507 脉		-4.2	-18.4	11.9	
碳酸盐		507 脉		-5.1	-20.3	9.9	
I Q 包裹体 CO_2		507 脉	I	-4.36			李绍儒等, 1998
I Q 包裹体 CH_4		507 脉	I	-24.74			
III Q 包裹体 CO_2		507 脉	III	-2.17			
III Q 包裹体 CH_4		507 脉	III	-6.22			

测试单位：中国地质科学院矿产资源研究所。

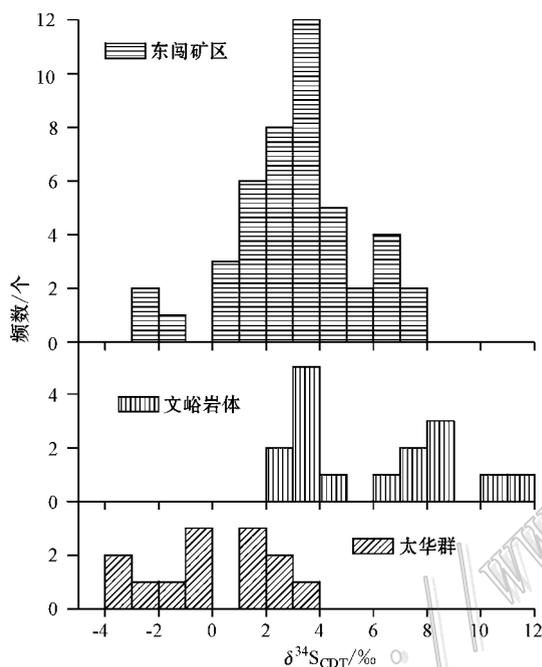


图 8 东闯金矿床金属硫化物硫同位素直方图及其与围岩及岩体硫同位素对比

注：太华群地层和文峪岩体硫同位素数据引自聂凤军(2001)

Fig. 8 $\delta^{34}\text{S}$ histogram of sulfide from the Dongchuang gold deposit, wall rock and magmatic rock

测得的数据变化范围较大外,其他人测得数据和本次所测数据较为一致。在 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解上(图 9),东闯金矿床硫化物铅同位素组成主要落在下地壳和地幔铅演化曲线之间,并且与两条演化曲线相交,少部分位于地幔和造山带演化线之间呈线状分布,矿石铅和地层铅存在部分重叠。太华群铅分布范围广,跨越不同的铅演化线,显示出混合铅特征,反映源区比较复杂。而文峪花岗岩体钾长石铅则主要沿造山带演化线分布,与地层铅、矿石铅组成明显不同。以上结果

表明东闯金矿床的铅、金等成矿元素应该来自于深部的太华群。

5 讨论

流体包裹体、氢、氧、碳、硫、铅同位素测试结果表明:东闯金矿床成矿流体以岩浆期后热液为主,硫、碳、铅等成矿物质主要来自太华群。

文峪花岗岩体是区内出露的重要岩体,金矿床都围绕在其周围产出。前人运用多种方法对该岩体形成年龄进行了测定,结果差异较大(晁援,1989;栾世伟等,1990;黎世美等,1996;徐启东等,1998)。毛景文等(2005)采用单颗粒锆石 SHRIMP U-Pb 测年技术,获得其成岩年龄为 (138.4 ± 2.5) Ma,表明成岩时代为燕山期。

关于矿床的成矿年龄,Ar-Ar 法测得结果为 (118.3 ± 6.5) ~ (142.9 ± 2.9) Ma(徐启东等,1998;李绍儒等,1998;李强之等,2002)。部分数据没有给出图谱或图谱呈“鞍形”,可靠性待商榷,仅徐启东等(1998)的结果(132 Ma 左右)较为可靠。尽管如此,现有数据也多数集中在 130 Ma 左右,显示晚燕山期成矿。东闯金矿的成矿年龄在文峪花岗岩成岩年龄之后,两者在时间上接近,暗示矿床的形成可能与文峪花岗岩体存在成因联系。

但是,包括东闯金矿在内的小秦岭地区脉状金矿床都没有出现在文峪岩体内部或岩体与围岩的接触部位,而是分布在其外围 3~7 km 内,且赋矿断裂多向南倾。多个矿区的研究资料也证实流体运移方向是从南(东)→北(西)(李绍儒等,1998;王铁军等,2002)。因此,从矿体赋存空间上和矿液运移上分析,文峪岩体并不能提供成矿物质和成矿热液。据遥感和物探资料,文峪岩体南部地区显示出环形影像,暗示可能存在隐伏岩体(黎世美等,1996)。根据

表 6 东闯金矿床矿石矿物中铅同位素结果
Table 6 Lead isotope analyses of sulfides from the Dongchuang gold deposit

样品号	矿物	同位素比值			表面年龄/Ma	μ 值	资料来源
		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$			
DC005-3	方铅矿	16.991	15.388	37.423	941	9.25	本文
DC1950-2	黄铜矿	17.040	15.394	37.491	913	9.25	
DC016-9	黄铁矿	16.990	15.345	37.323	895	9.16	
DC012-1	方铅矿	16.973	15.361	37.395	925	9.19	
DC013-3	黄铁矿	17.004	15.354	37.391	895	9.17	
DC013-3	方铅矿	17.014	15.359	37.419	893	9.18	
DC016-6	黄铁矿	17.053	15.330	37.340	833	9.11	
DC016-7	方铅矿	17.038	15.354	37.371	871	9.16	
DC016-8	黄铁矿	17.058	15.322	37.352	821	9.09	
DC017-2	方铅矿	17.068	15.381	37.432	879	9.22	
DC005-2	方铅矿	16.973	15.371	37.379	936	9.21	
DC009-6	方铅矿	17.050	15.379	37.484	889	9.22	
	方铅矿	17.1020	15.4480	37.6570	949	徐九华等,1993	
	方铅矿	17.0640	15.4250	37.5570	953		
	方铅矿	17.0600	15.4450	37.6040	978		
DC-1	方铅矿	17.1020	15.4480	37.6570	923	9.34	
DC-2	方铅矿	17.0640	15.4250	37.5570	925	9.30	
DC-3	方铅矿	17.0600	15.4450	37.6040	949	9.35	
DC-4	方铅矿	17.0500	15.3680	37.4040	874	9.18	
DC-5	黄铁矿	17.3630	15.4390	37.7280	728	9.27	
DC-6	黄铜矿	17.1690	15.4250	37.6310	851	9.28	
DC-7	黄铜矿	17.1130	15.3730	37.4360	833	9.18	
DC-8	方铅矿	17.0300	15.3700	37.3720	890	9.19	
DC-9	黄铁矿	18.0760	15.5236	37.9464	312	9.34	聂凤军等,2001
DC-10	方铅矿	17.6607	15.5285	37.8671	617	9.41	
DC-11	方铅矿	17.7501	15.5001	37.7679	520	9.34	
DC-12	方铅矿	17.5178	15.4836	37.7964	668	9.34	
DC-13	方铅矿	17.4928	15.4586	37.7179	657	9.29	
DC-14	方铅矿	17.2502	15.4206	37.6786	788	9.26	
DC-15	方铅矿	17.0893	15.4000	37.5107	881	9.24	
DC-16	方铅矿	16.8929	15.3586	37.5679	976	9.20	

测试单位:武汉地质矿产研究所。

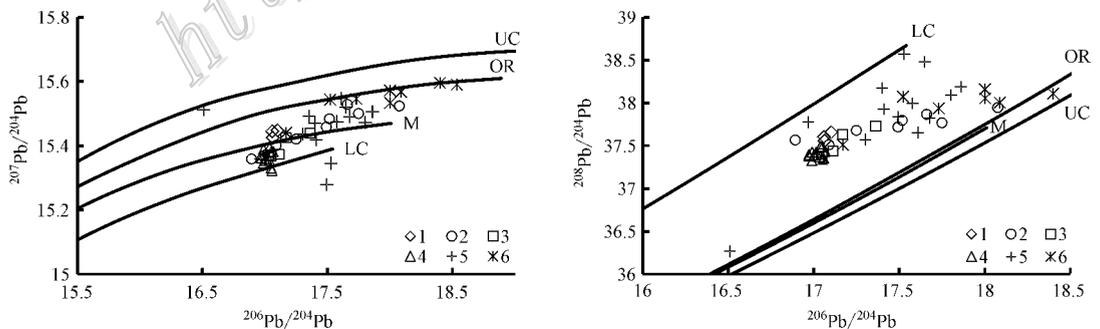


图 9 东闯金矿床铅同位素的 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 及 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图

1~4: 东闯矿区(1—徐九华等,1993;2—聂凤军等,2001;3—中国人民武装警察部队黄金指挥部,1997;4—本次实测);5—太华群地层;6—燕山期花岗岩类;LC—下地壳;OR—造山带;M—地幔;UC—上地壳;太华群和文峪岩体数据引自黎世美等(1996)和聂凤军等(2001)

Fig. 9 Plots of $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ of minerals from the Dongchuang gold deposit

1~4: Dongchuang deposit(1—Xu et al., 1993; 2—Nie et al., 2001; 3—CAF, 1997; 4—This paper); 5—Taihua Group; 6—Yanshanian granite; LC—Lower crust; OR—Orogenic belt; M—Mantle; UC—Upper crust

矿体赋存、矿床同位素以及成矿时代特征,笔者认同深部存在隐伏岩体的观点,认为隐伏岩体提供了主要的成矿热液流体。该隐伏岩体应该同样形成于燕山期,在其侵位后期形成的岩浆期后热液沿着深部断裂通道向上运移,这一过程中与太华群发生了岩-水反应,萃取了地层中的成矿元素,并最终在适当位置(近东西向断裂)中充填成矿。对于该隐伏岩体的存在及其与文峪花岗岩体的关系,还有待进一步研究证实。

6 结 论

东闯金矿床是一大型金铅共生的石英脉型矿床。矿床位于老鸦岔主背斜南翼近轴部,矿脉严格受近东西向展布的断裂带控制,平面上平行等距分布,剖面上呈叠瓦状排列。矿体主要呈脉状、透镜状及扁豆状赋存于矿脉近东西走向段、局部膨大部位以及倾角变化部位。矿床流体包裹体以含液相 CO_2 包裹体(C型)为主,气相成分主要为 CO_2 ,液相为 H_2O ,阴、阳离子为 Na^+ 、 K^+ 及 Cl^- 。从I阶段~IV阶段,流体包裹体均一温度依次降低,分别为 $296\sim 342^\circ\text{C}$ 、 $257\sim 341^\circ\text{C}$ 、 $250\sim 314^\circ\text{C}$ 和 $175\sim 267^\circ\text{C}$,对应流体盐度为 $5.23\%\sim 6.63\%$ 、 $1.63\%\sim 8.77\%$ 、 $3.38\%\sim 8.61\%$ 和 $8.55\%\sim 11.1\%$,主要集中于 $5.8\%\sim 9.93\%$,与燕山期花岗岩体包裹体中流体性质一致,暗示成矿流体可能来源于岩浆期后热液。主成矿阶段流体捕获压力为 $100\sim 160\text{ MPa}$,对应静岩深度 $3.6\sim 5.3\text{ km}$ 。石英及流体包裹体 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ 值为 $3.33\%\sim 7.88\%$, $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ 值为 $-49\%\sim 80.2\%$,多数集中于 $50\%\sim 60\%$ 之间,显示出岩浆水特征。硫化物 $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ 值在 $-2.75\%\sim 5.52\%$ 之间,呈正态分布,且介于太华群和燕山期花岗岩体 $\delta^{34}\text{S}$ 值之间,更富重硫。碳酸盐矿物 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值为 $-5.1\%\sim -1.3\%$,与地幔值和火成岩浆系统值较为一致,显示出成质深部来源。矿石铅 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=16.973\%\sim 17.068\%$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.322\%\sim 15.394\%$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=37.323\%\sim 37.491\%$,与太华群铅同位素组成相似。流体包裹体分析结果以及氢、氧、碳、硫、铅同位素组成说明成矿流体来源于深部岩浆期后热液,太华群则提供了成矿物质。位于文峪岩体南部,矿区深部的隐伏岩体可能提供了矿化所需热液,在沿着深部断裂上升过程中,与围岩反应而萃取成矿物质,最终在地壳中等深度位置的压扭性断裂

带充填形成含金矿脉。东闯金矿床是个中成、以 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ 流体体系为主的低盐度、中高温岩浆热液矿床。

志 谢 野外工作期间得到了河南文峪金矿东闯矿区柳财旺矿长等人以及项目组谭满堂博士的大力支持与帮助,成文过程中曾与熊索菲博士、胡新露博士进行了有益的探讨,在此一并表示衷心的感谢!

参考文献/References

- 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[J]. 矿物岩石, 24(3): 46-54.
- 晁 援. 1989. 关于小秦岭金矿的成矿时代探讨[J]. 陕西地质, 7(1): 52-55.
- 范宏瑞,谢奕汉,赵瑞,王英兰. 2000. 小秦岭含金石英脉复成成因的流体包裹体证据[J]. 科学通报, 45(5): 537-542.
- 胡正国,钱壮志. 1994. 小秦岭地质构造新认识[J]. 地质论评, 40(4): 289-295.
- 李强之,陈衍景,钟增球,李文良,李绍儒,郭晓东,金宝义. 2002. 小秦岭东闯金矿成矿作用的 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 同位素年代学研究[J]. 地质学报, 76(4): 565.
- 黎世美,瞿伦全,苏振邦,黄建军,王小生,岳铮生. 1996. 小秦岭金矿地质和成矿预测[M]. 北京:地质出版社. 1-178.
- 李绍儒,李强之,李文良,郭晓东. 1997. 小秦岭东闯铅-金矿床流体包裹体地球化学特征[J]. 黄金地质, 3(4): 21-28.
- 李绍儒,李强之,李文良,郭晓东. 1998. 小秦岭金矿田矿床成因新认识[J]. 黄金地质, 4(1): 41-49.
- 栾世伟,曹殿春,方耀奎,王嘉运. 1985. 小秦岭金矿床地球化学[J]. 矿物岩石, 5(2): 1-118.
- 栾世伟,陈尚迪. 1990. 小秦岭金矿主要控矿因素及成矿模式[J]. 地质找矿论丛, 5(4): 1-14.
- 卢欣祥,董有,尉向东,于在平,叶安旺. 2002. 小秦岭-熊耳山地区金矿成矿的临界超临界流体[J]. 黄金地质, 3(3): 1-6.
- 卢欣祥,尉向东,于在平,叶安旺. 2003. 小秦岭-熊耳山地区金矿的成矿流体特征[J]. 矿床地质, 22(4): 377-385.
- 毛景文,李晓峰. 2005. 深部流体成矿系统[M]. 北京:中国大地出版社. 1-365.
- 毛景文,谢桂青,张作衡,李晓峰,王义天,张长青,李永峰. 2005. 中国北方中生代大规模成矿作用的期次及其地球动力学背景[J]. 岩石学报, 21(1): 169-188.
- 聂凤军,江思宏,赵月明. 2001. 小秦岭地区文峪和东闯石英脉型金矿床铅及硫同位素研究[J]. 矿床地质, 20(2): 163-173.
- 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[J]. 岩石学报, 23(9): 2119-2130.
- 沈保丰,骆辉,李双保. 1994. 华北陆台太古宙绿岩带地质及成矿[M]. 北京:地质出版社, 1-100.
- 王铁军,樊秉鸿,关康,陈新帮,贺永利,刘军,梁斌祥,王建

- 民. 2002. 文峪金矿床成因讨论[J]. 地质找矿论丛, 17(2): 85-91.
- 王义天, 毛景文. 2002. 碰撞造山作用期后伸展体制下的成矿作用——以小秦岭金矿集中区为例[J]. 地质通报, 21(8): 562-566.
- 王义天, 毛景文, 叶安旺, 叶会寿, 李永峰, 卢欣祥, 李永革. 2005. 小秦岭地区中深部含金石英脉的同位素地球化学特征及其意义[J]. 矿床地质, 24(3): 270-279.
- 王祖伟. 1996. 小秦岭金矿带稀土元素地球化学特征初步研究[J]. 矿产与地质, 10(3): 155-158.
- 徐九华, 倪文, 赵彦生. 1990. 豫西小秦岭东沟金矿床围岩蚀变研究[J]. 地质找矿论丛, 5(1): 18-32.
- 徐九华, 何知礼, 申世亮, 杨振林, 杜加锋. 1993. 小秦岭文峪-东沟金矿床稳定同位素地球化学及矿液矿质来源[J]. 地质找矿论丛, 8(2): 87-100.
- 徐九华, 谢玉玲, 申世亮. 1997. 小秦岭与胶东金矿床的成矿流体特征对比[J]. 矿床地质, 16(2): 151-162.
- 徐九华, 谢玉玲, 刘建明, 朱和平. 2004. 小秦岭文峪-东沟金矿床流体包裹体的微量元素及成因意义[J]. 地质与勘探, 40(4): 1-6.
- 徐启东, 钟增球, 周汉文, 钟国楼. 1997. 小秦岭东沟金矿区花岗岩浆活动的性质[J]. 黄金地质, 3(3): 19-24.
- 徐启东, 钟增球, 周汉文, 杨发城, 唐学超. 1998. 豫西小秦岭金矿区的一组 ^{40}Ar - ^{39}Ar 定年数据[J]. 地质论评, 44(3): 323-327.
- 中国人民武装警察部队黄金指挥部. 1997. 河南省东沟前寒武系中石英脉金矿地质[M]. 北京: 地震出版社. 1-196.
- 张理刚. 1985. 稳定同位素在地质科学中的应用[M]. 西安: 陕西科学技术出版社. 1-151.
- 周汉文, 钟增球, 凌文黎, 钟国楼, 徐启东. 1998. 豫西小秦岭地区太华杂岩斜长角闪岩 Sm-Nd 等时线年龄及其地质意义[J]. 地球化学, 27(4): 367-372.
- Bodnar R J. 1983. A method of calculating fluid inclusion volumes based on vapor bubble diameters and PVTX properties of inclusion fluid[J]. Econ. Geol., 78: 535-542.
- Bodnar R J. 1993. Revised equation and stable for determining the freezing point depression of H_2O -NaCl solutions[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 57(3): 683-684.
- Chen Y J, Sui Y H and Gao X L. 2001. Fluid geochemistry of Tieluping Ag ore and its implications for the CPMF model[J]. In: Water-Rock Interaction 2001, Lisse; Swets & Zeitlinger. 689-692.
- Chen Y J, Pirajno F and Sui Y H. 2004. Isotope geochemistry of the Tieluping silver deposit, Henan, China: A case study of orogenic silver deposits and related tectonic setting[J]. Mineralium Deposita, 39: 560-575.
- Chen Y J, Pirajno F and Sui Y H. 2005. Geology and D-O-C isotope systematics of the Tieluping silver deposit, Henan, China: Implications for ore genesis[J]. Acta Geologica Sinica, 79: 106-119.
- Chen Y J, Pirajno F, Qi J P, Li J and Wang H H. 2006. Ore geology, fluid geochemistry and genesis of the Shangong gold deposit, eastern Qinling Orogen, China[J]. Resource Geology, 56: 99-116.
- Clayton R N and Mayeda T K. 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 27: 43-52.
- Clayton R N, James R, O'Neil, et al. 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water[J]. Journal of Geophysical Research, 77(17): 3057-3067.
- Coleman M L, Sheppard T J, Durham J J, Rouse J E and Moore G R. 1982. Reduction of water with zinc for hydrogen isotope analysis[J]. Analytical Chemistry, 54: 993-995.
- Goldfarb R J, Ayuso R, Miller M L, Ebert Sh W, Marsh E E, Petsel S A, Miller L D, Bradley D, Johnson C and McClelland W. 2004. The late Cretaceous Donlin Creek gold deposit, Southwestern Alaska: Controls on epizonal ore forming[J]. Econ. Geol., 99: 643-671.
- Groves D I, Goldfarb R J, Gebre-Mariam M, Hagemann S G and Robert F. 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposits types[J]. Ore Geology Reviews, 13: 7-27.
- Hagemann S G and Brown P E. 1996. Geobarometry in Archean lode-gold deposits[J]. Eur. J. Mineral., 8: 937-960.
- Hagemann S G 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[J]. Mineralium Deposita, 38: 936-952.
- Kerrick R, Goldfarb R J, Groves D I, Garwin S and Jia Y F. 2000. The characteristics, origins, and geodynamic settings of super giant gold metallogenic provinces[J]. Science in China, 43: 1-68.
- Ohmoto H. 1972. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposit[J]. Econ. Geol., 67: 551-578.
- Ridley J R and Diamond L W. 2000. Fluid chemistry of orogenic lode-gold deposits and implications for genetic models[J]. Reviews in Economic Geology, 13: 141-162.
- Roedder E. 1984. Fluid inclusions, reviews in mineralogy[J]. Mineral. Soc. Amer., 12: 1-644.
- Schwartz M O. 1989. Determining phase volumes of mixed CO_2 - H_2O inclusion using microthermometric measurements[J]. Mineralium Deposita, 24: 43-47.
- Shepherd T J, Rankin A H and Alderton D H M. 1985. A practical guide to fluid inclusion studies[M]. Blackie: Chapman & Hall. 1-239.
- Taylor H P Jr. 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition[J]. Econ. Geol., 69(6): 843-883.