

黑龙江省金厂金矿床 J0 矿体流体地球化学研究*

张宇¹ 赖勇^{1**} 卿敏^{2,3} 王艳忠⁴ 徐佳佳¹

ZHANG Yu¹, LAI Yong^{1**}, QING Min^{2,3}, WANG YanZhong⁴ and XU JiaJia¹

1. 北京大学造山带与地壳演化重点实验室, 北京 100871

2. 武警黄金地质研究所, 廊坊 065000

3. 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

4. 武警黄金部队一支队, 牡丹江 157000

1. Laboratory of Orogen and Crust Evolution, Peking University, Beijing 100871, China

2. Gold Geological Institute of Armed Police Force, Langfang 065000, China

3. KLMD, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

4. Team 1 of Gold Branch of Armed Police Force, Mudanjiang 157000, China

2008-01-12 收稿, 2008-05-06 改回.

Zhang Y, Lai Y, Qing M, Wang YZ and Xu JJ. 2008. Ore-fluid geochemistry of the J0 orebody, Jinchang gold deposit, Heilongjiang province, China. *Acta Petrologica Sinica*, 24(5): 1131–1144

Abstract The Jinchang gold deposit, located in Dongning County, Heilongjiang Province, is a giant deposit that has been discovered recently, with resource up to 86 tons of gold. Occurring in the Jilin-Heilongjiang Metallogenic Belt in the eastern Central Asia Orogenic Belt, it is a complex ore-system possibly including porphyry-, explosive breccia- and epithermal-styles. The ore-system is associated with Mesozoic intermediate-acidic volcanic-subvolcanic rocks. The J0 orebody is regarded to be of explosive breccia-type. Studies in ore geology and isotope and fluid inclusion geochemistry show that the ore-forming process of the J0 orebody includes three stages, the early, middle and late stages, characterized by mineral assemblages of quartz—pyrite, quartz—polymetallic sulfides and quartz—carbonate, respectively. Most of the native gold grains are observed in the middle-stage minerals, and next in the early-stage pyrite. The initial ore—fluids were magmatic in origin and characterized by high temperature, high salinity, high oxygen-fugacity and high content of CO₂. Fluid-boiling resulted in release of volatiles such as CO₂ and decrease in oxygen-fugacity, causing rapid precipitation of sulfides and native gold in middle stage. Meteoric water input made the late-stage fluids dilute, CO₂-poor and epithermal, and slightly contribute to Au-mineralization. The J0 orebody of the Jinchang gold deposit is holistically an intrusion-related, shallow-developed (633m ~ 2736m), high salinity (11.70% ~ 37.81% NaCl. eq) and medium-to-high temperature (238.3 ~ 425.7°C) hydrothermal ore-system. The ore-system, characterized by high-content of CO₂, must be developed in extensional regime of a thickened collisional orogen, instead of a magmatic arc related to oceanic plate subduction.

Key words Fluid inclusion; Explosive breccia-type gold deposit; Jinchang deposit; Heilongjiang province; Central Asia Orogenic Belt.

摘要 黑龙江省东宁县金厂金矿床是最新发现的特大型金矿床, 目前探获黄金资源量 86 吨, 它位于中亚造山带东端的吉黑成矿带, 是与中生代中酸性岩浆活动有关的复杂成矿系统, 矿化类型可能包括了斑岩型、爆破角砾岩型、浅成低温热液型。研究表明, 高丽沟 J0 号矿体为爆破角砾岩型, 热液成矿过程经历了早、中、晚 3 个阶段, 分别形成以石英—黄铁矿、多金属硫化物—石英和碳酸盐为代表的矿物组合, 中阶段矿物含自然金最多, 次为早阶段矿物。初始成矿流体系统为高温、高盐度、高氧逸度、富 CO₂ 的岩浆热液; 经减压沸腾, CO₂ 等挥发分大量逸出, 流体温度、盐度和氧逸度下降, 导致大量金属硫化物及自然金

* 国家自然科学基金项目(40672059)资助。

第一作者简介: 张宇, 女, 1986 年生, 硕士研究生, 矿床学专业, E-mail: zzyymail@163.com

** 通讯作者: 赖勇, E-mail: yonglai@pku.edu.cn

快速沉淀;大气降水混入导致晚阶段流体低温、低盐度、贫 CO_2 ,对成矿贡献甚微。总体而言,成矿流体盐度高(11.70% ~ 37.81% NaCl. eq),成矿作用发生在中—高温(238.3 ~ 425.7°C)的浅成环境(深 633m ~ 2736m)。岩浆—流体成矿系统富 CO_2 ,应发育于大陆碰撞造山带的伸展构造背景,而非大洋板块俯冲诱发的岩浆弧背景。

关键词 流体包裹体;爆破角砾岩型金矿;金厂金矿;黑龙江省;中亚造山带

中图法分类号 P618.51

Sillitoe (1972) 提出了与大洋板块俯冲有关的岩浆弧区的斑岩铜矿成矿构造模式,阐述了斑岩铜矿与浅成低温热液型金矿床的空间和成因联系 (Sillitoe, 1973, 1989),推动了环太平洋成矿带及其类似构造背景的找矿热潮和大批超大型岩浆—流体成矿系统的发现,其中,金储量 > 100t 的浅成低温热液型金矿床已达 20 多个 (Kerrick *et al.*, 2000; Chen *et al.*, 2003)。环太平洋超大型岩浆—流体成矿系统的不断发现还激励着勘查地质学家在其它构造背景寻找类似矿床,在我国发现了新疆阿希 (Qin *et al.*, 2002; 鲍景新等, 2002)、黑龙江团结沟 (祁进平等, 2005)、河北牛圈 (祁进平等, 2004)、福建紫金山 (Pirajno and Bagas, 2002; Qi *et al.*, 2005) 等大型浅成低温热液型金 (伴银或铜) 矿床,河南祁雨沟 (陈衍景和富士谷, 1992; 范宏瑞等, 2000; 郭东升等, 2007)、山东归来庄 (Chen *et al.*, 2005)、内蒙古陈家杖子、江西红山 (齐金忠和李汉光, 2005) 以及山西义兴寨、堡子湾、耿庄 (Chen *et al.*, 1998) 等重要的爆破角砾岩型或斑岩型金矿,这些矿床多发现于陆相火山岩地区 (王德滋等, 1998),显示了我国大陆内部火山岩地区岩浆—流体成矿系统的找矿前景。然而,这些与陆相火山岩有关的岩浆—流体成矿系统究竟形成于何种构造背景? 其地质地球化学特征与岩浆弧区的同类矿床有何区别? 矿床成因机制和成矿规律如何? 长期研究薄弱,认识不清,制约着成矿理论的创新和找矿勘查工作的部署。

黑龙江省东宁县金厂金矿床是武警黄金部队最新发现的特大型金矿床,目前探获黄金资源量 86 吨。该矿床与火山一次火山杂岩有关,成因类型复杂、认识不一 (贾国志等, 2005; 李高升等, 2003),可能是包括了斑岩型、爆破角砾岩筒型、浅成低温热液型等多种矿化的复杂成矿系统 (陈衍景等, 2007),加强金厂金矿床地质特征,成岩、成矿机制和成矿规律研究,有助于松辽盆地以东陆相中酸性火山岩地区的金矿勘查和研究。而且,金厂金矿床产于中亚造山带东端与滨太平洋构造带叠合部位,又受到蒙古—鄂霍茨克海构造演化的影响,它究竟是古太平洋板块向欧亚大陆俯冲作用的产物,还是中亚造山带后碰撞体制构造演化的结果,抑或是蒙古—鄂霍茨克海板块作用的响应? 更是复杂而富有争议的问题。

为揭示大陆内部陆相火山岩地区与大陆边缘岩浆弧区的岩浆—流体成矿系统的差异、特点和发育规律,探讨控制松辽盆地以东地区中生代陆相火山岩及其相关矿床发育的主导性地质因素,确切回答其是否属于太平洋板块俯冲于欧亚大陆之下的直接产物,我们开展了金厂金矿床的综合研

究,本文报道 J0 矿体的流体包裹体研究结果。

1 区域地质

金厂金矿位于黑龙江省最东部的中、俄、朝鲜三国交界处的吉黑成矿带 (图 1)。吉黑成矿带南界为康保—赤峰断裂,西界为依兰—伊通断裂,北、东均以国界为边界,所在构造单元被称为吉黑地槽或吉黑褶皱带,实为佳木斯、兴凯、龙岗等地块的拼贴造山带 (田豫才, 1999)。成矿带地质演化复杂,是古亚洲洋构造域与滨太平洋构造域叠合部位,成矿条件优越,除金厂金矿之外,尚有著名的小西南岔斑岩—夕卡岩型铜金矿床 (芮宗瑶等, 1994; Chen *et al.*, 2007) 以及五凤、五星山、闹枝金矿、刺猬沟等浅成低温热液型金矿床 (祁进平等, 2005)。

在三叠纪之前,研究区属于古亚洲洋构造带或中亚造山带的东端,经历了类似于古亚洲洋多期次的裂解与消减闭合,发育多次岩浆弧和增生陆壳,经过古生代末—三叠纪的碰撞造山作用,古亚洲洋最终消失,中亚造山带形成 (Sengor and Natal'in, 1996; Chen, 1997; Xiao *et al.*, 2003, 2004; 陈衍景, 2000)。在三叠纪—中侏罗世,研究区作为中朝古板块北缘的一部分,主要受蒙古—鄂霍茨克板块作用的影响 (武广等, 2007)。晚侏罗世以来,受太平洋板块活动的影响显著,陆相火山作用强烈,逐步演化为环太平洋成矿带的一部分。

金厂金矿形成于白垩纪 (贾国志等, 2005),位于敦密断裂南东侧 (图 1),矿区以广泛发育中生代多类型的岩浆岩和复杂的断裂构造系统为特征 (图 2)。断裂构造以 NE、NW、SN、EW 向断裂构造为主,控制了部分岩浆侵入体的定位 (陈锦荣等, 2002)。中生代中酸性侵入活动划分为 5 次:早三叠世闪长岩类 (δ_5^{1-1})、中侏罗世花岗闪长岩类 (γ_0^{2-2})、晚侏罗世花岗岩类 (γ_5^{2-3})、早白垩世花岗斑岩 ($\gamma\pi_5^{3-1}$) 等火山一次火山岩、晚白垩世闪长玢岩 ($\delta\mu_5^{3-2}$) 等火山一次火山岩。其中,隐爆角砾岩筒呈链状或串珠状分布于两组或两组以上的断裂交汇部位 (图 2),它们具有良好的渗透性和圈闭性,是最重要的控矿和容矿构造。

2 矿床地质特征

据慕涛等 (2000)、王艳忠和段晓君 (2002)、朱成伟等 (2003)、李高生等 (2003)、贾国志等 (2005) 和我们的实际研

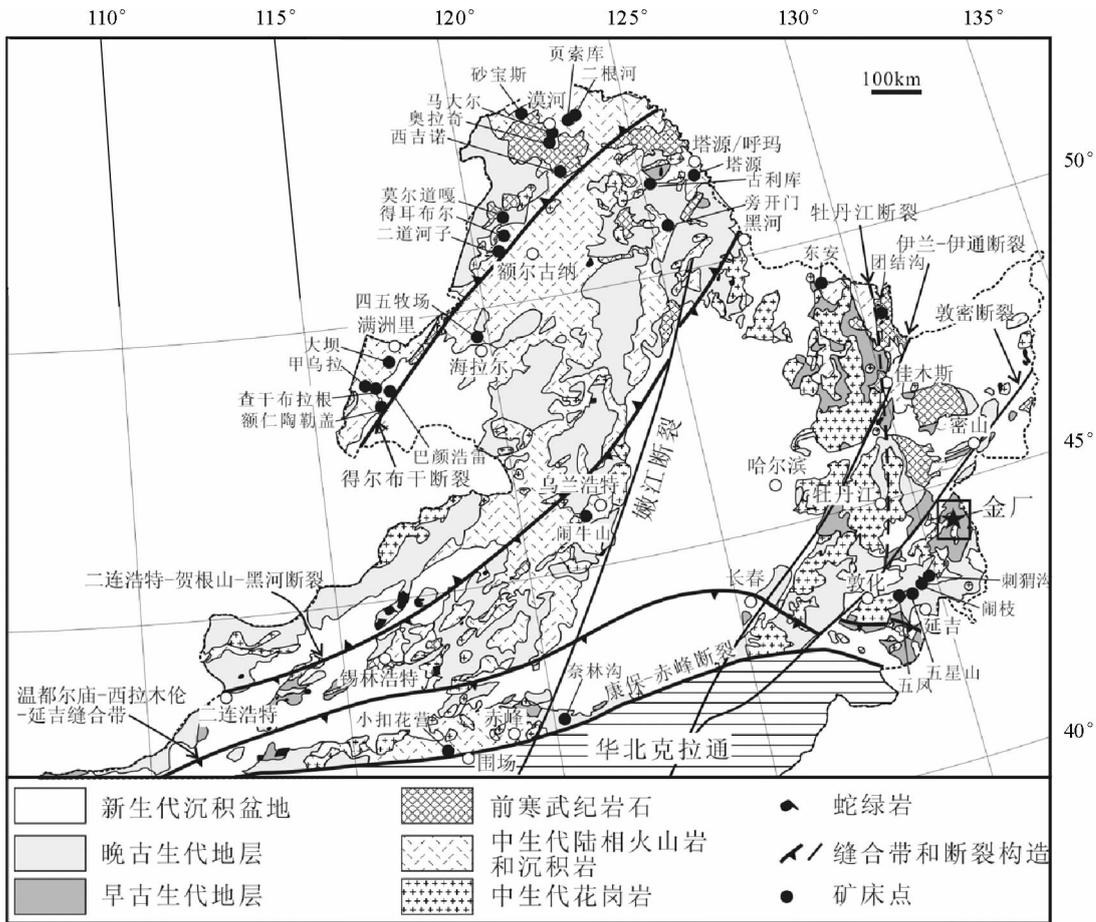


图1 金厂金矿构造位置和区域地质图(据祁进平等, 2005, 修改)

Fig. 1 Sketch map showing the locality and regional geology of the Jinchang gold deposit (modified after Qi *et al.*, 2005)

究,金厂金矿的矿体可据容矿构造和矿化特征细分为3类,即角砾岩筒型、裂隙脉充填型和蚀变岩型。其中,角砾岩筒型金矿体最重要,具有全筒矿化、规模大、品位高、储量集中的特点,已发现高丽沟 J0 号、半截沟 J1 号、狍子沟 J2 号、八号洞 J8 号、邢家沟 J9 号等矿体(图2)。

J0 矿体位于高丽沟东侧山顶,是典型的隐爆角砾岩型矿体,侵入于花岗岩与闪长岩接触带附近,角砾岩筒与围岩界线清楚。矿区发育环形构造和断裂构造,J0 矿体位于高丽沟环形构造外缘的 NE、NW 和 SN 向断裂交汇处(图2)。J0 号角砾岩体在平面上呈椭圆状,长轴近 SN 向,长 30m,短轴长 20m 左右;剖面上呈筒状。矿体走向近 SN,倾向 E,倾角 $82 \sim 85^\circ$,向 SE 侧伏(金宝义等,2002)。角砾岩体的角砾成分复杂,可见花岗闪长岩、花岗岩和闪长岩;角砾的粒径差别较大,大者可达一米以上,小者仅为几厘米,角砾大小混杂,无分选,多数为尖棱角一次棱角状,少数次浑圆状;角砾之间的胶结物为岩屑、岩粉,胶结物与角砾的成分一致,普遍遭受热液蚀变或矿化为矿石,局部尚有岩屑、岩粉残留。胶结物的热液蚀变矿化远强于角砾,使热液蚀变矿物呈团块状或细脉状交代或充填于角砾之间(图3)。

矿石分为角砾岩型、蚀变岩型、石英—黄铁矿脉型、多金属硫化物-石英脉型,金品位差别较大,高达 70×10^{-6} (金宝义等,2002),采矿平均品位为 5.76×10^{-6} ,通常以多金属硫化物-石英脉型最高,蚀变岩型最低。矿石结构复杂,常见交代结构、包含结构、细脉穿插结构、环带结构、碎裂结构和固溶体分离结构等。矿石构造主要有角砾状、脉状、浸染状、团块状、晶洞状、土状构造等。矿石金属矿物以黄铁矿、黄铜矿、方铅矿为主(图4h),自然金、闪锌矿、银金矿、毒砂、辉钼矿、辉铋矿、磁铁矿、褐铁矿、赤铁矿等为次;脉石矿物以石英、斜长石、钾长石、绢云母为主,次为方解石、高岭石、角闪石、黑云母、绿泥石、绿帘石等。金主要以自然金的形式出现,其次为银金矿;金矿物形态多为粒状、浑圆状、不规则状、长条状等,其粒度分布不均,一般在 $0.01 \sim 0.1\text{mm}$ 间,属细粒-中粒金;金矿物以包体金为主,其次为裂隙金和粒间金;载金矿物主要为黄铁矿,次为石英、黄铜矿和方铅矿。

角砾岩体遭受多阶段蚀变与矿化,主要蚀变类型有硅化、绢云母化(图4b)、黄铁矿化、碳酸盐化(图4d)、绿泥石化、高岭土化、钾长石化、黄铁绢英岩化(图4c)、阳起石化、绿帘石化。其中,硅化最广泛,多呈微细网脉或细粒集合体

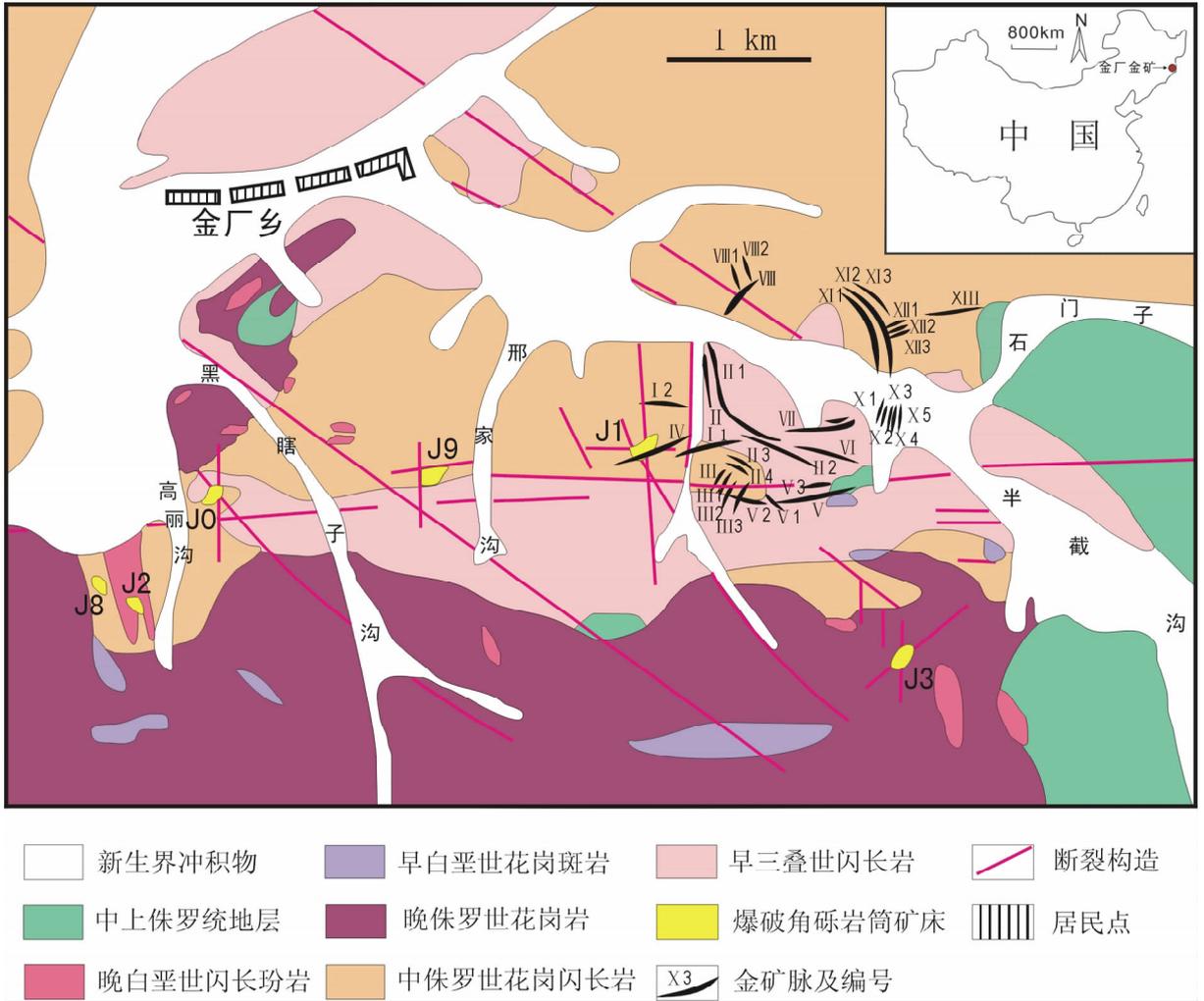


图2 金厂金矿地质图(据贾国志等,2005,略有修改)

Fig.2 Geological map of the Jinchang gold deposit (slightly modified after Jia *et al.*, 2005)

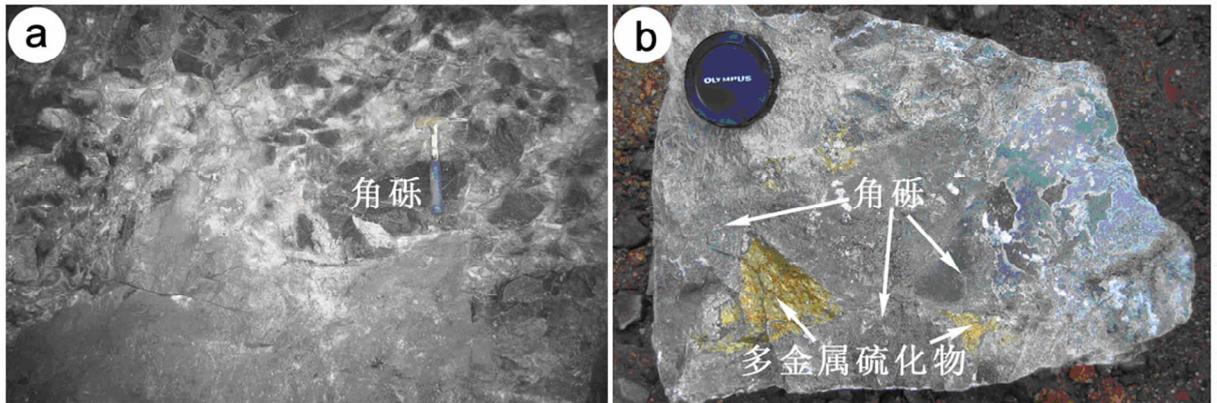


图3 金厂金矿 J0 号矿体角砾岩筒及角砾岩型矿石照片

a-角砾岩筒,石英和多金属硫化物等矿物充填于角砾之间; b-角砾岩型矿石,多金属硫化物充填于角砾之间

Fig.3 photographs of explosive breccia of the J0 orebody, Jinchang gold deposit

a-breccia-pipe, with quartz and polymetallic sulfides filling in the gaps of breccias; b-breccia-type ore, with polymetallic sulfides filling in the gaps of breccias

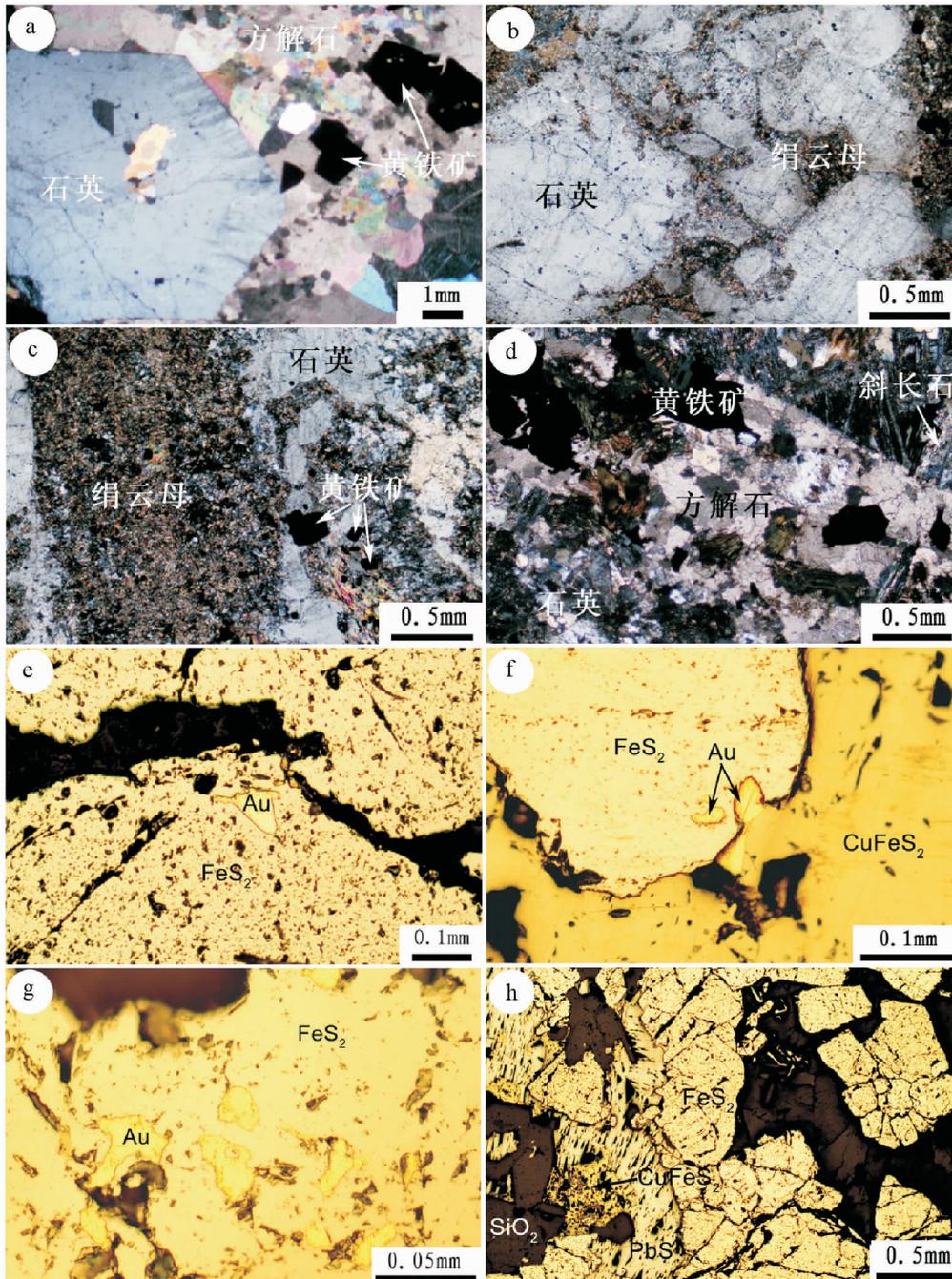


图4 反映金厂金矿 J0 矿体矿床地质的显微照片

a-岩浆阶段残留的斑晶石英，可见增生边；b-碎裂石英发生绢云母化；c-黄铁矿绢英岩化；d-碳酸盐化；e-早阶段矿物组合中，自然金赋存于黄铁矿边缘；f-中阶段矿物组合中，黄铜矿交代黄铁矿，自然金产于黄铁矿、黄铜矿内及其边界；g-自然金呈不规则状产于中阶段黄铁矿中；h-中阶段黄铁矿、黄铜矿、方铅矿和石英的共生现象

Fig.4 Microphotographs showing the ore geology of the J0 orebody, Jinchang gold deposit

a-quartz phenocryst with a secondary growth rim; b-sericitized cataclastic quartz; c-pyritization-sericitization-silicification; d-carbonation; e-native gold occurring in the margin of the early-stage pyrite; f-in the middle-stage mineralogical assemblage, pyrite replaced by chalcopyrite, and gold occurring in both pyrite and chalcopyrite as well as pyrite-chalcopyrite boundary; g-irregular-shaped native gold in pyrite of middle-stage assemblage; h-coexistence of middle-stage pyrite, chalcopyrite, galena and quartz

沿岩石或矿物解理或裂隙交代充填;黄铁矿化以浸染状或细脉状沿岩石节理或裂隙发育;碳酸盐化表现为沿岩石节理、裂隙充填的方解石细脉或网脉,或呈不规则团块状交代其它矿物,常叠加于硅化、绢云母化之上;高岭土化局部发育;钾长石化主要发育于围岩花岗岩类岩石或花岗质角砾中,表现为钾长石常呈不规则树枝状充填于石英间隙中,或由斜长石蚀变而成。角砾常见环状蚀变晕圈,从角砾边缘到中心,依次出现黄铁矿化、硅化、绢云母化、绿泥石化、钾长石化,角砾中心常为弱蚀变的花岗岩。

根据蚀变矿物组合特征、蚀变叠加关系、网脉穿插关系,可将 J0 号矿体的成矿过程从早到晚划分为 3 个阶段:

(1) 石英—黄铁矿阶段。主要矿物组合为石英、绢云母、绿泥石、黄铁矿。角砾岩筒中,主要交代角砾之间的胶结物;在围岩裂隙中,形成石英—黄铁矿细脉。在石英—黄铁矿网脉中,黄铁矿常呈集合体或团块产出,结晶程度一般或较差。黄铁矿中偶见自然金矿物(图 4e)。

(2) 多金属硫化物-石英阶段。硫化物呈团块状或集合体,主要为黄铜矿、黄铁矿、方铅矿、闪锌矿组合。石英多呈梳状、晶洞状产出。本阶段金矿化强烈,大量发现自然金和银金矿(图 4f, 图 4g)。

(3) 碳酸盐化阶段。方解石呈团块状、晶洞状和细脉状交代、穿插分布于胶结物、角砾甚至围岩中,有时伴有黄铁矿和晶簇状石英。该阶段金矿化极弱,未发现自然金。

3 流体包裹体研究

3.1 流体包裹体类型和特征

J0 矿体不同热液成矿阶段的石英、方解石和交代残留的岩浆阶段形成的石英斑晶(图 4a)中发育大量多种类型的流体包裹体,总体可分为 3 类:

(1) 含子矿物多相包裹体(S 类)。见于岩浆阶段的石英的残斑和成矿早阶段石英中。多孤立产出,呈负晶形或椭圆状,少数为不规则状,大小不等,介于 $5\mu\text{m} \sim 60\mu\text{m}$ 。子矿物种类丰富,透明子矿物主要为立方体状的石盐、钾盐等,不透明子矿物为赤铁矿、磁铁矿等。可进一步分为多子晶包裹体、石盐子晶包裹体(图 5d)。多子晶包裹体主要见于石英残斑中,按照流体相成分,又可分为富 CO_2 多子晶包裹体(图 5c)和贫 CO_2 多子晶包裹体(图 5a),前者 CO_2 构成独立相,单个包裹体中气相成分超过 60%;后者不含 CO_2 相,单个包裹体中气相成分小于 50%。石盐子晶包裹体主要见于成矿早阶段石英中,其气相成分含 CO_2 。

(2) 水溶液包裹体(W 类)。可进一步分为富气相水溶液包裹体(WV 类)和富液相水溶液包裹体(WL 类)。WV 类包裹体室温下为气液两相,气相颜色较深,气液比大于 60%;多数形状较规则,呈负晶形或椭圆状,个体较大,一般 $10\mu\text{m} \sim 25\mu\text{m}$ 。WV 类包裹体偶见于早阶段矿物中,在晚阶段不发育。WL 类包裹体(图 5e, 图 5f)气液比小于 50%,见于中、

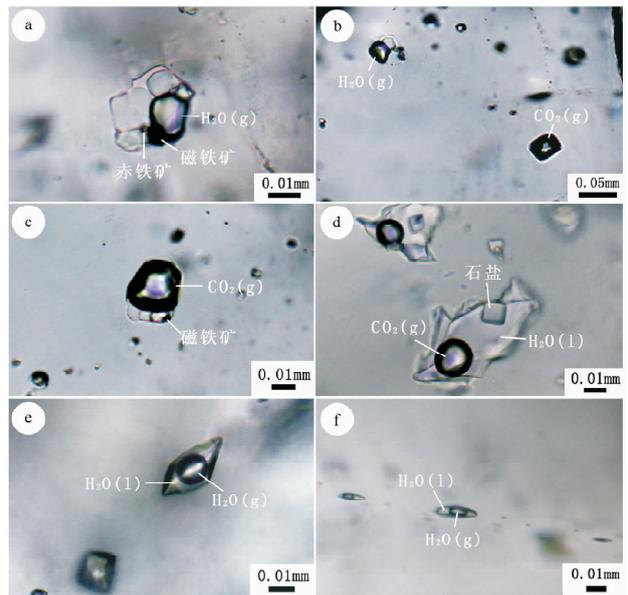


图 5 金厂金矿 J0 矿体流体包裹体显微照片

a-斑晶石英中的含赤铁矿、磁铁矿等子矿物的贫 CO_2 的 S 类包裹体; b-斑晶石英中贫 CO_2 的 S 类包裹体与 CV 类包裹体共存,显示沸腾包裹体组合的特征; c-斑晶石英中富 CO_2 的 S 类包裹体,含磁铁矿和其他子矿物; d-成矿早阶段石英中富 CO_2 的 S 类包裹体,含石盐子矿物; e-WL 类包裹体; f-次生 WL 类包裹体

Fig. 5 Microphotographs of fluid inclusions of the J0 orebody, Jinchang gold deposit

a- CO_2 -poor S-type fluid inclusion in quartz phenocryst, containing hematite, magnetite and other daughter-minerals; b-coexistence of the CO_2 -poor S-type and CV-type fluid inclusions in quartz phenocryst, showing a fluid-inclusion population trapped from boiling fluid; c- CO_2 -rich S-type fluid inclusion in quartz phenocryst, containing magnetite and other daughter-minerals; d- CO_2 -rich halite-containing S-type fluid inclusions in the early-stage quartz; e-WL-type inclusion; f-The secondary WL-type inclusions

晚阶段矿物中,孤立产出,或沿矿物愈合裂隙定向分布;形态多样,有长条状、椭圆状、负晶形和不规则状等,大小不等, $5\mu\text{m} \sim 28\mu\text{m}$;个别包裹体的气相中含少量 CO_2 ,但冷冻或加热过程中 CO_2 相变不明显。

(3) 富 CO_2 气相包裹体(CV 类)。常呈负晶形或椭圆形,个体多在 $5\mu\text{m} \sim 35\mu\text{m}$ 。此类包裹体主要见于残斑石英和成矿早阶段矿物中,常与贫 CO_2 含子矿物包裹体共存(图 5b)。

斑晶石英中的原生包裹体类型主要为 S 类和 CV 类;成矿早阶段石英中的原生包裹体类型主要为 S 类,偶见 CV 类和 WV 类;中阶段和晚阶段主要发育 WL 类包裹体。

3.2 流体包裹体显微测温分析

运用北京大学地空学院流体包裹体实验室德国

Letiz1350 热台和法国 Chaixmeca MTM85 型显微冷热台和对各成矿阶段样品中的包裹体,进行了均一温度和冰点温度的测试,其测试精度均为 $\pm 0.1^\circ\text{C}$ 。升/降温速率控制在 $10^\circ\text{C}/\text{min}$ 以内,相变点附近控制在 $1^\circ\text{C}/\text{min}$ 以内。显微测温结果总结于表 1。

石英斑晶中的流体包裹体显示岩浆—热液过渡期流体特征。作者对石英斑晶中共存的 S 类和 CV 类包裹体分别进行了均一温度测试,二者均一温度大致相近,贫 CO_2 的 S 类包裹体气相成分小于 50%,向液相均一,富 CO_2 的 S 类包裹体和 CV 类包裹体气相成分超过 60%,向气相均一,显示沸腾包裹体组合的特征。S 类包裹体在升温过程中子晶逐渐溶解,至 650°C 左右时,子晶全部消失,包裹体呈现气液两相,升温至 800°C ,包裹体仍未完全均一,仍有很小的气泡或少量液相成分存在;同样, CV 类包裹体在 800°C 时仍有少量液相成分存在。表明石英斑晶中流体包裹体的均一温度大于 800°C 。

成矿早阶段石英中的 S 类包裹体在升温均一过程中,石盐子晶先于气泡消失,石盐溶解温度介于 $137.4 \sim 295.3^\circ\text{C}$,均一温度介于 $326.6 \sim 425.7^\circ\text{C}$; 中阶段石英中的 WL 类包裹体均一温度介于 $238.3 \sim 339.8^\circ\text{C}$; 晚阶段方解石中的 WL 类包裹体均一温度介于 $166.2 \sim 196.7^\circ\text{C}$ 。

可见,成矿阶段包裹体均一温度从早到晚逐渐降低(图 6)。由于金和多金属硫化物主要形成于早、中阶段,而测得的早、中阶段包裹体均一温度介于 $238 \sim 425^\circ\text{C}$,因此 J0 矿体总体形成于中高温条件,属于浆控高温热液型金矿床(陈衍景等,2007)。此外,早、中阶段包裹体均一温度变化范围较宽,彼此重叠,可能反映了成矿物理化学条件的不稳定或多变性。

成矿早阶段流体盐度通过 S 类包裹体中石盐子晶溶解温度计算得到(Hall *et al.*, 1988),所用公式为:

$$W_{\text{NaCl}} = 26.242 + 0.4928\psi + 1.42\psi^2 - 0.223\psi^3 + 0.04129\psi^4 + 0.006295\psi^5 - 0.001967\psi^6 + 0.000112\psi^7$$

其中 $\psi = T/100$

根据早阶段 S 类包裹体的实测石盐子晶溶解温度($137.4 \sim 295.3^\circ\text{C}$),计算其相应流体盐度为 29.19 ~ 37.81%

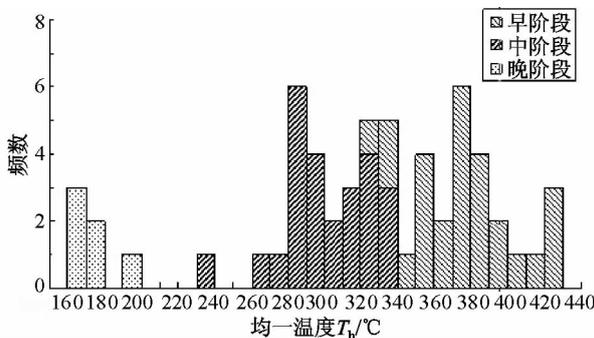


图 6 金厂金矿 J0 矿体流体包裹体均一温度直方图
Fig. 6 Histogram of homogenization temperature of fluid inclusion of J0 orebody, Jinchang deposit

NaCl. eq.

中阶段流体盐度通过 WL 类包裹体的冰点数据计算得到,所用公式为 Hall *et al.* (1988) 提出的 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ 体系盐度-冰点公式:

$$W_{\text{NaCl}} = 0.00 + 1.78T_m - 0.0442T_m^2 + 0.000557T_m^3$$

中阶段 WL 类包裹体的实测冰点温度为 $-8.0 \sim -9.1^\circ\text{C}$,计算其相应流体盐度为 11.70% ~ 12.96% NaCl. eq.

总体而言,成矿流体在早/中阶段属于高盐度流体,从早到晚流体盐度逐渐降低(图 7),符合浆控高温热液型成矿系统的特点(陈衍景等,2007)。

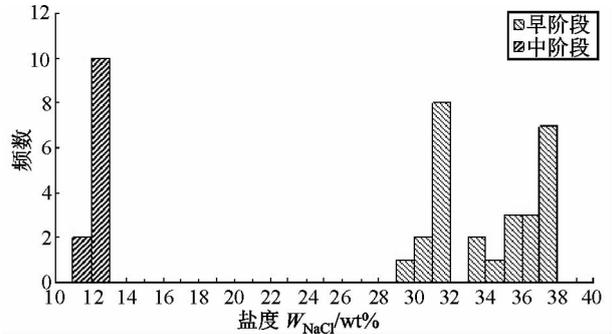


图 7 金厂金矿 J0 矿体流体包裹体盐度直方图
Fig. 7 Histogram of salinity of fluid inclusion of J0 orebody, Jinchang deposit

根据早、中阶段的均一温度和盐度数据,利用 $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ 体系的相图(卢焕章等,2004),估算早、中阶段成矿流体密度范围分别为 $0.91\text{g}/\text{cm}^3 \sim 1.01\text{g}/\text{cm}^3$ 和 $0.80\text{g}/\text{cm}^3 \sim 0.86\text{g}/\text{cm}^3$,包裹体均一压力范围分别为 $88 \sim 268\text{bar}$ 和 $62 \sim 108\text{bar}$ 。考虑到爆破角砾岩型矿床主要形成于静水压力系统,以静水压力梯度计算成矿深度为 $633\text{m} \sim 2736\text{m}$ 。已知斑岩成矿系统和浅成低温热液型成矿系统的发育深度分别为 $1\text{km} \sim 5\text{km}$ 和 $< 2\text{km}$ (Qin *et al.*, 2002; 陈衍景等,2007),与之相比,金厂 J0 矿体的形成深度恰恰介于二者之间,与爆破角砾岩型矿床发育的地质模型(Sillitoe, 1989)完全吻合。

3.3 包裹体成分激光拉曼显微探针分析

不同成矿阶段的代表性流体包裹体成分激光拉曼测试在北京大学造山带与地壳演化实验室完成,使用仪器为 RM-1000 型拉曼光谱仪,其分辨率为 $\pm 2\text{cm}^{-1}$,514nm 激光发射功率 20mw,样品接收功率 5mw。

激光拉曼显微探针分析显示, WL 类包裹体的液相显示很强的水峰(3431cm^{-1})(图 8A),表明液相成分以 H_2O 为主。在斑晶石英中,与 S 类包裹体共存的 CV 类包裹体的激光拉曼图谱显示 CO_2 特征峰($1282, 1386\text{cm}^{-1}$)(图 8B)。成矿早阶段包裹体的气相成分中含一定量的 CO_2 ; 中阶段包裹体的气相成分中基本不含 CO_2 ; 晚阶段包裹体中没有显示 CO_2 存在。以上说明成矿流体中的 CO_2 含量从早到晚逐渐降低。

表1 金厂J0矿体流体包裹体显微测温结果

Table 1 Microthermometric data of fluid inclusions of J0 orebody, Jinchang deposit

样号	寄主矿物	包裹体类型	均一温度 ($^{\circ}\text{C}$)	子晶溶解 温度($^{\circ}\text{C}$)	冰点($^{\circ}\text{C}$)	盐度 (wt% NaCl. eq)	流体密度 (g/cm^3)	阶段
JC-0-4	石英斑晶	S	>800	—	—	—	—	岩浆
	石英斑晶	S	>800	—	—	—	—	岩浆
	石英斑晶	S	>800	—	—	—	—	岩浆
	石英斑晶	S	>800	—	—	—	—	岩浆
	石英斑晶	S	>800	—	—	—	—	岩浆
	石英斑晶	S	>800	—	—	—	—	岩浆
	石英斑晶	S	>800	—	—	—	—	岩浆
	石英斑晶	CV	>800	—	—	—	—	岩浆
JC-0-7	石英	S	339.0	183.0	—	31.06	0.98	早
	石英	S	354.0	137.4	—	29.19	0.93	早
	石英	S	377.5	181.5	—	30.99	0.93	早
	石英	S	354.3	183.6	—	31.09	0.96	早
	石英	S	332.4	184.9	—	31.15	0.97	早
	石英	S	358.4	183.4	—	31.08	0.95	早
	石英	S	379.6	188.7	—	31.32	0.94	早
	石英	S	365.7	185.9	—	31.19	0.95	早
	石英	S	364.6	181.5	—	30.99	0.95	早
	石英	S	372.1	285.2	—	37.06	1.01	早
	石英	S	356.7	181.6	—	30.99	0.96	早
	石英	S	382.9	182.2	—	31.02	0.93	早
	石英	S	389.7	270.4	—	36.02	0.98	早
	石英	S	344.3	267.6	—	35.82	1.02	早
	石英	S	326.6	267.2	—	35.8	1.04	早
	石英	S	379.0	269.5	—	35.95	0.99	早
	石英	S	412.6	278.1	—	36.55	0.97	早
	石英	S	410.0	295.3	—	37.81	0.98	早
	石英	S	399.1	289.7	—	37.39	0.98	早
	石英	S	373.9	288.0	—	37.26	1.00	早
	石英	S	425.7	225.5	—	33.23	0.91	早
	石英	S	425.5	279.3	—	36.63	0.95	早
	石英	S	373.5	286.3	—	37.14	1.00	早
	石英	S	386.9	291.7	—	37.54	0.99	早
	石英	S	395.0	288.9	—	37.33	0.99	早
	石英	S	421.9	248.5	—	34.59	0.93	早
石英	S	381.5	234.1	—	33.72	0.96	早	

续表 1

Continued Table 1

样号	寄主矿物	包裹体类型	均一温度 ($^{\circ}\text{C}$)	子晶溶解 温度($^{\circ}\text{C}$)	冰点($^{\circ}\text{C}$)	盐度 (wt% NaCl. eq)	流体密度 (g/cm^3)	阶段
	石英	WL	238.3	—	—	—	—	中
	石英	WL	286.3	—	—	—	—	中
	石英	WL	280.7	—	—	—	—	中
	石英	WL	309.1	—	—	—	—	中
	石英	WL	286.2	—	—	—	—	中
	石英	WL	301.1	—	—	—	—	中
	石英	WL	289.3	—	—	—	—	中
	石英	WL	293.3	—	—	—	—	中
	石英	WL	319.4	—	—	—	—	中
	石英	WL	293.2	—	—	—	—	中
	石英	WL	275.5	—	—	—	—	中
	石英	WL	316.7	—	—	—	—	中
	石英	WL	292.7	—	—	—	—	中
	石英	WL	262.3	—	—	—	—	中
	石英	WL	317.5	—	—	—	—	中
JC-0-19	石英	WL	338.7	—	—	—	—	中
	石英	WL	339.8	—	—	—	—	中
	石英	WL	339.7	—	—	—	—	中
	石英	WL	328.9	—	—	—	—	中
	石英	WL	—	—	-8.3	12.05	—	中
	石英	WL	—	—	-8.1	11.81	—	中
	石英	WL	—	—	-9.0	12.85	—	中
	石英	WL	327.1	—	-9.1	12.96	0.81	中
	石英	WL	326.6	—	-8.5	12.28	0.80	中
	石英	WL	—	—	-8.6	12.39	—	中
	石英	WL	—	—	-8.9	12.73	—	中
	石英	WL	324.7	—	-8.0	11.70	0.80	中
	石英	WL	—	—	-8.4	12.16	—	中
	石英	WL	284.2	—	-8.6	12.39	0.86	中
	石英	WL	292.5	—	-8.5	12.28	0.85	中
	石英	WL	286.6	—	-8.5	12.28	0.86	中
JC-0-12	方解石	WL	166.2	—	—	—	—	晚
	方解石	WL	169.0	—	—	—	—	晚
	方解石	WL	196.7	—	—	—	—	晚
	方解石	WL	169.2	—	—	—	—	晚
	方解石	WL	173.8	—	—	—	—	晚
	方解石	WL	174.9	—	—	—	—	晚

注:JC-04 岩浆阶段石英斑晶; JC-0-7 早阶段石英—黄铁矿脉; JC-0-19 中阶段多金属硫化物-石英脉; JC-0-12 晚阶段黄铁矿化方解石脉

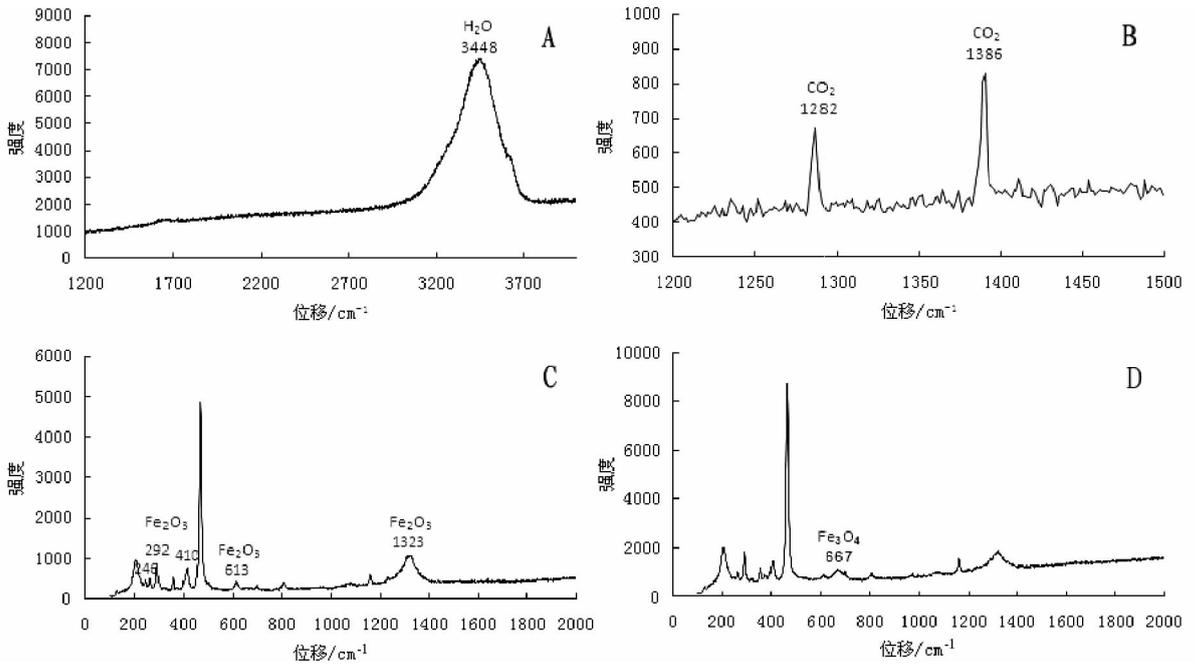


图8 金厂金矿J0矿体流体包裹体激光拉曼光谱(谱图受到主矿物石英的影响)

A-WL类包裹体液相中的H₂O; B-斑晶石英中CV类包裹体中的CO₂; C-斑晶石英中S类包裹体中的赤铁矿子晶; D-斑晶石英中S类包裹体中的磁铁矿子晶

Fig.8 Laser Raman spectra of fluid inclusions of J0 orebody, Jinchang deposit (The spectra were disturbed by hosting quartz)

A-H₂O-spectrum of the WL-type fluid inclusions; B-Spectrum showing that the CV-type fluid inclusions contain CO₂; C-Spectrum showing that the S-type fluid inclusions contain hematite crystal; D-Spectrum showing that the S-type fluid inclusions containing magnetite crystal

表2 金厂金矿J0矿体成矿流体氢氧同位素组成(‰, SMOW)

Table 2 The $\delta^{18}\text{O}$ and δD values (‰, SMOW) of ore-fluid of the J0 orebody, Jinchang deposit

样号	阶段	矿物	δD	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{18}\text{O}_w$	温度/°C
JC-0-7	早	石英	-72	8.7	4.5	395
JC-0-19	中	石英	-73	11.1	4.1	297
JC-0-12	晚	石英	-76	8.3	-5.1	175

注: (1) $\delta^{18}\text{O}_w$ 值根据 $1000\ln\alpha_{\text{石英-水}} = 3.38 \times 10^6 T^{-2} - 3.40$ (Clayton *et al.*, 1972) 计算; (2) 早、中阶段 $\delta^{18}\text{O}_w$ 计算所用温度为包裹体捕获温度估算值(对均一温度进行压力校正), 晚阶段所用温度为包裹体均一温度平均值

对斑晶石英中S类包裹体中的暗色矿物进行激光拉曼测试, 结果显示为赤铁矿(特征峰为246, 292, 410, 667, 1323 cm^{-1}) (图8C) 和磁铁矿(特征峰为667 cm^{-1}) (图8D), 表明成矿岩浆具有较高的氧逸度。

4 氢氧同位素研究

J0矿体各成矿阶段流体中氢、氧同位素特征列于表2。表中 $\delta^{18}\text{O}_w$ 值系根据公式 $1000\ln\alpha_{\text{石英-水}} = 3.38 \times 10^6 T^{-2} -$

3.40 (Clayton *et al.*, 1972) 以及包裹体捕获温度估算值(对实测包裹体均一温度进行压力校正后估算得到) 或包裹体均一温度平均值计算所得。其中, 早阶段流体 $\delta^{18}\text{O}_w = 4.5\text{‰}$, $\delta\text{D} = -72\text{‰}$; 中阶段流体 $\delta^{18}\text{O}_w = 4.1\text{‰}$, $\delta\text{D}\text{‰} = -73\text{‰}$; 晚阶段流体 $\delta^{18}\text{O}_w\text{‰} = -5.1\text{‰}$, $\delta\text{D}\text{‰} = -76\text{‰}$ 。可见, 初始成矿流体具有岩浆热液的特征, 流体 $\delta^{18}\text{O}_w$ 值从早到晚逐渐降低, 晚阶段 $\delta^{18}\text{O}$ 为明显的负值, 具有大气降水的特征, 说明成矿流体从岩浆热液向大气降水热液演化, 与国内外典型爆破角砾岩型(如郭东升等, 2007) 和斑岩型矿床(如李诺等, 2007) 的流体演化规律相吻合。

5 讨论

5.1 岩浆—流体系统的演化和成矿

J0号矿体各阶段矿物中的流体包裹体完整地记录了成矿流体的演化过程。角砾中石英残斑中的流体包裹体特征反映了岩浆演化晚期的流体变化。虽然没有获得准确的残斑石英的包裹体均一温度, 但它们在800°C尚未均一, 表明石英斑晶的形成温度高于800°C。花岗质岩浆中的斜长石、钾长石和石英的结晶温度与岩浆的水含量以及压力相关。图9显示了不同含水量的花岗质岩浆在地壳浅部(<8km, 压力为2kb)的矿物结晶顺序和温度的关系(Robb, 2005), 线A-

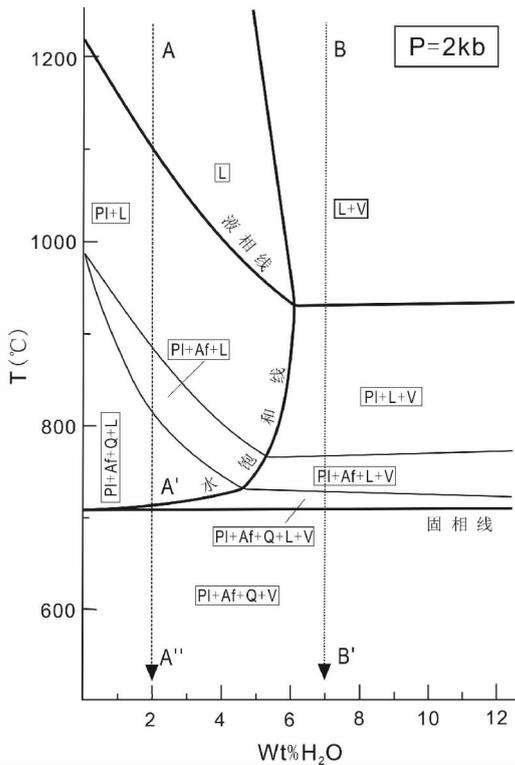


图9 不同含水量的花岗质岩浆在地壳浅部(<8km, 压力为2kb)的矿物结晶顺序和温度的关系(据 Robb, 2005)

粗黑线分别表示液相线、固相线和水饱和线。细线分别表示斜长石、钾长石和石英的晶出曲线。L-熔体; V-H₂O 流体; Pl-斜长石; Af-钾长石; Q-石英

Fig. 9 Plot of temperature versus H₂O content showing the crystallization sequences for granitic melt cooling and solidifying at shallower crust level (2 kbars). The bold lines refer to H₂O-saturation curve, liquidus and solidus (from Robb, 2005)

A'-A''和B-B'分别表示2kb压力下含水2%和7%的花岗质熔浆造岩矿物的结晶顺序及温度。在水饱和线左侧的斜长石、钾长石和石英的结晶温度均远高于水饱和线右侧; 岩浆水含量越低, 石英等矿物的结晶温度就越高。残斑石英的形成温度大于800℃, 说明J0矿体之成矿岩浆岩的造岩矿物是沿A-A'-A''线或其左侧的平行线结晶的, 因此可以判断原始岩浆的含水量约为2%甚至更低。在A-A''线与水饱和线的交点A', 超临界水流体出现在岩浆基本固结前的瞬间, 温度约为710℃, 熔浆和水流体发生相分离, 发生了二类沸腾作用(一类沸腾指岩浆上侵过程中由压力降低而致的熔浆与水流体相之间的分离, 二类沸腾指等压过程中由无水造岩矿物结晶而致的熔浆与水流体相之间的分离)。残斑石英中包裹体含有大量的石盐、钾盐、磁铁矿、赤铁矿、石膏等子矿物, 证实了源自岩浆分异的热液是高盐度、高氧逸度、富CO₂、SO₂的

流体。水流体(包括CO₂、SO₂等挥发分)从残余岩浆中析出后, 在岩体的外侧特别是上部形成一个饱和水带, 使系统内的压力迅速增加, 引发地下爆破, 形成隐爆角砾岩筒(Burnham, 1979)及其配套的环状、放射状裂隙构造。

成矿早阶段矿物的流体包裹体均一温度为326.6~425.7℃, 与石英斑晶中流体包裹体均一温度相差400℃, 与岩浆析出流体时的温度(710℃±)相差约300℃, 说明成矿岩浆—流体系统曾突然或快速降温300~400℃。我们认为, 这一快速降温过程就是前已述及的爆破角砾岩筒的形成过程, 因为爆破势必导致大量CO₂等挥发分和热能的快速散失。显然, 爆破不但使岩浆—流体系统快速降温, 而且使流体系统开放, 减压沸腾, 氧逸度骤降, 更使残余流体浓缩、过饱和, 还为围岩中的流体涌入成矿系统提供了条件。事实上, 早阶段矿物中基本不发育CO₂三相包裹体, 计算其最大均一压力仅有268bar, 证明了上述认识的科学性。快速降温后, 岩浆流体还原性增强, 浓度增高, 沿角砾岩筒的孔隙沉淀出硅酸盐矿物、石英和黄铁矿、自然金等。中阶段流体温度进一步下降, 并与循环大气降水热液混合, 流体系统的CO₂含量进一步降低, 多种金属硫化物和自然金等大量沉淀。晚阶段流体系统的温度更低, 浅源大气降水混入比例更高, CO₂等挥发份含量也更低, 演化为低温、低盐度、以大气降水为主的热液。

5.2 岩浆—流体成矿系统的构造背景

金厂金矿位于滨太平洋构造域与古亚洲洋构造域叠合带, 形成时代为早白垩世(贾国志等, 2005), 这一事实使学者们对于金厂金矿及邻区白垩纪岩浆—流体成矿系统的构造背景产生两种倾向性认识:(1)太平洋板块向欧亚大陆俯冲所派生的岩浆弧区(含埃达克质岩浆)(芮宗瑶等, 1994; 贾国志等, 2005); (2)远离太平洋俯冲带的弧后大陆伸展区(祁进平等, 2005; Qi *et al.*, 2005; Chen *et al.*, 2007)。在第二种解释中, 学者们又与中亚造山带长期的陆壳增生作用联系起来, 甚至与蒙古—鄂霍茨克海的俯冲、闭合联系起来(祁进平等, 2005), 无论如何, 学者们共识研究区陆壳和岩石圈在白垩纪开始伸展减薄之前曾发生强烈的增生加厚作用(Chen *et al.*, 2007, 及其引文)。那么, 究竟是什么构造背景导致了岩浆—流体成矿系统的发育? 依据什么标准判别? 我们认为, 不同构造—物质背景下发育的岩浆—流体成矿系统在物质特征上应有所差异。

在世界范围内, 斑岩型、爆破角砾岩等岩浆—流体成矿系统主要分布在岩浆弧区, 因此前人对岩浆弧背景的浆控高温热液型成矿系统开展了大量的流体包裹体研究(参见卢焕章等, 2004, 及其引文), 证明了其流体包裹体以含子晶包裹体和水溶液包裹体为主, 罕见含CO₂包裹体的报道, 更无富或纯CO₂包裹体报道, 说明其成矿岩浆—流体系统贫CO₂, 至少CO₂/H₂O比值较低。然而, 最新研究表明, 大陆碰撞造山带内的浆控高温热液型成矿系统大量发育富/含CO₂包裹

体,尤其是含子晶的富 CO₂ 包裹体(陈衍景等,2007),如陕西金堆城斑岩钼矿(张静等,2001)、河南祁雨沟爆破角砾岩型金矿(李诺等,2008)、西藏多不杂斑岩铜矿(李光明等,2007)、内蒙古乌努格土山铜钼矿床(李诺等,2007)、云南普朗斑岩铜矿(王守旭等,2007),表明岩浆—流体成矿系统富含 CO₂ 或 CO₂/H₂O 比值较高。对于岩浆弧与大陆碰撞带的浆控高温热液型成矿系统之 CO₂/H₂O 比值显著不同的原因,陈衍景等(2007)给出了科学解释,即岩浆弧的岩浆—流体成矿系统缘于俯冲洋壳的变质脱水熔融,洋壳以富水、富 NaCl 而贫 F 为特征;大陆碰撞带岩浆—流体系统则起源于大陆地壳的俯冲(拆沉也缘于俯冲)变质脱水熔融,与洋壳相比,大陆壳贫水、贫 NaCl 而富 F,所派生的流体自然具有更高的 CO₂/H₂O 比值。

根据上述,金厂金矿 J0 矿体因大量发育含子晶的富 CO₂ 包裹体而不应形成于岩浆弧区,应形成于大陆碰撞带环境。事实上,研究区在古生代经历了长期的古亚洲洋俯冲消减和大陆碰撞,陆壳强烈增生和挤压加厚(Xiao *et al.*, 2003);在三叠纪-中侏罗世,研究区受蒙古—鄂霍茨克板块作用的影响而再次陆壳增生和挤压加厚(武广等,2007, 2008);在晚侏罗世-白垩纪,研究区演变为后碰撞伸展区,同时受太平洋板块俯冲的影响而转变为弧后大陆伸展区,两种伸展作用叠加导致了十分强烈的中酸性岩浆作用和成矿作用(Chen *et al.*, 1998, 2007),形成了包括 J0 矿体在内金厂金矿。因此,金厂 J0 矿体的成矿岩浆的水含量低,CO₂/H₂O 比值高,石英等造岩矿物的结晶温度高,流体氧逸度高,显示了磁铁矿系列 I 型花岗岩(Ishihara, 1981)特征,与贾志国(2005)等提出的成矿母岩浆起源于下地壳的观点相一致。

6 结论

(1)金厂金矿 J0 矿体产于白垩纪隐爆角砾岩筒中,成矿过程经历了 3 个阶段,分别形成以石英—黄铁矿、多金属硫化物-石英和碳酸盐为代表的矿物组合,中阶段矿物含自然金最多、金矿化最强;流体包裹体均一温度从早到晚逐渐降低,早阶段为 326.6~425.7℃,中阶段为 238.3~339.8℃,晚阶段为 166.2~196.7℃,总体属于中—高温热液矿床;流体盐度从早到晚逐渐降低,总体属于高盐度流体;成矿系统发育深度为 633m~2736m,介于斑岩型和浅成低温热液型成矿系统之间。以上特征确证 J0 矿体属于典型的爆破角砾岩型成矿系统。

(2)石英斑晶中发育含赤铁矿、磁铁矿等子矿物的富 CO₂ 包裹体,指示成矿岩浆氧逸度较高、CO₂/H₂O 比值高、富 CO₂;流体包裹体在升温至 800℃尚不均一,说明造岩矿物结晶温度高,岩浆含水量≤2%,具有磁铁矿系列的 I 型花岗岩浆的特点。早阶段矿物流体包裹体含较多 CO₂,晚阶段流体包裹体不含 CO₂ 相,表明成矿流体从富 CO₂ 向贫 CO₂ 演化,流体沸腾作用和大气降水热液混入作用较强,并为流体氢氧

同位素变化规律所佐证。

(3)J0 矿体的岩浆—流体成矿系统的初始水含量低,发育含子晶的富 CO₂ 包裹体,CO₂/H₂O 比值高,与岩浆弧区的岩浆—流体成矿系统缺乏富/含 CO₂ 包裹体的特征显著不同,而与大陆碰撞造山带伸展体制的浆控高温热液型成矿系统的特征吻合,证明金厂金矿并非太平洋板块向欧亚大陆俯冲的直接产物,而是中亚造山带的加厚地壳在伸展体制下部分熔融的产物。

致谢 研究工作得到武警黄金部队阎凤增、李强之、贾国志等高级工程师和一支队官兵的大力支持,陈衍景教授指导了具体研究工作并对本文进行了仔细修改,特致谢意。

References

- Bao JX, Chen YJ, Zhang ZJ, Chen HY and Liu YL. 2002. The preliminary study of laumontitization of Axi gold deposit and paleogeothermal minerogenetic fluid system in West Tianshan. *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis*, 38(2), 252 - 259. (In Chinese with English abstract)
- Burnham CW. 1979. Magmas and hydrothermal fluids. In: Barnes (ed.). *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2nd edn. Jhon Wiley & Sons, 71 - 136
- Chen JR, Li HG, Jin BY, Wu YH, Wang YZ and Yu WQ. 2002. Geological features and the deep metallogenic forecast of the No. J-1 gold body in the Jinchang gold deposit, Heilongjiang. *Gold Geology*, 8(4): 8 - 12 (in Chinese with English abstract)
- Chen YJ and Fu SG. 1992. *Gold Mineralization in West Henan*. Beijing: Seismological Press, 1 - 234 (in Chinese with English abstract)
- Chen YJ, Bao JX, Zhang ZJ, Chen HY and Liu YL. 2003. Laumontitization as exploration indicator of epithermal gold deposits: A case study of the Axi and other epithermal systems in West Tianshan, China. *Chinese Journal of Geochemistry*, 22(4): 289 - 303
- 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, Guo GJ and Li X. 1998. Metallogenic geodynamic background of gold deposits in granite-greenstone terrains of North China craton. *Science in China (series D)*, 41(2): 113 - 120
- 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, 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. 1997. Mineralization during collisional orogenesis and its control of the distribution of gold deposits in Junggar Mountains, Xinjiang, China. *Acta Geologica Sinica*, 71(1): 69 - 79
- 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)
- Clayton RN, O'Neil JR and Mayeda TK. 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water. *Journal of Geophysical Research*, B77: 3057 - 3067
- Fan HR, Xie YH, Zheng XZ and Wang YL. 2000. Ore-forming fluids in hydrothermal breccia-related gold mineralization in Qiyugou, Henan Province. *Acta Petrologica Sinica*, 16(4): 559 - 563 (in Chinese with English abstract)
- Guo DS, Chen YJ and Qi JP. 2007. Isotope geochemistry and ore genesis

- of the Qiyugou gold deposit, Henan: A synthesis. *Geological Review*, 53(2): 217–228 (in Chinese with English Abstract)
- Hall DL, Sterner SM, Bodnar RJ. 1988. Freezing point depression of NaCl–KCl–H₂O solutions. *Econ. Geol.*, 83: 197–202
- Ishihara S. 1981. The granitoid series and mineralization. *Economic Geology*, 75th Anniversary Volume, 458–484
- Jia GZ, Chen JR, Yang ZG, Bian HY, Wang YZ, Liang HJ, Jin TH and Li ZH. 2005. Geology and Genesis of the Superlarge Jinchang Gold Deposit. *Acta Geologica Sinica*, 79(5): 661–670 (in Chinese with English abstract)
- Jin BY, Chen JR, Chu JH and Wang YZ. 2002. The character of volcanic structure and its ore-control features in Jinchang Area, Heilongjiang. *Gold Geology*, 8(1): 26–32 (in Chinese with English abstract)
- Kerrick R, Goldfarb R, Groves D, Garwin S, Jia YF. 2000. The characteristics, origins, and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces. *Science in China (Series D)*, 43(sup.): 1–68
- Li GS, Chen JR, Wang YZ, Jin BY, Wu YH and Yu WQ. 2003. Study on the main mineralization type and the inclusion features of the Jinchang gold deposit, Heilongjiang. *Gold Geology*, 9(1): 32–37 (in Chinese with English abstract)
- Li GM, Li JX, Qin KZ, Zhang TP and Xiao B. 2007. High temperature, salinity and strong oxidation ore-forming fluid at Duobuza gold-rich porphyry copper deposit in the Bangonghu tectonic belt, Tibet: Evidence from fluid inclusions. *Acta Petrologica Sinica*, 23(5): 935–952 (in Chinese with English abstract)
- Li N, Chen YJ and Guo DS. 2008. Study of fluid inclusions and ore genetic type of the Qiyugou gold deposit, Henan. *Acta Petrologica Sinica*, in press (in Chinese with English abstract)
- Li N, Chen YJ, Lai Y and Li WB. 2007. Fluid inclusion study of the Wunugutushan porphyry Cu–Mo deposit, Inner Mongolia. *Acta Petrologica Sinica*, 23(9): 2177–2188 (in Chinese with English abstract)
- Lu HZ, Fan HR, Ni P, Ou GX, Shen K and Zhang WH. 2004. *Fluid Inclusion*. Beijing: Science Press, 487 (in Chinese)
- Mu T, Liu GG and Xu KC. 2000. The geological-geochemical characteristics and ore genesis of Jinchang gold deposit in Heilongjiang. *Gold Geology*, 6(3): 57–64 (in Chinese with English abstract)
- Pirajno F and Bagas L. 2002. Gold and silver metallogeny of the South China Fold Belt: a consequence of multiple mineralizing events?. *Ore Geology Reviews*, 20: 109–126
- Qi JP, Chen YJ and Li QZ. 2004. The epithermal deposits in the northern margin of North China craton: spatiotemporal distribution and tectonic setting. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 24(3): 82–92 (in Chinese with English abstract)
- Qi JP, Chen YJ and Pirajno F. 2005. Geological characteristics and tectonic setting of the epithermal deposits in the northeast China. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 2005, 25(2): 47–59 (in Chinese with English abstract)
- Qi JP, Chen YJ and Pirajno F. 2005. Tectonic setting of epithermal deposits in Mainland China. Mao JW and Bierlein FP (eds.). *Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge*. Springer, Berlin, 577–580
- Qi JZ and Li HG. 2005. The structure, ore fluid and element geochemistry of the Qiyugou breccia pipe-type gold deposit. Beijing: Geological Publishing House, 1–105 (in Chinese)
- Qin KZ, Sun S, Li JL, et al. 2002. Paleozoic epithermal Au and porphyry Cu deposits in North Xinjiang, China: Epochs, features, tectonic linkage and exploration significance. *Resource Geology*, 52(4): 291–300
- Robb LJ. 2005. *Introduction to Ore-Forming Processes*. Blackwell Press, 80–112
- Rui ZY, Shi LD and Fang RH. 1994. *Geology of Nonferrous Metallic Deposits in the Northern Margin of the North China Block and Its Vicinity*. Beijing: Geological Publishing House, 576 (in Chinese)
- Sengör AMC and Natal' in BA. 1996. Paleotectonics of Asia: Fragments of synthesis. In: Yin A and Harrison TM (eds.), *The Tectonic Evolution of Asia*. Cambridge: Cambridge University Press, 486–640
- Sillitoe RH. 1972. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 67: 184–197
- Sillitoe RH. 1989. Gold deposits in western Pacific island arcs: the magmatic connection. *Econ. Geol. Monograph* 6, 274–291
- Sillitoe RH. 1973. Tops and bottoms of porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 68(6): 799–815
- Tian YC. 1999. Geological background, gold ore-forming condition and prospecting direction in the southeastern margin of Jiamusi uplift. *Journal of Guilin Institute of Technology*, 19(4): 303–309 (in Chinese with English abstract)
- Wang DZ, Ren QJ and Qiu JS, 1998. Geology and geochemistry of gold deposits associated with Mesozoic continental volcanism in East China. In: Hu SX, Wang HN, Wang DZ and Zhang JR (eds.). *Geology and Geochemistry of Gold Deposits in East China*. Beijing: Science Press, 1998, 267–338 (in Chinese)
- Wang SX, Zhang XC, Qin CJ, Shi SH, Leng CB and Chen YJ. 2007. Fluid inclusions in quartz veins of Pulang porphyry copper deposit, Zhongdian, northwestern Yunnan. *Geochimica*, 36(5), 467–478 (In Chinese with English abstract)
- Wang YZ and Duan XJ. 2002. The Characteristics and Genesis of No. 1 Gold Body in Jinchang. *Heilongjiang Geology*, 13(1): 27–32 (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 Petrologica Sinica*, 23(9): 2227–2240. (in Chinese with English abstract)
- Wu G, Chen YJ, Sun FY, Li JC, Li ZT and Wang XJ. 2008. Geochemistry of the Late Jurassic granitoids in the northern end area of Great Hingan Mountains and their geological and prospecting implications. *Acta Petrologica Sinica*, in Press
- Xiao WJ, Windley B F, Hao J and Zhai MG. 2003. Accretion leading to collision and the Permian Solonker suture, Inner Mongolia, China: Termination of the central Asian orogenic belt. *Tectonics*, 22: 1069–1089.
- Xiao WJ, Zhang LC, Qin KZ, Sun S and Li JL. 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
- Zhang J, Chen YJ, Li C and Chen Y. 2001. Comparison of mass FIs analysis on mineral separates and in situ Raman analysis on individual FI: Exemplified by the Jinduicheng porphyry molybdenum deposit, Qinling Mountains. *Annual Report of Open Laboratory of Geochemistry and Lithosphere Dynamics (2000–2001)*, Petroleum University Press, Dongying, 185–187 (in Chinese)
- Zhu CW, Chen JR, Li TG, Cui B, Jin BY and Wang KQ. 2003. Geology and Ore Genesis of Jinchang Gold Deposit, Heilongjiang Province. *Mineral Deposits*, 22(1): 56–64 (in Chinese with English abstract)

附中文参考文献

- 鲍景新, 陈衍景, 张增杰, 陈华勇, 刘玉琳. 2002. 西天山阿希金矿浊沸石化与古地热成矿流体系统的初步研究. *北京大学学报(自然科学)*, 38(2): 252–259
- 陈锦荣, 李汉光, 金宝义, 武玉海, 王艳忠, 喻万强. 2002. 黑龙江金厂 J-1 号金矿体地质特征及深部预测. *黄金地质*, 8(4): 8–12
- 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, 富士谷. 1992. 豫西金矿成矿规律. 北京: 地震出版社, 1–234

- 陈衍景, 倪培, 范宏瑞, 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
- 范宏瑞, 谢奕汉, 郑学正, 王英兰. 2000. 河南祁雨沟热液角砾岩型金矿床成矿流体研究. 岩石学报, 16(4): 559 - 563
- 郭东升, 陈衍景, 祁进平. 2007. 河南祁雨沟金矿同位素地球化学和矿床成因分析. 地质论评, 53(2): 217 - 228
- 贾国志, 陈锦荣, 杨兆光, 边红业, 王艳忠, 梁海军, 金同和, 李振辉. 2005. 金厂特大型金矿床的地质特征与成因研究. 地质学报, 79(5): 661 - 670
- 金宝义, 陈锦荣, 褚金海, 王艳忠. 2002. 黑龙江金厂矿区火山构造及其控矿特征. 黄金地质, 8(1): 26 - 32
- 李高生, 陈锦荣, 王艳忠, 金宝义, 武玉海, 喻万强. 2003. 黑龙江金厂金矿床矿化类型及包裹体特征研究. 黄金地质, 9(1): 32 - 37
- 李光明, 李金祥, 秦克章, 张天平, 肖波. 2007. 西藏斑公湖带多不杂超大型富金斑岩铜矿的高温高盐度高氧化性成矿流体: 流体包裹体证据. 岩石学报, 23(5): 935 - 952
- 李诺, 陈衍景, 赖勇, 李文博. 2007. 内蒙古乌努格吐山斑岩铜钼矿床流体包裹体研究. 岩石学报, 23(9): 2177 - 2188
- 李诺, 陈衍景, 郭东生. 2008. 河南祁雨沟金矿流体包裹体及矿床成因类型研究. 岩石学报, 24, 待刊
- 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: 487
- 慕涛, 刘桂阁, 项魁辰. 2000. 黑龙江金厂金矿地质地球化学特征及矿床成因. 黄金地质, 6(3): 57 - 64
- 祁进平, 陈衍景, Pirajno F. 2005. 东北地区浅成低温热液矿床的地质特征和构造背景. 矿物岩石, 25(2): 47 - 59
- 祁进平, 陈衍景, 李强之. 2004. 华北克拉通北缘浅成低温热液矿床: 时空分布和构造环境. 矿物岩石, 24(3): 82 - 92
- 齐金忠, 李汉光. 2005. 祁雨沟隐爆角砾岩型金矿床构造应力、成矿流体及元素地球化学. 北京: 地质出版社, 1 - 105
- 芮宗瑶, 施林道, 方如恒. 1994. 华北陆块北缘及邻区有色金属矿床地质. 北京: 地质出版社, 576
- 田豫才. 1999. 佳木斯隆起东南缘地质背景金矿成矿地质条件及找矿方向. 桂林工学院学报, 19(4): 303 - 309
- 王德滋, 任启江, 邱检生. 1998. 中国东部与中生代陆相火山作用及其有关金成矿的地质学和地球化学. 见: 胡受奚, 王鹤年, 王德滋, 张景荣(主编). 中国东部金矿地质学及地球化学. 北京: 科学出版社, 267 - 338
- 王守旭, 张兴春, 秦朝建, 石少华, 冷成彪, 陈衍景. 2007. 滇西北中甸普朗斑岩铜矿流体包裹体初步研究. 地球化学, 36(5): 467 - 478
- 王艳忠, 段晓君. 2002. 东宁县金厂矿区 I 号矿体特征及成因探讨. 黑龙江地质, 13(1): 27 - 32
- 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
- 武广, 陈衍景, 孙丰月, 李景春, 李之彤, 王希今. 2008. 大兴安岭北端晚侏罗世花岗岩类地球化学及其地质和找矿意义. 岩石学报, 24, 待刊
- 张静, 陈衍景, 李超, 陈勇. 2001. 流体包裹体群体分析和激光拉曼单体分析的比较. 地球化学与岩石圈动力学开放实验室年报(2000 - 2001), 石油大学出版社, 185 - 187
- 朱成伟, 陈锦荣, 李体刚, 崔彬, 金宝义, 王克强. 2003. 黑龙江金厂金矿床地质特征及成因探讨. 矿床地质, 22(1): 56 - 64