

编号: 0258-7106(2011)04-0675-15

胶东大庄子金矿成矿流体及稳定同位素研究*

刘玄¹, 范宏瑞^{1* *}, 胡芳芳¹, 郑小礼², 蓝廷广¹, 杨奎锋¹

(1 中国科学院地质与地球物理研究所矿产资源重点实验室, 北京 100029;

2 山东黄金集团有限公司, 山东 莱州 264000)

摘要 胶东大庄子金矿床位于胶北地体西南缘, 中生代胶莱盆地北缘, 西侧靠近郯庐(沂沭)断裂带。矿体产出在古元古界荆山群变质岩中, 发育碎裂(糜棱)蚀变岩型和石英脉型2种矿石。流体包裹体显微测温表明, 主成矿期温度为240~280℃, 成矿流体盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为7%~8%, 属于 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ 体系。包裹体显微测温及岩相学观察发现, 成矿期流体发生了相分离作用, 这可能是导致矿化的主要原因之一。氢、氧同位素测试显示石英 $\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}$ 值变化于10.9‰~11.8‰之间, 石英包裹体 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 变化于4.3‰~5.2‰, $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ 变化于-65.8‰~-74.5‰, 表明大庄子金矿成矿期流体以岩浆水为主, 成矿后期混入了一定量的大气降水, 岩浆水可能来自于与基性脉岩同源的基性岩浆的去气作用。硫同位素分析获得硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 值为7.9‰~11.3‰, 与围岩荆山群变质岩硫同位素组成非常接近, 而与胶东群变质岩和中生代花岗岩的硫同位素组成差别较大, 因此认为大庄子金矿床成矿流体中的硫主要来自于荆山群变质岩。

关键词 地球化学 流体包裹体 稳定同位素 相分离作用; 胶东大庄子金矿

中图分类号: P618.51

文献标志码: A

Ore-forming fluid and stable isotope studies of Dazhuangzi gold deposit in Jiaodong Peninsula

LIU Xuan¹, FAN HongRui^{1* *}, HU FangFang¹, ZHENG XiaoLi², LAN TingGuang¹ and YANG KuiFeng¹

(1 Key Laboratory of Mineral Resources, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China; 2 Shandong Gold Group Co. Ltd., Laizhou 264000, Shandong, China)

Abstract

The Dazhuangzi gold deposit lies in Pingdu City, Shandong Province. Tectonically, it is located in the southwestern corner of Jiaobei terrain and on the northern margin of the Mesozoic Jiaolai basin; to the west, it is adjacent to the Yishu fault zone. The ore bodies, which are hosted in metamorphic rocks of Paleoproterozoic Jingshan Group, can be divided into two types, namely the "altered cataclasite or mylonite type" and the "quartz vein type". Microthermometric investigation reveals that gold precipitation occurs at 240~280℃ from CO_2 -rich, low salinity [$w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 7%~8%] hydrothermal fluids in which there are no other volatiles except H_2O and CO_2 . More importantly, phase separation is observed and is firmly believed to be responsible for the main stage mineralization. Results of hydrogen and oxygen isotope studies suggest that ore-forming fluids were a mixture of magmatic water which might have originated from degassing of mafic magmas which produced the widespread mafic dikes in this region and meteoric water. Sulfur isotope study demonstrates that sulfides have a

* 本文得到国家杰出青年基金项目(编号:40625010)和全国危机矿山接替资源找矿项目(编号:20089930)资助

第一作者简介 刘玄,男,1984年生,博士研究生,矿床学专业,Email:igeochem@gmail.com

** 通讯作者 范宏瑞,男,1963年生,研究员,岩石学和地球化学专业,Email:fanhr@mail.iggcas.ac.cn

收稿日期 2011-03-30;改回日期 2011-05-20。张绮玲编辑。

$\delta^{34}\text{S}$ value range of 7.9‰~11.3‰, which is quite similar to that of metamorphic rocks of Jingshan Group, thus indicating that sulfur in the ore-forming fluids was dominantly derived from the metamorphic rocks of Jingshan Group.

Key words: geochemistry, fluid inclusion, stable isotope, phase separation, Dazhuangzi gold deposit

作为中、新生代环太平洋金成矿带的一部分 (Goldfarb et al., 1998), 胶东地区产出了若干个世界级 (>100 t)、数十个大型及许多中小型金矿床 (图 1), 它已成为中国最大、最重要的黄金产地 (Zhou et al., 2000; Qiu et al., 2002; Fan et al., 2003; 范宏瑞等, 2005)。裘有守等 (1988) 根据金矿化形式的不同, 将胶东地区的金矿床划分为“蚀变岩型”或“焦家式”和“石英脉型”或“玲珑式”两种类型, 这种分类方法在中国学者中已被广为接受。对于这两种类型的典型矿床, 例如“蚀变岩型”的焦家金矿、新城金矿、三山岛金矿和“石英脉型”的玲珑金矿、乳山金矿、三甲金矿, 研究者在矿床地质特征 (范宏瑞等, 2005)、成矿年代 (Zhang et al., 2003; Li et al., 2003; 胡芳芳等, 2006b; 胡芳芳, 2006c; Li et al., 2008)、成矿动力学背景 (Zhou et al., 2000; Zhai et al., 2001; Hart et al., 2002; Qiu et al., 2002; Zhou

et al., 2003) 成矿流体性质及来源 (Fan et al., 2003; 范宏瑞等, 2005; 胡芳芳等, 2005; 2007; 2008; Hu et al., 2006a; Yang et al., 2009) 等方面进行了大量的研究, 并达成了较为一致的共识。胶东地区大多数金矿床与中生代花岗岩有着密切的空间关系, 矿体多产在花岗岩内或者花岗岩与变质岩的接触带内。矿体的具体产出部位多受脆-韧性剪切带的控制。另外, 矿区普遍发育中生代的基性脉岩 (李兆龙等, 1993; 孙景贵等, 2000; 杨进辉, 2000; Guo et al., 2004; Yang et al., 2004)。成矿时代非常一致, 为 (120 ± 10) Ma (Yang et al., 2001; 2003; Wang et al., 1998; Qiu et al., 2002; Li et al., 2003; Hu et al., 2004; 胡芳芳等, 2005)。成矿流体以中温-低盐度的 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl} \pm \text{CH}_4$ 体系为主, 可能主要来源于幔源岩浆脱水形成的岩浆水 (范宏瑞等, 2005)。

除这两类矿床之外, 胶东地区还发育一种较为

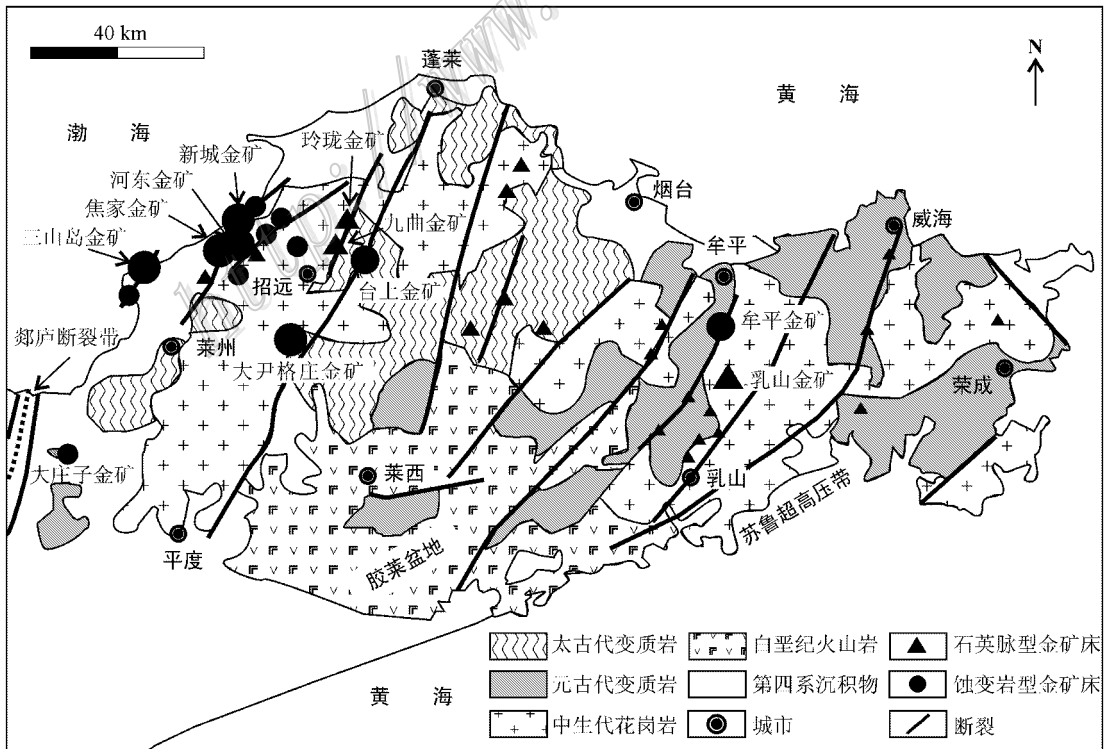


图 1 胶东区域地质及金矿分布略图 (据 Fan et al., 2003 改绘)

Fig. 1 Regional geological map of Jiaodong peninsula, showing locations of gold deposits (modified after Fan et al., 2003)

特殊的金矿床,例如蓬家夼、大庄子等金矿床(朱大岗等,1999;郭百创等,2002;张连昌等,2002a;2002b;Mao et al.,2008;邹为雷等,2010),它们大多产在胶莱盆地北缘的变质岩内(胶东群或者荆山群)矿体产出受层间滑动断层控制,矿区内除基性脉岩以外,不发育中生代火成侵入岩。就较典型的“石英脉型”和“蚀变岩型”矿床而言,除上述区别外,本文研究的大庄子金矿床矿石矿物发育更多的方铅矿而具有较少的黄铁矿。矿床的形成经历了多期构造活动,成矿后变形叠加成矿期和成矿前变形。多期的构造变形使得其相对于胶东地区其他矿床更为复杂。目前,对该矿床的研究尚不深入,成矿流体性质以及金矿化沉淀机制更是缺乏详实的资料,对矿床成因也存在较大分歧(朱大岗等,1999;郭百创等,2002;张连昌等,2002a;2002b;范宏瑞等,2005;Mao et al.,2008;邹为雷等,2010)。本文通过详细的流体包裹体研究并结合稳定同位素分析,探讨了大庄子金矿床成矿流体的性质和来源,为进一步认识这种类型的金矿化机制提供制约。

1 区域及矿床地质背景

胶东大庄子金矿(图1)位于平度市大庄子村,向东南距平度市区20余km。它处于胶北地体西南缘,胶莱盆地北缘,向西离郯庐(沂沭)深大断裂带约20km(郭百创等,2002)。矿区内基本为第四系覆盖,自西向东(向盆地内部方向)零星出露有古元古界荆山群变质岩系(图2),其岩性主要为斜长角闪岩、二长片麻岩、大理岩、黑云变粒岩和黑云角闪斜长片麻岩等(邹为雷等,2001)。矿区东部10km处为中生代玲珑花岗岩(连国建等,2004),矿区内发育早白垩世煌斑岩脉(127~106Ma,K-Ar法,朱大岗等,1999)。

本区构造以断裂为主,可划分为NNE向、NE向和NW向3组。NNE向断裂最为发育,基本控制了矿区的构造格局,最东侧的大庄子断裂发育在盆地的边缘,是矿区内主要的控矿断裂。NE向断裂规模小,一般同时或稍晚于NNE向断裂。NW向断裂往往切割错断其他方向的断裂,属于晚期构造,规模较小。与成矿作用有关的主要是NNE向和NE向断裂构造(邹为雷等,2001)。另外,矿区内还分布有NNE走向的黑羊山断裂及NNW走向的洪山断裂(图2)。

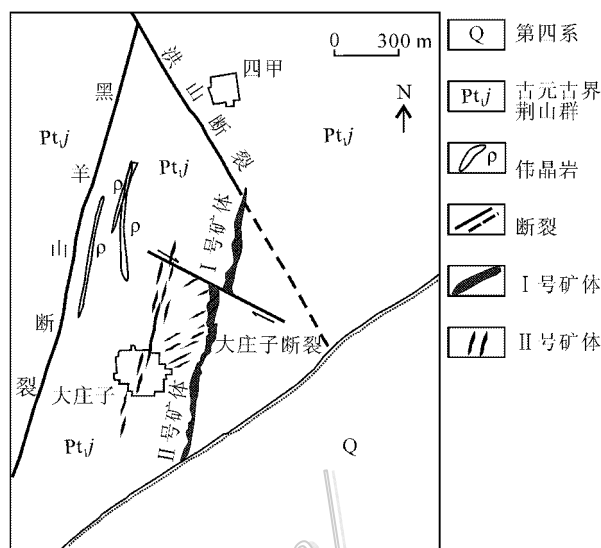


图2 胶东大庄子金矿床矿区地质图

Fig. 2 Geological map of the Dazhuangzi gold deposit, Jiaodong peninsula

矿区内的I号矿体(蚀变带)受分布于大庄子村以东,向北穿越四甲村,向南为第四系所覆盖,受控于NNE向大庄子脆-韧性剪切带(图2),顺层产在斜长角闪岩和黑云斜长片麻岩夹持的大理岩中(图3)。整个矿化带在平面和剖面上均呈波状、似层状和透镜体状,具有膨胀与尖灭再现现象,矿化带长度断续出露超过3000m,地表宽度40~60m(周国发,2006)。断层面附近大理岩普遍发生破碎,主要发育硅化蚀变,离断层越近硅化越强烈。伴随硅化蚀变,碎裂硅化大理岩发育细粒浸染状、微裂隙充填细脉状及细网脉状硫化物3种形式矿化。II号矿体为含多金属硫化物的乳白色石英脉,其位于I号蚀变带下盘的片麻岩中,与脆-韧性剪切带反倾。平面和剖面上脉体均呈现出扁豆状,整个带长700多m,宽150m左右,脉内发育少量与石英脉同期形成的粗粒自形黄铁矿。通过坑道和显微观察发现,乳白色石英脉遭受了多次构造破碎,形成了角砾状石英和大量微裂隙,后来被多金属硫化物脉穿插、胶结(图4b、4c),这表明乳白色石英脉比多金属硫化物先沉淀,属于主成矿前脉体。此外,显微镜下偶见石英被压扁拉长,正交偏光下可见发生动态重结晶的细粒石英,呈波状消光,这指示石英脉遭受了一定的变形。

矿区发育碎裂(糜棱岩化)蚀变岩型(图4a)和石

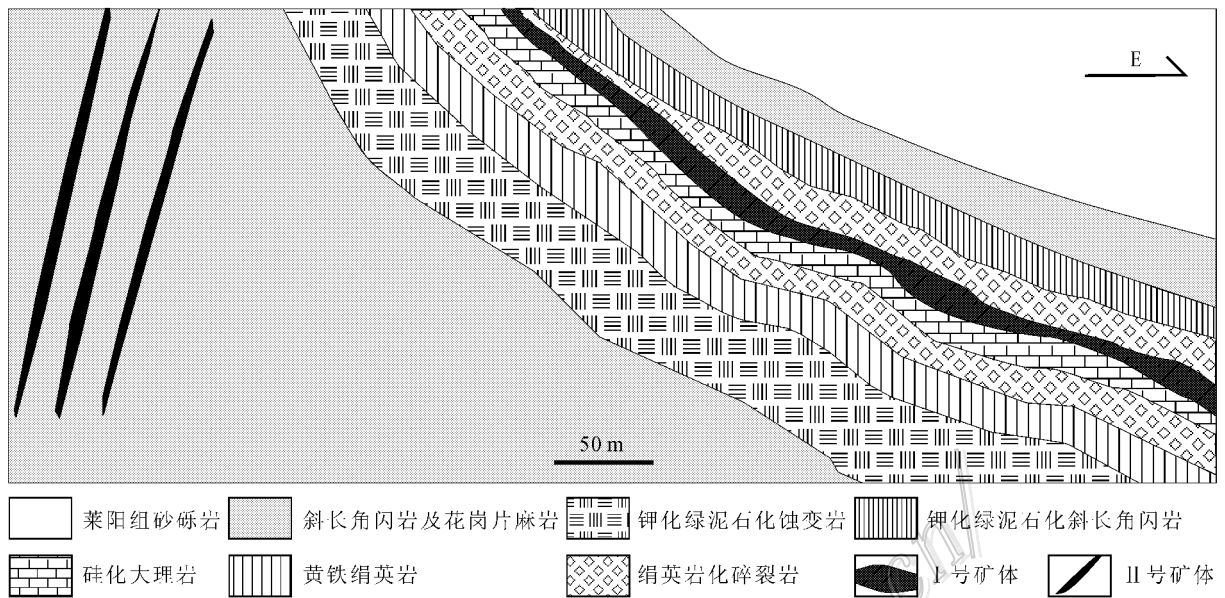


图3 胶东大庄子金矿床矿区剖面图(据周国发,2006改绘)

Fig. 3 Geological section of the Dazhuangzi gold deposit, Jiaodong peninsula (modified after Zhou, 2006)

英脉型(图4b、4c)两种类型矿石,分别产于Ⅰ号蚀变带和Ⅱ号矿体。矿石矿物主要有方铅矿、黄铁矿、黄铜矿和闪锌矿,脉石矿物有石英、绿泥石、绢云母、方解石、白云石和萤石等。矿区蚀变作用强烈,从早至晚发育有钾化、硅化、(黄铁)绢英岩/绿泥石化、多金属硫化物矿化、碳酸盐化及萤石化。钾化蚀变一般以粗粒、自形钾长石发育在片麻岩中(黄铁)绢英岩/绿泥石化蚀变主要发育在片麻岩中,形成绢英岩化/绿泥石化片麻岩,还发育含细粒浸染状黄铁矿绢英岩;主构造带内围岩荆山群片麻岩、斜长角闪岩、大理岩普遍发育硅化;多金属矿化(主成矿阶段)在Ⅰ号蚀变带内表现为硅化大理岩,并发育细(网)脉以及浸染状多金属矿化,而在Ⅱ号矿体中多为网脉状矿化,碳酸盐-萤石化为粗粒自形脉状方解石、萤石。

结合坑道和薄片观察,将大庄子金矿成矿作用从早至晚分为4个阶段,即(Ⅰ)黄铁矿-石英阶段,黄铁矿自形程度好(通常为立方体)颗粒较粗,与强硅化大理岩及乳白色石英脉共生,此阶段矿化很弱;(Ⅱ)黄铁矿-石英-绢云母阶段,细粒浸染状黄铁矿发育在较弱绢英岩化片麻岩中,矿化程度有所升高;(Ⅲ)多金属-石英阶段,大量细粒方铅矿、黄铁矿、黄铜矿及少量闪锌矿和石英,呈细脉、网脉状穿插或胶结碎裂硅化大理岩和破碎石英脉,为矿区主要成矿阶段(Ⅳ)方解石-萤石阶段,方解石、萤石呈粗粒自

形脉状充填成矿后断裂,此阶段矿化微弱。

2 流体包裹体研究

2.1 分析方法

共采集了30件样品进行流体包裹体研究,先将样品磨制成厚度约为0.3 mm双面抛光的薄片,然后进行流体包裹体岩相学观察,最后选择有代表性的流体包裹体进行显微测温 and 激光拉曼光谱测试。Ⅰ号蚀变带内的石英主要以硅化形式出现,其中的包裹体非常小(通常小于 $3\ \mu\text{m}$),难以进行显微测温及激光拉曼光谱测试,Ⅱ号矿体中发育丰富的流体包裹体,为本次测试的主要对象。最终用于显微测温的样品有8件,其中7件石英样品主要采自Ⅱ号石英脉矿体(图4c),1件方解石样品采自Ⅰ号蚀变带内的方解石-石英脉(图4d)。

流体包裹体显微测温在中国科学院地质与地球物理研究所矿产资源重点实验室流体包裹体实验室配备的Linkam THMS600冷热台上完成。测试样品前先利用美国FLUID INC公司提供的人工合成流体包裹体标样对冷热台进行温度校正。该冷热台在 $-120\sim-70^\circ\text{C}$ 、 $-70\sim100^\circ\text{C}$ 、 $100\sim500^\circ\text{C}$ 温度区间的测定精度分别为 $\pm 0.5^\circ\text{C}$ 、 $\pm 0.2^\circ\text{C}$ 和 $\pm 2^\circ\text{C}$ 。流体包裹体测温过程中,升温速率一般为 $0.2\sim10^\circ\text{C}/\text{min}$,

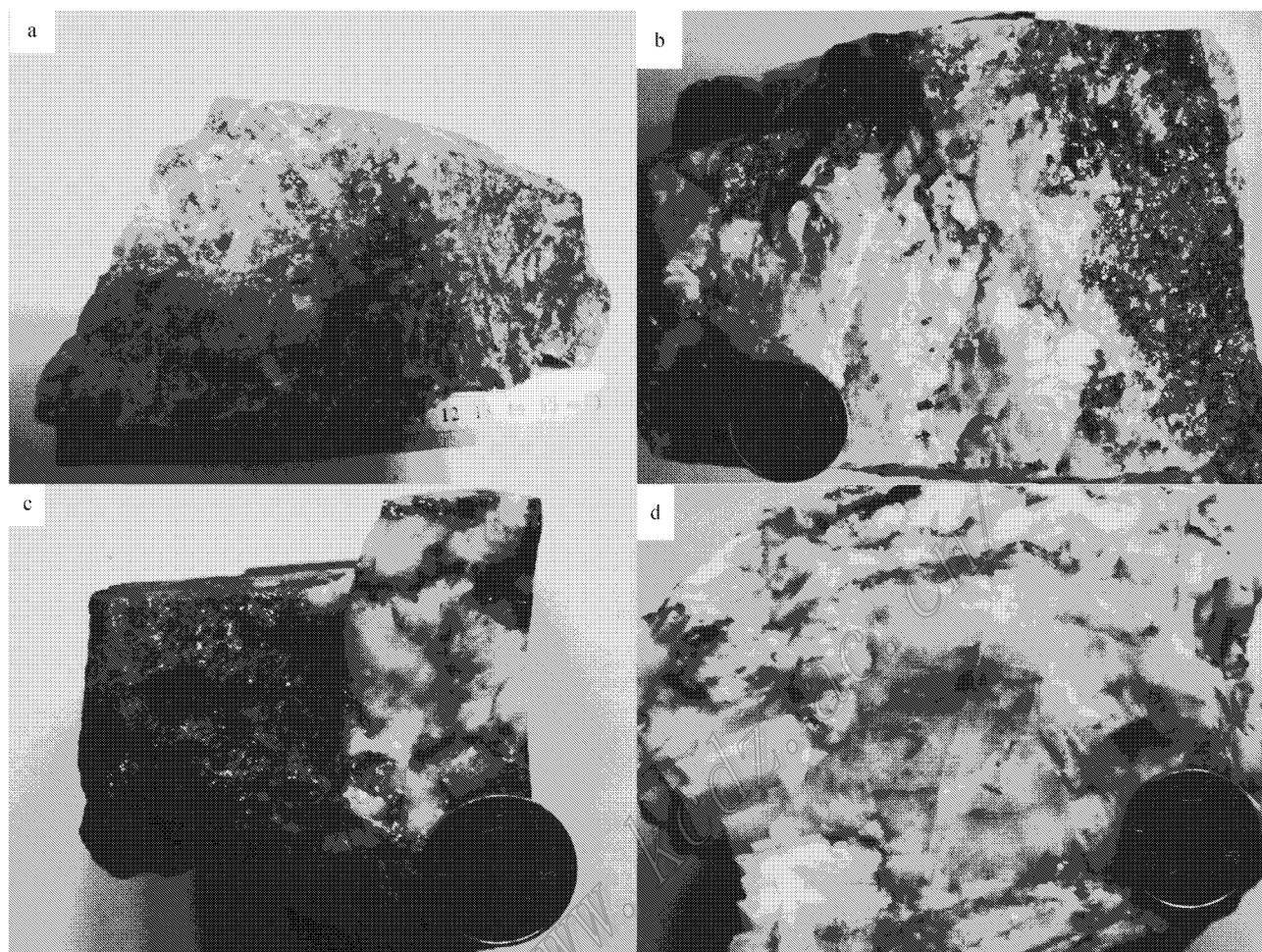


图4 大庄子金矿床 I 号和 II 号矿体矿石及部分用于包裹体测试样品照片

- a. I 号蚀变带中含浸染状硫化物的硅化大理岩矿石; b. II 号矿体中含多金属硫化物矿石; c. 被多金属硫化物穿插的石英脉(08dz05);
d. 方解石脉(09dz64)

Fig. 4 Photographs of ores from No. I and No. II ore bodies, and selected samples for fluid inclusion study in the Dazhuangzi gold deposit, Jiaodong peninsula

- a. Silicified marble with disseminated sulfides from No. I ore body; b. Quartz with sulfides veinlets from No. II quartz vein;
c. Quartz vein penetrated by sulfide vein from No. II quartz vein(08dz05); d. Calcite vein used for fluid inclusion analysis(09dz64)

含 CO_2 包裹体在其相转变温度(如固态 CO_2 熔化和笼合物熔化)附近升温速率降低为 $0.2\text{ }^\circ\text{C}/\text{min}$ 在水溶液包裹体冰点和均一温度附近升温速率降为 $0.2\sim 0.5\text{ }^\circ\text{C}/\text{min}$ 。流体包裹体成分(摩尔分数)、盐度、 CO_2 密度、总密度和捕获压力利用 MacFlincor (Brown et al., 1995) 程序进行计算获得。流体包裹体激光拉曼光谱测试在同一实验室配备的英国 Renishaw 公司生产的 RM-2000 型激光拉曼光谱仪上完成。仪器使用 Ar^+ 激光器, 波长为 514 nm , 所测光谱的时间为 10 s , 每 cm^{-1} (波数) 计一次, $100\sim 4\ 000\text{ cm}^{-1}$ 全波段取峰, 激光束斑大小约为 $1\ \mu\text{m}$, 光谱分辨率 2 cm^{-1} 。

2.2 流体包裹体岩相学

II 号矿体内的乳白色石英脉为成矿前脉体, 形成后经历了强烈的构造作用, 形成大量微裂隙(图 5j), 导致脉体石英中大部分原生包裹体遭到了改造甚至破坏, 没有找到符合鉴别标准(卢焕章等, 2004) 的原生包裹体。在主成矿阶段, 成矿流体充填石英脉构造裂隙, 形成大量以细粒多金属硫化物为主、只含有极少量石英的细(网)脉, 随着多金属硫化物的沉淀, 沿早期石英脉微裂隙形成大量次生包裹体, 这些次生包裹体多呈线状沿愈合裂隙分布, 偶尔呈孤立状, 代表主成矿阶段的成矿流体; I 号蚀变带内的方解石脉中也发育较丰富的原生流体包裹体, 多呈

(长)管状,沿节理线方向生长(图 5h、5i)。值得注意的是,由于构造作用的影响,许多包裹体遭到了改造,常见到包裹体被拉长(图 5l)甚至出现颈缩(卡脖子)现象(图 5k)。这些后期改造作用通常会改变包裹体的体积、成分等,进而影响测温数据的可靠性。因此,本次测试所选择的包裹体离裂隙较远,外形较规则,以减少后期改造对测温数据的影响。

根据室温下包裹体大小、形状、产状、相比例和颜色等特征,在大庄子金矿床中识别出了如下 4 种类型流体包裹体:

A. 富 CO_2 包裹体(图 5a~c),室温下呈两相($\text{LH}_2\text{O} + \text{LCO}_2$; A_1 型)或三相($\text{LH}_2\text{O} + \text{LCO}_2 + \text{GCO}_2$; A_2 型),外形较规则,个体一般较大,最大者达 $30\ \mu\text{m}$ 。具有较暗的相边界, CO_2 相充填度变化较大,在 50%~90% 之间。通常呈线状,偶尔呈孤立状分布,大部分为次生包裹体,只在与硫化物紧密共生的石英中发现少量原生包裹体;

B. 纯 CO_2 包裹体(图 5d、5e),室温下为单一或者两相,通常呈线状,偶尔呈孤立产出;

C. $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 包裹体(图 5f、5g),室温下呈气液两相(图 5f),偶见三相(图 5g), H_2O 相充填度变化较大,在 60%~90% 之间,气相具有稍暗的边界。通常呈线状与 A 类包裹体共生产出(图 5m);

D. H_2O 溶液包裹体(图 5h、5i),在方解石样品中广泛发育,多为原生包裹体,石英脉中也偶有发现。常呈线状分布者,为次生包裹体,通常切割前 3 种类型包裹体。室温下呈气液两相,充填度多大于 90%,气相边界较亮;

富 CO_2 包裹体和 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 包裹体各自充填度都有很大的变化,而且二者紧密共生,这些现象可能暗示流体为不混溶体系(Diamond, 2001)(图 5m)。

在大庄子金矿中发育大量富 CO_2 包裹体和 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 包裹体,且它们的 CO_2 充填度都有一定的变化,这初步暗示流体发生了相分离作用。 CO_2 充填度相对较小的 A 型和 CO_2 充填度相对较大的 C 型包裹体可能是捕获不混溶流体接触部位的流体形成的。在显微测温时,选择了 CO_2 充填度为 80%~90% 的 A 型包裹体和 CO_2 充填度为 10%~30% 的 C 型包裹体进行测试,这些包裹体可能分别代表了相分离后的流体端员组分。

2.3 流体包裹体显微测温

对上述 4 类包裹体进行显微测温及计算(结果见表 1、2 以及图 6、7),各类包裹体显微相变特征如下:

A. 富 CO_2 包裹体, A_1 型包裹体在降温至 0~18℃ 时液相 CO_2 中先出现一个气相 CO_2 ,随后气相逐渐变大,液相边界逐渐变模糊,至 -100℃ 左右液相 CO_2 被冻结或压扁挤至角落;室温下降温, A_2 型包裹体液相收缩,气相逐渐变大,至 -97℃ 左右液相 CO_2 冻结。 A_1 型和 A_2 型包裹体在升温至 -57.2~-56.6℃ (平均为 -56.7℃) 固相 CO_2 融化,其与纯 CO_2 三相点温度(-56.6℃)十分接近,暗示含碳相为纯 CO_2 ,这得到激光拉曼光谱测试结果(图 8a)的证实。进一步升温至 4.2~8.3℃ 时 $\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$ 笼合物融化,随后在 7.5~30.8℃ 发生部分均一(至液相),最后在 216~327℃ (平均为 278℃, $n=11$) 完全均一(至液相),有 6 个包裹体在 225~297℃ 发生爆裂。计算获得 A 型包裹体 $x(\text{H}_2\text{O})$ 为 0.24~0.77, $x(\text{CO}_2)$ 为 0.39~0.75,盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 3.3%~10.3%,平均为 6.8%, CO_2 密度为 0.54~0.88 g/cm^3 ,总密度为 0.64~0.92 g/cm^3 ,压力为 95~190

表 1 大庄子金矿床流体包裹体显微测温结果

Table 1 Microthermometric data on fluid inclusions in the Dazhuangzi gold deposit

成矿阶段	类型	$t_m(\text{CO}_2)/^\circ\text{C}$		$t_{m(\text{ice})}/^\circ\text{C}$		$t_{m(\text{clath})}/^\circ\text{C}$		$t_h(\text{CO}_2)/^\circ\text{C}$		$t_{h(\text{sol})}/^\circ\text{C}$			
		范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值	爆裂范围	均值		
III	A	-57.2~ -56.6	-56.7(12)			4.2~8.3	6.4(15)	7.5~30.8 (L)	20.5 (18)	216~327	278(11)	225~297	369(6)
	B	-57.2~ -56.6	-56.7(8)					11.0~ 29.4(L)	24.3 (8)				
	C	-56.8~ -56.6	-56.7(10)			4.5~8.0	6.7(24)	10.8~30.3 (L)	20.6 (9)	182~321	236(75)		
IV	D			0~-4.7	-1.6(18)					71~252	143(29)		

注:括号内数字为所测流体包裹体数量,L为均一至液相。

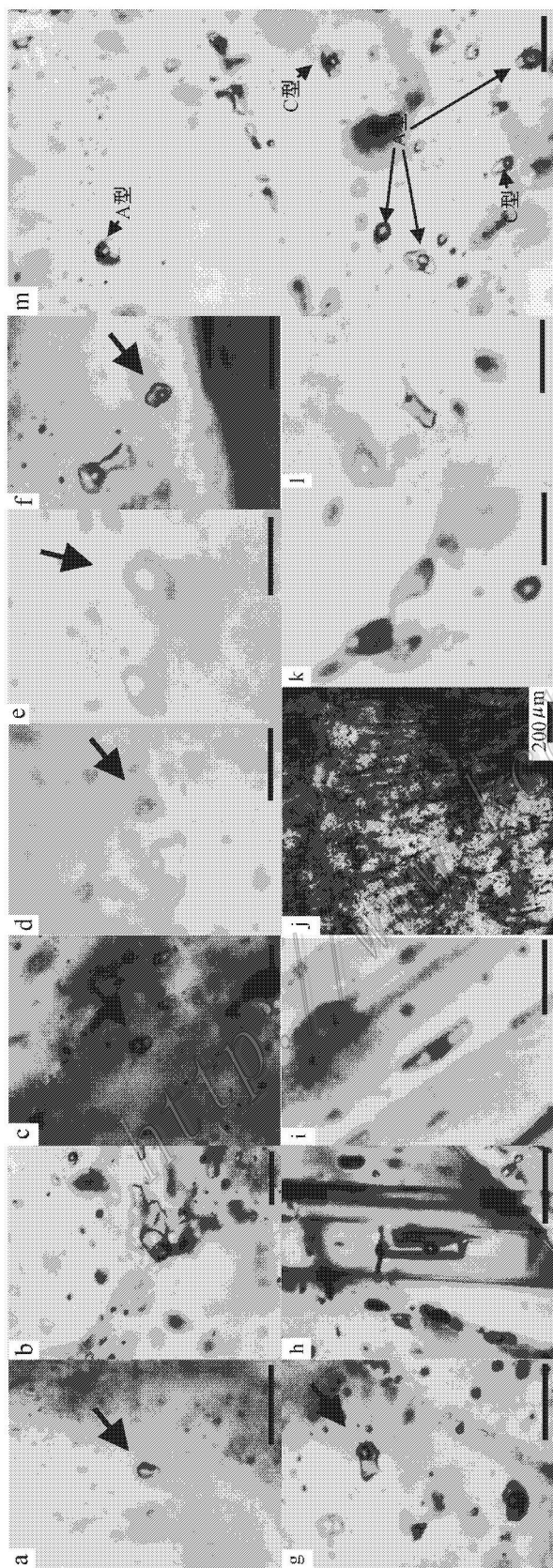


图 5 大庄子金矿床流体包裹体显微照片(h,i 主矿物为方解石,其余主矿物为石英,其余比例尺均为 20 μm)

a. Δ_1 型两相富 CO_2 包裹体; b,c. Δ_2 型三相富 CO_2 包裹体; d. B 型两相纯 CO_2 包裹体; e. B 型单相纯 CO_2 包裹体; f. C 型两相含 CO_2 包裹体; g. C 型三相含 CO_2 包裹体; h,i. D 型包裹体; j. 石英中发育大量微裂隙; k. 发生颈缩(卡脖子)的包裹体; l. 被改造(拉长)的包裹体; m. Δ 型与 C 型包裹体紧密共生

Fig. 5 Photomicrographs of fluid inclusions in the Dazhuangzi gold deposit (host minerals are quartz and calcite respectively in a~g; j~l and h~i; the black scale is 20 μm)

- a. Δ_1 type fluid inclusion; b,c. Δ_2 type fluid inclusion; d. B type fluid inclusion with two phases; e. B type fluid inclusion with one phase;
- f. C type fluid inclusion with two phases; g. C type fluid inclusion with three phases; h,i. D type fluid inclusions; j. Micro-fractures in quartz from No. III quartz vein; k. Δ modified fluid inclusion (necking down); l. Δ modified fluid inclusion (probably stretched); m. Coexisting of Δ and C type inclusions

表2 大庄子金矿流体包裹体成分、盐度、CO₂密度、总密度数据汇总

Table 2 Calculated composition, salinity, CO₂ density and bulk density of A, B, C and D type fluid inclusions in the Dazhuangzi gold deposit

成矿阶段	类型	x(H ₂ O) / mol%		x(CO ₂) / mol%		x(NaCl) / mol%		w(NaCl _{eq}) / %		CO ₂ 密度 / (g/cm ³)		总密度 / (g/cm ³)		估算压力 / MPa
		范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值	
A		0.24~0.77	0.44(14)	0.39~0.75	0.55(14)	0~0.02	0.01(14)	3.3~10.3	6.8(16)	0.54~0.88	0.72(16)	0.64~0.92	0.81(16)	95~190
III	B									0.61~0.85	0.72(11)			
	C	0.88~0.97	0.94(4)	0.01~0.09	0.04(4)	0.01~0.03	0.02(4)	3.0~11.2	7.8(38)	0.18~0.36	0.26(4)	0.83~1.0	0.92(7)	
IV	D							0~5.5	1.4(17)			0.85~1.0	0.96(20)	

注 括号内为所测流体包裹体数量。

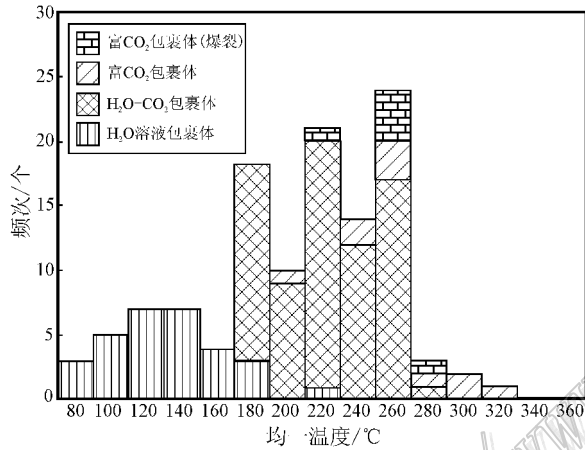


图6 胶东大庄子金矿床均一温度直方图

Fig. 6 Histogram showing total homogenization temperatures of fluid inclusions in the Dazhuangzi gold deposit, Jiaodong peninsula

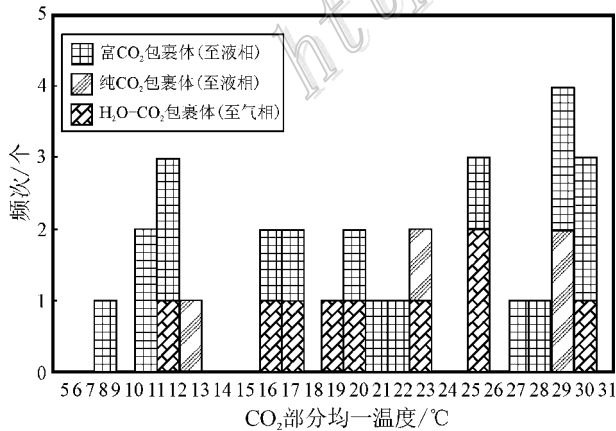


图7 胶东大庄子金矿床 CO₂ 包裹体部分均一温度直方图

Fig. 7 Histogram showing partial homogenization temperatures of A, B and C type fluid inclusions in the Dazhuangzi gold deposit, Jiaodong peninsula

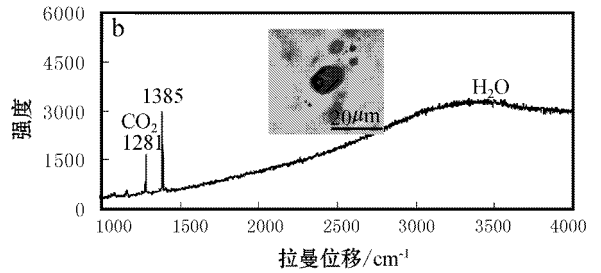
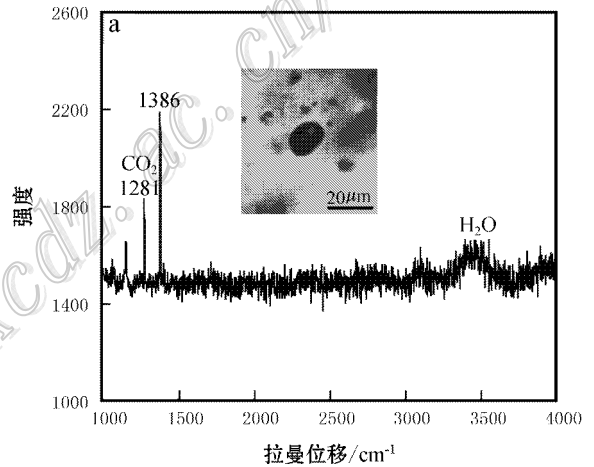


图8 胶东大庄子金矿床包裹体激光拉曼光谱

a. A型包裹体拉曼光谱; b. C型包裹体拉曼光谱

Fig. 8 Laser Raman spectra of A and C type fluid inclusions in the Dazhuangzi gold deposit, Jiaodong peninsula
a. Raman spectra of A type fluid inclusion; b. Raman spectra of C type fluid inclusion

MPa;

B. 纯 CO₂ 包裹体在过冷却过程中至 -90℃ 左右液相发生冻结, 随后回温至 -57.2~ -56.6℃ 固相熔化。进一步升温至 11.0~29.4℃ 完全均一, 计算获得的包裹体 CO₂ 密度为 0.61~0.85 g/cm³;

C. H_2O-CO_2 包裹体在从室温降温至 $-100^\circ C$ 时,气泡冻结或被压扁挤至包裹体腔的角落,回温至 $-56.8 \sim -56.6^\circ C$ 固结相熔化,表明含碳相为纯 CO_2 ,这与激光拉曼光谱测试结果一致(图 8b)。对于 $0.015 < x(CO_2) < 0.148$ 的 CO_2-H_2O 体系,笼合物的熔化温度非常难观察到,需要反复升降温度来获得准确温度(Diamond 2001)。就本矿区此类包裹体而言,即使进行了反复升降温度,大多数此类包裹体也很难测到笼合物熔化及部分均一温度(表 1),从为数不多的数据来看,此类包裹体在 $4.5 \sim 8.0^\circ C$ ($n=24$) 笼合物熔化,在 $10.8 \sim 30.3^\circ C$ ($n=9$) 发生部分均一(至液相),最后在 $182 \sim 321^\circ C$ (平均为 $236^\circ C$, $m=75$) 完全均一(至液相)。计算获得的包裹体 $x(H_2O)$ 为 $0.88 \sim 0.97$, $x(CO_2)$ 为 $0.01 \sim 0.09$, CO_2 密度为 $0.18 \sim 0.36 g/cm^3$, 盐度 $w(NaCl_{eq})$ 为 $3.0\% \sim 11.2\%$, 平均为 7.8% , 总密度为 $0.83 \sim 1.0 g/cm^3$;

D. 水溶液包裹体通常冷却至 $-40^\circ C$ 左右发生冻结,升温至 $-4.7 \sim 0^\circ C$ 附近冰熔化,在 $100 \sim 180^\circ C$ 发生完全均一(至液相)。计算获得的包裹体的盐度 $w(NaCl_{eq})$ 为 $0 \sim 5.5\%$, 平均为 1.4% , 总密度为 $0.85 \sim 1.0 g/cm^3$ 。

3 稳定同位素研究

3.1 分析方法

本次研究选取了 5 件石英样品和 6 件硫化物样品(4 件黄铁矿和 2 件方铅矿)分别进行氢、氧和硫同位素分析。石英样品中 4 件来自 II 号矿体,1 件来自 I 号矿体。黄铁矿样品中 2 件采自含浸染状黄铁矿化的绢英岩,1 件细粒浸染状黄铁矿化的硅化大理岩以及 1 件被多金属硫化物穿插的石英脉,2 件方铅矿都采自被多金属硫化物穿插的石英脉。

先将样品(石英、黄铁矿和方铅矿)破碎至约 60 目,然后在双目镜下手工挑纯。同位素测试在核工业北京地质研究院分析测试研究中心进行。分析氧同位素时,样品与纯净的 BrF_5 在 $500 \sim 680^\circ C$ 恒温条件下反应 14 h,释放出 O_2 和杂质组分,将 SiF_4 、 BrF_3 等杂质组分用冷冻法分离出去,将纯净 O_2 在 $700^\circ C$, 且有铂催化剂的条件下,与石墨恒温反应生成 CO_2 , 用冷冻法收集 CO_2 , 用 MAT253 气体同位素质谱仪分析样品的 O 同位素组成。测量结果以 SMOW 为

标准,记为 $\delta^{18}O$, 分析精度优于 $\pm 0.2\%$ 。 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 由 $10^3 \ln \alpha = \delta^{18}O_{\text{石英}} - \delta^{18}O_{H_2O}$ 计算得出, $10^3 \ln \alpha$ 采用 $3.38 \times 10^6 / T^2 - 2.90$ (Clayton et al., 1972); 式中 T 为所测矿物中 A 和 C 型包裹体均一温度的算术平均值;分析氢同位素时,石英包裹体样品在装有碳的陶瓷管里爆裂,释放出 H_2O 、 H_2 等含 H 气体, H_2O 及其他可能存在的有机物在高温下与碳发生还原反应,将含 H 气体还原成 H_2 , H_2 在高纯氦气流的带动下进入 MAT253 质谱仪进行分析。测量结果以 V-SMOW 为标准,记为 δD_{V-SMOW} , 分析精度优于 $\pm 1\%$;分析硫同位素时,将硫化物单矿物和氧化亚铜按一定比例研磨至 200 目左右,并混合均匀,在真空达 $2.0 \times 10^{-2} Pa$, $980^\circ C$ 条件下进行氧化反应,生成 SO_2 气体。在真空条件下,用冷冻法进行收集,并用 MAT253 气体同位素质谱仪分析硫同位素组成。测量结果以 CDT 为标准,记为 $\delta^{34}S$, 分析精度优于 $\pm 0.2\%$ 。分析结果分别列于表 3 与表 4。

3.2 氢、氧同位素研究

I 号蚀变带和 II 号矿体中的石英具有非常接近的 δD_{H_2O} 值,变化于 $-65.8\% \sim -74.5\%$, $\delta^{18}O_{\text{石英}}$ 值范围也较窄,变化于 $10.9\% \sim 11.8\%$ 之间,计算得到包裹体 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 变化于 $4.3\% \sim 5.2\%$ (表 3)。毛景文等(2002)测试了大庄子金矿床成矿晚期方解石的氢、氧同位素组成(表 3),认为成矿流体为岩浆水和大气降水的混合。在 $\delta D-\delta^{18}O$ 图解上(图 9),本文样品投点位置紧邻原生岩浆水的左侧,离变质水较远,而毛景文等(2002)的数据点投在更加靠近大气降水线的位置,呈现向大气降水演化的趋势,这指示大庄子金矿成矿流体在成矿期主要为岩浆水,演化到成矿后期有越来越多的大气降水参与进来。

3.3 硫同位素研究

大庄子金矿 $\delta^{34}S$ 组成介于 $7.9 \sim 11.3\%$, 其中方铅矿 $\delta^{34}S_{V-CDT}$ 为 $7.9\% \sim 8.2\%$, 黄铁矿 $\delta^{34}S_{V-CDT}$ 为 $8.5\% \sim 11.3\%$ 。可以看出,方铅矿 $\delta^{34}S$ 较黄铁矿低,这符合 ^{34}S 在不同硫化物中的富集顺序(郑永飞等 2000);不同阶段黄铁矿 $\delta^{34}S$ 也有些区别,表现为成矿期比成矿前低。在自然界中,当硫处于热力学平衡分馏作用下 ^{34}S 倾向于赋存在含高价硫的化合物。范宏瑞等(1994)认为热液中沉淀出的硫化物中硫同位素组成取决于热液中 S^{2-}/SO_4^{2-} 比值和当时热液所处环境的氧逸度。当热液经历从还原环境到氧化环境的变化时,热液中 S^{2-}/SO_4^{2-} 随之降

表3 胶东大庄子金矿氢、氧同位素组成

Table 3 Hydrogen and oxygen isotope data of the Dazhuangzi gold deposit, Jiaodong peninsula

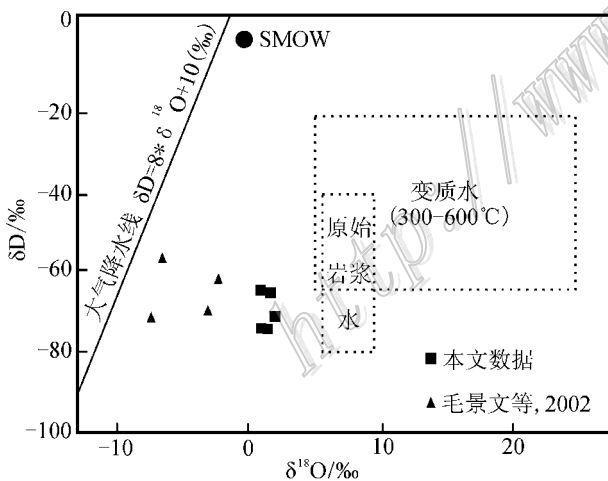
样品名称	成矿阶段	测试矿物	$\delta^{18}\text{O}_{\text{矿物}}/\text{‰}$	温度/ $^{\circ}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{‰}$	$\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{‰}$	来源
08DZ05	I + III	石英	11.8	240	5.2	-71.4	本文
08DZ06	I + III	石英	11.6	240	5.0	-65.8	
08DZ20	I + III	石英	11.4	240	4.8	-74.5	
08DZ01-12-1	I + III	石英	11.2	240	4.6	-74.5	
08DZ17	I + III	石英	10.9	240	4.3	-65	
D22-3	IV	方解石	11.9	173	-2.2	-62	毛景文等 2002
D22-4	IV	方解石	10.9	173	-3.0	-70	
D22-5	IV	方解石	7.7	173	-6.5	-57	
D22-6	IV	方解石	6.7	173	-7.4	-72	

表4 胶东大庄子金矿床硫同位素组成

Table 4 Sulfur isotope values of sulfides in the Dazhuangzi gold deposit, Jiaodong peninsula

样品号	测试矿物/岩石类型	成矿阶段	$\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}/\text{‰}$	数据来源
08DZ11	方铅矿/被网脉状方铅矿穿插的石英脉	III	7.9	本文
08DZ35	方铅矿/石英、方解石、多金属硫化物脉	III	8.2	
08DZ05	黄铁矿/含多金属硫化物石英脉	III	8.5	
08DZ30	黄铁矿/含大量细粒黄铁矿大理岩	I + II + III	9.2	
08D01-11	黄铁矿/含少量黄铁矿绢英岩	II	11.3	
08D01-14	黄铁矿/含细粒黄铁矿绢英岩	II	10.7	张竹如等*
黄铁矿/容矿围岩荆山群			9.3~10.7(6)	
黄铁矿/玲珑花岗岩			6.10~10.1(12)	
黄铁矿/胶东群			7.2~7.6(5)	杨忠芳等*

注:*表示转引自张连昌等(2001)括号中的数字表示测试样品数量。

图9 胶东大庄子金矿床 $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ 图解Fig. 9 Diagram of δD versus $\delta^{18}\text{O}$ in the Dazhuangzi gold deposit, Jiaodong peninsula

低, ^{34}S 便赋存在 SO_4^{2-} 中而得不到释放, 因此沉淀出的硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 会呈现出降低的趋势。因此, 这一现象反映了当黄铁矿结晶时热液所处的氧化还原环境的改变, 即随着热液不断地向近地表迁移, 其所处环境的氧逸度不断增高, 导致成矿期析出的黄铁矿具

有相对较低的 $\delta^{34}\text{S}$ 。而 08DZ30 出现介于成矿期和成矿前的 $\delta^{34}\text{S}$ 可能是由于样品不纯造成的结果。

结合胶东地区基底变质岩、火成岩和金矿的硫同位素组成的资料可以看出, 大庄子金矿 $\delta^{34}\text{S}$ 组成 (8.5%~11.3%) 远高于胶东群变质岩和花岗岩, 而与其容矿围岩荆山群变质岩非常接近, 表明大庄子金矿成矿流体中的硫主要来自荆山群变质岩, 这一结论与前人工作一致 (张连昌等, 2002b; 连国建等, 2003; 宋玉财等, 2004)。

4 讨论

4.1 流体包裹体成因和成矿流体性质

大庄子金矿床 II 号矿体中的乳白色石英脉为成矿前脉体, 代表成脉流体的原生包裹体已遭到构造活动的改造和破坏, 本次工作未找到适合测试的原生包裹体, 因此未能获得成矿前流体性质的信息。通过详细的观察发现, 代表主成矿期 (第 III 阶段) 的石英多金属脉呈细 (网) 脉状胶结早期的乳白色石英角砾, 并沿早期的石英愈合裂隙封存了此阶段的流体, 另外, 沿早期石英愈合裂隙也捕获了成矿后流

体,因此早期乳白色石英中的次生包裹体代表了主成矿期(第Ⅲ阶段)和成矿后(第Ⅳ阶段)流体。

热液金属矿床中富 CO_2 包裹体的存在指示流体可能发生过相分离或沸腾作用(Diamond, 2001),而若同时存在 CO_2 密度相差很大,且均一温度近似的两组包裹体,则其所代表的流体一定发生过相分离作用(卢焕章等, 2004)。通常可以通过均一温度和均一压力来判断包裹体是否属于不混溶流体包裹体组合。大庄子金矿床石英脉中发育富 CO_2 包裹体、纯 CO_2 包裹体和富 H_2O 包裹体,它们代表了成矿期流体。富 CO_2 包裹体和富 H_2O 包裹体均一温度非常接近,并且在镜下常可观察到这两种类型的包裹体密切共生,表明大庄子金矿成矿热液为共存的 CO_2 - H_2O 不混溶体系,它们是发生相分离作用后通过不均一捕获形成的,分别代表共存的两个端员组分,即富 CO_2 贫 H_2O 相和富 H_2O 贫 CO_2 相。刘斌等(1999)描述了 H_2O - CO_2 体系不混溶流体六种组合类型并解释了它们的形成原因,认为若流体由于不混溶形成两相,此时被捕获的包裹体由于形成的温度和压力较高,捕获的单相 H_2O 中溶解了较多的 CO_2 成分,捕获的单相 CO_2 中溶解了较多的 H_2O 成分,当温度下降至室温时,包裹体内的两种成分相互分离,形成单独相,通过这种方式可以同时捕获富 CO_2 贫 H_2O 和富 H_2O 贫 CO_2 两类包裹体,即 A、C 组合类型。B 型包裹体为纯 CO_2 包裹体,它们在样品中发育程度不高,只发现了少量此类包裹体,可能代表样品局部位置发生的不混溶程度很高。对于不混溶体系,包裹体的均一温度等于捕获温度,不需要进行压力校正,计算获得的压力可以代表包裹体的捕获压力(刘斌等, 1999; Wilkinson, 2001)。根据 A 型和 C 型包裹体测温数据,富 CO_2 相温度为 280°C 左右,压力为 $95 \sim 190 \text{ MPa}$,盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 6.8% ,密度为 0.81 g/cm^3 ,而富 H_2O 相温度为 240°C 左右,盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 7.8% ,密度为 0.92 g/cm^3 。激光拉曼光谱结果(图 8)也表明,成矿流体中挥发份主要为 CO_2 和 H_2O 。综上所述,大庄子金矿床成矿期流体为中温($240 \sim 280^\circ\text{C}$)、低盐度[$w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ $7\% \sim 8\%$]的 H_2O - CO_2 - NaCl 不混溶体系。范宏瑞等(2005)详细总结了胶东“石英脉型”(包括玲珑、邓格庄和乳山金矿)和“蚀变岩型”金矿床(包括三山岛、大尹格庄、大柳行金矿)的流体性质,发现这些金矿主成矿期流体为低盐度的 CO_2 - $\text{H}_2\text{O} \pm \text{CH}_4$ 体系,成

矿温度为 $170 \sim 335^\circ\text{C}$,成矿压力为 $70 \sim 250 \text{ MPa}$ 。对比来看,大庄子金矿主成矿期流体具有与胶东其他矿床类似的流体组成(唯一不同的是大庄子金矿未发现 CH_4)和流体包裹体捕获温度,这表明大庄子金矿的成矿流体与胶东地区其他金矿具有相似的性质。而大庄子金矿含矿石英脉被碎裂成角砾状指示为张性应力环境,因此成矿流体在灌入后由于压力突然释放发生相分离作用而呈不混溶状态。同样的现象在胶东其他金矿床的含矿石英脉内也有发现(乳山、邓格庄、三甲,胡芳芳等, 2005; 2007; 2008),这表明流体相分离作用对于胶东金矿脉状矿化起了重要作用。

4.2 成矿流体来源

对于大庄子金矿成矿流体来源,前人主要利用氢、氧同位素进行判别,但是对于类似的测试结果,研究者们却得出了大体一致却又有不同的认识。一致之处在于他们都认为大庄子金矿成矿流体为混合水,不同之处在于混合端员成分。张连昌等(2002b)以及连国建(2003)测试得到大庄子金矿床石英流体包裹体 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 为 $2.3\% \sim 5.3\%$, $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ 变化于 $-47\% \sim -72\%$,在 δD - $\delta^{18}\text{O}$ 图解上投点在岩浆水、变质水和大气降水的混合区域,据此他们认为大庄子金矿床成矿流体为上述三者的混合。而毛景文等(2002, 2005)以及 Mao 等(2008)测得大庄子金矿晚期碳酸盐脉中的方解石 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 为 $-2.2\% \sim -7.4\%$, $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ 变化于 $-59\% \sim -76\%$,认为这一范围基本属于岩浆水范畴,混入了一定的大气降水,但没有变质水。本文测得大庄子金矿床 $\delta^{18}\text{O}$ 石英值变化于 $10.9\% \sim 11.8\%$ 之间,计算得到的包裹体 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 变化于 $4.3\% \sim 5.2\%$,石英包裹体中 $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ 变化于 $-65\% \sim -74.5\%$,这与前人结果基本一致。在 δD - $\delta^{18}\text{O}$ 图解上,样品投点范围紧邻岩浆水的左侧,位于混合区域内。但是笔者注意到矿床围岩(荆山群变质岩)在新元古代(王沛成, 1995)经历了中-高角闪岩相,甚至麻粒岩相的区域变质作用,而成矿作用发生在早白垩世(117.4 Ma , 石英 Ar-Ar 法,张连昌等, 2002a),中间有十几亿年的间隔,变质水应该无法被保存至中生代参与成矿。因此,我们认为大庄子金矿成矿流体应该是以岩浆水为主,没有变质水。结合毛景文等(2002)的结果发现,在 δD - $\delta^{18}\text{O}$ 图解上明显具有向大气降水线靠近的趋势,因此推测成矿后期大气降水参与了进来。

值的思考的是,矿区内除少量基性脉岩外并没有发现中生代岩浆岩,那么岩浆水从何而来呢?郭百创等(2002)提出了深源富水、碱质和硅质的岩汁交代矿源层(即荆山群地层)的成矿模型。他们所提到的深源岩汁应该类似于岩浆水,但是他们在文中没有解释流体的来源。胶东金矿床内普遍发育一定数量的基性脉岩,因此不能忽视它们跟成矿作用的关系。毛景文等(2002,2005)和 Mao 等(2008)认为,胶东金矿在成矿时代上与基性脉岩侵位时代非常接近,且二者都具有富 CO_2 流体和伴随以钾质交代为特征的蚀变作用,因此认为二者具有同源性。而且他们从区域上将金矿化、基性岩墙侵位联系起来,认为胶东所有金矿为同一成矿系统。同样,范宏瑞等(2005)认为,胶东金矿成矿流体中的岩浆水可能来源于与金矿床伴生的基性幔源岩浆脱水作用。因此,根据本次研究结果并结合前人关于胶东金矿成矿流体的认识,笔者认为大庄子金矿成矿流体以岩浆水为主,后期混入了少量的大气降水,岩浆水主要来源于幔源岩浆的去气作用。

4.3 矿化机制

流体包裹体、稳定同位素、成矿年代学(张连昌等 2002a)等研究表明大庄子金矿床与胶东地区其他金矿具有相同的成矿动力学背景,即中生代构造体制转折作用下形成的,它们属于同一成矿体系。

氢、氧同位素证据及前人的研究工作(张连昌等 2002b;连国建,2003;毛景文等,2002,2005;Mao et al.,2008)表明,大庄子金矿成矿流体来自矿区发育的基性脉岩源区幔源岩浆去气作用产生的岩浆水,并在成矿后期混入了少量大气降水。硫同位素研究表明成矿热液中的硫主要来自围岩荆山群变质岩。对大庄子金矿成矿物质来源问题,前人的工作(朱大岗等,1999;连国建,2003;宋玉财等,2004)认为,成矿物质具有多源性,部分来自荆山群地层,部分来自下地壳或深源物质。因此可以推测,幔源岩浆对成矿也具有一定贡献。结合各个方面的资料,笔者认为在中生代构造体制转折的动力学背景下,岩石圈减薄诱发软流圈上涌,引发大规模基性岩浆活动,基性岩浆分异出富 CO_2 的热液流体携带着成矿物质沿先存构造薄弱带(剪切带)上升、迁移,并在上升过程中与荆山群变质岩发生水-岩反应,萃取其中的矿化剂(硫等)和成矿物质,使得热液中的成矿元素得到进一步富集,形成成矿热液。当流体迁移至主构造带时,在压性应力环境下成矿热液与大理

岩发生水-岩反应,形成硅化蚀变,并伴随少量矿化;而当热液迁入主构造带下盘张性裂隙中,随着热液温度的逐渐降低(可能发生过相分离作用),热液中的硅质沉淀下来,形成早期的乳白色石英脉及少量自形黄铁矿,由于硫化物没有大量沉淀所以金保存在残余热液中。随着构造带再次活动及温度进一步降低,残余贫硅、富成矿物质的流体(可能还有新的热液脉动)经历压力的突然释放,达到 CO_2 - H_2O 两相不混溶区的物理条件,使得 CO_2 从成矿热液中分离出来,而无法对热液的 pH 进行缓冲(Phillips et al.,2004),导致热液 pH 环境发生变化,大量 HS^- 变成 H_2S 而脱离成矿热液,热液中的金硫络合物发生分解,形成大量硫化物,同时金发生沉淀,构成矿区主要矿化事件。主成矿期后,大气降水加入,此时热液中的成矿物质已大部分发生沉淀,无法形成工业品位的金矿化。

5 结论

(1)大庄子金矿床主成矿期捕获富 CO_2 包裹体、纯 CO_2 包裹体、 H_2O - CO_2 包裹体,成矿晚期发育 H_2O 溶液包裹体;主成矿流体属于中温、低盐度 H_2O - CO_2 - NaCl 体系,流体经历了相分离作用;

(2)成矿流体氢、氧同位素特征表明,主成矿期流体主要来自于基性岩浆去气形成的岩浆水,成矿后混入了一定量的大气降水。硫同位素研究表明,成矿流体中硫主要来自于荆山群变质岩;

(3)大庄子金矿床在赋矿围岩、矿化特征、控矿构造性质等方面与胶东地区石英脉型和蚀变岩型金矿床有一定区别,但是它们的成矿流体具有相似的性质和相同的来源,暗示大庄子金矿床与胶东地区其他矿床可能具有类似的成因机制。

志 谢 野外工作得到了山东黄金集团大庄子(鑫汇)金矿地质科孙伟业工程师的大力协助,姜晓辉、汪再聪提供了有益的讨论和建议,匿名审稿人提出了宝贵修改意见,在此一并表示真挚感谢!

References

- Brown P E and Hagemann S G. 1995. MacFlinCor and its application to fluids in Archean lode-gold Deposits[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(19): 3943-3952.

- Clayton R N, O'Neil J R and Mayeda T K. 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water [J]. *Journal of Geophysical Research*, 77: 3057-3067.
- Diamond L W. 2001. Review of the systematics of CO₂-H₂O fluid inclusions [J]. *Lithos*, 55: 69-99.
- Fan H R, Zhao R and Wang Y L. 1994. Stable isotope geochemistry of rocks and gold deposits in the Xiongershan area western Henan Province [J]. *Contributions to Geology and Mineral Resources Research*, 9(1): 54-64 (in Chinese with English abstract).
- Fan H R, Zhai M G, Xie Y H and Yang J H. 2003. Ore-forming fluids associated with granite-hosted gold mineralization at the Sanshandao deposit Jiaodong gold province, China [J]. *Mineralium Deposita*, 38(6): 739-750.
- Fan H R, Hu F F, Yang J H, Shen K and Zhai M G. 2005. Fluid evolution and large-scale gold metallogeny during Mesozoic tectonic transition in the eastern Shandong Province [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 21(5): 1317-1328 (in Chinese with English abstract).
- Goldfarb R J, Phillips G N and Nokleberg W J. 1998. Tectonic setting of synorogenic gold deposits of the Pacific rim [J]. *Ore Geology Reviews*, 13(15): 185-218.
- Guo B C and Zhao D D. 2002. Discussion on the genetic type of gold deposits in Dazhuangzi mining area in Pingdu city [J]. *Geology and Prospecting*, 38(4): 36-42 (in Chinese with English abstract).
- Guo F, Fan W M, Wang Y J and Zhang M. 2004. Origin of early Cretaceous calc-alkaline lamprophyres from the Sulu orogen in eastern China: implications for enrichment processes beneath continental collisional belt [J]. *Lithos*, 2004, 78: 291-305.
- Hart C, Goldfarb R J, Qiu Y M, Snee L, Miller L D and Miller M L. 2002. Gold deposits of the northern margin of the North China Craton: multiple late Paleozoic-Mesozoic mineralizing events [J]. *Mineralium Deposita*, 37(3): 326-351.
- Hu F F, Fan H R, Yang J H, Wan Y S, Liu D Y, Zhai M G and Jin C W. 2004. Mineralizing age of the Rushan lode gold deposit in the Jiaodong peninsula: SHRIMP U-Pb dating on hydrothermal zircon [J]. *Chinese Science Bulletin*, 49(15): 1629-1636.
- Hu F F, Fan H R, Shen K, Zhai M G, Jin C W and Chen X S. 2005. Nature and evolution of ore-forming fluids in the Rushan lode gold deposit, Jiaodong peninsula of eastern China [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 21(5): 1329-1338 (in Chinese with English abstract).
- Hu F F, Fan H R, Zhai M G and Jin C W. 2006a. Fluid evolution in the Rushan lode gold deposit of Jiaodong peninsula, eastern China [J]. *Journal of Geochemical Exploration*, 89(1-3): 161-164.
- Hu F F, Fan H R, Yang J H, Wang F and Zhai M G. 2006b. The ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating age of sericite from altered rocks in the Rushan lode gold deposit, Jiaodong peninsula and its constraints on the gold mineralization [J]. *Bulletin of Mineralogy-Petrology and Geochemistry*, 25(2): 109-116 (in Chinese with English abstract).
- Hu F F. 2006c. Magmatism, ore fluid evolution and gold mineralization of the Kunyushan area in the Jiaodong peninsula during the Mesozoic tectonic regime inversion in eastern China [D]. Supervisor: Zhai M G, Fan H R. Beijing: Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences. 1-183p (in Chinese with English abstract).
- Hu F F, Fan H R, Yang K F, Shen K, Zhai M G and Jin C W. 2007. Fluid inclusions in the Denggezhuang lode gold deposit at Muping, Jiaodong Peninsula [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23(9): 2155-2164 (in Chinese with English abstract).
- Hu F F, Fan H R, Yu H and Liu Z H, Song L F and Jin C W. 2008. Fluid inclusions in the Sanjia lode gold deposit, Jiaodong Peninsula of eastern China [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 24(9): 2037-2044 (in Chinese with English abstract).
- Li J W, Vasconcelos P M, Zhou M F, Zhang X J and Yang F H. 2003. ⁴⁰Ar/³⁹Ar constraints on a temporal link between gold mineralization, magmatism, and continental margin transtension in the Jiaodong gold province, Eastern China [J]. *The Journal of Geology*, 111(6): 741-751.
- Li Q L, Chen F K, Yang J H and Fan H R. 2008. Single grain pyrite Rb-Sr dating of the Linglong gold deposit, eastern China [J]. *Ore Geology Reviews*, 34(3): 263-270.
- Li Z L and Yang M Z. 1993. The geology-geochemistry of gold deposits in Jiaodong region [M]. Tianjin: Tianjin Science and Technology Publishing House. 1-300 (in Chinese).
- Lian G J. 2003. Study on stable isotope geochemistry and genesis of Dazhuangzi gold deposit [J]. *Contributions to Geology and Mineral Resources Research*, 18: 126-134 (in Chinese with English abstract).
- Lian G J, Hu W X, Zhang W L, Song Y C, Wang Z K and Yi F Z. 2004. Geological characteristics and genesis of Dazhuangzi gold deposit, east Shandong [J]. *Mineral Deposits*, 23(1): 67-78 (in Chinese with English abstract).
- Liu B and Shen K. 1999. Fluid inclusion thermodynamics [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 216-248 (in Chinese).
- Lu H Z, Fan H R, Ni P, Ou G X, Shen K and Zhang W H. 2004. Fluid inclusion [M]. Beijing: Science Press. 1-450 (in Chinese with English abstract).
- Mao J W, He Y and Ding T P. 2002. Mantle fluids involved in metallogenesis of Jiaodong (east Shandong) gold district: Evidence of C, O and H isotopes [J]. *Mineral Deposits*, 21(2): 122-129 (in Chinese with English abstract).
- Mao J W, Li H M, Wang Y T, Zhang C Q and Wang R T. 2005. The relationships between mantle-derived fluid and gold ore-formation in eastern Shandong peninsula, China: Evidence from H-O-C-S isotopes [J]. *Acta Geologica Sinica*, 79(6): 839-857 (in Chinese with English abstract).
- Mao J W, Wang Y T, Li H M, Pirajno F, Zhang Z C and Wang R T. 2008. The relationship of mantle-derived fluids to gold metallogenesis in the Jiaodong Peninsula: Evidence from D-O-C-S isotope systematics [J]. *Ore Geology Reviews*, 33(3-4): 361-381.
- Phillips G N and Evans K A. 2004. Role of CO₂ in the formation of gold deposits [J]. *Nature*, 429(6994): 860-863.
- Qiu Y S, Yang G H and Wang K H. 1988. Mineralization conditions of Zhaoyuan-Yexian gold belt in Shandong [M]. Shenyang: Liaoning

- Science and Technology Publishing House. 1-268 (in Chinese).
- Qiu Y M, Groves D I, McNaughton N J, Wang L G and Zhou T H. 2002. Nature, age, and tectonic setting of granitoid-hosted, orogenic gold deposits of the Jiaodong Peninsula, eastern North China Craton, China [J]. *Mineralium Deposita*, 37(3): 283-305.
- Song Y C, Hu W X, Lian G J and Gao X K. 2004. Trace elemental and Pb-S isotopic geochemistry of the Dazhuangzi gold deposit, east Shandong, China [J]. *Journal of Nanjing University (Natural Science)*, 40(6): 659-675 (in Chinese with English abstract).
- Sun J G, Hu S X and Ling H F. 2000. Study on the geochemistry and subduction-crust mantle interaction of the high potassium-potassium dike rocks in gold deposits concentration zone of east Shandong, China [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 16(3): 401-412 (in Chinese with English abstract).
- Wang L G, Qiu Y M, McNaughton N J, Groves D I, Luo Z K and Huang J Z. 1998. Constraints on crustal evolution and gold metallogeny in the northwestern Jiaodong Peninsula, China, from SHRIMP U-Pb zircon studies of granitoids [J]. *Ore Geology Review*, 13: 275-291.
- Wang P C. 1995. Relationship between the Jingshan Group and the Fenzishan Group in Jiaobei area [J]. *Regional Geology of China*, (1): 15-20 (in Chinese with English abstract).
- Wikinson J J. 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits [J]. *Lithos*, 55: 229-272.
- Yang J H. 2000. Age and metallogenic dynamics of gold mineralization in Jiaodong Peninsula, eastern China-Constraints on the interaction of Mantle/Crust and metallogenesis/lithospheric evolution [D]. Supervisor: Zhou X H. Beijing: Institute of Geology and Geophysics. Chinese Academy of Sciences. 1-100 (in Chinese with English abstract).
- Yang J H and Zhou X H. 2001. Rb-Sr, Sm-Nd, and Pb isotope systematics of pyrite: Implications for the age and genesis of lode gold deposits [J]. *Geology*, 29(8): 711-714.
- Yang J H, Wu F Y and Wilde S A. 2003. A review of the geodynamic setting of large-scale Late Mesozoic gold mineralization in the North China craton: an association with lithospheric thinning [J]. *Ore Geology Review*, 23: 125-152.
- Yang J H, Chung S L, Zhai M G and Zhou X H. 2004. Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of mafic dikes from the Jiaodong Peninsula, China: evidence for vein-plus-peridotite melting in the lithospheric mantle [J]. *Lithos*, 73: 145-160.
- Yang J H, Deng J, Guo C Y, Zhang J, Jiang S Q, Gao B F, Gong Q J and Wang Q F. 2009. Ore-forming fluid characteristics of the Dayingezhuang gold deposit, Jiaodong gold province, China [J]. *Resource Geology*, 59(2): 181-193.
- Zhai M G, Yang J H and Liu W J. 2001. Large clusters of gold deposits and large-scale metallogenesis in the Jiaodong Peninsula, Eastern China [J]. *Science in China (Series D): Earth Sciences*, 44(8): 758-768.
- Zhai M G, Zhu R X, Liu J M, Meng Q R, Hou Z Q, Hu S B, Liu W, Li Z, Zhang H F and Zhang H F. 2004. Time range of Mesozoic tectonic regime inversion in eastern North China Block [J]. *Science in China (Series D): Earth Sciences*, 47(2): 151-159.
- Zhang L C, Shen Y C, Zeng Q D and Zou W L. 2001. Sulfur and lead isotopic geochemistry of gold deposits at the northern margin of Jiaolai Basin, East Shandong [J]. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 20(4): 380-386 (in Chinese with English abstract).
- Zhang L C, Shen Y C, Liu T B, Zeng Q D, Li G M and Li H M. 2002a. K-Ar and Rb-Sr age and mineralizing age at deposits along the northern edge of Jiaolai basin, Shandong Province [J]. *Science in China (Series D)*, 35(9): 727-736 (in Chinese with English abstract).
- Zhang L C, Shen Y C, Zou W L and Li H M. 2002b. Geological-geochemical features of ore-forming process and origin of Dazhuangzi gold deposit, Shandong province [J]. *Geology and Resources*, 11(1): 16-24 (in Chinese with English abstract).
- Zhang X O, Cawood P, Wilde S, Liu R Q, Song H L, Li W and Snee L. 2003. Geology and timing of mineralization at the Cangshang gold deposit, north-western Jiaodong Peninsula, China [J]. *Mineralium Deposita*, 38(2): 141-153.
- Zheng Y F and Chen J F. 2000. Stable isotope geochemistry [M]. Beijing: Science Press. 1-312 (in Chinese).
- Zhou G F. 2006. Ore-control structure-fluid-metallogenesis of Dazhuangzi gold deposit [D]. Supervisor: Deng J, Lü G X. Beijing: China University of Geosciences. 1-82p (in Chinese with English abstract).
- Zhou T H and Lü G X. 2000. Tectonics, granitoids and mesozoic gold deposits in east Shandong, China [J]. *Ore Geology Reviews*, 16(1-2): 71-90.
- Zhou X H, Yang J H and Zhang L C. 2003. Metallogenesis of superlarge gold deposits in Jiaodong region and deep processes of subcontinental lithosphere beneath North China Craton in Mesozoic [J]. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 46(0): 14-25.
- Zhu D G, Lü G X, Deng J and Lu A H. 1999. Discussion on the geology and genesis of Dazhuangzi gold deposit in eastern Shandong Province [J]. *Journal of Precious Metallic Geology*, 8(2): 81-88 (in Chinese with English abstract).
- Zou W L, Shen Y C, Zhang L C, Li H M and Jin L H. 2001. Initial discussion on the characteristics of the ore-controlling structure and the distribution regulation of the gold mine in the Dazhuangzi gold deposit in Pingdu city [J]. *Geology and Prospecting*, 37(1): 44-50 (in Chinese with English abstract).
- Zou W L, Li G M and Zhang L C. 2010. Geological and geochemical characteristics and origin of ore-forming fluids in Dazhuangzi tectonic breccia type gold deposit, eastern Shandong peninsula [J]. *Mineral Deposits*, 29(3): 541-552 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 范宏瑞, 赵瑞, 王英兰. 1994. 豫西熊耳山地区岩石和金矿床稳定同位素地球化学研究 [J]. *地质找矿论丛*, (1): 54-64.
- 范宏瑞, 胡芳芳, 杨进辉, 沈昆, 翟明国. 2005. 胶东中生代构造体

- 制转折过程中流体演化和金的大规模成矿[J]. 岩石学报, 21(5):1317-1328.
- 郭百创, 赵冬冬. 2002. 平度市大庄子矿区金矿床成因类型探讨[J]. 地质与勘探, 38(4):36-42.
- 胡芳芳, 范宏瑞, 沈 昆, 翟明国, 金成伟, 陈绪松. 2005. 胶东乳山山脉状金矿床成矿流体性质与演化[J]. 岩石学报, 21(5):1329-1338.
- 张连昌, 沈远超, 曾庆栋, 邹为雷. 2001. 山东中生代胶莱盆地北缘金矿床硫铅同位素地球化学[J]. 矿物岩石地球化学通报, 20(4):380-386.
- 胡芳芳, 范宏瑞, 杨进辉, 王 非, 翟明国. 2006b. 胶东乳山金矿蚀变岩中绢云母 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄及其对金成矿事件的制约[J]. 矿物岩石地球化学通报, 25(2):109-116.
- 胡芳芳. 2006c. 胶东昆崑山地区中生代构造体制转折期岩浆活动、成矿流体演化与矿床成因[博士学位论文][D]. 北京:中国科学与地质与地球物理研究所. 1-183.
- 胡芳芳, 范宏瑞, 杨奎锋, 沈 昆, 翟明国, 金成伟. 2007. 胶东牟平邓格庄金矿床流体包裹体研究[J]. 岩石学报, 23(9):2155-2164.
- 胡芳芳, 范宏瑞, 于虎, 刘振豪, 宋林夫, 金成伟. 2008. 胶东三甲金矿床流体包裹体特征[J]. 岩石学报, 24(9):2037-2044.
- 李兆龙, 杨敏之. 1993. 胶东金矿床地质地球化学[M]. 天津:天津科学技术出版社. 1-300.
- 连国建. 2003. 大庄子金矿床稳定同位素地球化学研究[J]. 地质找矿论丛, 18:126-134.
- 连国建, 胡文瑄, 张文兰, 宋玉财, 王昭坤, 易富章. 2004. 胶东大庄子金矿床地质特征与成因探讨[J]. 矿床地质, 23(1):67-78.
- 刘 斌, 沈 昆. 1999. 流体包裹体热力学[M]. 北京:地质出版社. 216-248.
- 卢焕章, 范宏瑞, 倪 培, 欧光习, 沈 昆, 张文淮. 2004. 流体包裹体[M]. 北京:科学出版社. 1-450.
- 毛景文, 赫 英, 丁梯平. 2002. 胶东金矿形成期间幔源流体参与成矿过程的碳氢氧同位素证据[J]. 矿床地质, 21(2):122-129.
- 毛景文, 李厚民, 王义天, 张长青, 王瑞廷. 2005. 地幔流体参与胶东金矿成矿作用的氢氧碳硫同位素证据[J]. 地质学报, 79(6):839-857.
- 裘有守, 杨广华, 王孔海. 1988. 山东招远-掖县地区金矿区域成矿条件[M]. 沈阳:辽宁科学技术出版社. 1-268.
- 宋玉财, 胡文瑄, 连国建, 高小康. 2004. 胶东大庄子金矿微量元素及Pb-S同位素地球化学研究[J]. 南京大学学报(自然科学), 40(6):659-675.
- 孙景贵, 胡受奚, 凌洪飞. 2000. 胶东金矿区高钾-钾质脉岩地球化学与俯冲-壳幔作用研究[J]. 岩石学报, 16(3):401-412.
- 王沛成. 1995. 论胶北地区荆山群与粉子山群之关系[J]. 中国区域地质, 1:15-20.
- 杨进辉. 2000. 胶东地区金矿床成矿时代及其成矿地球动力学背景——兼论壳幔相互作用与成岩成矿[博士学位论文][D]. 北京:中国科学院地质与地球物理研究所. 1-133.
- 张连昌, 沈远超, 曾庆栋, 邹为雷. 2011. 山东中生代胶莱盆地北缘金矿床硫铅同位素地球化学[J]. 矿物岩石地球化学通报, 20(4):380-386.
- 张连昌, 沈远超, 刘铁兵, 曾庆栋, 李光明, 李厚民. 2002a. 山东胶莱盆地北缘金矿 Ar-Ar 法和 Rb-Sr 等时线年龄与成矿时代[J]. 中国科学(D辑), 32(9):727-73.
- 张连昌, 沈远超, 邹为雷, 李厚民. 2002b. 大庄子金矿成矿作用地质地球化学特征及成因[J]. 地质与资源, 11(1):16-24.
- 郑永飞, 陈江峰. 2000. 稳定同位素地球化学[M]. 北京:科学出版社. 1-312.
- 周国发. 2006. 大庄子金矿控矿构造-流体-成矿作用研究[硕士学位论文][D]. 导师:邓军, 吕古贤. 北京:中国地质大学(北京). 1-89.
- 朱大岗, 吕古贤, 邓 军, 鲁安怀. 1999. 胶东大庄子金矿地质特征与成因探讨[J]. 贵金属地质, 8(2):81-88.
- 邹为雷, 沈远超, 张连昌, 李厚民, 荆林海. 2001. 平度市大庄子金矿床控矿构造特征及金矿赋存规律初步探讨[J]. 地质与勘探, 37(1):44-50.
- 邹为雷, 李光明, 张连昌. 2010. 胶东大庄子构造角砾岩型金矿床地质地球化学特征及成矿流体来源探讨[J]. 矿床地质, 29(3):541-552.