

doi:10.3799/dqkx.2011.107

# 海南抱伦金矿含金石英脉流体包裹体特征及其意义

王朝文<sup>1</sup>, 洪汉烈<sup>1\*</sup>, 钟增球<sup>1</sup>, 张小文<sup>1,2</sup>, 王 婧<sup>1</sup>, 李方林<sup>1</sup>, 徐亚军<sup>1</sup>

1. 中国地质大学地球科学学院, 湖北武汉 430074

2. 海南大维矿产资源开发有限公司, 海南海口 570206

**摘要:** 为了解抱伦金矿的成因条件, 利用岩相学和拉曼光谱分析方法对不同期次含金石英脉中流体包裹体进行系统、深入的研究。结果表明, 石英中流体包裹体可分为2种类型, 即 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 包裹体和 H<sub>2</sub>O 溶液包裹体。CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 包裹体以 CO<sub>2</sub> 为主, 含有 CH<sub>4</sub>, 主要存在于成矿期金—石英脉和金—多金属硫化物脉中, 多为原生包裹体, 孤立分布或成群分布, 气液比变化大, 显示不混溶流体包裹体组合特征。H<sub>2</sub>O 溶液包裹体, 主要存在于石英—碳酸盐脉中。显微测温结果显示, 成矿期I和成矿期II包裹体的均一温度范围分别为 248~376 °C 和 213~320 °C, 成矿后流体包裹体的均一温度为 140~244 °C。成矿流体主要为 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-NaCl 热液体系, 在成矿期I和成矿期II主要为中、低盐度(0.80%~16.05% NaCl equiv), 并且富含挥发分(密度 0.21~0.85 g/cm<sup>3</sup>); 在成矿期后, 温度、盐度和 CO<sub>2</sub> 含量都相对降低; 成矿晚期, 方解石碳、氧同位素 δ<sup>13</sup>C(PBD, ‰) 和 δ<sup>18</sup>O(PBD, ‰) 分别在 -6.86~-13.14 和 -10.64~-14.51 之间, 均指示流体主要以深源岩浆为特征, 流体在运移过程中发生了水岩反应、蚀变, 同时受到围岩有机质的混染。这种水岩反应以及由温度和压力降低所导致的不混溶作用可能是金矿金沉淀的主要因素。

**关键词:** 金; 流体包裹体; 拉曼; 石英脉; 金矿床。

中图分类号: P61; P57

文章编号: 1000-2383(2011)00-1009-12

收稿日期: 2011-06-11

## The Characteristics of Fluid Inclusions in Gold-Bearing Quartz and Their Source Indicator of Baolun Gold Deposit, Hainan

WANG Chao-wen<sup>1</sup>, HONG Han-lie<sup>1\*</sup>, ZHONG Zeng-qiu<sup>1</sup>, ZHANG Xiao-wen<sup>1,2</sup>,  
WANG Jin<sup>1</sup>, LI Fang-lin<sup>1</sup>, XU Ya-jun<sup>1</sup>

1. Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

2. Dawei Company of Mine Resources Development in Hainan, Haikou 570206, China

**Abstract:** To better understand the formation of Baolun gold deposit and provide information for further exploration, fluid inclusions of quartz in gold-bearing quartz veins were investigated using Raman method. Our results showed that there were mainly two types of inclusion, i. e., CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O and H<sub>2</sub>O, respectively. The former contained mainly CO<sub>2</sub>, with minor CH<sub>4</sub>, formed in the mineralization stage of gold-bearing quartz veins and gold multi-metal sulfide veins. These inclusions occurred in isolation or group with varied volume, and were the primary inclusion, exhibiting the characteristics of immiscible fluid inclusion. The later occurred mainly in quartz-calcite veins, containing pure H<sub>2</sub>O. The results of micro-thermometric measurement showed that the homogenization temperatures of mineralization periods I and II were 248–376 °C and 213–320 °C, respectively. The homogenization temperature of the post-mineralization period fluid inclusion was 140–244 °C. Ore-forming fluid was the CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-NaCl hydrothermal system, mineralization periods I and II were dominantly mid-low salinities (0.8%–16.05% NaCl equiv) and rich in volatile component (density 0.21–0.85 g/cm<sup>3</sup>). Temperature, salinity, and CO<sub>2</sub> concentration all decreased in the late mineralization period. The calcite δ<sup>13</sup>C(PBD, ‰) and δ<sup>18</sup>O(PBD, ‰) values of the late stage veins were -6.86 to -13.14 and -10.64 to -14.51, respectively, indicating a magma origin in combination with fluid-rock reactions and organic mixing from the country rocks during the migration and transportation processes. Immiscibility due to water/rock reactions and decrease in fluid temperature and pressure was probably responsible for the gold deposition.

**Key words:** gold; fluid inclusions; Raman; quartz vein; gold deposit.

**基金项目:** 国家自然科学基金项目 (Nos. 40872038, 41072030).

**作者简介:** 王朝文(1986-), 男, 博士, 岩石学、矿物学、矿床学专业。\* 通讯作者: 洪汉烈, E-mail: honghl8311@yahoo.com.cn

利用流体包裹体探究矿床热液来源与演化是当前矿床学研究的最重要手段(Bodnar and Vityk, 1994; Wilkinson, 2001; Klein and Fuzikawa, 2009). 海南省抱伦金矿以含金石英脉型金矿为主(丁式江等, 2001), 在石英晶体中发育大量的原生包裹体和假次生包裹体(舒斌等, 2006). 这些原生包裹体的均一温度、盐度、密度、成分、挥发分体积等特征, 对流体的来源、流体成矿的物理化学条件有很好的指示意义(Wilkinson and Johnston, 1996; Wilkinson, 2001). 虽然前人对于海南抱伦金矿的成矿热流体来源方面开展了一些研究工作, 但关于成矿流体来源的认识仍然存在着较大的争议, 主要存在 3 种观点: (1) 根据石英流体包裹体氢、氧同位素和黄铁矿硫同位素特征、以及矿石中热液成因白云母的 K-Ar 定年研究, 认为成矿热流体及矿质主要来源于印支期尖峰岭花岗岩体岩浆, 少量来自赋矿层或者更老的地层(丁式江等, 2001; 舒斌等, 2004, 2006); (2) 根据尖峰岭花岗岩体岩石地球化学和年代学的研究, 认为尖峰岭花岗岩体主要为成矿提供热动力, 而不是提供热流体和矿质(谢才富等,

2006); (3) 根据对尖峰岭花岗岩变质锆石的研究, 认为锆石受到 112~120 Ma 左右的一次强烈的热液作用, 从而说明抱伦金矿的成矿流体来源可能与燕山期大规模岩浆作用有关(张小文等, 2009). 虽然前人对抱伦金矿的流体包裹体开展了一些研究, 对包裹体的测温、成分, 及 H、O 同位素组成等有一定的认识(舒斌等, 2006), 但缺乏对流体包裹体的岩相学特征, 尤其是不同成矿阶段流体演化特征的研究. 由于后期热液的影响, 包裹体成分及同位素的测试结果往往是综合的结果, 无法有效地反映成矿流体的来源及演化(Wang *et al.*, 2006). 因此, 区分不同成矿期次的产物, 利用单个流体包裹体进行温度和成分测试, 从而了解不同成矿阶段流体包裹体的特征显得十分重要(Wilkinson, 2001; Fan *et al.*, 2003; 胡芳芳等, 2007). 本文基于对不同成矿期次含矿石英英脉的区分, 从不同成矿阶段流体包裹体的岩相学、测温以及对单个包裹体成分和温压条件的研究角度, 并结合成矿期后方解石同位素的研究, 探究抱伦金矿的流体来源及成矿机理.

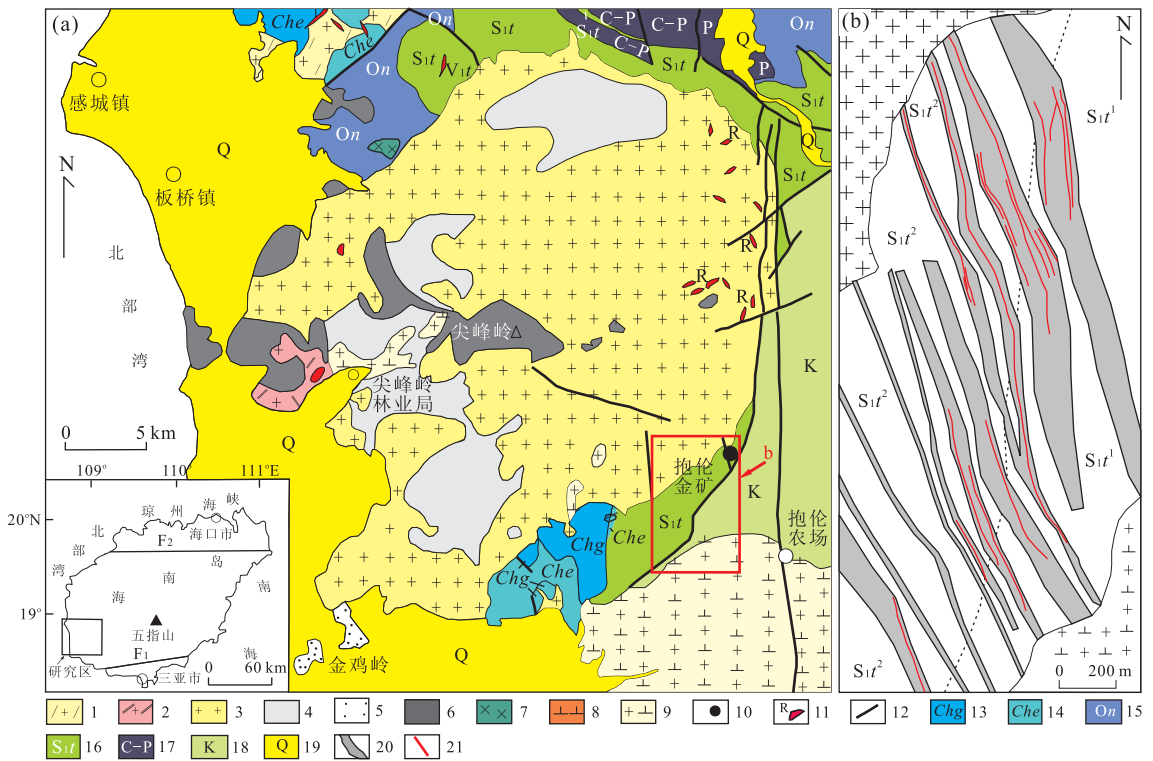


图 1 海南尖峰岭岩体(a)及抱伦金矿矿区(b)地质简图(据丁式江等, 2001; 谢才富等, 2006 修改)

Fig. 1 Regional geological sketch map of Jianfengling batholith (a) and Baolun gold deposit (b), Hainan

1. 中元古代花岗岩; 2. 晚二叠世二长花岗岩; 3. 尖峰岭单元; 4. 黑岭单元; 5. 金鸡岭单元; 6. 瘦岭单元; 7. 辉长辉绿岩; 8. 晚燕山石英闪长岩; 9. 晚燕山花岗岩; 10. 抱伦金矿; 11. 岩脉; 12. 断层; 13. 抱板群戈枕村组; 14. 抱板群峨文岭组; 15. 奥陶系南碧沟组; 16. 志留系陀烈组; 17. 石炭—二叠; 18. 白垩系; 19. 第四系; 20. 破碎构造带; 21. 热液石英脉和含金石英脉; F<sub>1</sub>. 九所—陵水断裂; F<sub>2</sub>. 王五一文教断裂

## 1 成矿地质背景

抱伦金矿床处于华南褶皱系南缘琼中复背斜的西南端,东西向尖峰岭—大吊罗断裂、九所—陵水断裂( $F_1$ )与北东向临高一望楼断裂、老城—岭头断裂的交接复合部位(谢才富等,2006)(图1a)。区内断裂与褶皱构造较发育,主要褶皱构造为豪岗岭背斜,主要的断裂有北东向的坝毫山—铁弯岭断层及北北西向断裂破碎带(丁式江等,2001;陈柏林等,2004)。北北西向断裂破碎带为本矿区主要的控矿构造,分布于下志留统陀烈组地层中,可划分为基本平行产出的7个矿化破碎带(图1b)。

区域地层发育有中元古界长城系抱板群中深变质岩,奥陶系千枚岩、变砂岩、变基性火山岩,志留系变砾岩、千枚岩、碳质千枚岩、绢云母石英粉细砂岩和结晶灰岩,石炭—二叠系石英砂岩、碎屑砂岩、砾岩和灰岩以及白垩系砂砾岩、含砾砂岩。区内主要出露下志留统陀烈组浅变质岩系,下段以绢云母石英千枚岩为主,中段以碳质千枚岩为主,均为金矿的赋矿层位。该岩系与东部的白垩系砂砾岩和含砾砂岩等呈断层接触。

区内广泛分布印支期和燕山期中酸性侵入岩,印支期侵入岩出露于矿区西北角,为中粗粒斑状黑云母正长花岗岩,边缘相为黑云母正长花岗岩,与陀烈组地层为侵入接触关系,靠近接触带岩石粒度变细。矿区南部外围除了印支期的花岗岩外,还有燕山晚期的花岗岩,包括黑云母正长花岗岩、角闪黑云花岗岩、黑云角闪石英二长闪长岩、角闪黑云二长花岗岩等,以及燕山期中—酸性岩脉(花岗岩、花岗斑岩、石英斑岩、细晶岩和闪长岩脉)(舒斌等,2006)。

## 2 矿床地质特征

区内破碎带多呈等距、平行产出,普遍发育构造破碎现象和热液蚀变现象。断裂破碎带蚀变分带性明显,一般中心为含金石英脉,并包裹围岩团块,由中心向外依次为硅化千糜岩、碎裂岩化硅化千枚岩,并伴随有绢云母化,绿泥石化,碳酸盐化,黄铁矿化和白云母化,偶见钠长石化、伊利石化、高岭石化和透闪石化,其中硅化与金矿关系最为密切(陈柏林等,2004;舒斌等,2006)。含金石英脉中可见透镜状千枚岩角砾,最大可达 $60\text{ cm}\times 15\text{ cm}$ ,这些角砾已被硅化。

含金石英脉分布于破碎带中,多呈脉状、似透镜状、透镜状。产状与含矿破碎带基本一致,走向一般为 $325^\circ\sim 355^\circ$ ,倾向南西西,局部北东东,倾角一般为 $65^\circ\sim 85^\circ$ 。矿体厚度变化系数 $10\%\sim 102\%$ ,属于稳定—不稳定类型。矿体平均品位变化较大,变化系数为 $9\%\sim 170\%$ ,属于均匀—很不均匀类型(海南省地质勘察院,2002。海南省乐东县抱伦及外围金矿调查评价报告)。

抱伦金矿床的矿石自然类型可分为2种,即含金石英脉型矿石和含金蚀变岩型矿石,以前者为主。根据矿物组合特征的不同,可将石英脉型矿石进一步划分为含金石英脉型、含金多金属硫化物型和石英—碳酸盐脉型。矿石矿物主要为自然金、黄铁矿、磁黄铁矿,其次为黄铜矿、方铅矿、闪锌矿和毒砂,脉石矿物主要为石英和少量绢云母。含金蚀变岩型矿石的矿石矿物主要为黄铁矿、磁黄铁矿、自然金和毒砂,而脉石矿物主要为白云母、绢云母,其次为石英。在不同的成矿阶段,矿石矿物和脉石矿物存在一定的差异,但总体上以黄铁矿为主要载金矿物(杨念等,2009)。除此之外,含铋与碲的矿物与金矿共生紧密,或与硫化物共生,或与自然金共生(海南省地质勘察院,2002。海南省乐东县抱伦及外围金矿调查评价报告)。

## 3 流体包裹体研究

### 3.1 样品及分析方法

本次主要对抱伦金矿主矿脉4个破碎带的含金石英脉(Tr1、Tr2、Tr3、Tr4)中,采自160、190、222、300、370和400 m标高的19件石英样品的流体包裹体进行了详细的岩相学观察,并对代表性的包裹体进行显微测温和成分分析。

流体包裹体显微测温在中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室英国 Linkam 公司生产的 MDS600 型冷热台上完成,测温范围为 $-196\sim 600\text{ }^\circ\text{C}$ ,测试精度 $30\text{ }^\circ\text{C}$ 以下时为 $\pm 0.1\text{ }^\circ\text{C}$ , $30\text{ }^\circ\text{C}$ 以上时为 $\pm 1\text{ }^\circ\text{C}$ ,冰点温度误差 $\pm 0.1\text{ }^\circ\text{C}$ 。包裹体测温过程中,升温速率在 $0.1\sim 5.0\text{ }^\circ\text{C}/\text{min}$ 。在含有 $\text{CO}_2$ 包裹体测温中,在相变附近测温速率控制在 $0.1\text{ }^\circ\text{C}/\text{min}$ ,水溶液包裹体在冰点和均一温度附近升温速率在 $0.1\sim 0.5\text{ }^\circ\text{C}/\text{min}$ ,以准确地记录相变温度和均一温度。富 $\text{H}_2\text{O}$ 流体包裹体的盐度是利用冰点数据,根据 Potter and Brown (1977)、Hall *et al.* (1988)等人的经验公式计算得到,密度根据经验公

式求得(刘斌和沈昆, 1999).  $\text{CO}_2$  型包裹体盐度则根据  $\text{CO}_2$  笼形化合物熔化温度, 利用 Roedder (1984) 提出的公式计算获得(刘斌和沈昆, 1999), 密度根据  $\text{CO}_2$  部分均一时  $\text{CO}_2$  的填充度和  $\rho_{\text{CO}_2}$  计算得到(刘斌和沈昆, 1999).

选取不同成矿阶段的代表性包裹体样品进行激光拉曼探针分析. 实验在中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室英国 Renishaw RM-1000 型显微激光拉曼光谱仪上完成. 光源为氩离子激光器, 波长 514.5 nm, 激光功率 20 mW, 狭缝为 25  $\mu\text{m}$ . 所测光谱计数时间为 10 s, 每 1  $\text{cm}^{-1}$  (波数) 计数一次, 在 1 000~4 000  $\text{cm}^{-1}$  全波段一次取峰, 激光束斑大小约 1  $\mu\text{m}$ , 光谱分辨率 2  $\text{cm}^{-1}$ .

### 3.2 包裹体岩相学及拉曼光谱分析

显微镜观察表明, 不同成矿阶段石英脉样品均含有大量流体包裹体, 主要为原生包裹体和假次生包裹体. 根据室温条件和冷冻升温过程中包裹体的不同相态变化以及拉曼光谱分析结果, 可将包裹体分为 2 种类型: 即  $\text{CO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$  包裹体(I型)和  $\text{H}_2\text{O}$  溶液包裹体(II型), 前者含有  $\text{CH}_4$ , 后者则只含有  $\text{H}_2\text{O}$ .

$\text{CO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$  类型包裹体可根据气相  $\text{CO}_2$  ( $V_{\text{CO}_2}$ ) 和液相  $\text{CO}_2$  ( $L_{\text{CO}_2}$ ) 所占体积比例不同及拉曼光谱测试结果进一步划分为富  $\text{CO}_2$  两相或三相包裹体(Ia

型)、富  $\text{H}_2\text{O}$  的三相包裹体(Ib 型)、和富  $\text{H}_2\text{O}$  的两相包裹体(Ic 型). Ia 型包裹体在室温下为 2~3 相 ( $\text{H}_2\text{O}$  溶液+ $\text{CO}_2$  液相( $L_{\text{CO}_2}$ )± $\text{CO}_2$  气相( $V_{\text{CO}_2}$ )), 其  $V_{\text{CO}_2} + L_{\text{CO}_2}$  总体积较大, 一般在 50%~95% 之间(图 2a, 2b). 在拉曼光谱中主要出现  $L_{\text{CO}_2} + V_{\text{CO}_2}$  的特征峰 1 283.5、1 386.5  $\text{cm}^{-1}$ , 并出现弱的  $\text{CH}_4$  特征峰 2 913.5  $\text{cm}^{-1}$ (图 3a), 有时因  $\text{CH}_4$  含量太低仅出现  $L_{\text{CO}_2} + V_{\text{CO}_2}$  特征峰 1 283.5 和 1 386.5  $\text{cm}^{-1}$ (图 3b); Ib 型包裹体  $V_{\text{CO}_2} + L_{\text{CO}_2}$  总体积多在 20%~50%(图 2c), 包裹体中  $\text{CH}_4$  含量相对增加, 出现很强的  $\text{CH}_4$  特征峰(图 3c); Ic 型包裹体主要由  $\text{H}_2\text{O}$  溶液+ $\text{CO}_2$  气相( $V_{\text{CO}_2}$ ) 组成, 气相  $\text{CO}_2$  所占体积比例在 5%~30% 之间(图 2d). 包裹体中  $\text{CO}_2$  相对较少, 拉曼光谱显示只出现弱气相  $\text{CO}_2$  特征峰, 偶见痕量的  $\text{CH}_4$  组分,  $\text{H}_2\text{O}$  的含量增多(图 3d, 3e).

$\text{H}_2\text{O}$  溶液类型包裹体(II 型)由气液两相 ( $V_{\text{H}_2\text{O}} + L_{\text{H}_2\text{O}}$ ) 和单液相( $L_{\text{H}_2\text{O}}$ ) 组成, 通常  $V_{\text{H}_2\text{O}}$  占总体积比例在 5%~20% 之间(图 2e, 2f). 主要以宽缓的液相水特征峰 3 310~3 610  $\text{cm}^{-1}$  为主(图 3f).

在各成矿阶段石英脉中, 由于后期热液对早期的影响, 使其在各不同阶段形成数量不均和类型不同的流体包裹体组合(胡芳芳等, 2007). 在金一石英脉阶段, 石英多呈乳白色, 由于后期流体的作用, 使

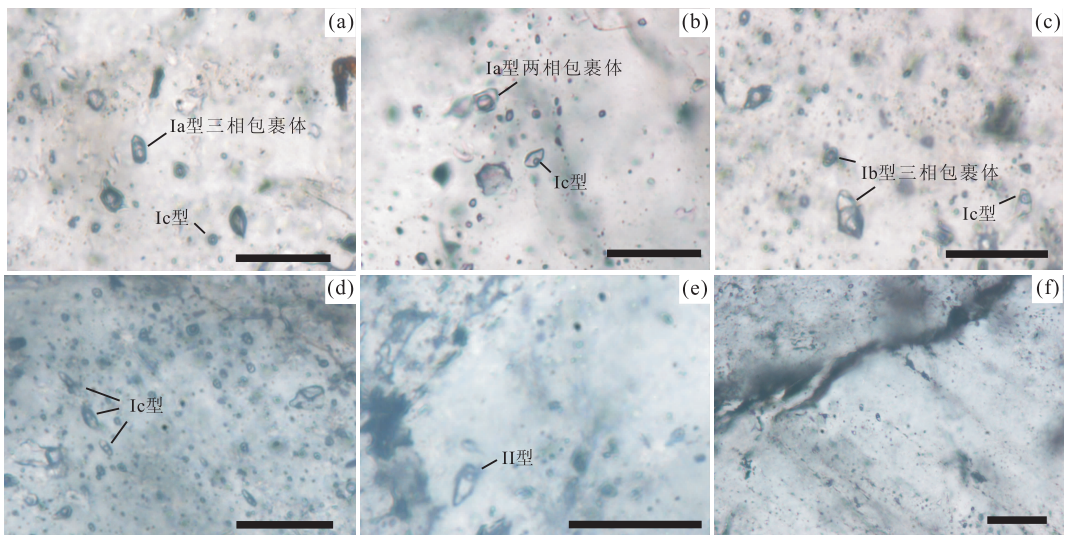


图 2 抱伦金矿流体包裹体照片(标尺 30  $\mu\text{m}$ )

Fig. 2 Micrographs of fluid inclusions of the Baolun gold deposit

a. 乳白色石英脉, Ia 型三相包裹体与 Ic 型包裹体共存, Ia 型三相包裹体小群状分布, 近负晶形, 15  $\mu\text{m} \times 7 \mu\text{m}$ , 为原生一假次生; b. 乳白色石英脉, Ia 型两相包裹体与 Ic 型包裹体共存, Ia 型两相包裹体孤立分布, 负晶形, 10  $\mu\text{m} \times 8 \mu\text{m}$ , 为原生一假次生; c. 烟灰色石英脉, Ib 型三相包裹体与 Ic 型包裹体共存, Ib 型三相包裹体, 气液比变化较大, 5  $\mu\text{m} \sim 14 \mu\text{m}$ ; d. 烟灰色石英脉, Ic 型包裹体呈群状分布, 气相  $\text{CO}_2$  所占总体积比例 < 30%; e. 烟灰色石英脉, 晚期石英充填在早期石英间隙中, 为水溶液包裹体, 8  $\mu\text{m} \times 4 \mu\text{m}$ , 原生; f. 烟灰色石英脉, 晚期充填石英中包裹体呈线状分布

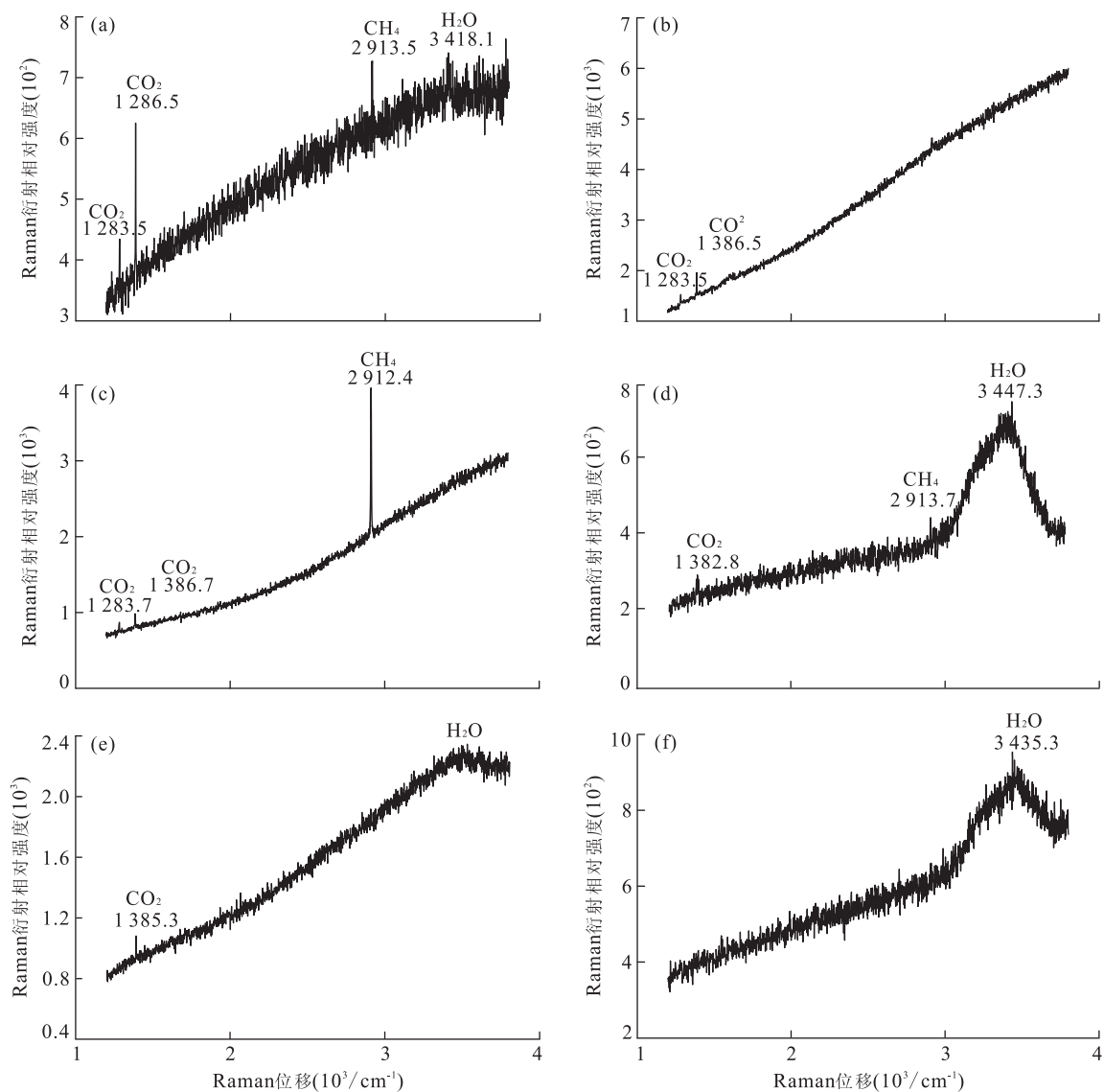


图 3 抱伦金矿各类型流体包裹体拉曼光谱

Fig. 3 Laser Raman spectra of the typical CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O and H<sub>2</sub>O fluid inclusions of the Baolun gold deposit

得早期的石英中赋存后期的包裹体. 早期的石英脉主要包含富 CO<sub>2</sub> 两相或三相包裹体 (Ia 型) 和富 H<sub>2</sub>O 的两相包裹体 (Ic 型), 但在石英裂隙中充填的后期石英中可见 H<sub>2</sub>O 溶液包裹体 (II 型). Ia 型包裹体呈负晶形, 孤立状分布或随机分布, 一般在 5~15 μm (图 2a); Ic 型包裹体相对较小, 4~10 μm. 另常见 Ia 型和 Ic 型包裹体共存现象, 并具有均一温度相近的特征, 可能反映了流体在捕获时发生“泡腾作用” (图 2b) (Roedder, 1984; Norman *et al.*, 2002; 卢焕章等, 2004). 在金-多金属硫化物阶段, 烟灰色石英脉中富 H<sub>2</sub>O 的三相包裹体 (Ib 型) 和富 H<sub>2</sub>O 的两相包裹体 (Ic 型) 多呈群状分布, 为原生或假次生包裹体 (图 2c). 其中同样可以观察到后期的 II 型包裹体. Ib 型包裹体呈长条形、不规则性或者椭圆

形, 多与 Ic 型包裹体一起呈群状分布, 气液比变化较大, 大小在 5~14 μm 之间 (图 2c), Ic 型包裹体大小多在 3~8 μm (图 2d). 石英-碳酸盐脉阶段, H<sub>2</sub>O 溶液包裹体 (II 型) 主要为原生包裹体, 呈孤立状或线状分布, 多呈椭圆和不规则形状, 大小多 < 10 μm (图 2e, 2f). 含 H<sub>2</sub>O 溶液包裹体的石英颗粒多填充到早期的石英脉颗粒或间隙中, 也被认为是晚期捕获的流体所致 (图 2e, 2f). 包裹体的岩相学特征表明, 区分包裹体的形成期次并根据单个包裹体成分和温压条件的分析结果, 才能准确、可靠地反映成矿流体的来源及演化.

### 3.3 包裹体的均一温度

对抱伦金矿不同标高、不同成矿期的 19 件样品进行了详细的包裹体显微测温, 结果如表 1、图 4. 分

表 1 抱伦金矿流体包裹体显微测温结果

Table 1 Microthermometric results of fluid inclusions in Baolun gold deposit

成矿阶段	包裹体类型	$T_{m, CO_2}$ (°C)	$T_{m, ice}$ (°C)	$T_{h, CO_2}$ (°C)	$T_{m, clath}$ (°C)	$T_{h, TOT}$ (°C)	均一方式	盐度 (% equiv)	流体密度 (g/cm <sup>-3</sup> )
金—石英脉 (成矿期 I)	Ia 型包裹体	-57.1~ -58.5		22.7~30.0	7.4~9.6	300~358	$T_{h(g)}$	0.82~5.41	0.21~0.34
	Ia 型包裹体	-57.3~ -58.9		18.1~29.0	6.4~8.3	298~330	$T_{h(l)}$	2.81~6.81	0.61~0.71
	Ic 型包裹体		-0.9~ -10.6			248~376	$T_{h(l)}$	1.57~14.57	0.52~0.79
金—多金属硫化物 (成矿期 II)	Ib 型包裹体	-66.2~ -68.4		24.2~31.2	7.9~8.7	268~320	$T_{h(l)}$	2.62~4.14	0.29~0.71
	Ic 型包裹体		-2.3~ -12.1			213~311	$T_{h(l)}$	2.9~16.05	0.64~0.85
石英—碳酸盐 (成矿后)	II 型包裹体		-1.0~ -9.6			140~244	$T_{h(l)}$	0.7~13.51	0.76~0.94

注:  $T_{m, CO_2}$ , 固相  $CO_2$  熔化温度;  $T_{m, ice}$ , 冰点温度;  $T_{h, CO_2}$ ,  $CO_2$  部分均一温度;  $T_{m, clath}$ , 笼形水合物熔化温度;  $T_{h, TOT}$ , 完全均一温度;  $T_{h(g)}$ , 均一至气相;  $T_{h(l)}$ , 均一至液相。

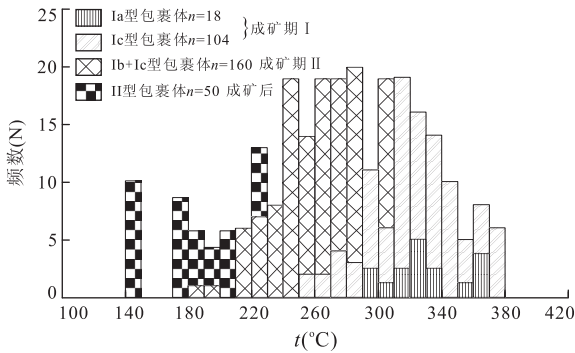


图 4 抱伦金矿不同成矿阶段流体包裹体均一温度直方图  
Fig. 4 Histogram showing the total homogenization temperature of  $CO_2$ - $H_2O$  and  $H_2O$  fluid inclusions of the Baolun gold deposit

述如下:

(1) 金—石英脉阶段(成矿期 I): 金—石英脉阶段 Ia 型包裹体在完全冻结后升温, 第 1 个相变温度, 即固相  $CO_2$  的熔化温度( $T_{m, CO_2}$ )的变化范围在  $-57.6 \sim -58.5$  °C (表 1), 与纯  $CO_2$  三相点 ( $-56.6$  °C) 有所差别, 表明气相成分中还包含有其他组分. 拉曼光谱结果表明, 其气相成分中含有  $CH_4$ . 第 2 个相变温度, 即  $CO_2$  笼形水合物熔化温度( $T_{m, clath}$ ) 在  $6.4 \sim 9.6$  °C 之间, 表明包裹体中含水相具有较低盐度.  $CO_2$  绝大多数在  $18.1 \sim 29$  °C 均一至液相, 部分在  $22.7 \sim 30$  °C 均一至气相, 极少均一至临界态. 大多数的 Ia 型包裹体在未达到完全均一就发生爆裂, 气液比较小的 Ia 型包裹体则完全均一至气相或液相, 温度在  $298 \sim 358$  °C. Ic 型包裹体以  $H_2O$  溶液为主, 含有少量  $CO_2$ , 少数含少量  $CH_4$ , 冰点温度在  $-0.9 \sim -10.6$  °C 之间, 均一温度在  $248 \sim 376$  °C 之间.

(2) 金—多金属硫化物阶段(成矿期 II): 金—多金属硫化物阶段 Ib 型包裹体完全冻结后升温, 固相

$CO_2$  的初始熔化温度( $T_{m, CO_2}$ ) 较低, 变化范围在  $-66.2 \sim -68.4$  °C (表 1), 表明气相成分除  $CO_2$  外还有其它组分, 激光拉曼光谱证明, 其气相组分还有  $CH_4$ , 含量较 Ia 型包裹体增多. 进一步升温, 包裹体在  $7.9 \sim 8.7$  °C 发生笼形水合物的熔化,  $CO_2$  相的部分均一温度( $T_{h, CO_2}$ ) 在  $24.2 \sim 31.2$  °C 之间. 大多数的 Ib 型包裹体仍然在完全均一之前发生爆裂, 少数低气液比的完全均一温度为  $268 \sim 320$  °C. Ic 型包裹体以  $H_2O$  溶液为主, 含有少量  $CO_2$ , 冰点温度在  $-2.3 \sim -12.1$  °C 之间, 均一温度在  $213 \sim 311$  °C 之间.

(3) 石英—碳酸盐阶段(成矿期后): 石英—碳酸盐阶段主要发育 II 型包裹体. 这类包裹体在石英—碳酸盐阶段主要以原生包裹体形式被捕获, 而在成矿期 I 和成矿期 II 主要为次生包裹体. 这类包裹体冰点温度( $T_{m, ice}$ ) 在  $-1.0 \sim -9.6$  °C 之间, 完全均一至液相温度为  $140 \sim 244$  °C (表 1).

## 4 方解石碳、氧同位素分析

对 5 个采自石英—方解石脉的样品, 挑选纯净的方解石矿物晶体并研磨到 200 目以下, 分别进行 X 射线衍射和碳、氧同位素分析. 方解石样品 X 射线衍射表明, 谱图中出现方解石的 (102)、(104)、(006) 特征峰, 表明样品为纯的方解石, 不含任何杂质, 可进行单矿物的碳、氧同位素分析.

### 4.1 碳、氧同位素分析

碳、氧同位素在中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室进行. 采用传统的磷酸法, 用约 20 mg 方解石样品在 25 °C 条件下与 100% 磷酸反应 24 h, 将反应得到的  $CO_2$  收集在 MAT-251 同位素质谱仪上测试, 具体指标参考黄俊华等(2007).

表2 抱伦金矿方解石碳、氧同位素

Table 2 Calcite  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  of the Baolun gold deposit

样号	$\delta^{13}\text{C}(\text{PBD},\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}(\text{PBD},\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}(\text{SMOW},\text{‰})$
248-2	-8.24	-14.51	15.96
248-6	-13.14	-10.64	19.95
248-DW-1	-11.06	-13.66	16.83
248-DW-2	-9.87	-13.59	16.91
BL-D-7	-6.86	-13.13	17.38

方解石碳、氧同位素结果如表2. 方解石碳、氧同位素组成  $\delta^{13}\text{C}(\text{PBD},\text{‰})$  和  $\delta^{18}\text{O}(\text{PBD},\text{‰})$  分别在  $-6.86\sim-13.14$  和  $-10.64\sim-14.51$  之间, 均值分别为  $-9.83$  和  $-13.106$ . 采用公式  $\delta^{18}\text{O}(\text{SMOW},\text{‰}) = 1.0309 \times \delta^{18}\text{O}(\text{PBD},\text{‰}) + 30.92$  转换(罗维均, 2009),  $\delta^{18}\text{O}(\text{SMOW},\text{‰})$  在  $15.96\sim19.95$  之间. 碳、氧同位素组成  $\delta^{13}\text{C}(\text{PBD},\text{‰})$  与国外大多数金矿床相类似(Burrows *et al.*, 1986), 如华北克拉通周围金矿床的  $\delta^{13}\text{C}(\text{PBD},\text{‰})$  就有类似特征(孙景贵等, 2001). 虽然抱伦金矿碳同位素与幔源  $\text{CO}_2$  ( $\delta^{13}\text{C} = -5\text{‰}\sim-7\text{‰}$ ) 存在一定的差别, 但抱伦金矿矿脉处于富含碳质的千枚岩中, 流体在运移过程中可能与围岩亏损碳同位素的碳质发生同位素交换而达到平衡, 从而导致碳酸盐中  $\delta^{13}\text{C}(\text{PBD},\text{‰})$  发生负漂移. 同时, 抱伦金矿陀烈组中存在大量的微古植物化石(符国祥和符策锐, 1999), 其中碳的混染也可能致使  $\delta^{13}\text{C}$  发生负漂移. 通过对比 Taylor *et al.* (1967) 界定的原始碳酸岩区氧同位素特征, 抱伦金矿氧同位素落在  $\delta^{18}\text{O}$  增高方向. 考虑到抱伦金矿是含金石英脉和蚀变岩型金矿, 千枚岩围岩存在广泛的蚀变, 而且方解石脉多产于与围岩接触部位, 使得流体在运移的过程中有可能与围岩存在水岩反应的作用, 导致流体中原始氧在运移过程中遭受低温热液蚀变作用(孙景贵等, 2001).

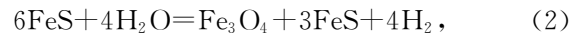
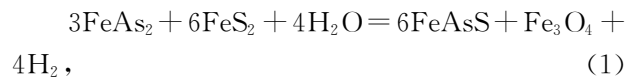
## 5 讨论

### 5.1 成矿流体的演化

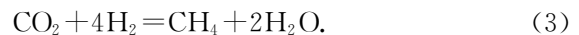
流体包裹体研究表明, 含金流体在成矿期 I 为富  $\text{CO}_2$  流体, 含有少量  $\text{CH}_4$ . 随着流体的演化, 成矿期 II 流体中  $\text{CO}_2$  逐渐减少, 其  $\text{CH}_4$  和  $\text{H}_2\text{O}$  含量逐渐增多. 成矿期后, 流体中  $\text{CO}_2$  进一步减少, 流体成分基本以液相  $\text{H}_2\text{O}$  为主. 总体来说, 抱伦金矿流体具有简单  $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-NaCl}$  体系特征, 从早阶段富  $\text{CO}_2$  流体逐渐向晚阶段的富  $\text{H}_2\text{O}$  流体演化.

值得注意的是, 在成矿期 I 包裹体中, 经常可以

见到包裹体呈小群状分布特征, 富气相两相或三相包裹体与富水包裹体共存. 包裹体体积变化较大, 显微测温结果表明, 富  $\text{CO}_2$  包裹体在  $298\sim358\text{ }^\circ\text{C}$  均一至气相, 富  $\text{H}_2\text{O}$  包裹体在  $248\sim376\text{ }^\circ\text{C}$  均一至液相(图4, 5). 同时, 野外观察发现这种乳白色石英脉常包裹围岩角砾. 这些特征可能反映了流体在捕获时发生“泡腾作用”. 流体的不混溶作用也使得流体发生不均匀捕获、气相包裹体和液相包裹体盐度存在很大的差别(表1, 图5). 拉曼光谱研究表明, 流体从成矿期 I 向成矿期 II 演化过程中,  $\text{CO}_2$  逐渐减少, 其  $\text{CH}_4$  和  $\text{H}_2\text{O}$  含量逐渐增多. 假如  $\text{CH}_4$  来自于岩浆流体, 那么,  $\text{CH}_4$  由于经历“泡腾作用”, 其含量应该减少, 但事实恰好相反, 后期包裹体中  $\text{CH}_4$  增多, 这种现象可能反映流体经过了二氧化碳的还原作用, 这种还原作用被认为是有  $\text{H}_2$  的加入并发生再平衡的过程(Hall and Sterner, 1995; Sterner *et al.*, 1995; Norman *et al.*, 2002). 对于  $\text{H}_2$  的来源和  $\text{CH}_4$  的形成过程, Ridley and Hagemann (1999) 认为是包裹体逐渐冷却的过程中会发生再平衡的过程. 再平衡过程中黄铁矿和砷铁矿发生退变, 发生如下反应:



反应过程产生氢气由于  $f_{\text{H}_2}$  的差异则向包裹体中扩散, 产生如下反应:



这种反应则会造成  $\text{CH}_4$  与  $\text{CO}_2$  的比值升高(Ridley and Hagemann, 1999). 这种过程的发生正是由于流体的不混溶作用或水-岩反应所造成(Nabelek and Ternes, 1997; Ramboz *et al.*, 1982). 对于石英脉型金矿, 金主要是在流体物理化学条件快速变化的条件下直接从流体中沉淀的, 水岩反应贡献较小, 而不混溶作用会造成  $\text{CO}_2$  的出溶, 使得碳更易发生还原. 随着流体的进一步演化,  $\text{H}_2$  的不断加入使得在成矿期 II 流体更加富集  $\text{CH}_4$ . 表明这种过程发生在还原的环境, 体系还未完全开放. 随着流体的不断上升和裂隙的发育致使晚期的流体中有大量大气降水的参与(舒斌等, 2006), 这也导致了晚期主要发育富  $\text{H}_2\text{O}$  流体.

抱伦金矿各阶段流体包裹体盐度-均一温度图解表明(图5), 包裹体盐度-均一温度值均落在金矿脉和浅成热液型矿脉类型区域. 成矿期 I、II 以金矿脉包裹体为特征, 并逐渐向浅成热液型转化. 成矿

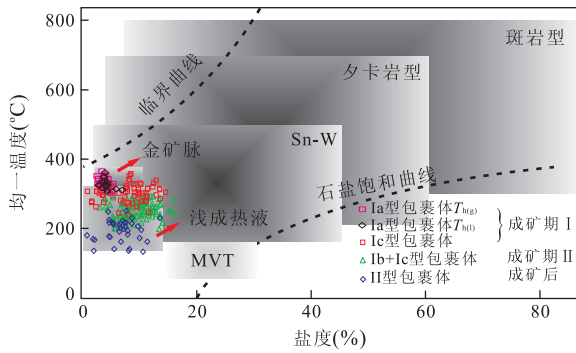


图 5 抱伦金矿不同成矿阶段流体包裹体盐度—均一温度图解(据 Wilkinson, 2001)

Fig. 5 Salinity-temperature diagram of mineralization stages of the Baolun gold deposit

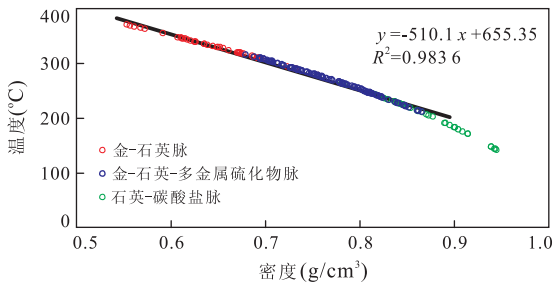


图 6 各阶段富水流体包裹体密度—均一温度图解

Fig. 6 Density-temperature diagram of mineralization stages of the Baolun gold deposit

期 I 中富气相包裹体和富液相包裹体具有相似的均一温度变化范围,富气包裹体与较高盐度的包裹体共存.成矿后随着均一温度进一步下降,盐度则明显降低,也证实受大气降水作用的影响.

从各阶段两相富水包裹体密度—均一温度图解可以看出(图 6),各阶段两相富水包裹体密度在成矿期 I、II 呈现较好的线性关系,密度逐渐从  $0.52 \text{ g/cm}^3$  增大至  $0.85 \text{ g/cm}^3$ ;成矿期后密度发生小的突变,具有比成矿期 I、II 大的密度—温度变化速率,表明温度下降速率增大,流体密度也不断增大,达到  $0.93 \text{ g/cm}^3$ ,接近于纯水的密度.抱伦金矿流体密度的演化趋势表明,成矿流体具有单一来源流体演化性质,成矿过程中很少受到其他流体的影响,在成矿期后才有大气降水的参与.

成矿期中石英捕获了大量的  $\text{CO}_2$  包裹体,这为流体捕获压力的计算,并进一步探究成矿深度提供了可能.根据  $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-NaCl}$  包裹体  $\text{CO}_2$  摩尔分数计算方法(刘斌和沈昆,1999),利用  $\text{CO}_2$  摩尔分数—完全均一温度图解(Bower and Helgeson, 1983)和  $\text{CO}_2$  摩尔分数— $40^\circ\text{C}$  时  $\text{CO}_2$  体积分图解

(Schwartz, 1989)对成矿期含  $\text{CO}_2$  包裹体进行压力估计.考虑到流体存在不混溶作用,利用最低捕获温度  $250\sim 300^\circ\text{C}$ ,和最高盐度( $10\%\sim 15\%$  equiv)数据,获得的成矿期压力范围在  $50\sim 350 \text{ MPa}$  之间.成矿后期随着热液流体的演化,压力逐渐降低.由于流体在  $5\sim 15 \text{ km}$ ( $40\sim 370 \text{ MPa}$ )深度时,流体压力和成矿深度之间存在非线性关系,不能单纯地用静水压力梯度和静岩压力梯度来计算成矿深度(孙丰月等,2000).因此,采用孙丰月等(2000)提出的计算公式,结果表明抱伦金矿成矿深度在  $5.6\sim 16 \text{ km}$  之间,平均成矿深度约为  $10.2 \text{ km}$ .

## 5.2 成矿流体来源和机理

流体包裹体的特征表明,抱伦金矿成矿流体性质主要为中—低温,中—低盐度、低密度的早期富  $\text{CO}_2$ ,向晚期逐渐富  $\text{H}_2\text{O}$  的  $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-NaCl}$  体系,形成的深度约  $10.2 \text{ km}$ ,属于热液型金矿. Baker (2002)综述了与岩浆有关的热液石英脉金矿床,包括 Donlin Creek (Alaska)和 Brewery Creek (Yukon)金矿床,金主要出现在中—低温,并富含砷、碲以及铋矿物;而对玻利维亚 Kori Kollo 与侵入岩有关的浅成金矿床的研究表明,与贵金属沉淀有关的流体包裹体形成条件为  $200\sim 350^\circ\text{C}$ , $5\%\sim 15\%$  NaCl equiv.抱伦金矿流体包裹体特征与大多浅成热液金矿床特征相似,此外,与金共生矿物中出现大量砷、碲、铋矿物,表明抱伦金矿也具有岩浆热液成因(Thompson *et al.*, 1999; Baker, 2002; Mao *et al.*, 2003).抱伦金矿这种形成于浅成环境,并与岩浆有关的流体包裹体特征与岩浆热液模型具有很好的—致性.

综上所述,抱伦金矿来源于岩浆热液,含石英脉的氢、氧、硫同位素特征也支持这一观点.然而,是否与西北大面积印支期尖峰岭花岗岩有关(舒斌等,2006),晚期流体碳、氧同位素特征给了笔者不同的启示.碳同位素接近幔源  $\delta^{13}\text{C} = -5\%\sim -7\%$ ,并逐步受到有机碳混染发生负漂移,表明富矿岩浆可能来源更深,而不是由地壳杂砂岩或变砂屑岩部分熔融的产物(谢才富等,2006).同时,尖峰岭花岗岩热液锆石 U-Pb 定年认为,尖峰岭下伏可能存在大面积的燕山期岩浆,抱伦金矿的流体与燕山期而不是印支期岩浆活动有关(张小文等,2009).最近,笔者在抱伦农场附近还发现千家岩体外围存在  $104.7 \pm 1.1 \text{ Ma}$ (MSWD=3.7)的加权平均年龄的岩体,与上述岩热液锆石 U-Pb 年龄相近,也为抱伦金矿流体可能来源于千家岩体提供了间接证据.海南燕山



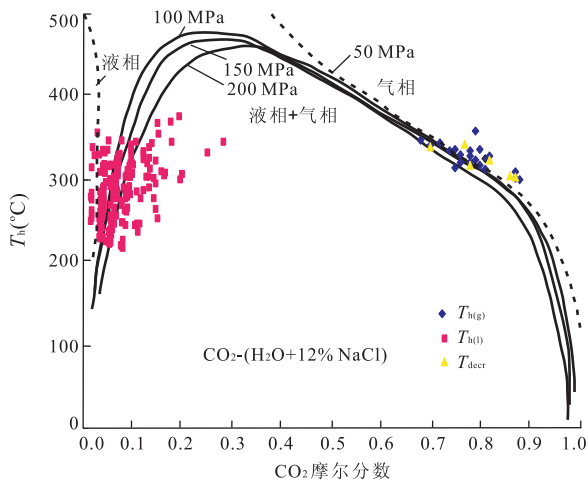


图7 抱伦金矿成矿期  $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}\pm\text{CH}_4$  部分完全均一温度对  $\text{CO}_2$  摩尔分数关系图(底图据 Bower and Helgeson, 1983)

Fig. 7 Total homogenization temperature ( $T_h$ ) versus calculated equivalent mole fraction  $\text{CO}_2$  of  $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}\pm\text{CH}_4$  inclusion in Baolun gold deposit

$T_{h(l)}$ , 均一至液相;  $T_{h(g)}$ , 均一至气相;  $T_{decr}$ , 爆裂温度

晚期千家岩体等花岗岩的矿物化学研究表明,千家岩体含有大量暗色包体,其花岗岩角闪石具有捕虏晶的特征也指示了岩浆混合作用,并认为岩石具有深源浅侵位特征(云平等,2004).这种岩石特征与本文的晚期流体碳、氧同位素特征相吻合,指示了抱伦金矿成矿可能与深源岩浆底侵过程中,富含大量  $\text{CO}_2$  成矿流体沿着剪切破碎带上升至浅部就位成矿有关.

在热液流体中,金主要以金硫络合物  $[\text{Au}(\text{HS})^0, \text{Au}(\text{HS})_2^0, \text{Au}(\text{HS})_2^-]$  和金氯络合物  $[\text{AuCl}_2^-, \text{AuCl}^-, \text{AuCl}(\text{OH})^-]$  2种形式搬运(Benning and Seward, 1996; Gammons and Seward, 1996; 洪汉烈, 1997).同时,金的搬运受到多种因素的制约,  $f_{\text{O}_2}$ 、pH、温度、压力、以及其它有利于搬运的化学组分,如  $\text{H}_2\text{S}$ 、 $\text{HCl}$ 、 $\text{CO}_2$ 、 $\text{CO}$ 、 $\text{C}_2\text{H}_4$  等(Benning and Seward, 1996; Gammons and Seward, 1996).抱伦金矿中石英脉流体还含有一定量的  $\text{H}_2\text{S}$  和  $\text{CO}_2$ ,  $\text{Cl}^-$  主要以  $\text{NaCl}$ 、 $\text{KCl}$  和极少量的  $\text{MgCl}$  形式存在(舒斌等, 2006).在温度  $200\sim 400\text{ }^\circ\text{C}$ , 压力为  $200\text{ MPa}$ , pH 值为近中性的条件下,  $\text{Au}(\text{HS})_2^-$  为主要金硫络合物(Benning and Seward, 1996).抱伦金矿石英脉和围岩中发育大量的黄铁矿化、磁黄铁矿化和绢云母化,同时黄铁矿是主要的载金矿物,表明抱伦金矿金的运移很可能与金硫络合物有关(杨念等, 2009).流体搬运过程中,  $\text{CO}_2$  起着至关重要的作用,  $\text{CO}_2$  作为缓冲剂,调节

流体的 pH 使其保持在金硫络合物稳定存在的范围内(Phillips and Evans, 2004),而  $\text{CH}_4$  的产生表明流体为还原条件,有利于金的溶解(Seward, 1979).

当流体的  $f_{\text{O}_2}$ 、pH 以及有利于搬运的化学组分发生变化,则将导致金硫络合物的溶解度下降、发生沉淀.这个过程主要由于不混溶作用和水岩反应,导致大量  $\text{CO}_2$  的分离,  $\text{O}_2$  含量的增加,流体的 pH 值和  $f_{\text{O}_2}$  发生变化.后期大气降水的参与导致流体的温度进一步下降, pH 值进一步升高,加上金含量的降低,导致后期不出现金的沉积.

## 6 结论

(1)对抱伦金矿流体包裹体和拉曼光谱研究表明,含金石英脉流体主要有两种类型:  $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$  包裹体和  $\text{H}_2\text{O}$  溶液包裹体,成矿期流体富集  $\text{CO}_2$ , 并含有  $\text{CH}_4$ ; 晚期流体有大气降水的参与,流体不含  $\text{CO}_2$  组分,为低温水溶液流体.

(2)抱伦金矿流体为中—低温、中—低盐度的  $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-NaCl}$  体系.成矿温度在  $250\sim 330\text{ }^\circ\text{C}$  之间,成矿压力在  $50\sim 350\text{ MPa}$  之间,随着流体的演化,温度、压力逐渐降低.

(3)成矿期后方解石  $\delta^{13}\text{C}$  (PBD, ‰) 和  $\delta^{18}\text{O}$  (PBD, ‰) 的特征以及流体包裹体特征反映水岩反应,以及温度、压力的下降导致的不混溶作用是金沉淀的主要因素.

致谢:感谢海南大维矿产资源开发有限公司的刘永堂、王武、高鹏等工程师在野外采样和矿山地质上给予的支持.

## References

- Baker, T., 2002. Emplacement depth and carbon dioxide-rich fluid inclusions in intrusion-related gold deposits. *Economic Geology*, 97(5): 1111—1117. doi:10.2113/gsec-97.5.1111
- Benning, L. G., Seward, T. M., 1996. Hydrosulphide complexing of Au(I) in hydrothermal solutions from 150—400 °C and 500—1500 bar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(11): 1849—1871. doi:10.1016/0016-7037(96)00061-0
- Bodnar, R. J., Vityk, M. O., 1994. Interpretation of microthermometric data for  $\text{H}_2\text{O-NaCl}$  fluid inclusions. In: de Vivo, B., Frezzotti, M. L., eds., Fluid inclusions in minerals: methods and applications. *Short Course IMA*, 117—130.
- Bower, T. S., Helgeson, H. C., 1983. Calculation of the ther-

- modynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system  $H_2O-CO_2-NaCl$  on phase relations in geologic system: equation of state for  $H_2O-CO_2-NaCl$  fluids at high pressures and temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47(7): 1247—1275. doi: 10. 1016/0016—7037(83)90066—2.
- Burrows, D. R. , Wood, P. C. , Spooner, E. T. C. , 1986. Carbon isotope evidence for a magmatic origin for Archaean gold-quartz vein ore deposits. *Nature*, 321: 851—854. doi: 10. 1038/321851a0
- Chen, B. L. , Li, Z. J. , Dong, C. , et al. , 2004. Ore-controlling structure and its control over gold mineralization in the Baolun gold deposit, Hainan. *Geology in China*, 31(2): 139—146 (in Chinese with English abstract).
- Ding, S. J. , Huang, X. D. , Li, Z. J. , et al. , 2001. The geological characteristics and mineralization of Baolun gold deposit, Hainan. *Chinese Geology*, 28(5): 28—34 (in Chinese).
- Fan, H. R. , Zhai, M. G. , Xie, Y. H. , et al. , 2003. Ore-forming fluids associated with granite-hosted gold mineralization at the Sanshandao deposit, Jiaodong gold Province, China. *Mineralium Deposita*, 38(6): 739—750. doi: 10. 1007/s00126—003—0368—x
- Fu, G. X. , Fu, C. R. , 1999. Discovering of microplants fossils in the Baolun deposit, Hainan island. *Regional Geology of China*, 1(1): 1—4 (in Chinese).
- Gammons, C. H. , Seward, T. M. , 1996. Stability of manganese ( II ) chloride complexes from 25 to 300 °C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(22): 4295—4311. doi: 10. 1016/S0016—7037(96)00275—X
- Hall, D. L. , Sterner, S. M. , Bodnar, R. J. , 1988. Freezing point depression of  $NaCl-KCl-H_2O$  solutions. *Economic Geology*, 83(1): 197—202. doi: 10. 2113/gsecongeo. 83. 1. 197
- Hall, D. L. , Sterner, S. M. , 1995. Experimental diffusion of hydrogen into synthetic fluid inclusions in quartz. *Journal of Metamorphic Geology*, 13(3): 345—355. doi: 10. 1111/j. 1525—1314. 1995. tb00224. x.
- Hong, H. L. , 1997. Migration of gold during lateritization. *Gold*, 18(7): 3—7 (in Chinese with English abstract).
- Hu, F. F. , Fan, H. R. , Yang, K. F. , et al. , 2007. Fluid inclusions in the Denggezhuang lode gold deposit at Muping, Jiaodong Peninsula. *Acta Petrologica Sinica*, 23(9): 2155—2164 (in Chinese with English abstract).
- Huang, J. H. , Luo, G. M. , Bai, X. , et al. , 2007. The organic fraction of the total carbon burial flux deduced from carbon isotopes across the Permo-Triassic boundary at Meishan, Zhejiang Province. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 32(6): 767—773 (in Chinese with English abstract).
- Klein, E. L. , Fuzikawa, K. , 2009. Origin of the  $CO_2$ -only fluid inclusions in the Palaeoproterozoic Carará vein-quartz gold deposit, Ipitinga Auriferous District, SE-Guiana Shield, Brazil; implications for orogenic gold mineralisation. *Ore Geology Reviews*, 37(1): 31—40. doi: 10. 1016/j. oregeorev. 2009. 10. 001
- Liu, B. , Shen, K. , 1999. Thermo-dynamics of fluid inclusion. Geological Publishing House Press, Beijing, 23—277 (in Chinese).
- Lu, H. Z. , Fan, H. R. , Ni, P. , et al. , 2004. Fluid inclusion. Science Press, Beijing, (in Chinese).
- Luo, W. J. , 2009. The oxygen isotopes conversion between standard SMOW and PDB (in Chinese). <http://www.sciencenet.cn/upload/blog/file/2009/7/200971310141802495.pdf>
- Mao, J. W. , Li, Y. Q. , Goldfarb, R. , et al. , 2003. Fluid inclusion and Noble Gas Studies of the Dongping gold deposit, Hebei Province, China; a mantle connection for mineralization? *Economic Geology*, 98: 517—534. doi: 10. 2113/gsecongeo. 98. 3. 517
- Nabelek, P. I. , Ternes, K. , 1997. Fluid inclusions in the Harney Peak Granite, Black Hills, South Dakota, USA; implications for solubility and evolution of magmatic volatiles and crystallization of leucogranite magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(7): 1447—1465. doi: 10. 1016/S0016—7037(97)00006—9
- Norman, D. I. , Blamey, N. , Moore, J. N. , 2002. Interpreting geothermal processes and fluid sources from fluid inclusion organic compounds and  $CO_2/N_2$  ratios. Proceedings, Twenty-Seventh Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, California, 28—30, 2002.
- Phillips, G. N. , Evans, K. A. , 2004. Role of  $CO_2$  in the formation of gold deposits. *Nature*, 429: 860—863. doi: 10. 1038/nature02644.
- Potter, R. W. , Brown, D. L. , 1977. The volumetric properties of aqueous sodium chloride solutions from 0 to 500 °C at pressures up to 2 000 bars based on a regression of available data in the literature. *US Geological Survey Bulletin*, 1421—C: 1—36.
- Ramboz, C. , Pichavant, M. , Weisbrod, A. , 1982. Fluid immiscibility in natural processes; use and misuse of fluid inclusion data: II. Interpretation of fluid inclusion data in terms of immiscibility. *Chemical Geology*, 37(1—2): 29—48. doi: 10. 1016/0009—2541(82)90065—1
- Ridley, J. , Hagemann, S. G. , 1999. Interpretation of post-entrapment fluid-inclusion re-equilibration at the Three

- Mile Hill, Marvel Loch and Griffins Find high-temperature lode-gold deposits, Yilgarn Craton, western Australia. *Chemical Geology*, 154(1-4): 257-278. doi: 10.1016/S0009-2541(98)00135-1
- Roedder, E., 1984. Fluid inclusions: review in mineralogy vol. 12. Mineralogical Society of America, Washington D. C. .
- Schwartz, M. O., 1989. Determining phase volumes of mixed CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O inclusions using microthermometric measurements. *Mineralium Deposita*, 24(1): 43-47. doi: 10.1007/BF00206721.
- Shu, B., Wang, P. A., Li, Z. J., et al., 2004. Reserach on mineralizing age of Baolun gold deposit in Hainan Province and its significance. *Geoscience*, 18(3): 316-320 (in Chinese with English abstract).
- Shu, B., Wang, P. A., Dong, F. X., et al., 2006. Fluid inclusion and stable isotope studies of the Baolun gold deposit, southwestern Hainan, China. *Geological Bulletin of China*, 25(7): 880-893 (in Chinese with English abstract).
- Seward, T. M., 1979. Hydrothemal transport and deposition. In: Glover, J. E., Groves, D. L., eds., Glod mineralization, Univesity of Western Australia Extension Service Publication No. 3, 45-55.
- Sterner, S. M., Hall, D. L., Keppler, H., 1995. Compositional re-equilibration of fluid inclusions in quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119(1): 1-15. doi: 10.1007/BF00310713
- Sun, F. Y., Jin, W., Li B. L., et al., 2000. Considerations on the mineralizing depth of hydrothermal lode gold deposits. *Journal of Changchun University of Science and Technology*, 30 (Suppl.): 27-30 (in Chinese with English abstract).
- Sun, J. G., Hu, S. X., Shen, K., et al., 2001. Research on C, O isotopic geochemistry of intermediate-basic and intermediate-acid dyke in goldfield if Jiaodong Peninsula. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 20(1): 47-56 (in Chinese with English abstract).
- Taylor Jr, H. P., Frechen, J., Degens, E. T., 1967. Oxygen and carbon isotope studies of carbonatites from the Laacher See district, West Germany and the Alnö district, Sweden. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31(3): 407-430. doi: 10.1016/0016-7037(67)90051-8
- Thompson, J. F. H., Sillitoe, R. H., Baker, T., et al., 1999. Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces. *Mineralium Deposita*, 34: 323-334. doi: 10.1007/s001260050207
- Wang, L. J., Wang, Y. W., Wang, J. B., et al., 2006. Fluid mineralization of the Dajing Sn-polymetal deposit: evidence from LA-ICP-MS analysis of individual fluid inclusions. *Chinese Science Bulletin*, 51(22): 2781-2788. doi: 10.1007/s11434-006-2163-4
- Wilkinson, J. J., Johnston, J. D., 1996. Pressure fluctuations, phase separation, and gold precipitation during seismic fracture propagation. *Geology*, 24(5): 395-398. doi: 10.1130/0091-7613(1996)? 024<0395: PFPSAG> 2.3.CO;2
- Wilkinson, J. J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55(1-4): 229-272. doi: 10.1016/S0024-4937(00)00047-5
- Xie, C. F., Zhu, J. C., Ding, S. J., et al., 2006. Age and petrogenesis of the Jianfengling granite and its relationship to metallogenesis of the Baolun gold deposit, Hainan Island. *Acta Petrologica Sinica*, 22(10): 2493-2508 (in Chinese with English abstract).
- Yang, N., Hong, H. L., Zhang, X. W., et al., 2009. Study of gold-bearing minerals in the Baolun gold deposit, Ledong, Hainan Province. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 29(2): 31-37 (in Chinese with English abstract).
- Yun, P., Wu, Y. B., Xie, S. Z., 2004. The mineral composition characteristics and geological significance of late Yanshanian typical intrusive rocks, Hainan Island. *Guangdong Geology*, 19(1): 14-21 (in Chinese).
- Zhang, X. W., Xiang, H., Zhong, Z. Q., et al., 2009. U-Pb dating and trace elements composition of hydrothermal zircons from Jianfengling granite, Hainan; restriction on the age of hydrothermal event and mineralization of baolun gold deposit. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 34(6): 921-930 (in Chinese with English abstract).

## 附中文参考文献

- 陈柏林, 李中坚, 董诚, 等, 2004. 海南抱伦金矿床控矿构造特征及其对金矿化的控制作用. *中国地质*, 31(2): 139-146.
- 丁式江, 黄香定, 李中坚, 等, 2001. 海南抱伦金矿地质特征及其成矿作用. *中国地质*, 28(5): 28-34.
- 符国祥, 符策锐, 1999. 海南岛抱伦金矿区发现微古植物化石. *中国区域地质*, 1(1): 1-4.
- 洪汉烈, 1997. 金在红土化过程中的迁移特征. *黄金*, 18(7): 3-7.
- 胡芳芳, 范宏瑞, 杨奎锋, 等, 2007. 胶东牟平邓格庄金矿床流体包裹体研究. *岩石学报*, 23(9): 2155-2164.
- 黄俊华, 罗根明, 白晓, 等, 2007. 浙江煤山 P/T 之交碳同位素对有机碳埋藏的指示意义. *地球科学——中国地质*

- 大学学报,32(6): 767—773.
- 刘斌,沈昆,1999. 流体包裹体热力学. 北京:地质出版社,47, 87—91.
- 卢焕章,范宏瑞,倪培,等,2004. 流体包裹体. 北京:科学出版社.
- 罗维均,2009. 氧同位素两个标准 SMOW 与 PDB 间的换算问题. <http://www.sciencenet.cn/upload/blog/file/2009/7/200971310141802495.pdf>.
- 舒斌,王平安,李中坚,等,2004. 海南抱伦金矿的成矿时代研究及其意义. 现代地质,18(3): 316—320.
- 舒斌,王平安,董法先,等,2006. 海南西南部抱伦金矿床流体包裹体及稳定同位素特征. 地质通报,25(7): 880—893.
- 孙丰月,金魏,李碧乐,等,2000. 关于脉状热液金矿床成矿深度的思考. 长春科技大学学报,30(增刊): 27—30.
- 孙景贵,沈昆,胡受奚,等,2001. 胶东金矿区矿田体系中基性—中酸性脉岩的碳、氧同位素地球化学研究. 岩石矿物学杂志,20(1): 47—56.
- 谢才富,朱金初,丁式江,等,2006. 海南尖峰岭花岗岩体的形成时代、成因及其与抱伦金矿的关系. 岩石学报,22(10): 2493—2508.
- 杨念,洪汉烈,张小文,等,2009. 海南乐东抱伦金矿金矿物的特征研究. 矿物岩石,29(2): 31—37.
- 云平,吴育波,谢盛周,2004. 海南岛燕山晚期典型侵入岩矿物成分特征及其地质意义. 广东地质,19(1): 14—21.
- 张小文,向华,钟增球,等,2009. 海南尖峰岭岩体热液锆石 U-Pb 定年及微量元素研究:对热液作用及抱伦金矿成矿时代的限定. 地球科学——中国地质大学学报,34(6): 921—930.