第 59 卷 第 1 期
2026 年（总 245 期）

西 北 地 质
NORTHWESTERN GEOLOGY

Vol. 59 No. 1
2026(Sum245)



引文格式：杨涛，朱赖民，胡妍，等. 西秦岭李坝金矿床成因探讨：来自含金石英脉流体包裹体及锆石 U-Pb 年代学的证据[J]. 西北地质，2026，59(1)：60−78. DOI：10.12401/j.nwg.2025103

Citation：YANG Tao，ZHU Laimin，HU Yan，et al. Genesis of the Liba Gold Deposit in West Qinling：Evidence from Fluid Inclusions and Zircon U-Pb Dating in Gold Bearing Quartz Vein[J]. Northwestern Geology，2026，59(1)：60−78. DOI：10.12401/j.nwg.2025103

西秦岭李坝金矿床成因探讨：来自含金石英脉流体包裹体及锆石 U-Pb 年代学的证据

杨涛[1,2,3,4,5]，朱赖民[6]，胡妍[2,3]，龙登红[2,4,5]，王飞[6]，夏云[4,5]，刘伟刚[4,5]，姜洪颖[4,5]，刘子锐[2]

（1. 成都理工大学地球与行星科学学院，四川 成都 610059；2. 甘肃省矿产资源勘查重点实验室，甘肃 兰州 730000；3. 甘肃省地质矿产勘查开发局，甘肃 兰州 730000；4. 甘肃省矿产资源综合勘查利用与保护工程研究中心，甘肃 天水 741020；5. 甘肃省地矿局第一地质矿产勘查院，甘肃 天水 741020；6. 西北大学地质学系，大陆动力学国家重点实验室，陕西 西安 710069）

摘 要：李坝金矿床位于西秦岭造山带中川花岗岩体外侧 2 km 处。笔者在李坝金矿床最新勘探成果基础上，详细分析了矿床地质特征，并对含金石英脉开展了流体包裹体和 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学研究。李坝金矿床的矿化蚀变类型主要为黄铁矿化、绢云母化和硅化，与中川岩体接触带的角岩化和斑点化变质作用特征明显不同。矿化蚀变、矿体与矿区脉岩均严格受断裂控制，但脉岩规模及矿化程度均远低于矿体，表明岩浆活动可能未提供主要成矿流体及物质，其与成矿作用可能不具有内在成因联系。流体包裹体研究表明，成矿流体为中高温（220～360 ℃）、低盐度（5% $NaCl_{eq}$～10% $NaCl_{eq}$）的 NaCl-H_2O-CO_2-（CH_4）体系，具有变质流体特征。含金石英脉中锆石形态多为次圆状，表明其经历了搬运和磨圆的沉积作用过程。锆石 U-Pb 年龄可划分为 397～585 Ma、673～1 023 Ma、1 097～1 868 Ma、1 963～2 575 Ma 等 4 个谱段，与赋矿围岩李坝群的碎屑锆石年龄特征极为接近，表明其为成矿流体在活化、迁移过程中从地层中捕获而来。李坝金矿床具有造山型金矿床的地质–地球化学特征，其形成于晚三叠世秦岭造山带由碰撞向伸展转换的构造背景下；中川岩体侵位过程中沿其边缘断裂带发育，为成矿流体沉淀和脉岩侵位提供了有利空间，呈现出大花岗岩体、矿区脉岩与金矿体时空相伴，但又可能不具有内在成因关系的特征。

关键词：李坝金矿床；流体包裹体；含金石英脉；锆石 U-Pb 年龄；造山型金矿床；西秦岭造山带

中图分类号：P611.1 **文献标志码**：A **文章编号**：1009-6248(2026)01-0060-19

Genesis of the Liba Gold Deposit in West Qinling: Evidence from Fluid Inclusions and Zircon U-Pb Dating in Gold Bearing Quartz Vein

YANG Tao[1,2,3,4,5], ZHU Laimin[6], HU Yan[2,3], LONG Denghong[2,4,5], WANG Fei[6], XIA Yun[4,5],

收稿日期：2024-03-06；**修回日期**：2025-06-14；**责任编辑**：吕鹏瑞

基金项目：深地国家科技重大专项（2025ZD1009600），甘肃省 2024 年自然资源重点人才项目（2024-1），甘肃省自然科学基金项目（24JRRE017、23JRRA1396），自然资源部新一轮找矿突破战略行动科技支撑项目（ZKKJ202415）及国家自然科学基金项目（42173066）联合资助。

作者简介：杨涛（1987−），男，正高级工程师，从事地质勘查及矿床学研究工作。E−mail：yangtlzu@163.com。

© Editorial Office of *Northwestern Geology*. OA under CC BY-NC-ND

LIU Weigang[4,5], JIANG Hongying[4,5], LIU Zirui[2]

（1. College of Earth and Planetary Sciences, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, Sichuan, China；2. Gansu Provincial Key Laboratory of Mineral Resources Exploration, Lanzhou 730000, Gansu, China；3. Gansu Provincial Bureau of Geology and Mineral Exploration, Lanzhou 730000, Gansu, China；4. Gansu Provincial Engineering Research Center for Comprehensive Exploration, Utilization and Protection of Mineral Resources, Tianshui 741020, Gansu, China；5. The First Institute of Geology and Mineral Exploration, Gansu Provincial Bureau of Geology and Mineral Exploration, Tianshui 741020, Gansu, China；6. State Key Laboratory of Continental Dynamics, Department of Geology, Northwest University, Xi'an 710069, Shaanxi, China）

Abstract：The Liba gold deposit is located 2 km outside the Zhongchuan pluton in the West Qinling Orogen. Based on the latest exploration results of the Liba gold deposit, the geological characteristics are analyzed in detail, and the fluid inclusion and zircon U-Pb dating in the gold bearing quartz vein are studied. The mineralized alteration types of Liba gold deposit are pyritization, sericitization and silicification, which are obviously different with the metamorphic characteristics of the Zhongchuan pluton contact zone. Mineralized alteration, ore body and vein rock are strictly controlled by faults, but the scale and mineralization degree of vein rocks are lower than ore body, indicating that magmatic activity may not provide main fluid and material for metallogenesis. The study of fluid inclusions indicate that the ores were deposited from medium-high temperature (220～360 ℃), low salinity (5% $NaCl_{eq}$～10% $NaCl_{eq}$) NaCl-H_2O-CO_2-(CH_4) fluids, similar to metamorphic fluid. The zircons in the gold bearing quartz veins are mostly sub rounded, indicating that they may undergone the process of transportation and rounding sedimentation. Zircon U-Pb ages can be divided into four spectral segments: 397～585 Ma, 673～1 023 Ma, 1 097～1 868 Ma, and 1 963～2 575 Ma, which are very close to the age characteristics of detrital zircons in the host rock Liba Group, indicating that they were captured from the stratum during the activation and migration of ore-forming fluid. The Liba gold deposit can be grouped with other orogenic gold deposits that have similar characteristics, which is formed under the transition tectonic background from collision to extension. During the emplacement of Zhongchuan pluton, faults were developed along its margin, providing favorable spaces for the precipitation of ore-forming fluid and the emplacement of vein rocks. This caused the granitic pluton, vein rocks and gold bodies are together with space and time, but it may not have an inherent genetic relationship.

Keywords：Liba gold deposit；fluid inclusions；gold bearing quartz vein；zircon U-Pb dating；orogenic gold deposit；West Qinling Orogen

秦岭造山带是复合型大陆造山带, 多旋回、多阶段、多体制造山作用过程形成了“两缝(商丹缝合带、勉略缝合带)三块(华北板块南缘、秦岭微板块和华南板块北缘)”的大地构造格局(Meng et al., 1999; 张国伟等, 2001; 陈龙龙等, 2024)。以凤县–太白断裂带为界划分为东秦岭造山带和西秦岭造山带(张国伟等, 2001)。西秦岭造山带是中国最重要的金成矿带之一(Mao et al., 2002; 陈衍景等, 2004), 已发现李坝、早子沟、加甘滩、大水、大桥、马鞍鞒、八卦庙、寨上等超大型金矿床, 其成因机制备受关注(Mao et al., 2002; 陈衍景等, 2004; 张复新等, 2004; Liu et al., 2015; 刘家军等, 2019; Ding et al., 2021; 张家瑞等, 2024)。

李坝金矿床是西秦岭造山带礼岷矿集区最具代表性的矿床之一(图 1), 前人对其开展了较为系统的研究, 主要包括矿床地质(黄杰等, 2000; 冯建忠等, 2003; 张印飞等, 2005)、矿区构造(张曾荣等, 1999; Zeng et al., 2012)、成因矿物学(邵拥军等, 2017)、成矿年代学(Feng et al., 2002; Zeng et al., 2012)、同位素地球化学(黄杰等, 2000; 冯建忠等, 2003; 温志亮等, 2008; 李蓓等, 2021)、流体包裹体(张作衡等, 2004)、找矿方向(刘继顺等, 2001; 张汉成等, 2009)、外围中川岩体及矿区脉岩的年代学和成因(Zeng et al., 2012; Zhu et al., 2013; 柯昌辉等, 2020; 李蓓等, 2021)等。但对其成因仍存在较大争议: ①成矿流体由岩浆水及不同程度的变质水和大气降水组成, 并在岩浆热动力的驱动下沿断裂上升沉淀成矿(黄杰等, 2000; 张作衡等,

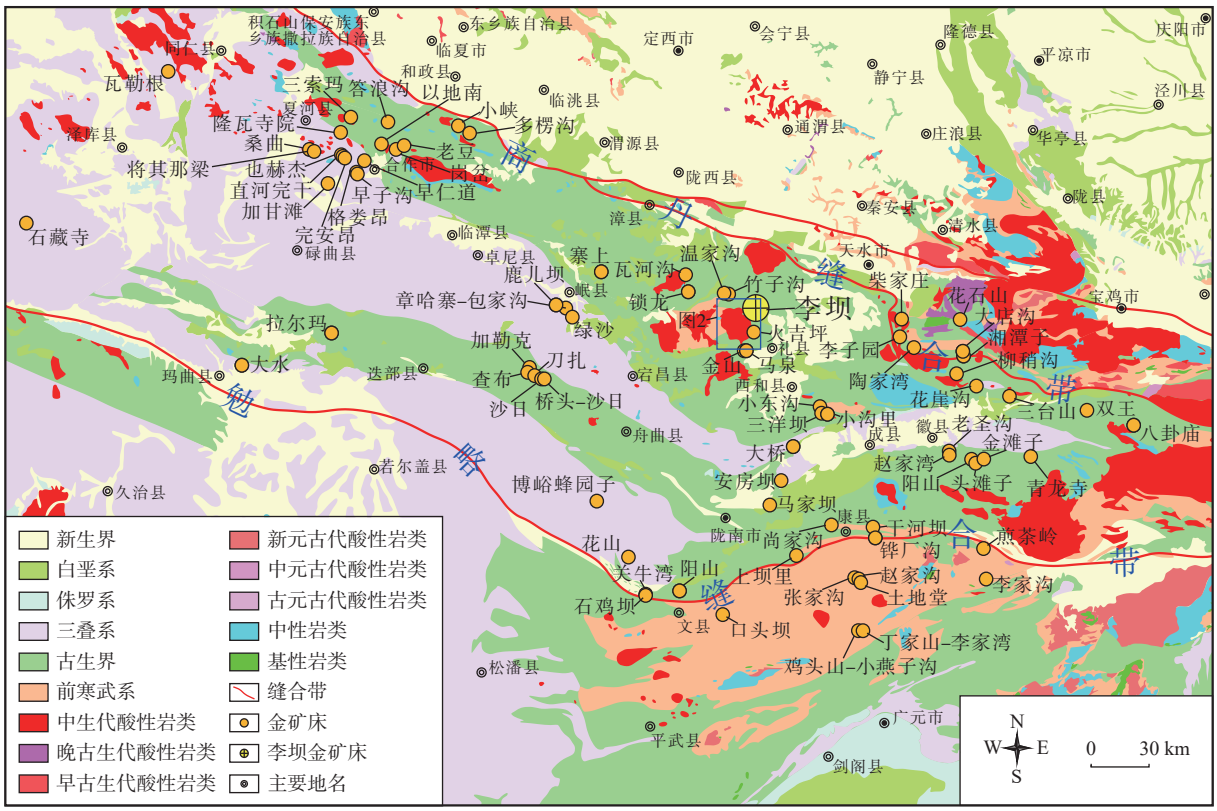


图1　西秦岭造山带区域地质及金矿床分布图

Fig. 1　Regional geological and gold deposits distribution map of the West Qinling orogen

2004; 李蓓等, 2021)。②成矿流体来源于岩浆热液, 为与花岗岩浆活动相关的中高温热液型金矿(冯建忠等, 2003; 张印飞等, 2005)。③成矿流体和物质来自与脉岩有关的深部岩浆, 特别是成矿同期的煌斑岩脉(柯昌辉等, 2020)。因此, 笔者在李坝金矿床最新勘探工作基础上, 系统分析了矿床地质特征, 特别是矿区构造、矿体和脉岩之间的关系, 开展了含金石英脉流体包裹体及 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学研究, 揭示了成矿流体的性质来源、成矿作用与岩浆活动的关系, 进一步探讨了矿床成因和成矿地质背景。

1　区域及矿床地质

1.1　区域地质背景

李坝金矿床位于西秦岭造山带中部的礼岷矿集区, 产于晚三叠世中川岩体外围(图 1、图 2)。区域上出露的地层主要为中泥盆统李坝群(D_2Lb)和西汉水组(D_2x)、上石炭统下加岭组(C_2x); 区域构造格架由石家河坝复式向斜及其北侧的礼县–罗坝–锁龙口断裂带、南侧的礼县–洮坪–苇子坝断裂带组成(图 2)。石家河坝复式向斜长约为 80 km, 宽约为 25 km, 轴部走向为 NW 310°; 礼县–罗坝–锁龙口断裂带为 NW 向, 长约为 50 km, 宽约为 50～200 m, 切穿泥盆系、石炭系及中川花岗岩体, 石家河坝复式向斜的次级褶皱及礼县–罗坝–锁龙口断裂带的次级断裂严格控制了李坝金矿床的矿体产出(图 2)。

1.2　矿床地质特征

矿区出露地层为中泥盆统李坝群(D_2Lb), 由下至上可分为 3 个岩性段(图 3)。一岩性段(D_2Lb_1)主要为灰白色板岩夹浅灰色砂岩、粉砂岩; 二岩性段(D_2Lb_2)下部由绢云母绿泥石板岩夹少量变细砂岩组成, 中部由灰绿色粉砂质绢云母板岩夹少量变细砂岩组成, 上部由灰黑色粉砂质绢云母绿泥石板岩夹斑点状板岩组成; 三岩性段(D_2Lb_3)下部以灰黑色板岩为主, 上部以灰黑色砂岩、粉砂岩为主。金矿体主要为赋存于二岩性段中上部, 少量赋存于下部。

矿区构造主要为石家河坝复式向斜的次级褶皱及礼县–罗坝–锁龙口断裂带的次级断裂组成的断褶体系(图 3)。褶皱为一系列轴面倾向 SW 的背向斜构成, 轴线走向为 NW 290°～305°。断裂由 F_1 和 F_{43} 主干断裂及其间的次级断裂组成(图 3)。F_1 断裂破碎带长约为 6 km, 宽为 50～200 m, 产状为 135°～155°

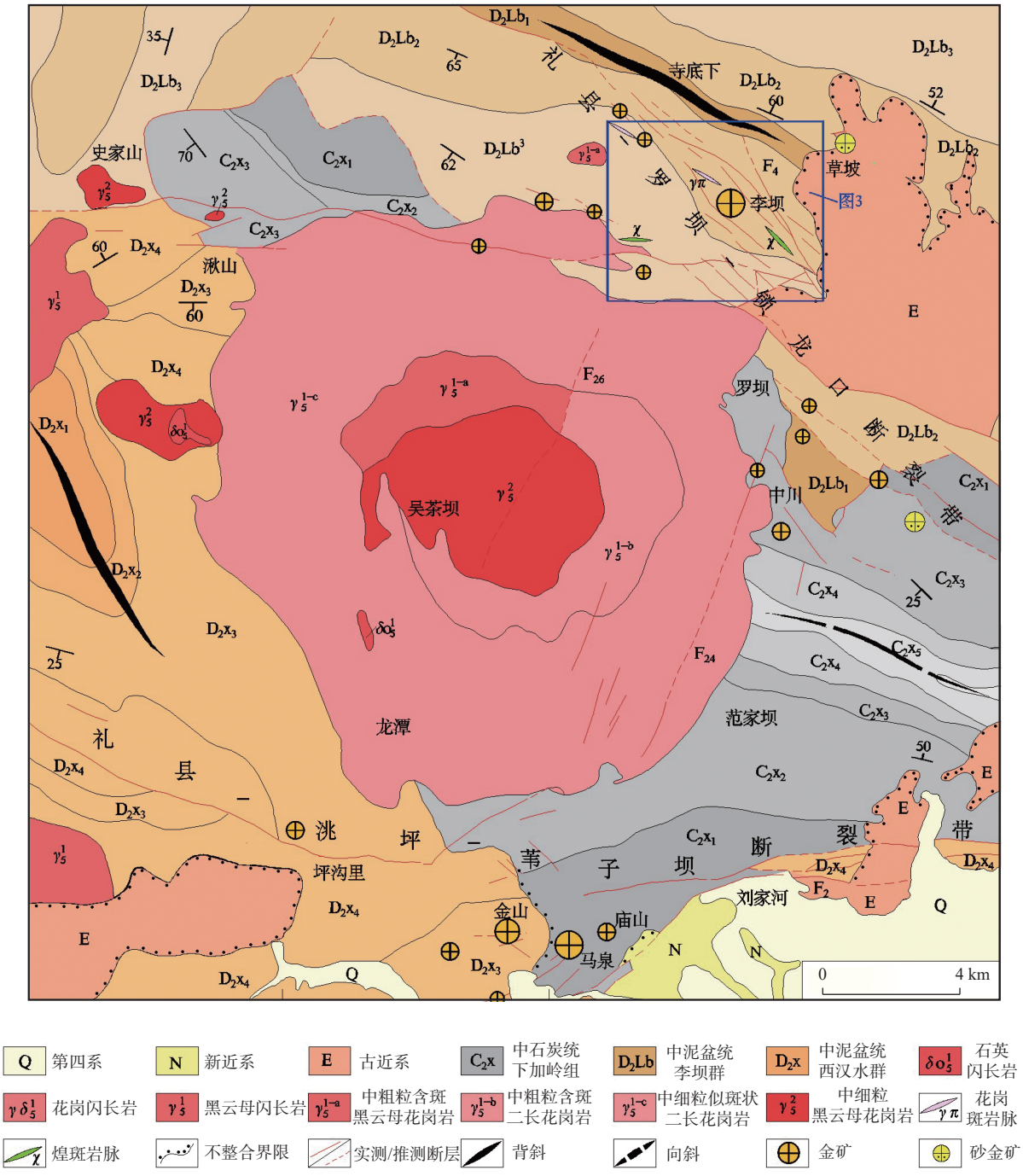


图2　中川岩体–李坝金矿区域地质图

Fig. 2　Geological map of Zhongchuan granitic pluton–Liba gold deposit

∠75°～85°。F_1 和 F_{43} 断裂东南部走向与褶皱轴线夹角约为 25°～35°, 西北部走向与褶皱轴线近平行, 破碎带内充填有构造角砾岩、地层透镜体、断层泥等, 碳质含量较高, 为 0.18%～0.54%, 破碎带内发育有不均匀的小透镜状、团块状金矿(化)体, 但未发现规模较大的矿体, 表明其可能是成矿热液迁移活动的主要通道。F_1 和 F_{43} 断裂派生出一系列近 EW 向展布的次级断裂。其中, F_3、F_8、$F_{2\text{-}1}$、$F_{2\text{-}2}$、F_{29} 控制了主要矿体的产出及形态(图 3)。

矿区南部约 2 km 处出露有中川复式花岗岩体, 面积约为 210 km^2, 由内向外岩性依次为中细粒黑云母花岗岩、中粗粒含斑黑云母花岗岩、中粗粒含斑二长花岗岩、中细粒似斑状二长花岗岩, 并夹有石英闪长岩岩株(图 2), 锆石 U-Pb 年龄为 210～235 Ma(Zeng

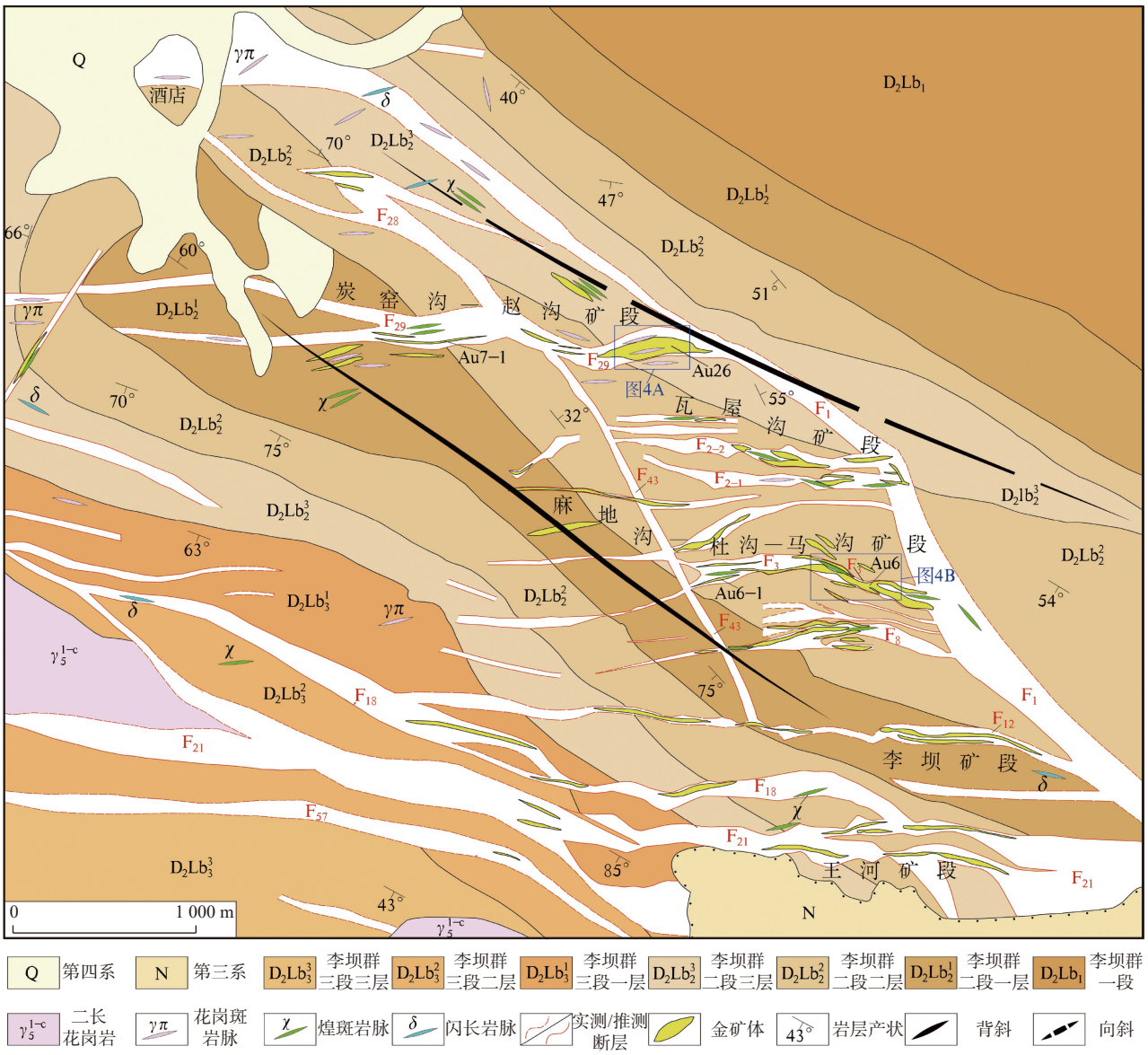


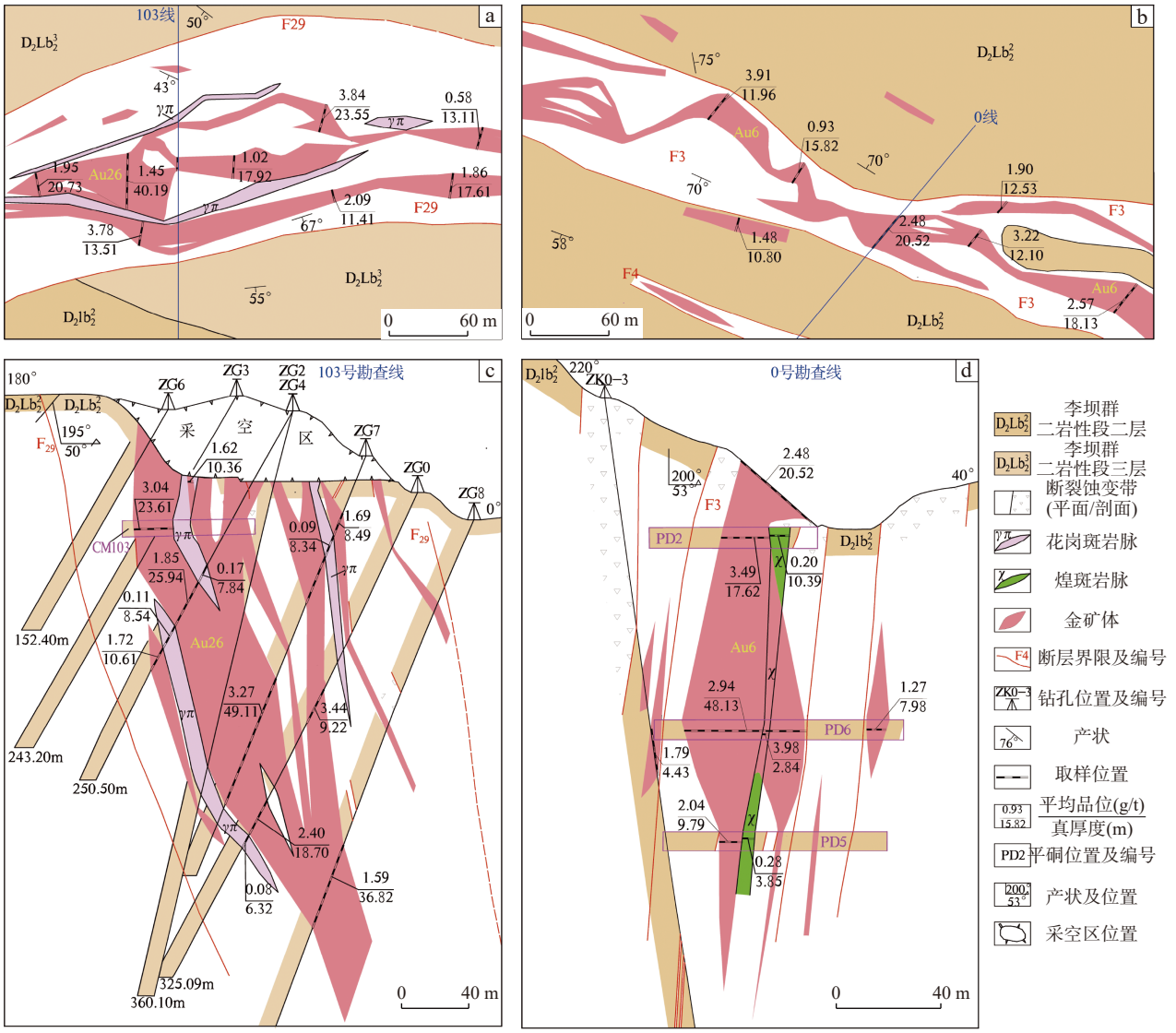
图3 李坝金矿区地质图

Fig. 3 Geological map of the Liba gold deposit

et al., 2012; Zhu et al., 2013; Yang et al., 2017)。矿区发育透镜状或扁豆状脉岩，主要有云斜煌斑岩脉、花岗斑岩脉和闪长玢岩脉。云斜煌斑岩脉一般长为 10～100 m，宽为 1～10 m，延深为 10～80 m，基本与矿体平行相伴产出，少量切割矿体，Au 品位为 0.2～0.5 g/t(图 3)。花岗斑岩脉一般长为 10～400 m，宽为 1～20 m，基本与矿体平行相伴产出，少量切割矿体，Au 品位为 0.15～0.5 g/t(图 3)。闪长玢岩脉在矿区较为少见，一般切割矿体。

1.3 矿体特征

矿区目前共圈定矿体 209 条(其中主矿体 18 条)，Au 平均品位为 2.01 g/t。根据矿体集中分布情况，可划分为炭窑沟–赵沟、瓦屋沟、麻地沟–杜沟–马沟、李坝和王河 5 个矿段，并以前 3 个矿段为主。主矿体长为 280～1 190 m，平均厚度为 4.23～34.05 m，控制斜深为 105～555 m，Au 平均品位为 1.07～2.34 g/t，形态以似层状为主，次为不规则状、透镜状和板状(图 4)。矿体及脉岩受褶皱及 F_1 和 F_{43} 的次级断裂双重控制，沿背斜与向斜转换部位呈斜列式分布(图 3)。在控矿次级断裂与 F_1 主干断裂交汇部位厚度大、品位高且延深较大，远之则相反。如 F_{29} 与 F_1 交汇部位的 26 号矿体最厚达 85.48 m，平均厚为 34.05 m，延深为 555 m，最高品位为 12.03 g/t；西延的 7-1 号矿体平均厚为 4.31 m，延深为 184 m，最高品位为 4.21 g/t；F_3 与 F_1 交汇部位的 6 号矿体最厚达 34.69 m，平均厚为 14.61 m，延深



a. 李坝金矿床 26 号矿体地质图；b. 李坝金矿床 6 号矿体地质图；c. 李坝金矿床 26 号矿体 103 勘查线剖面图；
d. 李坝金矿床 6 号矿体 0 勘查线剖面图

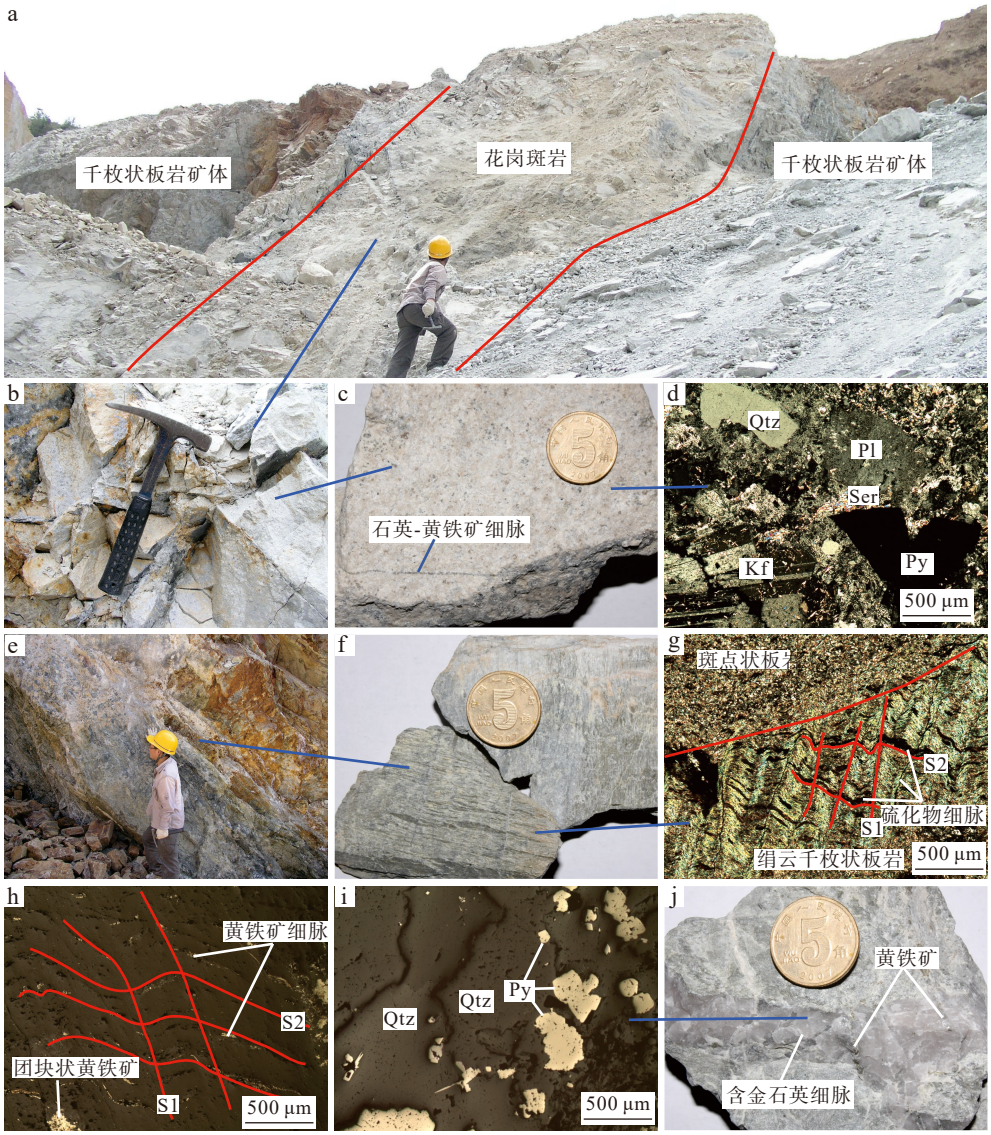
图4　李坝金矿床 26 号及 6 号矿体地质及勘查线剖面图

Fig. 4　Geological map and exploration line of 26 and 6 ore bodies of the Liba gold deposit

为 403 m, 最高品位为 5.25 g/t; 西延的 6-1 号矿体平均厚为 7.4 m, 延深为 116 m, 最高品位为 4.43 g/t(图 3)。矿体走向近 EW, 以南倾为主, 北倾次之, 倾角一般为 65°～85°, 最缓为 55°, 其形态与产状明显受控矿断裂构造, 随断裂的波状弯曲或反转而变化(图 3)。部分矿体在地表与深部与脉岩相伴, 脉岩一般呈透镜状并顺矿体产出(图 4a、图 4b), 少量切割矿体(图 4), 但对矿体的完整性无影响。脉岩局部可形成工业矿体(图 4d), 但大多仅发育矿化(图 4c、图 4d), 多数品位小于 1 g/t(图 4、图 5a～图 5d)。

1.4　矿石特征

李坝金矿床矿石类型较为简单, 主要为含浸染状硫化物、微细石英–硫化物细脉的绢云绿泥千枚状板岩、绢云绿泥板岩及斑点状板岩, 偶见石英脉型矿石(图 5e、图 5f、图 5j)。矿石结构以他形粒状、鳞片状、粉砂状为主; 构造以浸染状、斑点状、角砾状、细脉条带状和网脉状为主(图 5g、图 5h、图 5i)。浸染状构造表现为黄铁矿、毒砂、磁黄铁矿等呈稀疏或稠密浸染状分布(图 5h、图 5i); 斑点状构造表现为细粒黄铁矿聚集并交代云母、石英形成斑点(图 5g); 脉状、网脉状构造表现为石英–硫化物细脉沿千枚岩 S1 和 S2 面理(图 5g、图 5h)或裂隙及节理呈脉状–网脉状分布; 角砾状构造表现为矿石构造破碎后被石英–碳酸盐脉胶结。千枚状板岩矿石中矿石矿物约占 7%, 脉石矿



a. 炭窑沟–赵沟矿段 26 号矿体，花岗斑岩脉与千枚状板岩矿体顺层相伴产出；b、c. 花岗斑岩节理发育，沿节理面贯入石英–硫化物细脉；d. 花岗斑岩脉中的石英、斜长石和钾长石斑晶，黄铁矿呈他形粒状结构，其边缘发育绢云母化(薄片，正交偏光)；e、f. 千枚状板岩矿体及矿石，具丝绢光泽；g. 斑点状板岩中细粒褐铁矿聚集形成斑点，千枚状板岩发育鳞片变晶结构，沿 S1 和 S2 面理发育贯入的硫化物细脉(薄片，正交偏光)；h. 千枚状板岩矿石中发育沿 S1 和 S2 面理贯入的黄铁矿细脉及团块状黄铁矿(光片，单偏光)；i. 含金石英脉中的浸染状自形–半自形黄铁矿(光片，单偏光)；j. 含金石英脉中发育细脉状、浸染状黄铁矿；Qtz. 石英；Pl. 斜长石；Ser. 绢云母；Kf. 钾长石；Py. 黄铁矿

图5 李坝金矿床地质露头、典型矿石和矿石显微组构特征

Fig. 5 Geological outcrops, typical ores and ore micro fabric characteristics of the Liba gold deposit

物约占 93%；矿石矿物以褐铁矿(4.35%)、黄铁矿(2.13%)为主，次为黄铜矿(0.17%)、闪锌矿(0.14%)、黑钨矿(0.05%)、毒砂(0.03%)、方铅矿(0.01%)，偶见磁黄铁矿、自然金、银金矿、含银自然金；脉石矿物以绢云母(50%)、长石(34.1%)为主，次为长石(3.1%)、绿泥石(1.3%)、方解石(1%)及其他矿物。根据物相分析，自然金占比为 50.92%，硫化物包裹金占比为 37.42%，石英及其他硅酸盐包裹金占比为 11.66%。自然金主要为包体金(87.50%)，其次为裂隙金、粒间金，粒度大于 0.01 mm 的仅占比为 14.12%，粒度为 0.005～0.01 mm 的占比为 52.94%，粒度小于 0.005 mm 的占比为 32.94%。

矿区变质作用可分为区域变质、中川岩体接触变质和成矿流体热液蚀变 3 类。区域变质作用以低温绿片岩相为主，矿物组合为绿泥石–绢云母，绢云母含量较低，一般为 10%～20%，明显低于矿石中的绢云母

含量。中川岩体接触变质作用分布在岩体 3 km 范围内, 主要为角岩化、斑点化。成矿流体热液蚀变作用严格受断裂破碎带控制, 蚀变带的长度、宽度及延深与断裂带相同或略小; 其形成的围岩蚀变主要有微细浸染状黄铁矿化、致密块状绢云母化、浸染状硅化, 次为脉状黄铁矿化、脉状绢云母化、脉状硅化、白云母化、碳酸盐化及毒砂化。大量钻孔证实蚀变带由中心向两侧可划分为 3 个亚带: ①黄铁矿–绢云母化亚带, 是矿体的主要赋存部位, 主要蚀变矿物为黄铁矿、绢云母、石英, 次为碳酸盐矿物、毒砂等其他硫化物, 黄铁矿多为微细粒浸染状, 绢云母化极为强烈(含量高达 50%)。②绢云母–石英化亚带, 一般发育在矿体附近的上、下盘围岩之中, 主要蚀变矿物为绢云母、石英, 次为黄铁矿、绿泥石、黑云母等。③绿泥石–黑云母化亚带, 发育在最外侧, 蚀变矿物主要为绿泥石、黑云母, 次为绢云母、石英、黄铁矿。

根据野外地质现象与矿物共生组合关系, 李坝金矿床的原生成矿作用可划分为 3 个阶段: ①少量硫化物–石英阶段(Ⅰ), 脉宽一般大于 5 cm, 以石英为主, 其次为黄铁矿、电气石、磷灰石等。②石英–绢云母–黄铁矿阶段(Ⅱ), 主要为浸染状、细脉状, 以石英、绢云母、黄铁矿为主, 其次为绿泥石、碳酸盐、毒砂(图 5f～图 5j)。③石英–碳酸盐阶段(Ⅲ), 脉宽一般小于 1 cm, 以石英、碳酸盐为主, 其次为绿泥石、黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、辉锑矿等。金的沉淀作用主要发生在 Ⅱ 阶段, 硅化、绢云母化、黄铁矿化越强烈, 金品位越高。

2　样品采集及分析测试方法

2.1　流体包裹体显微测温和激光拉曼分析测试

流体包裹体研究样品采自李坝金矿床炭窑沟–赵沟矿段 26 号矿体, 为金矿化最强烈的成矿 II 阶段的石英脉(样品编号为 LB26-16、LB26-17、LB26-19)。石英脉样品经切片制成 100 μm 厚的双面抛光薄片后, 进行冷热台显微测温和激光拉曼光谱分析测试。流体包裹体显微测温在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室进行, 采用装备有 OlympusBX 51 型显微镜的 LinkamMDS 600 冷热台完成测试。测试之前, 采用 America FLUID INC 生产的合成的流体包裹体对冷热台进行了较正。升温/降温速率一般为 0.2～5 ℃/min, 当接近相变时, 升温/降温速率降为 0.2 ℃/min。当温度低于 30 ℃ 时, 分析误差一般为± 0.1 ℃; 当温度高于 30 ℃ 时, 分析误差一般为 ± 1 ℃。气液两相包裹体和 CO_2-H_2O 包裹体的盐度计算分别采用方程 $W=0.00+1.78\ _{Tice}-0.044\ 2_{Tice}{}^2+0.000\ 557_{Tice}{}^3$ (Bodnar, 1993)和 $W=15.520\ 22-1.023\ 42_{Tclm}-0.052\ 86_{Tclm}{}^2$ (Roedder, 1984)。流体包裹体激光拉曼分析在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室, 采用装备有 RenishawMK1-1000 型激光拉曼分析仪完成。Ar^+ 激光的波长为 514.5 nm, 测试时间为 30 s, 一般叠加 3 次使不明显的峰突显; 激光的斑束为 2 μm, 能量为 2～4 mw, 测试的范围为 1 200～3 800 cm^{-1}。

2.2　含金石英脉锆石 U-Pb 年龄分析测试

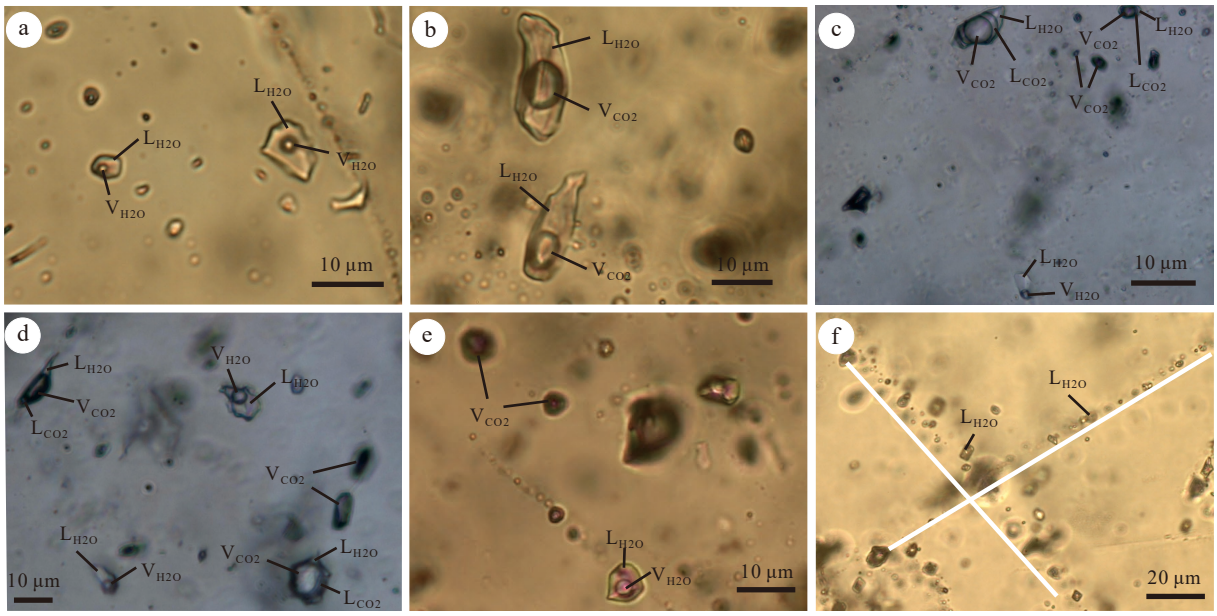
所测试的含金石英脉采于李坝金矿床炭窑沟–赵沟矿段 26 号矿体(N 34°22′12″, E 105°03′30″)的含金石英脉(图 5j)组合而成(样品编号为 LB 26-17)。含矿石英脉中的锆石单矿物在河北省廊坊区域地质调查所分选后, 用环氧树脂固定制靶并固化后, 磨至约一半使锆石内部暴露。锆石样品在测试之前用浓度为 3% 的稀 HNO_3 清洗以去除表面污染。锆石样品在 Mono CL^{3+}阴极发光装置上进行照相, 以观察内部形态。锆石 U-Pb 同位素分析采用激光剥蚀电感耦合等离子体质谱(LA-ICP-MS), 由 Agilent 7500 a 型 ICP-MS 及 193 nm 深紫外 ArF 激光器组成, 激光剥蚀孔径为 30 μm, 剥蚀深度为 20～40 μm。分析测试时, 每 6 个分析点测 1 次 91500 标准锆石, 隔 12 个分析点测 1 次 GJ-1 和 NIST 610 标样, 以保证标样和样品的仪器条件一致。元素浓度计算采用 NIST 610 作为外标, Si 作为内标。数据处理采用 GLITTER(ver4.0)程序; 谐和图绘制及年龄计算采用 Isoplot(ver3.0)程序。

3　分析测试结果

3.1　流体包裹体分析结果

3.1.1　包裹体岩相学特征及成分

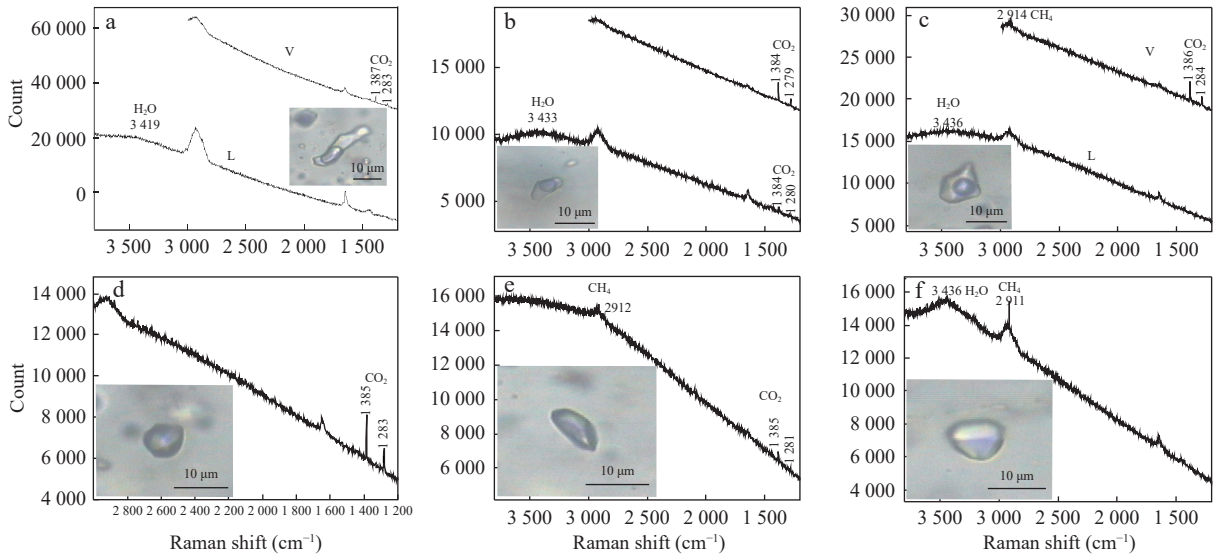
李坝金矿床成矿 II 阶段石英脉的原生流体包裹体发育, 在室温(21 ℃)下的相态特征可划分为 4 种类型。具体为: ①水溶液包裹体约占总数的 45%～55%, 以椭圆形为主, 次为负晶形和不规则状, 长轴为 8～20 μm, 主要为气液两相(图 6); 由 L_{H2O} 和 V_{H2O} 组成, 偶含微量 CO_2(图 7a), 气液比一般较小, $V_{H2O}/(L_{H2O}+V_{H2O})$一般为 5%～40%, 多数约为 10%。②$CO_2$-$H_2O$ 包裹体约占总数的 25%～35%, 多为椭圆形, 负晶形和不



a. 两相水溶液包裹体；b. CO_2-H_2O 两相包裹体；c. CO_2-H_2O 三相包裹体与两相水溶液包裹体共生；d. CO_2-H_2O 三相包裹体、两相水溶液包裹体与纯 CO_2 包裹体共生；e. 两相水溶液包裹体与纯 CO_2 包裹体共生；f. 次生的单相水溶液包裹体呈线状分布且常切穿石英颗粒边界

图6 李坝金矿床流体包裹体显微照片

Fig. 6 Microphotographs of fluid inclusions in the Liba gold deposit



a. 两相水溶液包裹体中含微量 CO_2；b. CO_2-H_2O 两相包裹体；c. CO_2-H_2O 两相包裹体中含有少量 CH_4；d. 纯 CO_2 包裹体；e. 纯 CO_2 包裹体中含少量 CH_4；f. 单相水溶液包裹体中含有微量 CH_4

图7 李坝金矿床流体包裹体的激光拉曼光谱特征

Fig. 7 Laser Raman spectra of fluid inclusions in the Liba gold deposit

规则状，长轴为 10～20 μm(图 6)；由 V_{H2O} 和 L_{H2O} 组成(图 7b、图 7c)，偶含微量 CH_4(图 7c)，其在室温下或降温过程中呈 V_{CO2}+L_{CO2}+L_{H2O} 三相，(V_{CO2}+L_{CO2})/(V_{CO2}+L_{CO2}+L_{H2O})值为 40%～95%。③纯 CO_2 包裹体约占总数的 10%～15%，多为椭圆形、方形、长条形和不规则形，长轴为 4～15 μm(图 6e)；主要由 CO_2 组成(图 7d)，部分由 CO_2+CH_4 组成(图 7e)。④单相的水溶液包裹体，个体一般较小，长轴为 1～6 μm，沿石英颗粒的愈合裂隙呈线状分布且切穿石英颗粒边界，多为次生包裹体(图 6f)，成分主要为 H_2O(图 7f)。

表 1　李坝金矿床流体包裹体显微测温结果

Tab. 1　Temperatures of fluid inclusions in the Liba gold deposit

样品编号	成矿阶段	类型	数量	气相(%)	$T_{m\text{-}CO2}$ (℃)	$T_{m\text{-}cla}$ (℃)	$T_{h\text{-}CO2}$ (℃)	$T_{m\text{-}ice}$ (℃)	T_h (℃)	盐度 (% $NaCl_{eq}$)
LB-16	II	水溶液	55	20～50				−7.8～−2.8	184～384	4.7～11.5
		CO_2-H_2O	14	40～95	−58.7～−56.6	3.7～8.8	22.1～29.1		258～380	2.4～11.0
LB-17	II	水溶液	25	20～60				−9.7～−2.2	188～376	3.7～13.6
		CO_2-H_2O	27	25～95	−58.7～−57.0	3.3～9.3	26.6～31.1		236～384	1.4～11.6
LB-19	II	水溶液	19	10～90				−8.6～−4.7	212～398	3.2～12.4
		CO_2-H_2O	3	50～60	−58.3～−58.1	6.5～8.4	11.0～13.5		225～387	3.2～6.6

3.1.2　包裹体显微测温结果

本次共测得包裹体 143 个(表 1)。水溶液包裹体在升温过程中, 多数通过气相消失的形式(V→L)达到完全均一, 仅有少数包裹体的均一相为气相(L→V), 均一温度为 184～398 ℃, 峰值为 220～340 ℃(图 8a); 冰点温度($T_{m\text{-}ice}$)为−9.7～−2.2 ℃, 盐度为 1.4% $NaCl_{eq}$～13.6% $NaCl_{eq}$(图 8b)。CO_2-H_2O 包裹体在降温到−90 ℃时完全冻结, 固态 CO_2 的初熔温度($T_{m\text{-}CO2}$)为−58.7～−56.6 ℃, 表明除 CO_2 外还存在 CH_4 等挥发份, 这与激光拉曼光谱的分析结果相吻合(图 7c)。CO_2 的部分均一温度($T_{h\text{-}CO2}$)和笼合物的熔化温度($T_{m\text{-}cla.}$)分别为 11.0～31.1 ℃ 和 3.3～9.3 ℃, 根据笼合物熔化温度计算的盐度为 1.4% $NaCl_{eq}$～11.6% $NaCl_{eq}$(图 8b), 最终均一温度(T_h)为 225～387 ℃(图 8a)。

3.2　含金石英脉锆石 U-Pb 年龄分析结果

含金石英脉中锆石粒径一般为 60～120 μm, 其形态多为次圆状, 少数为圆状、次棱角状, 极少数为棱角状, 表明其可能经历了搬运和磨圆的沉积作用过程(图 9)。不同地质环境形成的锆石具有不同的结构类型, 可有效限定形成环境(吴元保等, 2004)。从锆石阴极发光(CL)图像来看, 大多数锆石具有典型的岩浆振荡环带或韵律环带结构, 表现出岩浆锆石特征(Hoskin et al., 2003); 而少数锆石阴极发光(CL)图像呈亮白色, 具有无分带(图 9 中的 22、45、52、57 号锆石)、弱分带(图 9 中的 2、15、44、52、74、76 号锆石)和扇形分带(图 9 中的 14、18 号锆石)特征, 表现出变质蜕晶锆石特征(Vavra et al., 1999; 吴元保等, 2004)。

含金石英脉中锆石的 ΣREE 含量为 43.8×10^{-6}～$8\,614.9\times10^{-6}$, 具有亏损轻稀土、富集重稀土的特征, ΣLREE 含量为 7.0×10^{-6}～$1\,065.9\times10^{-6}$, ΣHREE 含量为 36.8×10^{-6}～$7\,880.9\times10^{-6}$, ΣLREE/ΣHREE 值为 0.01～1.12; 具有极低的负 Eu 异常(δEu 值为 0.01～0.29)和极高的正 Ce 异常(δCe 值为 2.82～1 484)。锆石的 Th 含量为 3.2×10^{-6}～677.4×10^{-6}, U 含量为 17.9×10^{-6}～$1\,078.9\times10^{-6}$, Th/U 变化较大, 介于 0.06～2.38(表 2)。因岩浆锆石 Th/U 值和稀土元素含量与岩石类型有关, 变质锆石的 Th/U 值和稀土元素含量受变质流体和/或熔体的成分、共生矿物的组成及形成环境等多重因素控制。因此, 锆石中的元

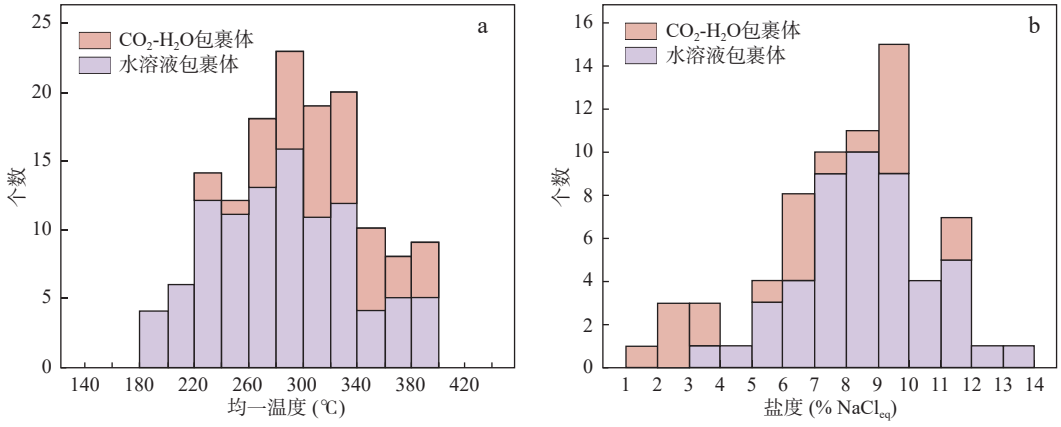


图8　李坝金矿床流体包裹体的均一温度(a)和盐度直方图(b)

Fig. 8　(a) Homogenization temperature and (b) salinity histograms of fluid inclusions in the Liba gold deposit

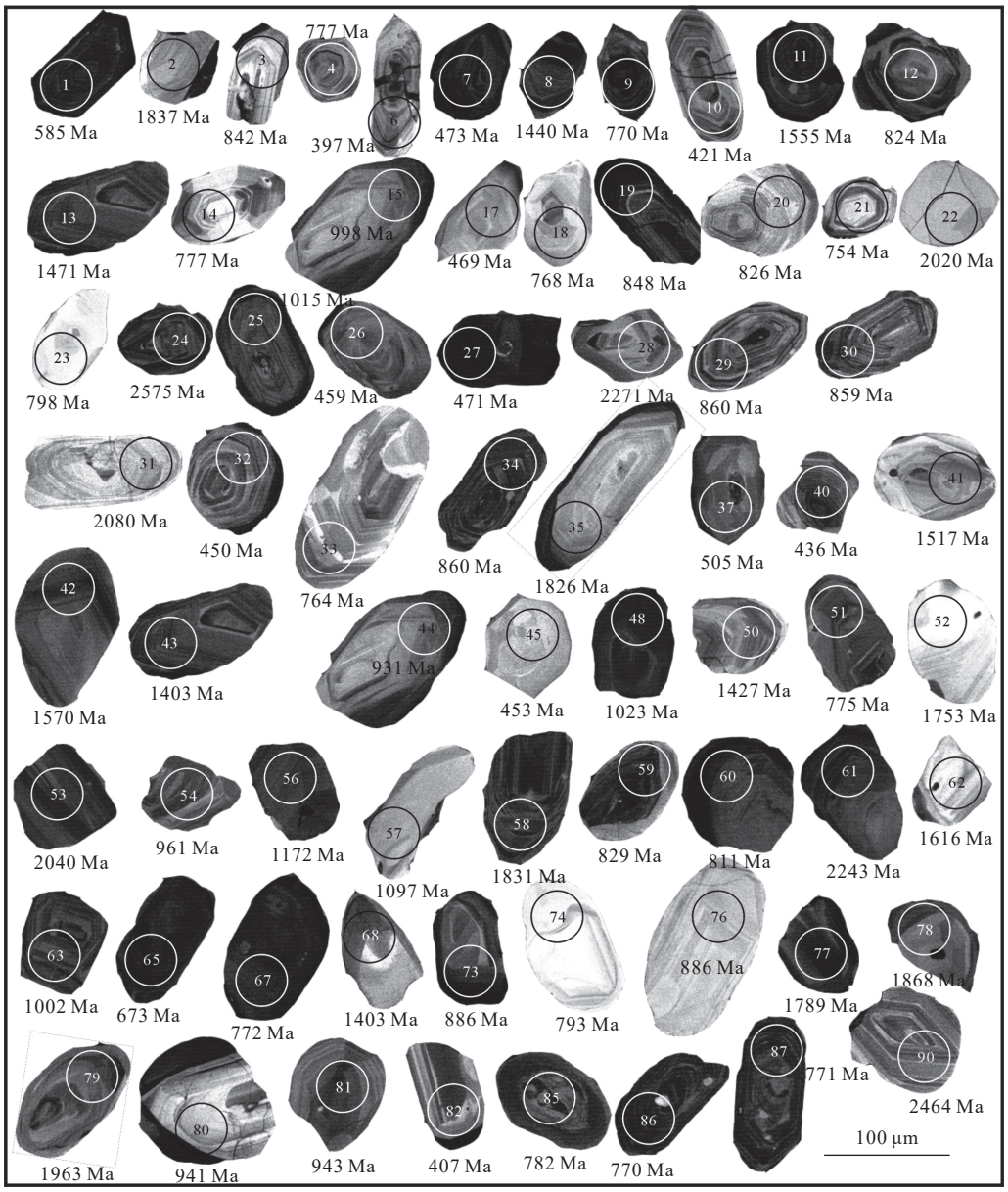


图9 李坝金矿床含金石英脉中锆石阴极发光(CL)图像

Fig. 9 CL images of zircon from gold-bearing quartz in the Liba gold deposit

素含量不能有效地鉴别岩浆锆石和变质锆石(吴元保等, 2004)。

含金石英脉中锆石 U-Pb 年龄变化较大, $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄为 397～2 575 Ma(表 2)。在锆石 U-Pb 年龄谐和图(图 10a)和年龄频谱图(图 10b)中, 所获年龄分为 397～585 Ma(n=12)、673～1 023 Ma(n=33)、1 097～1 868 Ma(n=17)、1 963～2 575 Ma(n=8)4 个谱段。其中, 前两个谱段峰值较为明显, 后两个谱段年龄较为分散, 峰值不明显(图 10b)。锆石的 U-Pb 同位素体系封闭温度为 700～750 ℃(Harrison et al., 1987; Tilton et al., 1991), 且有较强抗热扰动性(Mezger et al., 1997), 而李坝金矿床的成矿流体温度为 108～398 ℃, 远低于锆石 U-Pb 同位素体系的封闭温度, 因此获取的年龄结果可信。

4 讨论

4.1 成矿流体性质及来源

李坝金矿床含金石英脉中原生包裹体以水溶液包裹体为主, 次为 CO_2-H_2O 包裹体和纯 CO_2 包裹体, 含有少量 CH_4, 表明成矿流体为以中高温(220～360 ℃)、低盐度(5% $NaCl_{eq}$～10% $NaCl_{eq}$)的 NaCl-H_2O-CO_2-(CH_4)体系, 与前人研究结果基本一致(张作衡等,

表 2　李坝金矿床含矿石英脉 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年结果

Tab. 2　LA-ICP-MS zircon U–Pb dating from gold-bearing quartz in the Liba gold deposit

分析点号	含量(10^{-6})			Th/U	同位素比值						年龄(Ma)					
	Pb	^{232}Th	^{238}U		^{207}Pb/^{206}Pb	1σ	^{207}Pb/^{235}U	1σ	^{206}Pb/^{238}U	1σ	^{207}Pb/^{206}Pb	1σ	^{207}Pb/^{235}U	1σ	^{206}Pb/^{238}U	1σ
LB26-17-1	575.87	493.41	1 078.87	0.46	0.068 17	0.002 47	0.893 3	0.030 81	0.095 03	0.001 05	874	77	648	17	585	6
LB26-17-2	135.72	40.49	62.92	0.65	0.111 94	0.003 16	5.089 02	0.137 41	0.329 68	0.004 03	1831	31	1834	23	1837	20
LB26-17-3	176.16	53.04	197.08	0.27	0.075 06	0.003 47	1.443 41	0.064 01	0.139 48	0.001 8	1 070	95	907	27	842	10
LB26-17-4	148.77	192.28	181.53	1.06	0.069 73	0.002 58	1.232 5	0.043 98	0.128 18	0.001 69	920	52	815	20	777	10
LB26-17-6	158.68	222.46	336.24	0.66	0.057 56	0.005 12	0.504 22	0.044 27	0.063 53	0.000 91	513	202	415	30	397	6
LB26-17-7	268.22	677.43	609.71	1.11	0.058 23	0.001 7	0.611 72	0.017 12	0.076 17	0.000 87	538	41	485	11	473	5
LB26-17-8	360.6	118.06	284.84	0.41	0.090 68	0.002 4	3.130 49	0.079 28	0.250 33	0.002 84	1 440	31	1 440	19	1 440	15
LB26-17-9	284.69	333.71	417.84	0.80	0.068 95	0.003 48	1.206 56	0.059	0.126 92	0.001 57	897	107	804	27	770	9
LB26-17-10	107.25	200.67	240	0.83	0.055 28	0.001 97	0.514 85	0.017 68	0.067 53	0.000 84	424	54	422	12	421	5
LB26-17-11	500.4	341.4	341.19	1.00	0.096 34	0.002 55	3.625 9	0.091 83	0.272 89	0.003 1	1 554	31	1 555	20	1 555	16
LB26-17-12	174.99	267.24	218.53	1.22	0.066 63	0.002 06	1.252 6	0.037 23	0.136 29	0.001 64	826	42	825	17	824	9
LB26-17-13	273.39	123.42	190.74	0.65	0.091	0.002 52	3.217 04	0.085 45	0.256 31	0.002 98	1 447	33	1 461	21	1 471	15
LB26-17-14	96.96	107.89	103.15	1.04	0.064 84	0.002 17	1.146 1	0.037 01	0.128 16	0.001 6	769	47	775	18	777	9
LB26-17-15	75.39	75.23	66.71	1.12	0.070 64	0.002 67	1.632 03	0.059 64	0.167 51	0.002 29	947	52	983	23	998	13
LB26-17-17	58.22	81.52	98.27	0.83	0.056 31	0.002 78	0.586 03	0.028 15	0.075 45	0.001 15	465	79	468	18	469	7
LB26-17-18	96.58	140.62	102.32	1.37	0.063 14	0.002 47	1.101 3	0.041 84	0.126 46	0.001 73	713	57	754	20	768	10
LB26-17-19	203.81	172.83	280.7	0.62	0.064 31	0.001 99	1.246 66	0.037 22	0.140 54	0.001 71	752	42	822	17	848	10
LB26-17-20	82.47	85.33	90.69	0.94	0.068 28	0.002 76	1.287 12	0.050 36	0.136 67	0.001 94	877	57	840	22	826	11
LB26-17-21	98.69	154.05	128.84	1.19	0.065 53	0.002 53	1.121 91	0.042 06	0.124 13	0.001 72	791	55	764	20	754	10
LB26-17-22	48.856	3.18	17.91	0.18	0.124 12	0.004 98	6.300 93	0.245 55	0.368 08	0.006 11	2 016	46	2 019	34	2 020	29
LB26-17-23	52.76	46.92	47.11	1.00	0.065 78	0.003 16	1.194 96	0.055 85	0.131 72	0.002 1	799	71	798	26	798	12
LB26-17-24	481.85	83.22	189.57	0.44	0.156 85	0.004 88	10.619 99	0.320 48	0.490 93	0.006 25	2 422	34	2 490	28	2 575	27
LB26-17-25	227.9	142.06	283.78	0.50	0.069 81	0.002 32	1.642 19	0.053 07	0.170 57	0.002 21	923	45	987	20	1 015	12
LB26-17-26	61.26	100.59	142.39	0.70	0.055 12	0.002 53	0.561 1	0.025 07	0.073 81	0.001 11	417	73	452	16	459	7
LB26-17-27	394.91	659.73	1 072.45	0.61	0.057 87	0.002 01	0.604 91	0.020 47	0.075 79	0.001	525	51	480	13	471	6
LB26-17-28	198.86	49.75	90.14	0.55	0.128 47	0.004 38	7.482 25	0.248 2	0.422 34	0.005 79	2 077	39	2 171	30	2 271	26
LB26-17-29	184.88	204.53	230.21	0.88	0.064 6	0.002 33	1.271 2	0.044 56	0.142 69	0.001 94	761	51	833	20	860	11
LB26-17-30	359.22	465.68	531.5	0.88	0.063 64	0.002 19	1.251 49	0.042 02	0.142 61	0.001 9	730	48	824	19	859	11
LB26-17-31	130.94	55.68	63.07	0.88	0.128 67	0.004 81	6.757 05	0.246 53	0.380 86	0.005 65	2 080	43	2 080	32	2 080	26
LB26-17-32	101.88	213.08	251.12	0.85	0.056 52	0.002 35	0.563 62	0.022 87	0.072 32	0.001 06	473	64	454	15	450	6
LB26-17-33	88.78	87.4	110.75	0.79	0.064 91	0.002 73	1.126 39	0.046 25	0.125 85	0.001 89	771	61	766	22	764	11
LB26-17-34	323.28	317.65	490.56	0.65	0.063 39	0.002 38	1.247 31	0.045 89	0.142 72	0.002 02	721	54	822	21	860	11
LB26-17-35	80.69	32.43	40.09	0.81	0.111 66	0.004 77	5.041	0.210 43	0.327 45	0.005 44	1 827	52	1 826	35	1 826	26
LB26-17-37	89.04	159.18	182.1	0.88	0.062 97	0.001 82	0.708 12	0.017 4	0.081 54	0.001 21	707	28	544	10	505	7
LB26-17-40	155.8	229.66	283.15	0.81	0.058 07	0.001 79	0.559 83	0.014 99	0.069 91	0.001 05	532	33	451	10	436	6
LB26-17-41	133.44	71.7	86.65	0.83	0.094 47	0.002 41	3.455 45	0.071 5	0.265 23	0.003 9	1 518	19	1 517	16	1 517	20
LB26-17-42	116.58	70.1	71.03	0.99	0.098 59	0.002 67	3.749 36	0.084 82	0.275 77	0.004 17	1 598	21	1 582	18	1 570	21

续表 2

分析点号	含量(10^{-6})			Th/U	同位素比值						年龄(Ma)					
	Pb	^{232}Th	^{238}U		^{207}Pb/^{206}Pb	1σ	^{207}Pb/^{235}U	1σ	^{206}Pb/^{238}U	1σ	^{207}Pb/^{206}Pb	1σ	^{207}Pb/^{235}U	1σ	^{206}Pb/^{238}U	1σ
LB26-17-43	278.83	129.09	213.11	0.61	0.091 73	0.002 16	3.076 8	0.056 71	0.243 21	0.003 47	1 462	16	1 427	14	1 403	18
LB26-17-44	79.19	81.42	83.87	0.97	0.073 47	0.002 17	1.574 24	0.039 94	0.155 37	0.002 35	1 027	28	960	16	931	13
LB26-17-45	44.657	82.91	86	0.96	0.056 64	0.002 35	0.569 19	0.021 7	0.072 87	0.001 19	478	55	457	14	453	7
LB26-17-48	401.31	276.85	440.68	0.63	0.073 26	0.001 76	1.737 45	0.032 77	0.171 98	0.002 45	1 021	18	1 023	12	1 023	13
LB26-17-50	165.32	88.43	120.56	0.74	0.093 12	0.002 37	3.182 69	0.065 79	0.247 85	0.003 63	1 490	19	1 453	16	1 427	19
LB26-17-51	252.29	279.82	364.68	0.77	0.066 18	0.001 69	1.166 61	0.024 27	0.127 83	0.001 84	812	22	785	11	775	11
LB26-17-52	66.45	34.14	30.65	1.11	0.108 02	0.003 05	4.655 42	0.110 99	0.312 51	0.004 84	1 766	22	1 759	20	1 753	24
LB26-17-53	760.09	216.6	370.73	0.58	0.134 43	0.003 14	6.901 5	0.125 1	0.372 27	0.005 3	2 157	15	2 099	16	2040	25
LB26-17-54	148.37	208.74	160.16	1.30	0.081 94	0.002 31	1.816 2	0.043 23	0.160 73	0.002 41	1 244	24	1 051	16	961	13
LB26-17-56	247.58	117.47	235.16	0.50	0.082 61	0.002 06	2.271 54	0.045 37	0.199 39	0.002 87	1 260	19	1 203	14	1 172	15
LB26-17-57	177.95	215.41	161.05	1.33	0.081 21	0.002 19	2.078 33	0.046 44	0.185 57	0.002 74	1 227	22	1 142	15	1 097	15
LB26-17-58	106.42	75.93	49.91	1.52	0.112 07	0.003 12	5.077 97	0.118 71	0.328 56	0.005 05	1 833	22	1 832	20	1 831	25
LB26-17-59	292.94	226.72	398.63	0.57	0.068 82	0.002 68	1.302 66	0.046 66	0.137 27	0.002 08	893	82	847	21	829	12
LB26-17-60	284.08	275.27	445.94	0.62	0.067 32	0.001 82	1.244 24	0.027 91	0.134 02	0.001 96	848	24	821	13	811	11
LB26-17-61	1 618.35	46.07	729.7	0.06	0.171 77	0.003 93	9.855 41	0.178 69	0.416 12	0.005 8	2 575	39	2 421	17	2 243	26
LB26-17-62	280.56	164.56	177.27	0.93	0.101 83	0.002 59	3.999 79	0.082 26	0.284 83	0.004 15	1 658	19	1 634	17	1 616	21
LB26-17-63	84.86	86.9	84.89	1.02	0.078 87	0.002 48	1.829 96	0.050 12	0.168 25	0.002 62	1 169	30	1 056	18	1 002	14
LB26-17-65	380.73	405.66	628.98	0.65	0.066 17	0.002 17	1.003 65	0.029 05	0.109 99	0.001 68	812	36	706	15	673	10
LB26-17-67	341.01	551.56	491.57	1.12	0.066 92	0.001 78	1.174 31	0.025 73	0.127 24	0.001 85	835	23	789	12	772	11
LB26-17-68	445.7	222.43	347.56	0.64	0.088 91	0.002 28	2.980 1	0.061 93	0.243 05	0.003 53	1 402	20	1 403	16	1 403	18
LB26-17-73	66.36	48.51	80.98	0.60	0.069 11	0.002 32	1.404 8	0.041 66	0.147 4	0.002 32	902	36	891	18	886	13
LB26-17-74	102.02	80.49	140.73	0.57	0.067 89	0.002 08	1.225 06	0.032 32	0.130 85	0.001 98	865	30	812	15	793	11
LB26-17-76	81.13	52	92.57	0.56	0.078 12	0.002 41	1.586 89	0.042 28	0.147 3	0.002 26	1 150	29	965	17	886	13
LB26-17-77	54.38	26.01	24.6	1.05	0.108 53	0.006 47	4.787 37	0.269 19	0.319 93	0.006 31	1 775	112	1 783	47	1 789	31
LB26-17-78	758.95	462.97	382.52	1.20	0.129 04	0.005 82	5.982 16	0.249 95	0.336 21	0.005 7	2 085	81	1 973	36	1 868	27
LB26-17-79	156.26	151.2	63.45	2.38	0.122 93	0.003 6	6.034 49	0.150 56	0.355 95	0.005 53	1 999	23	1 981	22	1 963	26
LB26-17-80	273.97	184.58	279.72	0.66	0.072 19	0.002 09	1.565 35	0.038 33	0.157 23	0.002 35	991	27	957	15	941	13
LB26-17-81	71.7	36.24	77.87	0.47	0.072 01	0.002 5	1.564 34	0.048 35	0.157 54	0.002 52	986	37	956	19	943	14
LB26-17-82	74.51	150.64	190.82	0.79	0.057 79	0.002 01	0.519 32	0.016 02	0.065 16	0.001 02	522	41	425	11	407	6
LB26-17-85	176.3	138.79	249.25	0.56	0.066 06	0.003 19	1.174 19	0.053 52	0.128 91	0.002 06	808	104	789	25	782	12
LB26-17-86	196.77	145.86	278.98	0.52	0.065 42	0.003 16	1.144 42	0.052 26	0.126 88	0.002 01	788	104	775	25	770	12
LB26-17-87	533.95	468.52	643.61	0.73	0.063 84	0.003 91	1.118 07	0.066 06	0.127 02	0.002 08	736	134	762	32	771	12
LB26-17-90	367.73	210.48	123.54	1.69	0.177 07	0.009 32	11.367 75	0.556 42	0.465 61	0.009 01	2 626	90	2 554	46	2 464	40

2004)。尽管许多与侵入体相关的金矿床(Intrusion-related Gold Deposit)的成矿流体也为中温低盐度的 H_2O-NaCl-CO_2±CH_4±N_2 体系,但其主成矿期的石英脉中一般含有高盐度的含子晶包裹体(Baker et al., 2001, 2006)。例如,澳大利亚的 Tanami, Pine Creek, Tennant Creek 和 Telfer 金矿区(Terry, 2007),希腊的 Palea Kavala 金矿(Fornadel et al., 2011),加拿大的 Nova Scotia(Kontak et al., 2010)。因此,李坝金矿床的成矿流体性质与造山型金矿床的成矿流体性质更为接近,具有典型的变质流体特征(陈衍景等, 2007)。

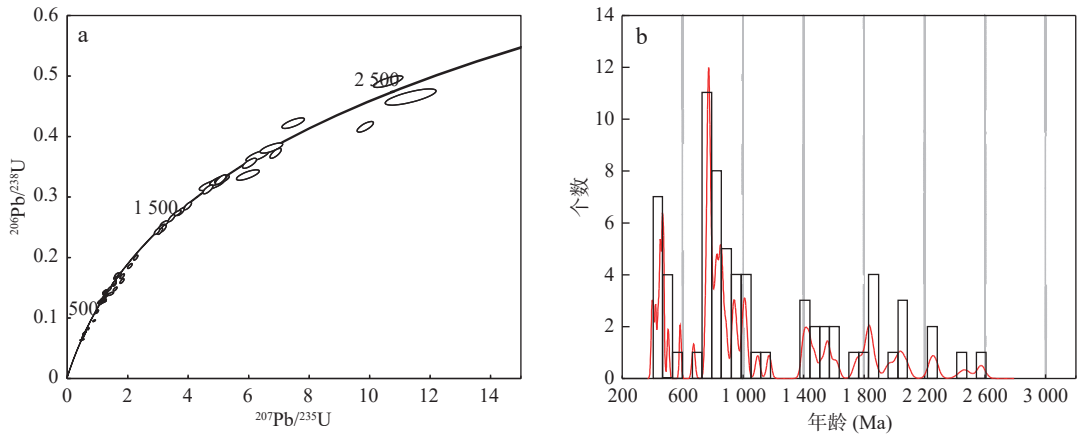


图10　李坝金矿床含矿石英脉锆石 U-Pb 年龄谐和图(a)及直方图(b)

Fig. 10　(a) LA-ICP-MS U-Pb zircon concordia diagram and (b) histograms of gold-bearing quartz in the Liba gold deposit

含金石英脉中锆石形态多为次圆状, 少数为圆状、次棱角状, 极少数为棱角状, 表明其经历了搬运和磨圆的沉积作用过程。锆石阴极发光图像研究表明其中既有岩浆锆石, 也有变质锆石, 其 U-Pb 年龄为 397～2 575 Ma, 可分为 397～585 Ma、673～1 023 Ma、1 097～1 868 Ma、1 963～2 575 Ma 等 4 个谱段(图 7), 表明含金石英脉中的锆石由成矿流体在运移过程中从围岩中捕获而来。李坝金矿床外围中川花岗岩体不同岩性的锆石 U-Pb 年龄为 207.0～238.5 Ma; 矿区花岗斑岩脉的锆石 U-Pb 年龄为 210.0～223.7 Ma(李蓓等, 2021), 表明含金石英脉中未混入中川岩体及矿区脉岩的岩浆锆石。

李坝金矿床位于西秦岭礼岷成矿带, 不少学者对该成矿带内不同时代的地层进行了大量碎屑锆石 U-Pb 年龄研究, 主要有中泥盆统下吾那组中细粒长石砂岩(图 11a)(陈岳龙等, 2008)、中泥盆统李坝群变质长石石英细砂岩(图 11c)(王元元等, 2014)、中上二叠统十里墩组长石石英砂岩(图 11e)(高翔宇等, 2019)、下三叠统隆务河组硬砂岩(图 11b)(陈岳龙等, 2008)、中三叠统古浪堤组硬砂岩(图 11d)(陈岳龙等, 2008)、上三叠统后老庙组中细粒硬砂岩(图 11f)(陈岳龙等, 2008)。通过金石英脉与礼岷成矿带不同时代地层的碎屑锆石 U-Pb 年龄对比, 其前两个谱段(397～585 Ma、673～1 023 Ma)的形态及峰值与中上二叠统、三叠系完全不同, 而与中泥盆统较相似(图 11a、图 11c), 尤其与中泥盆统李坝群最为接近(图 11c), 表明含金石英脉中的锆石可能主要来自李坝群中的碎屑锆石, 暗示成矿流体可能主要为以李坝群为主的泥盆系在变质变形过程中释放的变质流体, 变质流体在运移过程中捕获了泥盆系中的碎屑锆石。

此外, 含金石英脉与中泥盆统的锆石 U-Pb 年龄分布也表现出两个不同特征: ①第二个年龄谱段(673～1 023 Ma)的峰值明显较高。②后两个谱段(1 097～1 868 Ma、1 963～2 575 Ma)虽与中泥盆统有一定对应关系, 但数量明显较多(图 11)。这可能表明成矿流体来源较为复杂, 有深部流体的加入, 深部流体的上升过程中从变质基底中捕获了较多的古老锆石。

4.2　金成矿作用与岩浆活动的关系

西秦岭造山带中的部分金矿床在时空上与晚三叠世花岗岩密切伴生, 同时矿区也发育大量脉岩, 因此金矿化与花岗质岩浆活动之间的关系长期是矿床成因研究的热点(Mao et al., 2002; 陈衍景等, 2004; 张旗等, 2009; Zhu et al., 2010; Yang et al., 2012, 2013; Zeng et al., 2012; Liu et al., 2015; 刘家军等, 2019; Ding et al., 2021)。李坝金矿床位于晚三叠世中川花岗岩体外围约 2 km 处(图 2), 矿区发育花岗斑岩脉、煌斑岩脉及花岗闪长岩脉(图 3)。但中川岩体接触变质作用主要为角岩化、斑点化, 与矿化蚀变特征明显不同, 表明中川岩体分异的热液流体不是引起矿化蚀变的主要因素。矿区仅部分矿体与脉岩伴生在一起, 但脉岩多顺矿体产出(图 4a、图 4c、图 4d、图 5a), 其规模一般远小于矿体, 虽然部分脉岩为工业矿体(图 4d), 但大多数脉岩的品位(小于 1 g/t)远低于金矿体(图 4c、图 4d)。上述地质特征表明, 中川岩体与矿区脉岩可能未提供大量成矿流体及物质, 成矿作用与岩浆活动可能不具有内在成因联系(Goldfarb et al., 2023)。

李坝金矿床的矿体、矿区花岗斑岩脉和闪长岩脉均分布在 F_1 和 F_{43} 的次级断裂中, 受同期构造作用控

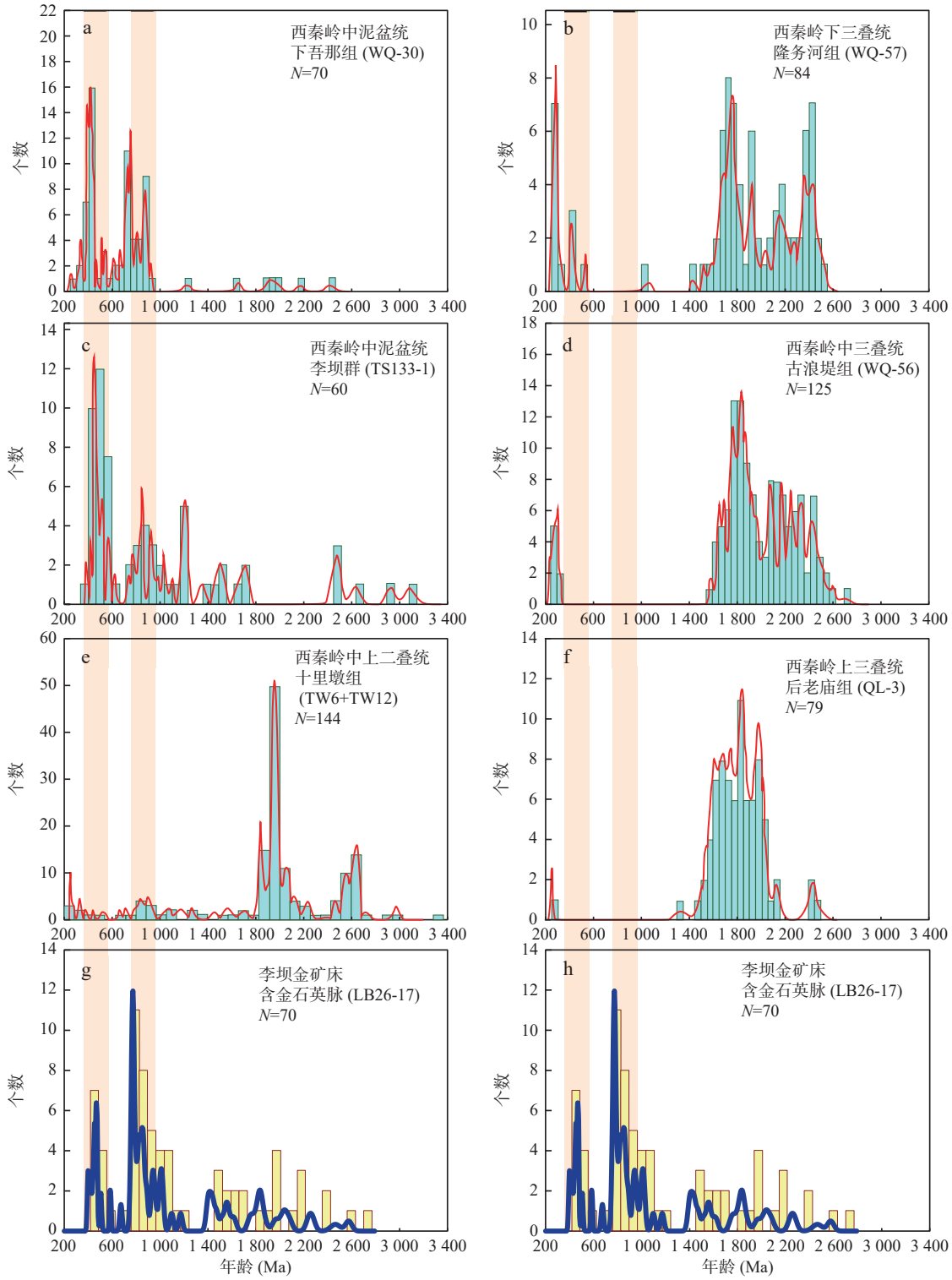


图11 李坝金矿床含金石英脉与礼岷成矿带不同地层的锆石 U-Pb 年龄分布对比图

Fig. 11 Comparison of zircon U-Pb ages of gold bearing quartz vein in Liba gold deposit and different strata in Limin metallogenic belt

制(Zeng et al., 2012),金矿化也表现出受微观构造控制的特征(图 5g、图 5h)。因此,岩脉规模大的部位矿化作用强烈,可能是由于在主干断裂与其次级断裂交汇部位容矿空间更大,导致岩脉更为发育,矿体厚度大、品位高且延深较大,远之则相反(图 3)。中川花岗岩体的锆石 U-Pb 年龄为 207.0～238.5 Ma(Zhu et

al., 2013; 聂政融等, 2014; Yang et al., 2017; 柯昌辉等, 2020); 矿区花岗斑岩脉的锆石 U-Pb 年龄为 210.0～223.7 Ma(Zeng et al., 2012; 柯昌辉等, 2020; 李蓓等, 2021); 矿石中白云母 Ar-Ar 年龄为 216.4 Ma(Zeng et al., 2012), 矿石中石英的 Ar-Ar 年龄为 210.6 Ma(Feng et al., 2002), 表明成矿作用与岩浆活动同期或略晚, 但均对应于晚三叠世华北板块与华南板块碰撞导致的秦岭造山作用过程, 可能均为造山作用的产物。

4.3　矿床成因及成矿地质背景

李坝金矿床的地质–地球化学特征与造山型金矿床基本一致(McCuaig et al., 1998; Groves et al., 1998, 2003; Ridley et al., 2000; Goldfarb et al., 2001, 2005; Zeng et al., 2012; 李蓓等, 2021), 但成矿物质来源更为复杂(李蓓等, 2021)。主要表现为: ①成矿时间与秦岭造山带晚三叠世造山作用过程时限相同(Feng et al., 2002; Zeng et al., 2012)。②成矿作用和热液蚀变作用在宏观及微观上均严格受断裂控制, 赋矿地层发育区域绿片岩相变质作用。③含金石英脉中锆石 U-Pb 年龄组成特征表明成矿流体主要为变质流体。④ C-H-O-S 同位素研究表明, 成矿流体可能为变质流体、岩浆水及地层建造水的混合流体; Pb 同位素研究表明, 矿石中的铅可能为赋矿围岩和岩浆作用的混合(黄杰等, 2000; 冯建忠等, 2003; 温志亮等, 2008; 李蓓等, 2021), 与其他造山型金矿床难以限定单一流体来源一致(Yang et al., 2012)。⑤成矿流体性质为以中高温(220～360 ℃)、低盐度(5% $NaCl_{eq}$～10% $NaCl_{eq}$)的 NaCl-H_2O-CO_2-(CH_4)体系, 成矿深度为 5.6 km。

秦岭造山带印支期的陆–陆碰撞造山作用导致大陆地壳发生了广泛的褶皱和逆冲推覆作用, 引发了大陆地壳强烈的南北向缩短、右行的韧性剪切和区域绿片相变质作用(张国伟等, 2001; Ratschbacher et al., 2003; Dong et al., 2011; 冉亚洲等, 2024), 地壳岩石经历了较高温度的变质变形作用, 水、挥发份(如 CO_2)和硅通过脱挥作用从岩石中释放出来形成变质流体, 诱发了造山带内强烈的流体活动, 并代入了地层中的 CH_4 等有机质, 因 Au、Ag 等成矿物质加入而形成成矿流体。晚三叠世, 勉略洋俯冲板片断离或秦岭造山带加厚下地壳拆沉诱发软流圈物质上涌(Qin et al., 2013; Dong et al., 2016), 导致秦岭造山带处于由碰撞向伸展转换的构造体制(张国伟等, 2001; Dong et al., 2016), 诱发下地壳熔融形成中川花岗岩体(Zhu et al., 2013; Yang et al., 2017)和矿区花岗斑岩等脉岩(柯昌辉等, 2020)。在碰撞向伸展转换的背景下, 中川岩体侵位过程中其边缘成为应力集中区, 导致形成一系列弥散性断裂带(图 2)(Zhang et al., 2011), 为成矿流体沉淀和矿区脉岩侵位提供了有利空间。成矿流体进入断裂带, 流体包裹体研究表明成矿流体物理化学条件改变而沉淀成矿(张作衡等, 2004)。因成矿作用与脉岩冷凝同时发生或稍晚, 导致脉岩顺矿体产出, 表现出无矿化或发育弱矿化的特征(图 4), 并可见花岗斑岩脉中贯入石英–硫化物脉的现象(图 5b、图 5c)。矿床形成后, 随构造运动抬升并剥蚀至地表, 呈现出中川大花岗岩体、矿区脉岩与金矿体时空相伴, 但又可能不具有内在成因关系的特征。

5　结论

(1)李坝金矿床的矿化蚀变类型与中川岩体的接触变质作用不同, 其矿化蚀变、矿体与矿区脉岩均严格受断裂控制, 脉岩规模及矿化程度均远低于矿体, 表明岩浆活动可能未提供主要成矿流体及成矿物质, 金成矿作用与岩浆活动可能不具有内在成因联系。

(2)李坝金矿床的成矿流体为中高温、低盐度的 NaCl-H_2O-CO_2-(CH_4)体系; 含金石英脉中的锆石形态显示其经历了沉积作用过程, 并与赋矿围岩李坝群的碎屑锆石 U-Pb 年龄分布特征极为接近, 反映锆石主要为成矿流体在活化、迁移过程中从地层中捕获而来, 并有深部变质基底中古老锆石的加入, 表明成矿流体可能以变质流体为主。

(3)李坝金矿床具有造山型金矿床的地质–地球化学特征, 形成于晚三叠世秦岭造山带由碰撞向伸展转换的构造背景下, 中川岩体在侵位过程中沿边缘发育断裂带, 为成矿流体沉淀和矿区脉岩侵位提供了有利空间, 呈现出花岗岩体、矿区脉岩与金矿体时空相伴, 但又可能不具有内在成因关系的特征。

利益冲突声明(Conflict of Interests):

所有作者声明不存在利益冲突。

All authors disclose no relevant conflict of interests.

参考文献(References):

陈龙龙, 唐利, 沈彦谋, 等. 秦岭造山带栾川 Mo-W 矿集区和柞

水–山阳 Cu-Mo 矿集区斑岩型矿床成矿差异性对比[J]. 西北地质, 2024, 57(2): 67−89.

CHEN Longlong, TANG Li, SHEN Yanmou, et al. Comparison on Metallogenic Differences of Porphyry Deposits between Luanchuan Mo-W and Zhashui-Shanyang Cu-Mo Ore-clusters in Qinling Orogenic Belt: Constraints of Magmatic Source and Metallogenic Conditions[J]. Northwestern Geology, 2024, 57(2): 67−89.

陈衍景, 倪培, 范宏瑞, 等. 不同类型热液金矿系统的流体包裹体特征[J]. 岩石学报, 2007, 23(9): 2085−2108.

CHEN Yanjing, NI Pei, FAN Hongrui, et al. Diagnostie fluid inclusions of different types hydrothermal gold deposits[J]. Acta Petrologica Sinica, 2007, 23(9): 2085−2108.

陈衍景, 张静, 张复新, 等. 西秦岭地区卡林—类卡林型金矿床及其成矿时间、构造背景和模式[J]. 地质论评, 2004, 50(2): 134−152.

CHEN Yanjing, ZHANG Jing, ZHANG Fuxin, et al. Carlin and Carlin-like Gold Deposits in Western Qinling Mountains and Their Metallogenic Time, Tectonic Setting and Model[J]. Geological Review, 2004, 50(2): 134−152.

陈岳龙, 李大鹏, 周建, 等. 中国西秦岭碎屑锆石 U-Pb 年龄及其构造意义[J]. 地学前缘, 2008, 15(4): 88−107.

CHEN Yuelong, LI Dapeng, ZHOU Jian, et al. U-Ph ages of zircons in Western Oinling Mountain, China, and their tectonic implications[J]. Earth Science Frontiers, 2008, 15(4): 88−107.

冯建忠, 汪东波, 王学明, 等. 甘肃礼县李坝大型金矿床成矿地质特征及成因[J]. 矿床地质, 2003, 22(3): 257−263+225.

FENG Jianzhong, WANG Dongbo, WANG Xueming, et al. Geology and Metallogenesis of Liba Large-size Gold Deposit inBixian, Gansu Province[J]. Mineral Deposits, 2003, 22(3): 257−263+225.

高翔宇, 裴先治, 李佐臣, 等. 西秦岭临潭地区十里墩组上段形成时代及物源: 来自 LA-ICP-MS 碎屑锆石 U-Pb 年龄的证据[J]. 地球科学, 2019, 44(4): 1389−1414.

GAO Xiangyu, PEI Xianzhi, LI Zouchen, et al. Age and Provenance of Upper Shilidun Formation, Lintan, West Qinling Orogen: Constraints from LA-ICP-MS U-Pb Dating of Detrital Zircons [J]. Earth Science, 2019, 44(4): 1389−1414.

黄杰, 王建业, 韦龙明. 甘肃李坝金矿床地质特征及成因研究[J]. 矿床地质, 2000, 19(2): 105−115.

HUANG Jie, WANG Jianye, WEI Longming. Geological Characteristics and Genesis of the Liba Gold Deposit, Gansu Province[J]. Mineral Deposits, 2000, 19(2): 105−115.

柯昌辉, 王晓霞, 杨阳, 等. 西秦岭地区脉岩成因与金成矿关系——来自李坝金矿年代学、地球化学及 Nd-Hf-S 同位素的约束[J]. 矿床地质, 2020, 39(1): 42−62.

KE Changhui, WANG Xiaoxia, YANG Yang, et al. Petrogenesis of dykes and its relationship to gold mineralization in the westernQinling belt: Constraints from zircon U-Pb age, geochemistry and Nd-Hf-S isotopes of Liba gold deposit[J]. Mineral Deposits, 2020, 39(1): 42−62.

李蓓, 朱赖民, 丁乐乐, 等. 西秦岭李坝金矿床地质、同位素地球化学及其成因探讨[J]. 地质学报, 2021, 95(2): 427−448.

LI Bei, ZHU Laimin, DING Lele, et al. Geology, isotope geochemistry, and ore genesis of the Liba gold deposit in the western Qinling orogen, China[J]. Acta Geologica Sinica, 2021, 95(2): 427−448.

刘继顺, 高珍权, 舒广龙. 李坝金矿田构造地球化学特征及其找矿意义[J]. 大地构造与成矿学, 2001, 25(1): 87−94.

LIU Jishun, GAO Zhenquan, SHU Guanglong. Tectonic Geochemistry of the Liba Gold Orefield and Applications for Prospecting[J]. Geotectonica et Metallogenia, 2001, 25(1): 87−94.

刘家军, 刘冲昊, 王建平, 等. 西秦岭地区金矿类型及其成矿作用[J]. 地学前缘, 2019, 26(5): 1−16.

LIU Jiajun, LIU Chonghao, WANG Jianping, et al. Classification and mineralization of the gold deposits in the western Qinling region, China[J]. Earth Science Frontiers, 2019, 26(5): 1−16.

聂政融, 王晓霞, 柯昌辉, 等. 西秦岭中川岩体年代学、地球化学及其与金成矿的关系[J]. 矿床地质, 2014, 33(S1): 243−244.

NIE Zhengrong, WANG Xiaoxia, KE Changhui, et al. Age, geochemistry and relationship between granite and gold mineralization of Zhongchuan granitoid pluton in West Qinling[J]. Mineral Deposits, 2014, 33(S1): 243−244.

邵拥军, 谢友良, 冯雨周, 等. 甘肃李坝金矿床金属硫化物成分特征及其意义[J]. 中国有色金属学报, 2017, 27(12): 2567−2582.

SHAO Yongjun, XIE Youliang, FENG Yuzhou, et al. Implication and component characteristics of metal sulfides in Liba gold deposit, Gansu province[J]. The Chinese Journal of Nonferrous Metals, 2017, 27(12): 2567−2582.

冉亚洲, 陈涛, 梁文天, 等. 西秦岭郎木寺组火山岩锆石 U–Pb 年龄及其构造意义[J]. 西北地质, 2024, 57(1): 110−121.

RAN Yazhou, CHEN Tao, LIANG Wentian, et al. Zircon U–Pb Age of Volcanic Rocks from the Langmusi Formation in the Western Qinling Mountains and Its Tectonic Significance[J]. Northwestern Geology, 2024, 57(1): 110−121.

王元元, 裴先治, 刘成军, 等. 西秦岭舒家坝地区泥盆纪舒家坝群碎屑锆石 LA-ICP-MSU-Pb 年龄: 源区特征与形成时代[J]. 地质通报, 2014, 33(7): 1015−1027.

WANG Yuanyuan, PEI Xianzhi, LIU Chengjun, et al. Detrial zircon LA-ICP-MS U-Pb ages of the Devonian Shujiaba Group in Shujiaba area of the West Qinling tectonic zone: Constraints on material source and sedimentary age[J]. Geological Bulletin of China, 2014, 33(7): 1015−1027.

温志亮, 郭周平, 杨鹏飞, 等. 西秦岭李坝式金矿床地球化学特

征及找矿方向研究[J]. 地质与勘探, 2008, 44(6): 1−7.

WEN Zhiliang, GUO Zhouping, YANG Pengfei, et al. Geochem Istry and Ore Explorat Ion Of Liba Type Gold Deposit, Westren Qinling[J]. Geology And Prospecting, 2008, 44(6): 1−7.

吴元保, 郑永飞. 锆石成因矿物学研究及其对 U-Pb 年龄解释的制约[J]. 科学通报, 2004, 49(16): 1554−1569.

WU Yuanbao, ZHENG Yongfei. Genesis of zircon and its constraints on interpretation of U-Pb age[J]. Chinese Science Bulletin, 2004, 49(16): 1554−1569.

张曾荣, 奚小双, 何绍勋. 甘肃李坝金矿变质岩构造与金成矿的关系[J]. 大地构造与成矿学, 1999, 23(1): 29−34.

ZHANG Zenrong, XI Xiaoshuang, HE Shaoxun. Relationships Between Structures Of Metamorphic Rocks And Gold Metallogeny In The Liba Gold Ore Area, Gansu Province[J]. Geotectonica et Metallogenia, 1999, 23(1): 29−34.

张复新, 肖丽, 齐亚林. 卡林型-类卡林型金矿床勘查与研究回顾及展望[J]. 中国地质, 2004, 31(4): 406−412.

ZHANG Fuxin, XIAO Li, QI Yalin. Exploration and study of Carlin and Carlin-like type gold deposits review and prospect[J]. Geology in China, 2004, 31(4): 406−412.

张国伟, 张本仁, 袁学诚, 等. 秦岭造山带与大陆动力学 [M]. 北京: 科学出版社, 2001.

张汉成, 肖荣阁, 王京彬, 等. 甘肃李坝金矿围岩蚀变与金成矿关系[J]. 现代地质, 2009, 23(3): 472−480.

ZHANG Hancheng, XIAO Rongge, WANG Jngbin. Wall Rock Alteration and Its Relations to Gold Mneralization of the Liba Gold Deposit, Gansu Province[J]. Geoscience, 2009, 23(3): 472−480.

张家瑞, 高永伟, 张忠平, 等. 甘肃西秦岭地区重要金矿预测模型的建立及资源潜力预测[J]. 西北地质, 2024, 57(5): 88−105.

ZHANG Jiarui, GAO Yongwei, ZHANG Zhongping, et al. Building a Prediction Model for Resource Potential Forecast of Principal Gold Deposits in West Qinling Mountains of Gansu Province[J]. Northwestern Geology, 2024, 57(5): 88−105.

张旗, 殷先明, 殷勇, 等. 西秦岭与埃达克岩和喜马拉雅型花岗岩有关的金铜成矿及找矿问题[J]. 岩石学报, 2009, 25(12): 3103−3122.

ZHANG Qi, YIN Xianming, YIN Yong, et al. Issues on metallogenesis and prospecting of gold and copper deposits related to adakite and Himalayan type granite in west Qinling[J]. Acta Petrologica Sinica, 2009, 25(12): 3103−3122.

张印飞. 甘肃省礼县李坝金矿床地质特征及成因探讨[J]. 地质与资源, 2005, 14(4): 265−267+271.

ZHANG Yinfei. Discussion On The Geology and Genesis Of Liba Gold Deposit In lixian, Gansu Province[J]. Geology And Resources, 2005, 14(4): 265−267+271.

张作衡, 毛景文, 王勇. 西秦岭中川地区金矿床流体包裹体特征及地质意义[J]. 岩石矿物学杂志, 2004, 23(2): 147−157.

ZHANG Zuoheng, MAO Jingwen, WANG Yong. Characteristics of fluid inclusions in the gold deposits within Zhongchuan area western Qinling and their geological significance[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 2004, 23(2): 147−157.

Baker T, Lang J R. Fluid inclusion characteristics of intrusion-related gold mineralization, Tombstone tungsten magmatic belt, Yukon Territory, Canada[J]. Mineralium Deposita, 2001, 36: 563−582.

Baker T, Ebert S, Rombach C, et al. Chemical Compositions of Fluid Inclusions in Intrusion-Related Gold Systems, Alaska and Yukon, Using PIXE Microanalysis[J]. Economic Geology, 2006, 101: 311−327.

Bodnar R J. Revised equation and stable for determining the freezing point depression of H2O-NaCl solutions[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1993, 57: 683−684.

Ding L, Zhu L, Xiong X, et al. Genesis of the Maanqiao gold deposit in the western Qinling orogen, central China: Constraints from fluid inclusions and in-situ sulfur isotopes[J]. Geochemistry, 2021, 81: 125691.

Dong Y P, Santosh M. Tectonic architecture and multiple orogeny of the Qinling Orogenic Belt, Central China[J]. Gondwana Research, 2016, 29(1): 1−40.

Dong Y, Zhang G, Neubauer F, et al. Tectonic evolution of the Qinling orogen, China: Review and synthesis[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2011, 41: 213−237.

Dong Y, Zhao Y, Liu X, et al. Mesozoic intracontinental orogeny in the Qinling Mountains, central China[J]. Gondwana Research, 2016, 30: 144−158.

Feng J Z, Wang D B, Wang X M, et al. Geochronology of Gold Deposits and Its Implication for Metallogenesis in the Fengxian-Lixian Area, Qinling Orogenic Belt, China[J]. Resource Geology, 2002, 52(3): 263−272.

Fornadel A P, Spry P G, Vasilios M, et al. Is the Palea Kavala Bi-Te-Pb-Sb ± Au district, northeastern Greece, an intrusion-related system[J]. Ore Geology Reviews, 2011, 39: 119−133.

Goldfarb R J, Baker T, Dube B, et al. Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes[J]. Economic Geology 100th Anniversary Volume, 2005, 407−450.

Goldfarb R J, Groves D I, Cardoll S. Orogenic gold and geologic time: A global synthesis[J]. Ore Geology Reviews, 2001, 18: 1−75.

Goldfarb R J, Pitcairn I. Orogenic gold: is a genetic association with magmatism realistic[J]. Mineralium Deposita, 2023, 58(1): 5−35.

Groves D I, Goldfarb R J, Gebre-Mariam M, et al. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types[J]. Ore

Geology Reviews, 1998, 13: 7−27.

Groves D I, Goldfarb R J, Robert F, et al. Gold Deposits in Metamorphic Belts: Overview of Current Understanding, Outstanding Problems, Future Research, and Exploration Significance [J]. Economic Geology, 2003, 98: 1−29.

Harrison T M, Aleinikoff J N, Compston W. Observations and controls on the occurrence of inherited zircon in concord-type granitoids, new hampshire[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1987, 51(9): 2549−2558.

Hoskin P W O, Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis[J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2003, 53: 27−55.

Kontak D J, Kyser K. A fluid inclusion and isotopic study of an intrusion-related gold deposit (IRGD) setting in the 380 Ma South Mountain Batholith, Nova Scotia, Canada: evidence for multiple fluid reservoirs[J]. Mineralium Deposita, 2010, 46: 337−363.

Liu J J, Liu C H, Carranza E J M, et al. Geological characteristics and ore-forming process of the gold deposits in the western Qinling region, Chian[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2015, 103(1): 332−349.

Mao J W, Qiu Y M, Goldfarb R J, et al. Geology, distribution and classification of gold deposits in the western Qinling belt, central China[J]. Mineralium Deposita, 2002, 37: 352−377.

McCuaig T C, Kerrich R. P-T-t-deformation-fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematics[J]. Ore Geology Reviews, 1998, 12: 381−453.

Meng Q R, Zhang G W. Timing of collision of the North and South China blocks: Controversy and reconciliation[J]. Geology, 1999, 27: 1−96.

Mezger K, Krogstad E J. Interpretation of discordant U-Pb zircon ages: An evaluation[J]. Metamorphic Geol. 1997, 15: 127-140.

Qin J F, Lai S C, Li Y F. Multi-stage granitic magmatism during exhumation of subducted continental lithosphere: Evidence from the Wulong pluton, South Qinling[J]. Gondwana Research, 2013, 24(3-4): 1108−1126.

Ratschbacher L, Hacker B R, Calvert A, et al. Tectonics of the Qinling (Central China): tectonostratigraphy, geochronology, and deformation history[J]. Tectonophysics, 2003, 366: 1−53.

Ridley J R, Diamond L W. Fluid chemistry of orogenic lode-gold deposits and implications for genetic models[J]. Reviews in Economic Geology, 2000, 13: 141−162.

Roedder E. Fluid inclusions, reviews in mineralogy[J]. Mineralogical Society of America, 1984, 12: 644.

Terry. Comparison of fluid inclusion data and mineralization processes for Australian orogenic gold and intrusion-related gold systems[J]. Acta Petrologica Sinica, 2007, 23: 21−32.

Tilton G R, Schreyer W, S chertl H P. Pb-Sr-Nd isot opic behavi or of deeply subducted crustal rocks from the Dora Maira massif, Western Alps, Italy: w hat is the age of the ultra_high pressure metamorphism[J]. Contributions to Mineralogy & Petrology, 1991, 108: 22−33.

Vavra G, Schmid R, Gebauer D. Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibole to granulite facies zircon: Geochronology of the Ivren Zone(Southern Alps)[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1999, 134: 380−404.

Yang S S, Liu J J, Zhang F F, et al. Petrogenesis and geodynamic setting of the Triassic granitoid plutons in West Qinling, China: insights from LA-ICP-MS zircon U-Pb ages, Lu-Hf isotope signatures and geochemical characteristics of the Zhongchuan pluton[J]. International Geology Review, 2017, 59(15): 1908−1928.

Yang T, Zhu L M, Wang F, et al. Geochemistry, petrogenesis and tectonic implications of granitic plutons at the Liziyuan orogenic goldfield in Western Qinling Orogen, central China[J]. Geological Magazine, 2013, 150(1): 50−71.

Yang T, Zhu L M, Zhang G W, et al. Geological and geochemical constraints on the genesis of the Liziyuan orogenic gold deposit in West Qinling orogen, China[J]. International Geology Reviews, 2012, 54(16): 1944−1966.

Zeng Q T, McCuaig T C, Hart C J R, et al. Structural and geochronological studies on the Liba goldfield of the West Qinling Orogen, Central China[J]. Mineralium Deposita, 2012, 47(7): 799−819.

Zhang Y, Karrech A, Schaubs P M, et al. Modelling of deformation around magmatic intrusions with application to gold-related structures in the Yilgarn craton, western Australia[J]. Tectonophysics, 2011, 526−529: 133−146.

Zhu L M, Zhang G W, Lee B, et al. Zircon U-Pb dating and geochemical study of the Xianggou granite in the Ma'anqiao gold deposit and its relationship with gold mineralization[J]. Science in China (Series D: Earth Sciences), 2010, 53(2): 220−240.

Zhu L M, Zhang G W, Yang T, et al. Geochronology, petrogenesis and tectonic implications of the Zhongchuan granitic pluton in the Western Qinling metallogenic belt, China[J]. Geological Journal, 2013, 48: 310−334.