

贵州丹寨排庭金汞矿床地质地球化学特征

李德鹏¹⁾, 杨瑞东¹⁾, 陈军²⁾, 高军波¹⁾, 郑禄林³⁾, 杜丽娟¹⁾

1) 贵州大学资源与环境工程学院, 贵阳, 550025;

2) 中国科学院地球化学研究所, 贵阳, 550081; 3) 贵州大学矿业学院, 贵阳, 550025

内容提要: 贵州丹寨金汞矿位于三都—丹寨金—汞—镉多金属成矿带, 目前很少进行系统的成矿作用研究。笔者等通过野外调查及系统采样, 结合电子探针、同位素分析等手段, 对丹寨排庭金汞矿床地质地球化学特征及成因进行了系统研究。电子探针分析表明, 不同阶段黄铁矿形状不一, 且其中各元素含量不同, 毒砂为主要载金矿物; 辰砂矿物的稀土配分曲线类似于地层岩石, 说明汞矿的成矿物质主要来源于地层; 辰砂和辉锑矿的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ (或 $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$) 为 20.63‰~23.53‰, 说明二者当中硫主要来源于地层, 其次为生物硫。有机碳同位素 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 为 -29.78‰~-30.45‰, 方解石的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 为 -0.56‰~-5.97‰, $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 为 15.23‰~20.14‰, 结合稀土元素配分型式, 表明丹寨排庭金汞矿的成矿流体具有多期次、多来源性, 其主要来源为岩浆热液, 并结合了大气降水, 有机质和生物体的还原作用参与了成矿流体的演化, 成矿流体中碳可能来源于地幔或岩浆岩或者不同端元流体的混合体, 有机质提供了重要的碳源, 氧主要来源于围岩。总之, 排庭金汞矿床中金、镉、汞为不同期次, 金为早期、接着是镉、汞为晚期, 金主要来源于岩浆, 金矿的形成主要为热液活动所致, 而汞主要来源于地层, 碳酸盐岩的溶解及沉积有机物的脱羟基作用在汞矿的形成过程中起重要作用。

关键词: 地球化学; 矿床成因; 金矿床; 汞矿床; 贵州丹寨

近年来, 贵州金矿的研究主要集中于黔西南卡林型金矿, 而对三都—丹寨金—汞—镉多金属成矿带的研究相对较少。三都—丹寨成矿带中的金矿床与黔西南卡林型金矿床具有相似的赋矿地层、矿石矿物和蚀变特征, 是一个潜在的“黔西南式”卡林型金矿成矿带(谢卓君等, 2017); 丹寨金汞矿成矿作用发生于燕山晚期(李红阳等, 2002; 王加昇等, 2015); 对该区成矿物质来源各持所见, 有来自古油藏(王华云等, 1997)、来自赋矿层位本身(伍守荣, 2008; 谢卓君等, 2014)、来自海相碳酸盐岩(王加昇等, 2015)、以壳源为主(李红阳等, 2002; 孙国涛等, 2016)等观点; 对成矿流体的研究结果也不尽相同, 有大气降水为主(李红阳等, 2002; 孔令兵, 2014), 以卤水和变质流体以及大气降水的混合流体(谢卓君等, 2014)等。目前对贵州卡林型金矿成矿物质来源及矿床成因主要有两种观点: ①成矿流体以深源岩浆水为主, 金主要来源于深部岩浆(Hu

Ruizhong et al., 2016; Su Wenchao et al., 2018; Xie Zhuojun et al., 2018); ②成矿流体以盆地流体为主, 金主要来源于地壳(陈懋弘, 2007; Peng Yiwei et al., 2014; 韦东田等, 2016)。

本文在前人研究基础之上, 对丹寨排庭金汞矿进行野外调查及统采样, 结合电子探针、同位素测试分析等地球化学手段, 从赋存状态、成矿期次、成矿流体、物质来源等方面, 对排庭金汞矿床地质地球化学特征及成因进行研究。

1 地质背景

贵州三都—丹寨汞、金、镉成矿带大地构造位置处于扬子克拉通黔南台陷和华南褶皱带西缘接合部位, 与扬子准地台黔南台陷贵定南北向构造变形区相毗邻。区域构造形成于燕山期(严钧平等, 1989; 李红阳等, 2002), 该区位于一级单元构造带, 断裂深大、构造发育, 在构造形成之后的历次构造运动

注: 本文为国家自然科学基金资助项目(编号: U1812402, 41802107), 贵州省科技计划项目(编号: 黔科合基础[2019]1315号)和贵州大学引进人才科研项目(编号: 贵大人基合字[2017]36号)的成果。

收稿日期: 2019-04-04; 改回日期: 2019-08-08; 责任编辑: 章雨旭。Doi: 10.16509/j.georeview.2019.05.007

作者简介: 李德鹏, 女, 1988年生, 硕士研究生, 矿物学、岩石学、矿床学专业; Email: dpligzuy@163.com。通讯作者: 杨瑞东, 男, 1963年生, 教授, 博士生导师, 主要从事矿床学及地球化学研究; Email: rdyang@gzu.edu.cn。

中,除发生继承性活动外,还会派生及形成新的构造。成矿带北起丹寨汞矿,南至三都县拉峨,其中矿床的分布主要受北北东向和近南北向断裂构造控制;北西向、北西西与北北东向断裂形成交叉与复合的断裂构造带,控制了区内北西向矿田或矿集区的展布(图1)。区内出露地层有前震旦系、震旦系、寒武系、奥陶系、志留系、泥盆系,其中寒武系发育最完全,缺失中、上奥陶统和上志留统。区内未见火成岩出露。金、汞、锑矿主要分布在寒武系,成矿带中可划分出交梨汞矿田和水银厂金汞矿田,后者包括排庭、宏发厂、四相厂等,其中排庭金汞矿为中型矿床。

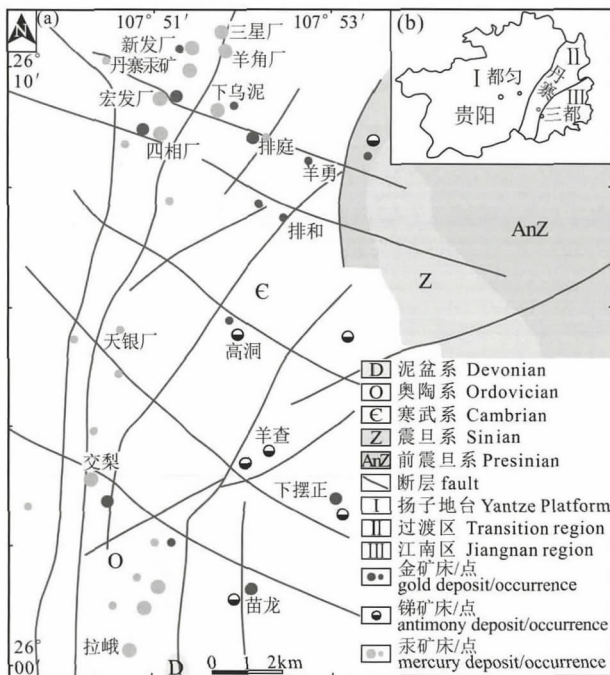


图1 贵州三都—丹寨区域地质简图(a)和位置图(b)
(据严钧平等, 1989, 修改)

Fig. 1 Geological sketch map (a) and position map (b) of Sandu—Danzhai in Guizhou (modified from Yan Junping et al., 1989#)

2 矿床地质特征

排庭金汞矿位于丹寨向斜东翼中段,区内未见火成岩出露。赋矿构造主要为规模相对较小的北东向断层、北北东向与北西向两条断裂的交叉复合部位、次级小断层及X型配套剪切断层(图2)。

出露地层从老到新有:新元古界下江群隆里组(Pt_3^2l),震旦系陡山沱组(Zds)、留茶坡组(Zlc),下寒武统九门冲组(E_{1j})、变马冲组(E_{1b})、乌训组(E_{1w}),中统都柳江组(E_2d),上统杨家湾组(E_3)

及第四系(Q)等。赋矿地层主要为变马冲组、乌训组、都柳江组,地层以单斜构造出露,大部分岩石因富含有机质呈灰色—深灰色。矿体主要赋存于北北东及北东断层破碎带内,呈不规则脉状、似层状、透镜状、豆荚状、囊状产出,矿体产状与断层产状一致,而与地层层位之间没有必然联系。金矿体主要分布于汞矿体两侧,与汞矿体重合部分较少,两者在空间上“相互”独立存在。金矿体长为30~145 m,厚5~4.5 m;汞矿体长为3~300 m,厚5~20 m。

金矿石以薄层纹层状和条带状泥晶灰岩、泥灰岩夹薄层水云母粘土岩、白云岩为主(图3c、d),呈条带状、纹层状、浸染状、脉状构造,非晶质粉屑泥质、鳞片状泥质、鳞片变晶、胶体重结晶、交代残余结构、碎裂结构;汞矿石以砾屑灰岩、泥晶灰岩和白云岩为主(图3g、h、i),呈网脉状、浸染状、角砾状、致密块状构造,多为细粒—粗粒、斑杂角砾结构。

矿石矿物主要有毒砂、黄铁矿、辰砂,其次为辉锑矿、闪锌矿。脉石矿物主要有石英(玉髓)、铁白云石、方解石、水云母,其次为重晶石、萤石。矿物组合以硫化物为主,如辰砂、毒砂、辉锑矿、雄黄、雌黄及黄铁矿。成矿元素Au、Hg和As密切共生,矿石中汞的品位为0.10%~1.5%,金平均品位 4.26×10^{-6} 。

本次所测剖面上共有I、II、III号三个矿层,且含矿层中测试的元素中As含量最高,Au与As、Tl、Ag含量呈协同变化,而Au与Sb含量变化不协同(图4)。

围岩蚀变主要有硅化(图5a~f)、黄铁矿化(图5d、h、i、j)、碳酸盐化(图3d、e、f)、汞矿化(图3g、h、i)、辉锑矿化、绢云母化、沥青化(图3l)、重晶石化、毒砂化(图5h、k、l)为主的等低温蚀变组合。金汞矿(化)部位往往有多种蚀变叠加,且蚀变有水平分带现象,可分为内带及外带,内带以黄铁矿化、硅化为主,叠加沥青化、辉锑矿化;外带以碳酸盐化为主,叠加有黄铁矿化、绢云母化及重晶石化。

3 样品采集及测试方法

本次在排庭金汞矿选取一个剖面,柱状图如图4,在该剖面上系统采集了50件岩矿样品,并进行岩相学及地球化学测试分析。样品为浅灰—深灰色,主要有白云岩、薄层泥质灰岩、条带状含泥质灰岩、厚层灰岩。

对6件典型灰岩样品中的硫化物进行电子探针分析,实验在中国地质调查局西安地质调查中心

JXA-8100(4CH) 仪器上进行。对 8 件方解石样品进行了碳、氧同位素测试,对 3 件汞矿石中的单矿物辰砂进行了 $\delta^{34}\text{S}$ 测试,实验均在中国科学院地球化学研究所完成。对 4 件灰岩进行了有机碳同位素测试,测试在中国科学院地球化学研究所 MAT253 气体同位素质谱仪上完成,相对误差 $<0.2\text{‰}$ 。对其余样品进行了光薄片分析鉴定。

4 地球化学特征

4.1 电子探针分析

电子探针检测的目标矿物为黄铁矿(包括含砷

黄铁矿)、毒砂、辰砂 3 种矿物,检测了 As 等 11 个元素、97 个微区成分分析点(表 1),查明目标矿物的少量、微量化学成分,并结合测试数据及图像观察进行了以下讨论分析:

4.1.1 黄铁矿

根据成矿阶段,将黄铁矿划分为两期:成岩期黄铁矿,以草莓状黄铁矿为特征(图 6b、c);热液成矿期黄铁矿,又划分为成矿早阶段黄铁矿(Py I)、成矿主阶段黄铁矿(Py II)、成矿晚阶段黄铁矿(Py III)。

成矿早阶段黄铁矿(Py I)分布于方解石、石英

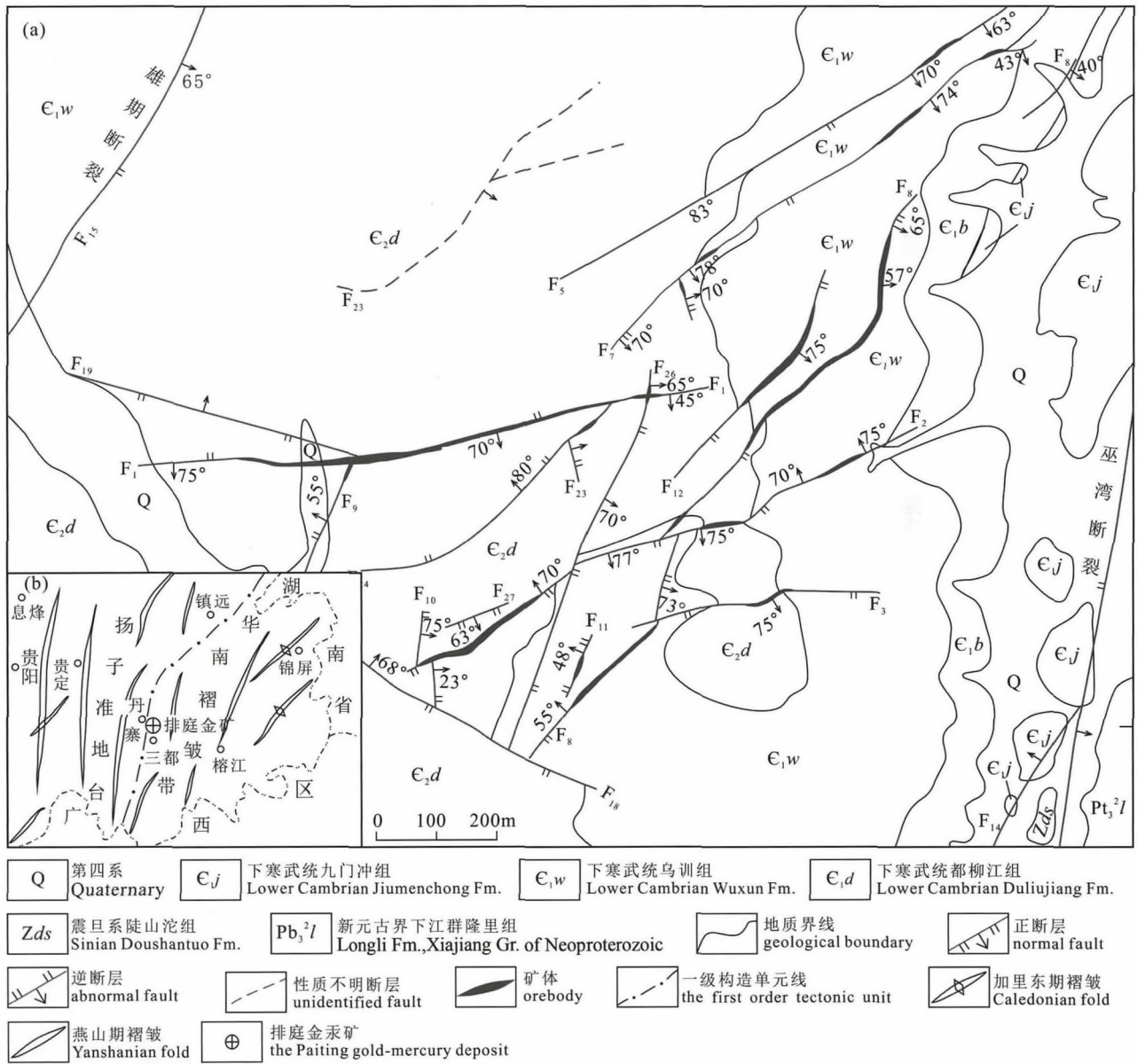


图 2 贵州丹寨排庭金汞矿地质简图(a)和大地构造位置图(b)(据罗朝坤等,2017 修改)

Fig. 2 Geological map(a) and tectonic location map(b) of the Paiting gold—mercury deposit in Danzhai, Guizhou (modified from Luo Chaokun et al., 2017&)

中,以粗—中粒($>100\ \mu\text{m}$)为主,多为自形晶—半自形晶、五角十二面体,普遍可见由热液溶蚀的孔洞。

成矿主阶段黄铁矿(Py II)经历了两次不同的热液事件,根据显微特征,将该阶段黄铁矿划分为1世代和2世代,两个世代的黄铁矿背散射图像颜色明显不同并具有穿插切割关系:成矿主阶段1世代黄铁矿(Py II-1)以环带状、柱状、半自形—他形、细粒状($<10\ \mu\text{m}$)、片状(胶状)黄铁矿为主,柱状、半自形—他形、环带黄铁矿核部的表面常发育溶蚀孔伴有应力作用产生的碎裂结构。成矿主阶段2世代黄铁矿(Py II-2)以含砷黄铁矿为主,在Py II-1基础上发育并与其有明显界线,常呈两种分布状态,第一种呈细粒结构充填于Py II-1粒间,粒径明显小于

Py II-1;第二种呈次生加大作用发育在Py II-1边缘,呈他形,表面较致密。

成矿晚阶段黄铁矿(Py III)多呈结晶好自形—他形粗粒晶体产出。

环带黄铁矿外带As、Au含量明显高于内核,As含量为内核的3倍以上,此外,Pb、Sb等的含量也高于内核。外环富含杂质元素,一方面可能是黄铁矿结晶与重结晶生长过程中杂质外排导致,另一方面可能是该阶段的成矿热液更富含As、Au、Sb等组分。

4.1.2 毒砂

毒砂分布广,主元素As在97个微区成分分析点有73个出谱。As含量:Py II-2>Py II-1>Py III>



图 3 贵州丹寨排庭金汞矿床矿石、矿化及围岩蚀变特征: (a) 金矿层: 褐铁矿化硅化灰岩; (b) 金矿层: 薄至中厚层灰岩, 层间有黄铁矿化; (c) 金矿石: 条带状灰岩中有含金黄铁矿; (d) 金矿石: 薄层泥质灰岩, 层间有方解石脉; (e) 中厚层灰岩中发育后期方解石脉; (f) 破碎带中的含锑方解石脉; (g) 汞矿石: 方解石脉中有颗粒状辰砂; (h) 汞矿石: 辰砂在薄层灰岩中顺分布; (i) 汞矿石: 细粒状辰砂沿方解石脉或灰岩节理分布; (j) 有机碳呈粉末状沿微破裂面分布; (k) 灰黑色碳质—硅质页岩; (l) 矿石中的沥青

Fig. 3 Characteristics of ore, mineralization and wall rock alteration of the Paiting gold—mercury deposit in Danzhai, Guizhou: (a) Gold mineralization bed: limonized and silicified limestone; (b) gold mineralization bed: thin to medium—thick bedded limestone with pyritization between layers; (c) gold ore: pyrite with high gold content in banded limestone; (d) gold ore: thin bedded muddy limestone with calcite veins between layers; (e) late calcite veins developed in medium—thick bedded limestone; (f) the calcite veins containing Sb in the fracture zone; (g) mercury ore: the granular cinnabar in calcite veins; (h) mercury ore: cinnabar is distributed along the laminar layer in the thin bedded limestone; (i) mercury ore: fine grained cinnabar distributed along calcite veins or joints in limestone; (j) the powdered organic carbon is distributed along the micro-fracture surface; (k) siliceous and carbonaceous black shale; (l) bitumen in ore

Py—黄铁矿; Cin—辰砂; Cal—方解石
Py—pyrite; Cin—cinnabar; Cal—calcite

Py I。毒砂形成晚于 Py II-2, 一般以半自形长条状晶形呈放射状嵌入 Py II-2 边缘 (图 6f), 或呈菱形、矛状等中间镶嵌了含砷粒状黄铁矿 (图 6e)。在成矿期三个阶段的黄铁矿中, As 含量变化特点存在明显差别: Py II-2>Py II-1>Py III>Py I。

4.1.3 辰砂

辰砂呈片状、粒状或细粒浸染状, 只有一个世代, 分布单一, 含杂质也少。辰砂中主元素 Hg 的含量为 84.842%~88.696%, 毒砂中 Hg 含量为 0, 黄铁矿中只有 Py III 的一个分析点检测出 Hg 含量为 0.356%。

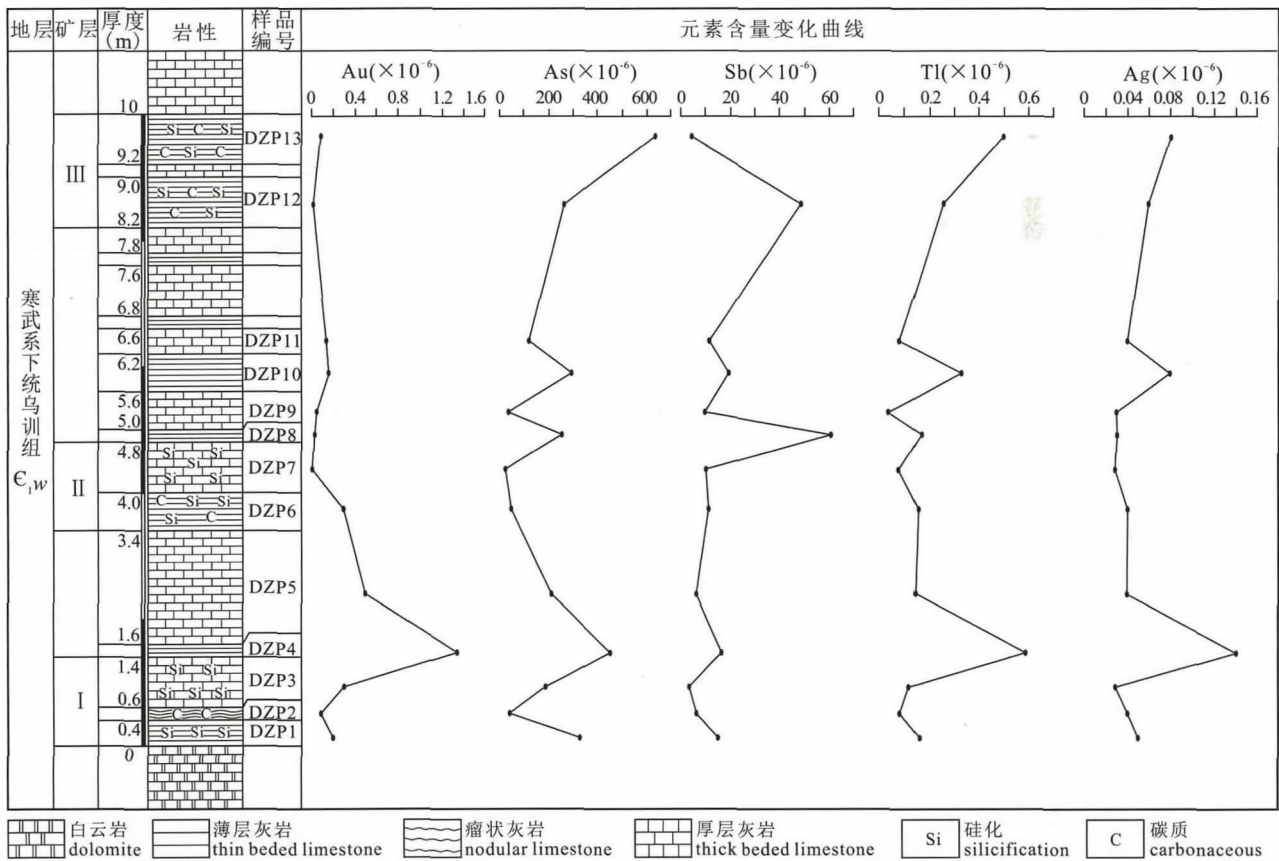


图 4 贵州丹寨排庭金汞矿柱状图及元素分布曲线

Fig. 4 Histograms and elements distribution curves of the Paiting gold—mercury deposit in Danzhai, Guizhou

4.1.4 Sb 含量

Sb 含量: 毒砂>Py III>Py II -1>Py II -2>Py I >辰砂。

4.1.5 Au 含量

Au 元素分布广,在 97 个微区成分分析点有 51 个出谱,含量为 0.003%~0.498%,含量分布特征为: 毒砂>Py II -1>Py II -2>Py I >Py III。所测金含量大于 0.05%的 27 个样点中,有 20 个在毒砂中,7 个在黄铁矿中,说明载金矿物主要为毒砂,其次为成矿主阶段黄铁矿。

4.1.6 铜型离子含量

铜型离子 Cu^{2+} 、 Pb^{2+} 、 Zn^{2+} 与 Fe^{2+} 离子半径差异大,很难以类质同象形式进入黄铁矿晶格中替换

Fe^{2+} 。测得含金黄铁矿 Cu、Pb、Zn 含量较高,与 Au 之间呈非线性的正相关关系,黄铁矿中含极细粒状或极细小的网脉状黄铜矿、方铅矿及闪锌矿,它们呈网脉状以充填交代的方式分布于破碎的黄铁矿中,而这些破碎黄铁矿的裂隙有利于金的赋存(李红兵等, 2005)。

毒砂、含砷黄铁矿中 As 和 S 均呈负相关关系(图 7a),含砷黄铁矿中 Fe 与 Au 无相关性,而毒砂中 Fe 与 Au 呈负相关关系(图 7b)。由 As—Fe—S 关系图可得,毒砂和含砷黄铁矿中 As、S 含量变化大致平行于 As—S 轴(图 7d、e、f),指示 As 进入黄铁矿晶格中发生类质同象作用替换了 S。As 可以

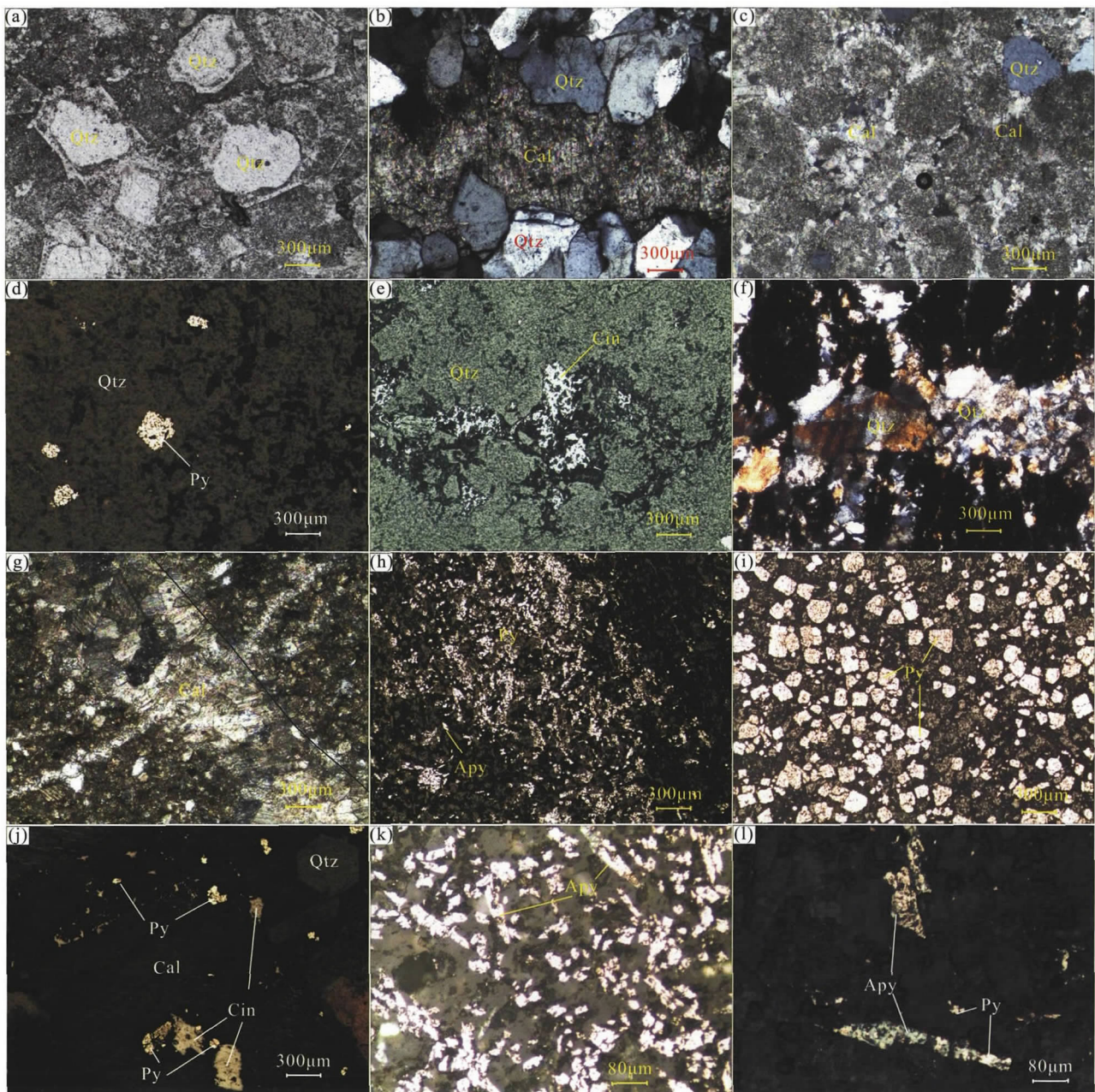


图 5 丹寨排庭金汞矿床矿物显微组构及蚀变特征: (a) 硅质胶结时石英的次生加大作用(-); (b) 晚期方解石沿石英晶洞充填(+); (c) 鲕粒状灰岩, 粒间含方解石和石英、少量黄铁矿(+); (d) 石英碎屑中的自形晶黄铁矿(反); (e) 石英脉中的辰砂(反); (f) 碳质网脉被石英脉切割, 碳物质边缘有少量黄铁矿(+); (g) 不同期次方解石脉互相穿插(+); (h) 薄层泥质灰岩中沿纹层分布的细粒状黄铁矿和毒砂(反); (i) 小球状、立方体状等粗粒黄铁矿(反); (j) 方解石脉中有辰砂、黄铁矿和石英颗粒(反); (k) 薄层泥质灰岩中的毒砂(反); (l) 毒砂和黄铁矿共生(反)

Fig. 5 Characteristics of mineral microfabric and alteration of the Paiting gold—mercury deposit in Danzhai, Guizhou: (a) Quartzsecondary enlargement in siliceous cementation; (b) late calcite filling along the quartz crystalline cavity; (c) there are calcite, quartz and few pyrite and some between the grains of oolitic limestone; (d) idiomorphic pyrite in quartz detritus; (e) cinnabar in quartz veins; (f) carbonaceous mesh veins cutted by quartz veins and the edge with few pyrite; (g) different stage calcite veins acrossed each other; (h) thin bedded muddy limestone with arsenopyrite and pyrite between layers; (i) small ball shapes, cubic and other coarse pyrite; (j) the calcite veins contains cinnabar, pyrite and quartz grains; (k) arsenopyrite in thin bedded muddy limestone; (l) the symbiotic of arsenopyrite and pyrite

Py—黄铁矿; Apy—毒砂; Cin—辰砂; Cal—方解石; Qtz—石英
Py—pyrite; Apy—arsenopyrite; Cin—cinnabar; Cal—calcite; Qtz—quartz

不同含量进入黄铁矿晶格中取代 S, 故环带黄铁矿外带富 As, 且含量不均匀。据 Reich 等 (2005), lgAu—lgAs 图中位于溶解度极限曲线 ($C_{Au} = 0.02 \times C_{As} + 4 \times 10^{-6}$) 上方区域表示存在纳米级自然金

(Au^0), 位于曲线下方楔形区域则金为不可见固溶体 (Au^{+1}) 形式。对本次 EPMA 测点数据作图 (图 7c), 毒砂中金均以不可见固溶体形式存在, 含砷黄铁矿的部分点位于溶解度曲线上方, 推测含砷黄铁矿中可能存在纳米级自然金。

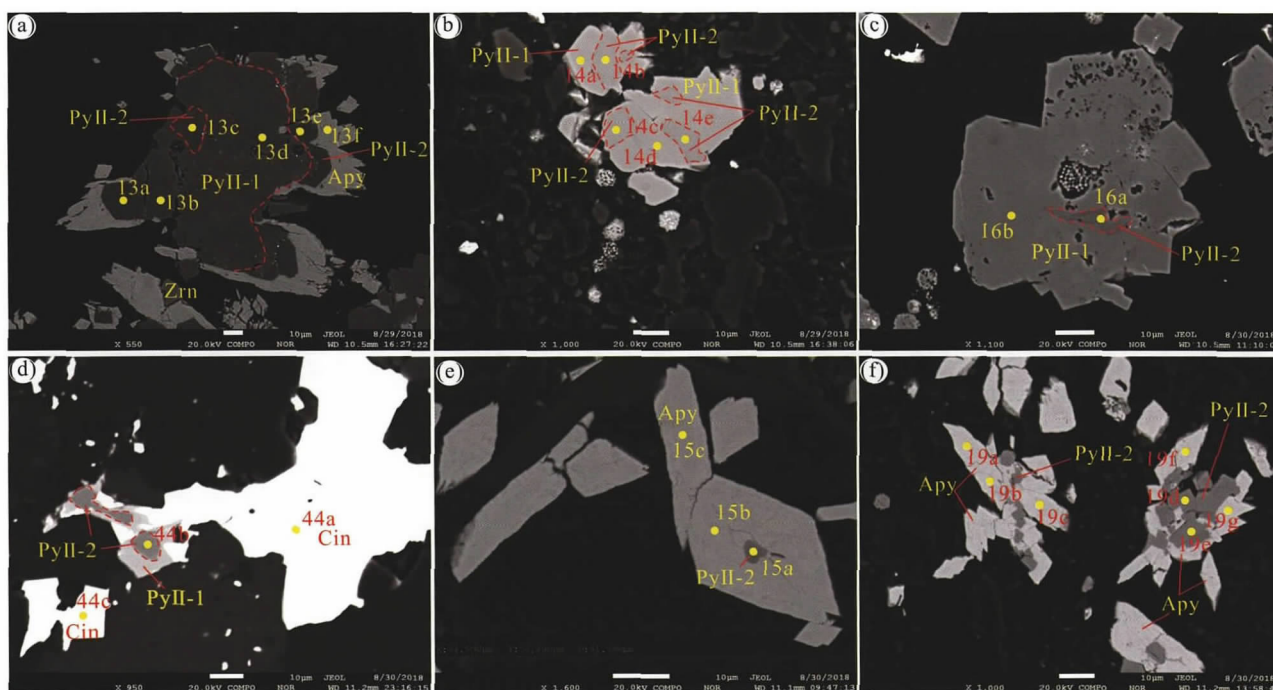


图 6 贵州丹寨排庭金汞矿区黄铁矿、毒砂、辰砂 EPMA 测试点: (a) 黄铁矿被毒砂包围; (b)、(c) 草莓状黄铁矿及成矿主阶段黄铁矿; (d) 片状辰砂和黄铁矿; (e) 毒砂中有粒状黄铁矿; (f) 毒砂呈放射状嵌入 Py II-2 边缘

Fig. 6 EPMA test points of pyrite, arsenopyrite and cinnabar in the Paiting gold—mercury deposit area: (a) pyrite is surrounded by arsenopyrite; (b), (c) strawberry pyrite and the main metallogenic pyrite; (d) flake cinnabar and pyrite; (e) arsenopyrite contains granular pyrite; (f) pyrite is surrounded by radioactive arsenopyrite

Py II-1—成矿主阶段 1 世代黄铁矿; Py II-2—成矿主阶段 2 世代黄铁矿; Apy—毒砂; Cin—辰砂; Zrn—锆石。

黄色圆点表示测试位置, 后标注测试点号

Py II-1—The first generation pyrite of the main metallogenic; Py II-2—the second generation pyrite of the main metallogenic;

Apy—arsenopyrite; Cin—cinnabar; Zrn—zircon. Yellow dots is the test position, and the following is test serial number

表 1 丹寨排庭金汞矿电子探针检测结果 (%)
Table 1 Test results electronic probe of the Paiting gold—mercury deposit in Danzhai, Guizhou (%)

样号	黄铁矿阶段	矿物	点号	As	Hg	Pb	Fe	Cu	Zn	Au	Tl	S	Ag	Sb	总量	
DZ12	Py I	小球状黄铁矿	1	0.000	0.000	0.168	46.049	0.056	0.002	0.000	0.000	53.013	0.000	0.000	99.288	
	Py I	小球状黄铁矿	2	0.000	0.000	0.000	45.975	0.014	0.042	0.000	0.000	53.289	0.000	0.000	99.320	
	Py I	小球状黄铁矿	3	0.000	0.000	0.007	45.772	0.000	0.000	0.035	0.000	53.256	0.000	0.000	99.070	
	Py I	小球状黄铁矿	4	0.000	0.000	0.027	46.050	0.000	0.049	0.000	0.000	53.527	0.000	0.000	99.653	
	Py I	小球状黄铁矿	5	0.011	0.000	0.000	46.571	0.015	0.000	0.000	0.000	53.327	0.000	0.000	99.924	
	Py III	粒状黄铁矿	6	0.002	0.000	0.020	45.824	0.039	0.002	0.002	0.045	0.000	53.115	0.000	0.024	99.071
	Py I	五角十二面体黄铁矿	7	0.020	0.000	0.000	46.132	0.046	0.042	0.042	0.000	0.000	52.943	0.000	0.000	99.183
	Py I	五角十二面体黄铁矿	8	0.015	0.000	0.000	46.245	0.024	0.003	0.000	0.000	0.000	53.367	0.009	0.000	99.663
	Py I	五角十二面体黄铁矿	9	0.000	0.000	0.040	45.996	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	53.101	0.037	0.000	99.174
	Py III	星散状黄铁矿	10	0.126	0.000	0.000	45.628	0.000	0.104	0.104	0.000	0.000	52.325	0.000	0.000	98.183
	Py III	星散状黄铁矿	11	0.091	0.000	0.000	46.129	0.000	0.045	0.045	0.000	0.000	52.739	0.000	0.000	99.004
	Py III	星散状黄铁矿	12	0.144	0.000	0.020	46.340	0.000	0.038	0.038	0.000	0.000	52.027	0.002	0.035	98.606
DZ1	Py II-1	黄铁矿	13a	0.000	0.000	0.000	46.187	0.030	0.000	0.000	0.000	52.560	0.000	0.011	98.788	
	Py II-1	黄铁矿	13b	0.000	0.000	0.034	46.109	0.000	0.000	0.000	0.000	52.785	0.000	0.000	98.928	
	Py II-2	黄铁矿	13c	0.043	0.000	0.000	45.516	0.000	0.021	0.019	0.000	52.643	0.000	0.000	98.242	
	Py II-1	黄铁矿	13d	0.000	0.000	0.000	45.979	0.071	0.014	0.058	0.000	53.233	0.000	0.000	99.355	
	Py II-2	黄铁矿	13e	0.026	0.000	0.000	45.894	0.054	0.088	0.000	0.000	53.214	0.007	0.005	99.288	
		毒砂		39.375	0.000	0.066	35.852	0.105	0.049	0.049	0.149	0.000	23.463	0.000	0.067	99.126
	Py II-1	黄铁矿	14a	0.013	0.000	0.000	45.679	0.015	0.016	0.016	0.000	52.273	0.000	0.028	98.024	
	Py II-2	黄铁矿	14b	0.082	0.000	0.000	45.261	0.024	0.021	0.000	0.000	52.387	0.000	0.008	97.783	
	Py II-2	黄铁矿	14c	0.024	0.000	0.000	45.942	0.020	0.014	0.014	0.016	52.523	0.016	0.021	98.576	
	Py II-1	黄铁矿	14d	0.074	0.000	0.000	46.448	0.000	0.000	0.000	0.026	52.750	0.000	0.060	99.358	
	Py II-2	黄铁矿	14e	0.022	0.000	0.000	45.733	0.005	0.000	0.000	0.000	52.988	0.000	0.000	98.748	
	Py II-2	黄铁矿	15a	5.128	0.000	0.000	43.168	0.074	0.000	0.000	0.023	46.801	0.003	0.000	95.197	
		毒砂		44.142	0.000	0.000	33.652	0.114	0.000	0.000	0.115	21.140	0.035	0.029	99.227	
		毒砂		40.556	0.000	0.025	34.329	0.108	0.000	0.000	0.134	23.205	0.000	0.042	98.399	
	Py II-2	黄铁矿	16a	0.013	0.000	0.000	46.601	0.000	0.000	0.000	0.000	52.907	0.000	0.000	99.521	
	Py II-1	黄铁矿	16b	0.000	0.000	0.000	45.921	0.000	0.000	0.000	0.029	53.107	0.000	0.031	99.088	
	Py II-2	黄铁矿	17a	0.104	0.000	0.000	46.132	0.071	0.010	0.010	0.000	52.819	0.000	0.019	99.155	
	Py II-1	黄铁矿	17b	0.031	0.000	0.020	45.889	0.494	0.003	0.003	0.000	52.994	0.000	0.001	99.432	
	毒砂		44.186	0.000	0.000	33.772	0.142	0.048	0.048	0.498	21.173	0.042	0.063	99.924		
	毒砂		39.340	0.000	0.000	35.020	0.046	0.000	0.000	0.158	23.949	0.000	0.080	98.593		
Py II-2	黄铁矿	18a	0.081	0.000	0.000	46.500	0.037	0.000	0.000	0.000	52.902	0.000	0.000	99.520		
Py II-2	黄铁矿	18b	0.683	0.000	0.000	45.743	0.020	0.020	0.000	0.006	52.351	0.000	0.000	98.803		

样号	黄铁矿阶段	矿物	点号	As	Hg	Pb	Fe	Cu	Zn	Au	Tl	S	Ag	Sb	总量			
DZ1	Py II-2	黄铁矿	18c	0.450	0.000	0.000	46.364	0.000	0.049	0.000	0.000	52.098	0.009	0.000	98.970			
		毒砂	18d	42.765	0.000	0.000	33.889	0.093	0.000	0.000	0.224	0.000	21.907	0.000	0.088	98.966		
		毒砂	18e	44.501	0.000	0.000	33.809	0.085	0.000	0.000	0.209	0.000	21.460	0.000	0.052	100.116		
		毒砂	19a	43.174	0.000	0.000	35.197	0.047	0.000	0.000	0.203	0.000	22.533	0.000	0.023	101.177		
		毒砂	19b	43.595	0.000	0.042	33.987	0.173	0.000	0.003	0.000	0.462	0.000	21.792	0.000	0.099	100.153	
		毒砂	19c	43.823	0.000	0.076	34.038	0.102	0.000	0.000	0.000	0.347	0.000	21.959	0.000	0.029	100.374	
		黄铁矿	19d	0.096	0.000	0.000	46.194	0.081	0.000	0.071	0.048	0.048	0.000	53.069	0.000	0.000	99.559	
		黄铁矿	19e	0.184	0.000	0.000	46.105	0.000	0.000	0.000	0.013	0.013	0.000	53.012	0.000	0.029	99.343	
		毒砂	19f	43.899	0.000	0.050	34.026	0.214	0.000	0.032	0.000	0.229	0.000	21.497	0.000	0.137	100.084	
		毒砂	19g	40.833	0.000	0.000	36.003	0.035	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	23.766	0.000	0.030	100.667	
		黄铁矿	20a	0.138	0.000	0.000	46.731	0.096	0.000	0.014	0.000	0.000	0.000	53.069	0.027	0.000	100.075	
		黄铁矿	20b	3.786	0.000	0.000	43.369	0.152	0.000	0.000	0.040	0.040	0.000	48.982	0.032	0.044	96.405	
		黄铁矿	20c	0.189	0.000	0.000	45.572	0.115	0.000	0.014	0.000	0.000	0.000	52.744	0.000	0.000	98.634	
		毒砂	20d	41.811	0.000	0.000	35.171	0.076	0.000	0.000	0.000	0.126	0.000	23.255	0.000	0.141	100.580	
		毒砂	20e	41.910	0.000	0.100	34.889	0.101	0.000	0.024	0.000	0.055	0.000	22.808	0.000	0.126	100.013	
		毒砂	20f	41.611	0.000	0.175	34.644	0.107	0.000	0.000	0.000	0.071	0.000	22.687	0.000	0.224	99.519	
		环带黄铁矿(核部)	21a	0.112	0.000	0.034	45.869	0.264	0.000	0.130	0.000	0.058	0.000	52.534	0.022	0.034	99.057	
		环带黄铁矿(核部)	21b	0.612	0.000	0.034	46.286	0.064	0.000	0.042	0.000	0.000	0.000	52.740	0.000	0.045	99.823	
		环带黄铁矿(外环)	21c	3.121	0.000	0.000	45.447	0.159	0.000	0.072	0.000	0.000	0.000	50.471	0.000	0.089	99.359	
		菱形毒砂	22	41.957	0.000	0.034	34.752	0.065	0.000	0.000	0.000	0.118	0.000	22.730	0.007	0.121	99.784	
		菱形毒砂	23	42.736	0.000	0.000	35.296	0.000	0.000	0.027	0.000	0.017	0.000	22.703	0.000	0.076	100.855	
		条状毒砂	24	38.835	0.000	0.017	35.646	0.023	0.000	0.000	0.000	0.058	0.000	24.821	0.000	0.040	99.440	
		条状毒砂	25	42.547	0.000	0.000	34.661	0.068	0.000	0.015	0.000	0.152	0.000	22.828	0.000	0.186	100.457	
		矛状毒砂	26	39.165	0.000	0.124	36.006	0.075	0.000	0.000	0.000	0.012	0.000	24.903	0.011	0.000	100.296	
		矛状毒砂	27	41.269	0.000	0.159	34.781	0.082	0.000	0.000	0.000	0.042	0.031	23.255	0.002	0.076	99.697	
		针柱状毒砂	28	43.415	0.000	0.050	33.519	0.015	0.000	0.000	0.000	0.259	0.000	23.112	0.000	0.038	100.408	
		DZ11	Py II-1	长条状黄铁矿	29	0.008	0.000	0.000	46.529	0.000	0.033	0.051	0.051	0.000	53.172	0.000	0.000	99.793
				长条状黄铁矿	30	0.000	0.000	0.020	46.499	0.000	0.014	0.000	0.000	0.000	53.027	0.033	0.020	99.613
长条状黄铁矿	31			0.026	0.000	0.020	46.137	0.069	0.000	0.000	0.013	0.000	53.079	0.000	0.000	99.344		
短柱状黄铁矿	32			0.000	0.000	0.000	46.295	0.000	0.000	0.000	0.077	0.000	53.076	0.000	0.000	99.448		
粗粒状黄铁矿	33			0.049	0.356	0.000	45.612	0.025	0.012	0.012	0.000	0.000	52.596	0.000	0.026	98.676		
短柱状黄铁矿	34			0.029	0.000	0.000	45.865	0.047	0.000	0.066	0.000	0.054	0.000	52.891	0.000	0.000	98.952	
粗粒状黄铁矿	35			0.000	0.000	0.000	46.449	0.117	0.000	0.000	0.000	0.000	52.913	0.000	0.007	99.486		
粒状黄铁矿	36			0.000	0.000	0.000	46.155	0.019	0.000	0.000	0.016	0.016	0.000	52.975	0.000	0.000	99.165	
粒状黄铁矿	37			0.000	0.000	0.067	45.731	0.125	0.000	0.026	0.000	0.000	0.000	52.465	0.043	0.000	98.457	
片状黄铁矿	38			0.054	0.000	0.181	46.050	0.015	0.000	0.000	0.000	0.000	52.764	0.000	0.005	99.069		
片状黄铁矿	39			0.122	0.000	0.000	45.737	0.134	0.000	0.108	0.000	0.000	53.033	0.000	0.000	99.134		

样号	黄铁矿阶段	矿物	点号	As	Hg	Pb	Fe	Cu	Zn	Au	Tl	S	Ag	Sb	总量	
DZ2	Py II-1	短柱状黄铁矿	40	0.000	0.000	0.000	46.640	0.027	0.016	0.019	0.000	52.719	0.000	0.054	99.475	
		毒砂	41	44.221	0.000	0.000	34.209	0.141	0.000	0.000	0.000	0.000	21.114	0.000	0.306	99.991
		毒砂	42	44.028	0.000	0.076	34.728	0.074	0.015	0.064	0.000	0.000	21.774	0.000	0.252	101.011
DZ14	Py II-1	黄铁矿	43a	0.000	0.000	0.121	45.797	0.059	0.000	0.000	0.000	53.032	0.000	0.005	99.014	
		黄铁矿	43b	0.021	0.000	0.518	46.065	0.084	0.031	0.000	0.000	0.000	52.405	0.000	0.007	99.131
		毒砂	43c	43.703	0.000	0.000	34.176	0.062	0.000	0.080	0.000	0.000	22.077	0.010	0.094	100.131
	Py II-2	毒砂	43d	42.012	0.000	0.000	35.224	0.000	0.009	0.000	0.017	0.000	23.461	0.008	0.127	100.858
		辰砂	44a	0.000	86.653	0.000	0.000	0.000	0.030	0.000	0.000	0.000	13.828	0.030	0.000	100.541
		黄铁矿	44b	0.180	0.000	0.000	46.034	0.027	0.000	0.000	0.099	0.000	52.235	0.000	0.000	98.575
	Py II-1	辰砂	44c	0.000	84.490	0.000	0.015	0.005	0.098	0.000	0.000	0.000	13.776	0.063	0.000	98.447
		黄铁矿	45a	0.000	0.000	0.094	45.613	0.058	0.241	0.006	0.006	0.000	52.774	0.003	0.002	98.791
		黄铁矿	45b	0.060	0.000	0.013	45.829	0.017	0.037	0.003	0.003	0.000	53.043	0.021	0.013	99.036
	Py II-2	毒砂	45c	41.858	0.000	0.117	34.803	0.012	0.055	0.000	0.034	0.047	23.003	0.008	0.104	100.041
		毒砂	45d	40.871	0.000	0.150	35.032	0.041	0.029	0.000	0.013	0.053	23.399	0.000	0.179	99.767
		细粒浸染状辰砂	46	0.000	86.050	0.000	0.072	0.057	0.000	0.000	0.000	0.000	13.548	0.023	0.000	99.750
	Py II-1	片状辰砂	47	0.004	86.208	0.000	0.026	0.023	0.000	0.000	0.000	0.000	13.643	0.093	0.000	99.997
		片状辰砂	48	0.000	84.842	0.000	0.009	0.038	0.000	0.000	0.000	0.000	13.333	0.023	0.003	98.248
		片状辰砂	49	0.009	86.375	0.000	0.039	0.000	0.088	0.000	0.000	0.000	13.755	0.000	0.000	100.266
Py II-1	粒状辰砂	50	0.000	88.696	0.000	0.024	0.000	0.044	0.000	0.000	0.000	13.892	0.055	0.000	102.711	
	环带黄铁矿 ⁺ 外环	51a	2.120	0.000	0.048	45.599	0.013	0.000	0.000	0.118	0.000	50.747	0.000	0.000	98.645	
	环带黄铁矿 ⁺ 内环	51b	0.000	0.000	0.000	45.627	0.054	0.043	0.000	0.000	0.000	51.932	0.000	0.009	97.665	
DZ9	Py II-1	片状黄铁矿 ⁺	52	0.021	0.000	0.000	45.729	0.000	0.000	0.000	0.000	53.356	0.000	0.000	99.106	
		小球状黄铁矿 ⁺	53	0.016	0.000	0.000	46.308	0.000	0.042	0.000	0.000	0.000	53.327	0.006	0.000	99.699
	Py I	小球状黄铁矿 ⁺	54	0.013	0.000	0.161	46.247	0.076	0.014	0.000	0.067	0.000	53.038	0.004	0.000	99.620
		粒状黄铁矿 ⁺	55	0.016	0.000	0.000	45.924	0.046	0.000	0.000	0.000	0.000	53.238	0.000	0.038	99.262
	Py I	五角十二面体黄铁矿 ⁺	56	0.000	0.000	0.060	46.020	0.017	0.000	0.000	0.006	0.000	53.964	0.002	0.000	100.069

4.2 硫同位素

据表 2, 辰砂的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ 分布区间为 20.63‰ ~ 23.53‰ (表 2), 据谢卓君等 (2014), 排庭金汞矿辉锑矿的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ (或 $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$) 平均为 20.53‰, 黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ 为 20.7‰, 变化范围较小, 富集重硫。

研究区域中的硫主要以硫化物形式出现, 未见硫酸盐类矿物, 故硫化物的硫同位素特征可近似认为是成矿流体的硫同位素特征。据大本模式 (Ohmoto, 1972), 由于热液体系中物理化学条件的制约, 硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 值应低于热液 $\delta^{34}\text{S}$ 值。寒武系海洋硫酸盐的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}\text{‰}$, 为 26.4‰ ~ 35.5‰ (Claypool et al., 1980), 而本次所测及引用的 $\delta^{34}\text{S}$ (表 2) 比当时海洋硫酸盐的略低, 可证明丹寨排庭金汞矿床辰砂中的硫主要来自于含矿地层或者直接继承了地层中的硫, 这一点也可被围岩以及矿石中存在被溶蚀的黄铁矿所证实。由于含矿地层富含有机质 (图 3j、k、l), 卤水活动作用获取的硫酸盐流经地层时被有机质还原为 H_2S (刘平, 1992), 提供硫化物形成所需的硫源, 也佐证了有机质在该期成矿事件中起重要作用。此外, $\delta^{34}\text{S}$ 值比海洋硫酸盐中 $\delta^{34}\text{S}$ 值偏低, 可能与成矿流体中富含 $\delta^{32}\text{S}$ 的生物硫有关。辰砂和辉锑矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值分布均一, 说明辰砂和辉锑矿中

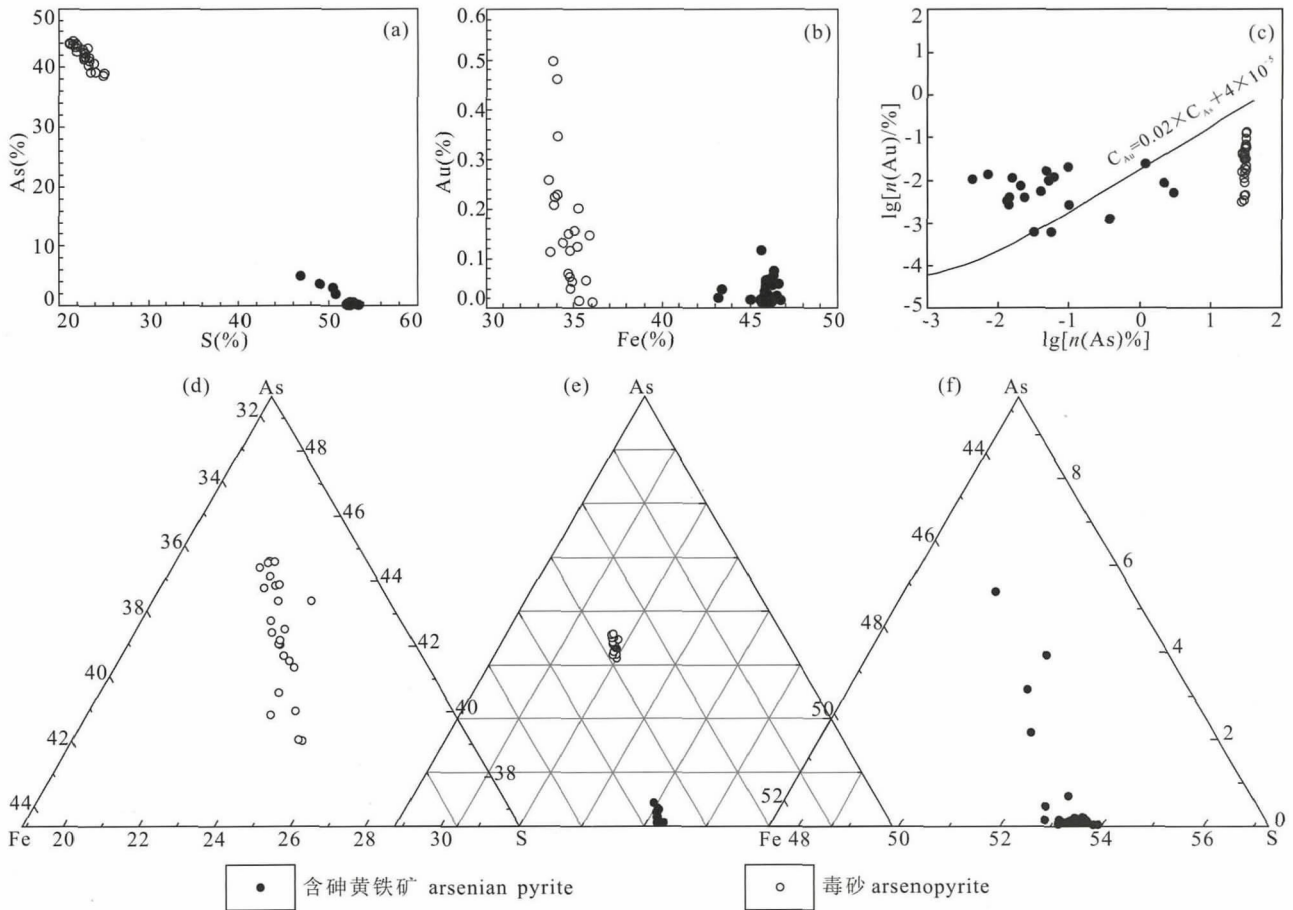


图 7 含砷黄铁矿和毒砂中 Fe、S、As、Au 关系图(图 7c 底图据 Reich et al., 2005)

Fig. 7 Relationship between Fe, S, As and Au in arsenian pyrite and arsenopyrite(Fig. 7c from Reich et al., 2005)

硫有着相同的物质来源。谢卓君(2016)所测排庭金汞矿黄铁矿 $\delta^{34}S_{V-CDT}$ 为 20.7‰, 显示为地层硫的特征, 而由前文电子探针分析可知, 黄铁矿具有多期叠加性, 有同生沉积的黄铁矿, 也有金成矿期的黄铁矿, 可推测黄铁矿不同微区的硫同位素应具有多种来源的特征。因此, 丹寨排庭金汞矿床的汞矿和锑矿中的硫主要为地层硫, 其次为生物硫, 有机质和生物的还原作用参与了成矿流体的演化。

表 2 贵州丹寨排庭金汞矿硫同位素值

Table 2 Sulfur isotopic value of the Paiting gold—mercury deposits, Danzhai, Guizhou

样品编号	测定矿物	$\delta^{34}S_{V-CDT}$ (‰)	$\delta^{34}S_{CDT}$ (‰)	来源
HgS1	辰砂	20.63	/	本文
HgS2	辰砂	23.53	/	本文
HgS3	辰砂	21.47	/	本文
	辉锑矿	/	20.46	谢卓君等, 2014
	辉锑矿	20.6	/	谢卓君, 2016
	黄铁矿	20.7	/	谢卓君, 2016

4.3 有机碳同位素

DZC1、DZC2、DZC3 为有机碳质含量高的灰岩, DZC4 为沥青, 测试结果见表 3。

表 3 贵州丹寨排庭金汞矿床有机碳同位素值

Table 3 Organic carbon isotopic value of limestone from the Paiting gold—mercury deposit in Danzhai, Guizhou

样品号	采样位置	C 含量 (%)	C/N	$\delta^{13}C_{V-PDB}$ (‰)
DZC1	II 号矿层	1.76	95.69	-29.78
DZC2	I 号矿层	1.07	19.47	-29.70
DZC3	I 号矿层	1.4	18.86	-29.69
DZC4	I 号矿层	53.49	19.52	-30.45

陆源有机质一般贫 N, $\delta^{13}C_{PDB}$ 值为 -26‰, 海洋有机质 $\delta^{13}C$ 值为 -21‰ 左右 (Ogrinc et al., 2005)。排庭金汞矿床中 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ 偏负、C/N 偏高, 显示更具有陆源有机质的特征。排庭金汞矿床矿层中的碳含量高达 1.07% - 1.76%, 甚至出现碳含量高达 53.49% 的沥青, 属于富含有机质的地层。有机碳同

位素测试结果表现出轻碳同位素非常富集, $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 为 $-29.78\text{‰} \sim -30.45\text{‰}$, 平均 -29.90‰ , 变化范围相当小, 说明有机质提供了重要的碳源, 这与赋矿围岩富含有机质的地质事实相吻合。

4.4 碳氧同位素

碳、氧同位素分析结果如表 4, 方解石中 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 均为负值且变化范围较大, $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值为 $15.23\text{‰} \sim 20.14\text{‰}$, 金矿石中方解石的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 低于围岩, 而汞矿石中方解石的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 高于围岩。

表 4 贵州丹寨排庭金汞矿单矿物方解石碳、氧同位素值
Table 4 Carbon and oxygen isotope compositions of calcite from the Paiting gold—mercury deposits, Danzhai Guizhou

样号	样品位置	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ (‰)
Cal1	金矿石	-5.72	-15.21	15.23
Cal2	矿层底板	-3.00	-13.87	16.61
Cal3	矿层顶板	-2.70	-14.94	15.51
Cal4	矿层底板	-5.04	-11.93	18.61
Cal5	汞矿石	-2.57	-12.02	18.52
Cal6	汞矿石	-5.97	-12.80	17.72
Cal7	汞矿石	-5.20	-10.77	19.81
Cal8	汞矿石	-0.56	-10.45	20.14

一般成矿热液体系中碳的来源有 3 种: ①岩浆来源或地幔射气, 其 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 分别为 $-3\text{‰} \sim -9\text{‰}$ 和 $-2\text{‰} \sim -5\text{‰}$ (Taylor, 1986); ②沉积岩中碳酸盐岩的脱气作用或含盐卤水和泥质岩相互作用产生的碳, 其 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 为 $-2\text{‰} \sim -3\text{‰}$, 海相碳酸盐岩中碳的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 均值为 0 左右 (Veizer et al., 1980); ③各类岩石中有机质富集 ^{12}C , $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 为 $-30\text{‰} \sim -15\text{‰}$ (Ohmoto, 1972)。不同来源的碳同位素值有较大差异, 当多种不同来源的碳结合在一起时, 其 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值也往往为 -5‰ 左右 (Ohmoto and Rye, 1979), 因此, 当 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 为 -5‰ 左右时, 其碳可能来源于地幔或岩浆岩或者不同端元流体的混合物。排庭金汞矿床 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 为 $-0.56\text{‰} \sim -5.97\text{‰}$, 平均值 -3.84‰ , 少数位于海相碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 区间, 多数分布于深部来源和幔源碳的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 区间, 表示成矿流体中碳具有多源性。

排庭金汞矿方解石的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 为 $15.23\text{‰} \sim 20.14\text{‰}$, 位于海相石灰岩 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ ($10\text{‰} \sim 30\text{‰}$) 之间, 说明方解石的氧来源于围岩。

5 讨论

5.1 成矿期次

通过野外观察及分析研究, 辰砂分布在晶粒大、较厚的方解石脉中, 而金矿石中的方解石呈现出脉体较细、结晶颗粒细小的特点, 显然汞矿石的方解石脉为后期方解石。因此, 可判断金为早期成矿, 而汞为晚期成矿。

据电子探针微区分析结果, Py I 含 Au 而不含 Sb、Hg; Py II 中开始出现 Sb (平均值 0.012%); 在毒砂中 Sb 含量达到最高 (平均值 0.101%); Py III 中 Sb 含量开始降低 (平均值 0.019%), 并出现 Hg (平均值 0.051%); 而辰砂中 Sb 几乎为 0, 说明金、锑、汞从早到晚依次形成。

因此, 可认为丹寨排庭金汞矿床中金、锑、汞为三个不同的成矿期次, 并且从早到晚依次形成。

5.2 成矿流体

通过野外观察及地球化学特征分析, 认为排庭金汞矿存在多期次的流体活动, 其证据主要有: 首先, 方解石脉体存在相互穿插切割现象; 其次, 不同期次的碳、氧同位素及方解石的稀土元素配分型式具有显著差异。

稀土元素在蚀变过程中可以随着流体发生迁移 (McLennan and Taylor, 1979), 成矿流体来源于地层时, 矿石或者矿物和地层中稀土元素的特征应较为一致, 若成矿流体来自深部, 二者的稀土元素特征会表现出差异。据图 8b, 方解石的稀土元素配分曲线有三类: 一类为 LREE 富集型 (Cal2、Cal3、Cal6、Cal8)、一类为相对平坦型 (Cal1、Cal5、Cal7)、一类为 LREE 亏损型 (Cal4), 说明方解石并非单纯来源于地层, 而是来源于深部或是流经岩浆岩发育的区域, 其热液性质或物化条件有所不同。LREE/HREE 会在吸附或络合作用中发生分馏, 在缺少络合配体的酸性环境中, 吸附作用随离子半径的减小而增强, 导致 LREE 富集, 若流体在流入断裂之前与围岩发生了水岩反应, 因流体中的碳酸盐岩络合物从 La 至 Lu 增加, 导致 HREE 富集 (Bau and Moller, 1992)。因此, 样品 Cal2、Cal3、Cal6、Cal8 的方解石沉淀于酸性环境, 方解石脉可能形成于围岩附近或者成岩期, 未发生有影响意义的水岩反应; 样品 Cal4 沉淀于围岩中并与围岩发生了充分的水岩反应, 导致流体中 LREE 降低而 HREE 增加。轻重稀土分异不明显, 可能是受热液作用强烈 (宋威方等, 2018), 样品 Cal1、Cal5、Cal7 的稀土配分曲线相对平坦, 意味着水岩交代强度较低, 且受到了较强的热液作用。

排庭金汞矿床方解石中 δEu 异常不稳定, 但整

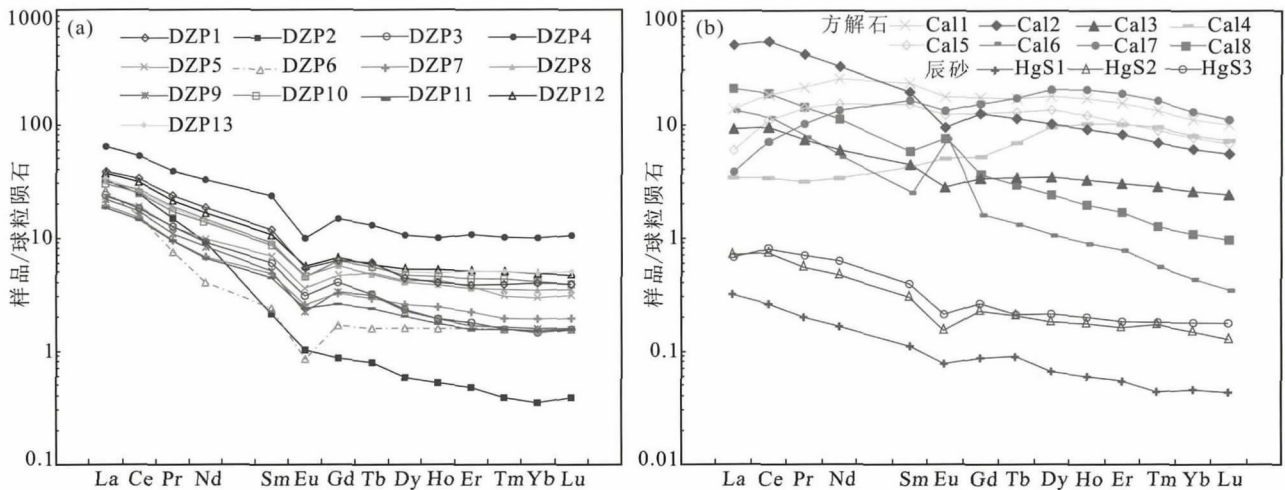


图 8 丹寨排庭金汞矿含矿岩系 (a)、单矿物方解石和辰砂 (b) 稀土元素球粒陨石标准化配分模式图

Fig. 8 Chondrite-normalized REE patterns of ore-hosted strata (a), calcite and cinnabar (b) from the Paiting gold—mercury deposit

体均值呈正异常。辰砂样 HgS9、HgS10、HgS11 分别来自方解石样 Cal5、Cal6、Cal8, Cal5δEu 为弱负异常, Cal6、Cal8 号 δEu 为正异常, 表明成矿流体主要来源于深部或经历过相对富含斜长石源区的水—岩反应或至少经历过高温、还原的环境。另外, Ce⁴⁺ / Ce³⁺ 的氧化还原平衡随温度升高而转变为更高的氧逸度, 因此起源于高温环境的成矿流体一般不具 Ce 异常, 本次方解石 Ce 无异常或者呈弱正异常, 表明成矿流体起源于岩浆热液。

轻稀土富集指示了流体中富 CO₂ (Michard et al., 1987), 矿床的矿物组合主要有毒砂、黄铁矿、含砷黄铁矿、辰砂等硫化物, 表明成矿流体中富含活动性强具有还原性的 S²⁻。因此, 该期的成矿流体呈富 CO₂ 的酸性还原性流体。

方解石样品出现轻重稀土分馏不明显的平坦型分布型式和轻稀土相对亏损的情况, 说明成矿流体成分发生了变化, 出现相对酸性、氧化的环境, 这可能与大气降水的淋滤作用有关, 区内断裂发育, 正好为大气降水的下渗提供了良好条件, 岩浆热液沿断裂或破碎带向地层迁移的过程中与大气降水等相结合, 氧逸度升高, 铕异常明显降低。

此外, 从同位素的角度来分析, 碳、氧同位素的分布不甚集中, 也可说明方解石的形成有差异, 矿石中方解石与矿层顶、底板中方解石的氧同位素值相差较大, 说明成矿流体并非单纯来自围岩, 而是经过了一定的混染作用, 这反映了金矿和汞矿在成因上的差异性。由于金矿石中方解石的 δ¹³C_{V-PDB} 的为典

型的岩浆来源特征, 大气降水的有较低的 δ¹⁸O_{V-SMOW} 值, 因此, 金矿石中方解石的 δ¹⁸O_{V-SMOW} 小于围岩的, 可能是因为在金矿成矿过程中, 岩浆中混入的大气降水的原因; 汞矿石中方解石的 δ¹⁸O_{V-SMOW} 普遍大于围岩, 说明在形成汞矿的过程中, 热液在运移过程中与围岩(碳酸盐岩)发生水岩反应而进行了同位素交换, 使 δ¹⁸O_{V-SMOW} 逐渐增加, 也促使方解石沉淀。

总之, 丹寨排庭金汞矿床的成矿流体具有多期次、多来源性, 其主要来源为岩浆热液, 并结合了部分大气降水。

5.3 金、汞的来源

结合区域地质背景, 金成矿物质来源有三种可能性, 即地层、盆地流体和深部岩浆。区内变马冲组、九门冲组、柳江组、乌训组的金背景值高于金的丰度(据《贵州省丹寨县排庭金矿详查报告》), 它们有作为矿源层的可能性, 但更可能是成矿扩散晕(章雨旭, 2006)。但不同层位的金矿床成矿时代基本一致(严钧平等, 1989; 李红阳等, 2002), 排庭金矿床的空间分布明显受深大断裂的控制, 区内断裂多为压性断裂, 容易形成岩浆房, 且碳、氧同位素特征等已经表明金的成矿与深部岩浆有关, 因此, 深部岩浆可能是金的主要来源, 深大断裂为深部流体上涌的良好通道。野外观察可见金矿化层位有硅化、方解石化, 且蚀变程度从矿层向两侧围岩逐渐减弱, 对矿区各类岩石的金含量系统测试结果表明, 硅质脉体、方解石脉体越多的层位, 金的品位越高(图

4),表明金可能正好是由这些脉体带来,含金热液向周围扩散运移过程中,在物理化学条件发生改变时,寄居于黄铁矿、毒砂、粘土矿物中得以沉淀。以上信息均可说明,金元素主要来源于深部岩浆。

矿层顶板和底板方解石样品(Cal2、Cal3)的稀土配分型式和辰砂的大致相同,表现出明显的继承性,说明该期成矿流体为汞成矿提供了物质来源。将辰砂矿石与对应地层岩石的稀土元素配分型式(图8a、b)进行对比,可得辰砂矿石的稀土配分型式与地层岩石的基本相同,稀土元素特征参数相似,充分表明辰砂保持了原岩的稀土元素特征,在汞矿形成过程中未发生分馏,而原岩中的稀土含量高于辰砂中的,是因为地层矿石含有丰富的有机质,对稀土元素有较强的吸附能力,因此,认为汞主要来源于地层岩石。

5.4 矿床成因

草莓状黄铁矿可作为生物参与成矿作用和沉积作用的重要标志(叶俊莲等,1998)。排庭金汞矿床地层中含有生物成因的草莓状黄铁矿(图6b、c),表明生物—有机质促进了该期的沉积(成矿)作用,有机质的还原作用也促进了黄铁矿(FeS_2)的富集。据前文分析汞矿床辰砂中的硫为还原硫,热化学硫酸盐还原作用(TSR)在贵州与油气热卤水相关的汞(金、锑)矿床成矿作用中有重要作用(陈履安等,2019),有机质不仅充当TSR过程中的还原剂,而且能降解部分还原态硫提供给成矿流体,而汞质是由一套富含有机物的盆地沉积物构成的生汞层提供(严钧平等,1989),表明有机质在汞矿的形成过程中起积极作用。

矿层中DZP1、DZP2、DZP3、DZP6的金含量分别为 0.191×10^{-6} 、 0.082×10^{-6} 、 0.299×10^{-6} 、 0.291×10^{-6} ,可见,金含量与有机质的含量(表3)并不存在相关关系,表明有机质与金的成矿关系并不密切。

利用方解石碳、氧同位素值投影作图(图9),数据点均位于海相碳酸盐岩左侧区域,沿“碳酸盐岩溶解线”向花岗岩区域靠近,并有整体向下往沉积有机质区靠近的趋势,特别是汞矿石的点,与“脱羟基作用”线的指向吻合。总体演化曲线显示,成矿流体中碳、氧的来源有三种可能因素:首先是成矿流体中部分 CO_2 由海相碳酸盐岩矿物的溶解作用产生;其次是少量沉积有机物质的脱羟基作用提供了 CO_2 ,这也是盆地流体的特征(刘建明等,1998),表明盆地流体中有机物质在汞矿成矿中起作用;此外演化趋势表明岩浆提供了重要的碳质,特别是离花

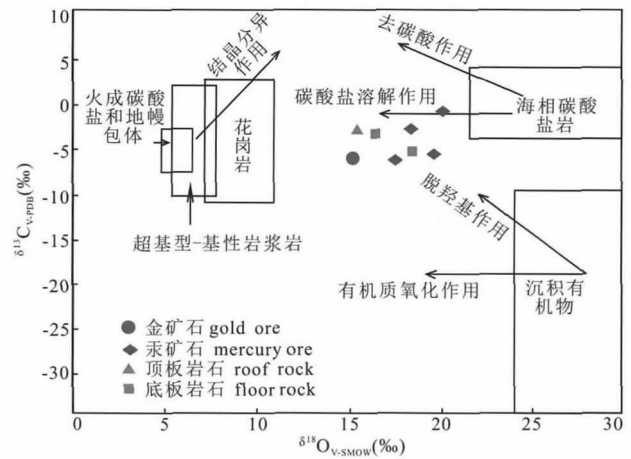


图9 丹寨排庭金汞矿床方解石碳—氧同位素图解(底图据刘建明等,1998)

Fig. 9 Carbon—oxygen isotope diagram of calcite from the Paiting gold—mercury deposit (from Liu Jianming et al., 1998&)

岗岩区域最近的金矿石样品,其 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 为 -5.72‰ (表3),位于岩浆来源的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 范围内,该样品中金异常显著,说明与金矿有关的成矿流体来源于岩浆,岩浆作用对金的成矿有重要影响。

此外,金矿床中黄铁矿的 Au/Ag 值可反映一定的矿床成因信息,岩浆热液型金矿床中黄铁矿的金含量较高, $\text{Au}/\text{Ag} \geq 0.5$ (李红兵等,2005)。丹寨金汞矿床中 Au/Ag 最高可达16.86,平均比值为3.23,也可证明丹寨金汞矿床中金矿的形成与岩浆有关。

6 结论

(1) 将热液成矿期黄铁矿划分为成矿早阶段黄铁矿、成矿主阶段黄铁矿、成矿晚阶段黄铁矿。毒砂是丹寨金汞矿床的主要载金矿物,其次为成矿主阶段I世代黄铁矿;环带黄铁矿的核部富Fe、S,贫Au、As;环带部位贫Fe、S,富Au、As。金主要以不可见的固溶体形式(Au^+)呈浸染状分布,可能存在自然金(Au^0)。

(2) 金、锑、汞为不同期次,金为早期、接着是锑,而汞为晚期。丹寨排庭金汞矿床的成矿流体具有多期次、多来源性,其来源主要为岩浆热液,并结合了大气降水,有机质和生物的还原作用参与了成矿流体的演化。成矿流体中碳可能来源于地幔或岩浆岩或者不同端元流体的混合体,氧主要来源于围岩。汞矿和锑矿中的硫主要为地层硫,其次为生物

硫。

(3) 丹寨排庭金汞矿床中金主要来源于深部岩浆, 金矿的形成主要为热液活动所致; 汞主要来源于地层, 碳酸盐岩的溶解及沉积有机物的脱羟基作用在汞矿的形成过程中起重要作用。

致谢: 中国地质调查局西安地质调查中心周宁超工程师在电子探针分析过程中给予了很大帮助, 审稿专家和编辑为本文提出了宝贵的修改意见, 在此一并表示感谢!

参 考 文 献 / References

(The literature whose publishing year followed by a "&" is in Chinese with English abstract; The literature whose publishing year followed by a "#" is in Chinese without English abstract)

- 陈履安, 周琦, 2019. 热化学硫酸盐还原作用(TSR)与贵州汞(金锑)矿床成因机制再探讨——从黔东南汞矿古天然气渗漏沉积成矿理论得到的启示. 地质论评, (65) 2: 431~437.
- 陈懋弘. 2007. 基于成矿构造和成矿流体耦合条件下的贵州锦丰(烂泥沟)金矿成矿模式. 导师: 毛景文. 北京: 中国地质科学院博士学位论文: 1~187.
- 孔令兵. 2014. 贵州三一丹汞金多金属矿带成矿规律分析. 中国西部科技, (9): 21~23.
- 罗朝坤, 朱尤青, 达伟. 2017. 贵州丹寨县排庭金矿成矿地质条件分析. 云南地质, 36(4): 345~349.
- 李红兵, 曾凡治. 2005. 金矿中的黄铁矿标型特征. 地质找矿论丛, 20(3): 199~203.
- 李红阳, 高振敏, 杨竹森, 罗泰义, 饶文波. 2002. 贵州丹寨卡林型金矿床地球化学特征. 地质科学, 37(1): 1~7.
- 刘建明, 刘家军, 郑明华, 顾雪祥. 1998. 微细浸染型金矿床的稳定同位素特征与成因探讨. 地球化学, 27(6): 585~591.
- 刘平. 1992. 我国主要汞矿床的辰砂硫同位素组成. 矿床地质, (3): 213~220.
- 宋威方, 刘建中, 苏成鹏, 王泽鹏, 杨成富, 李俊海, 郑禄林, 谭代卫, 徐良易, 王大福. 2018. 贵州泥堡金矿床构造蚀变体岩相学及地球化学特征. 地质学刊, 42(4): 607~615.
- 孙国涛, 沈能平, 苏文超, 俸月星, 赵建新, 彭建堂, 董文斗, 赵海. 2016. 贵州苗龙金锑矿床方解石微量元素、Sr—Nd同位素地球化学特征及其意义. 矿物学报, 36(3): 404~412.
- 王华云, 施继锡. 1997. 贵州丹寨、三都、都匀地区低温成矿系列的成矿物质来源和分异条件. 矿物学报, 17(4): 491~500.
- 王加昇, 温汉捷. 2015. 贵州交梨——拉峨汞矿床方解石 Sm—Nd 同位素年代学. 吉林大学学报(地球科学版), 45(5): 1384~1393.
- 韦东田, 夏勇, 谭亲平, 谢卓君, 闫俊, 郭海燕, 刘建中. 2016. 黔西南泥堡金矿围岩与矿石的对比及其成矿机制研究. 岩石学报, 32(11): 3343~3359.
- 伍守荣. 2008. 贵州省排庭金矿地质特征与成因分析. 矿产与地质, 22(1): 55~61.
- 谢卓君, 夏勇, 闫宝文, 王泽鹏, 谭亲平, 伍守荣, 范二川. 2014. 贵州省三都—丹寨成矿带中卡林型金矿地球化学特征及成矿物质来源初探. 矿物岩石地球化学通报, 33(3): 326~333.
- 谢卓君, 2016. 中国贵州卡林型金矿与美国内华达卡林型金矿对比研究. 导师: 夏勇, Jean Cline. 贵阳: 中国科学院地球化学研究所博士学位论文: 1~201.
- 谢卓君, 夏勇, Jean Cline. 2017. 贵州三都—丹寨汞—金—锑成矿

- 带: 一个潜在的黔西南式“卡林”型金矿成矿带. 矿物岩石地球化学通报, 36(增): 795~796.
- 严钧平, 等. 1989. 贵州汞矿地质. 北京: 地质出版社: 1~366.
- 叶俊莲, 陈其英, 李任伟, 等. 1998. 生物有机成矿作用和成矿背景. 北京: 海洋出版社: 1~462.
- 章雨旭. 2006. 地质学研究中常见逻辑方面的问题分析. 高校地质学报, 12(1): 147~152.
- Bau M and Moller P. 1992. Rare-earth element fractionation in metamorphogenic hydrothermal calcite, magnesite and siderite. Mineral. Petrol., 45(3~4): 231~246.
- Claypool G E, Holser W T, Kaplan I R, Sakal H, Zak I. 1980. The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. Chem. Geol., 28(80): 199~260.
- Chen Li'an, Zhou Qi. 2019. Sulfate thermochemical reduction (TSR) and rediscussion on the formation mechanism of mercury (gold / antimony) deposits in Guizhou——Inspiration from the theory of paleo-gas seepage-sedimentary mineralization of manganese deposits in eastern Guizhou. Geological Review, 65(2): 431~437.
- Chen Maohong. 2007. The genetic model of Jinfeng (Lannigou) gold deposit based on the coupling of metallotectonics and ore-forming fluid. Advisor: Mao Jingwen. Beijing: Chinese Academy of Geological Sciences, Doctoral Dissertation: 1~187.
- Hu Ruizhong, Fu Shanling, Huang Yong, Zhou Meifu, Fu Shaohong, Zhao Chenghai, Wang Yuejun, Bi Xianwu, Xiao Jiafei. 2016. The giant South China Mesozoic low-temperature metallogenic domain: Reviews and a new geodynamic model. Journal of Asian Earth Sciences, 137: 9~34.
- Kong Lingbing. 2014. Analysis on the mineralization of gold polymetallic ore in Sandu—Danzhai, Guizhou. Science and Technology of West China, 13(9): 21~23.
- Luo Chaokun, Zhu You Qing, Da Wei. 2017. Analysis on ore-forming geological conditions of Paiting gold deposit in Danzhai, Guizhou. Yunnan Geology, 36(4): 345~349.
- Li Hongbing, Zeng Fanzhi. 2005. The pyrite's typomorphic characteristics in gold deposit. Contributions to Geology and Mineral Resources Research, 20(3): 199~203.
- Li Hongyang, Gao Zhenmin, Yang Zhusen, Luo Taiyi, Rao Wenbo. 2002. Geochemical features of Danzhai Carlin-type gold deposit, Guizhou Province. Chinese Journal of Geology, 37(1): 1~7.
- Liu Jianmin, Liu Jiajun, Zheng Minghua, Gu Xuexiang. 1998. Stable isotope compositions of micro-disseminated gold and genetic discussion, Geochemical, 27(6): 585~591.
- Liu Ping. 1992. Sulfur isotopic composition of Cinnabar. Mineral Deposits, (3): 213~220.
- McLennan S M and Taylor S R. 1979. Rare earth element mobility associated with uranium mineralisation. Nature, 282(5736): 247~250.
- Michard A, Beaucaire C, Michard G. 1987. Uranium and rare earth elements in CO₂-rich waters from Vals-les-Bains (France). Geochimica et Cosmochimica Acta, 51(4): 901~909.
- Ogrinc N, Fontolan G, Faganeli J, Faganelic J, Covellib S. 2005. Carbon and nitrogen isotope compositions of organic matter in coastal marine sediments (the Gulf of Trieste, N Adriatic Sea): Indicators of sources and preservation. Marine Chemistry, 95(3): 163~181.
- Ohmoto H and Rye R O. 1979. Isotopes of sulfur and carbon. In: Barne HL (ed.). Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. 2nd edition. New York: John Wiley, 509~567.
- Ohmoto H. 1972. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. Economic Geology, 67(5): 551~578.
- Reich M, Kesler S E, Utsunomiya S, Palenik C S, Chrystoulis S L and

- Ewing R C. 2005. Solubility of gold in arsenian pyrite. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 69(11): 2781~2796.
- Peng Yiwei, Gu Xuexiang, Zhang Yongmei, Liu Li, Wu Chenyun, Chen Siyao. 2014. Ore-forming process of the Huijiabao gold district, southwestern Guizhou Province, China: Evidence from fluid inclusions and stable isotopes. *Journal of Asian Earth Sciences*, 93: 89~101.
- Sun Guotao, Shen Nengping, Su Wenchao, Feng Yuexing, Zhao Jianxin, Peng Jiantang, Dong Wendou, Zhao Hai. 2016&. Characteristics and implication of trace elements and Sr—Nd isotope geochemistry of calcites from the Miaolong Au—Sb deposit, Guizhou Province, China. *Acta Mineralogica Sinica*, 36(3): 404~412.
- Su Wenchao, Dong Wendou, Zhang Xingchun, Shen Nengping, Hu Ruizhong, Hofstra A H, Cheng Lianzhen. 2018. Carlin-Type Gold Deposits in the Dian—Qian—Gui “Golden Triangle” of Southwest China. *Society of Economic Geologists, Inc. Reviews in Economic Geology: Diversity of Carlin-type gold deposits*, 20: 157~185.
- Song Weifang, Liu Jianzhong, Su Chengpeng, Wang Zepeng, Yang Cheng Fu, Li Junhai, Zheng Lulin, Tan Daiwei, Xu Liangyi, Wang Dafu. 2018&. Petrographic and geochemical characteristics of SBT in Nibao gold deposit in Guizhou. *Journal of Geology*, 42(4): 607~615.
- Taylor B E. 1986. Magmatic volatiles; Isotopic variations of C, H and S. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 16: 185~225.
- Veizer J, Holser W T, Wilgus C K. 1980. Correlation of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ secular variations. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 44(4): 579~587.
- Wang Huayun, Shi Jixi. 1997&. Sources ore-forming materials and controls over depositional differentiation in the epithermal mineralization series in the Danzhai—Sandu—Duyun area of Guizhou Province. *Acta Mineralogica Sinica*, 17(4): 491~500.
- Wang Jiasheng, Wen Hanjie. 2015&. Sm—Nd dating of hydrothermal calcites from Jiaoli—Lae mercury deposit, Guizhou Province. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 45(5): 1384~1393.
- Wei Dongtian, Xia Yong, Tan Qiping, Xie Zhuojun, Yan Jun, Guo Haiyan, Liu Jianzhong. 2016&. Comparative study of the wallrock and ore and ore forming mechanisms at the Nibao gold deposit, Guizhou, China. *Acta Petrologica Sinica*, 32(11): 3343~3359.
- Wu Shourong. 2008&. Geological characteristics of the Paiting Au deposit with its genesis analysis, Guizhou Province. *Mineral Resources and Geology*, 22(1): 55~61.
- Xie Zhuojun, Xia Yong, Yan Baowen, Wang Zepeng, Tan Qiping, Wu Shourong, Fan Erchuan. 2014&. Geochemical characteristics and metallogenic materials source of Carlin-type gold deposits in the Sandu—Danzhai metallogenic zone, Guizhou. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 33(3): 326~333.
- Xie Zhuojun. 2016&. Comparison of the Carlin-style Gold deposits, Guizhou Province, China, with Carlin-type Gold deposits, Nevada, USA. Advisor: Xiao Yong, Jean Cline. Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Doctoral Dissertation, 1~201.
- Xie Zhuojun, Xia Yong, Jean Cline. 2017#. Mercury—gold—antimony mineralization belt of Sandu—Danzhai, Guizhou: a potential “karin-type” gold mineralization belt in Southwest Guizhou. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 36 (supp.): 795~796.
- Xie Zhuojun, Xia Yong, Cline J S, Koenig A, Wei Dongtian, Tan Qiping, Wang Zepeng. 2018. Are There Carlin-Type Gold Deposits in China? A Comparison of the Guizhou, China, Deposits with Nevada, USA, Deposits. *Society of Economic Geologists, Inc. Reviews in Economic Geology: Diversity of Carlin-type gold deposits*, 20: 187~233.
- Yan Junping. 1989#. *Geology of Mercury Deposits of Guizhou Province, China*. Beijing: Geological Press: 1~366.
- Ye Junlian, Chen Qiyang, Li Renwei. 1998#. *Bioorganic Mineralization and the Metallogenic Background*. Beijing: Ocean Press, 1~462.
- Zhang Yuxu. 2006&. An analysis for common logical mistakes in geological studies. *Geological Journal of China Universities*, 12(1): 147~152.

Geological and geochemical characteristics of the Paiting gold—mercury deposit in Danzhai, Guizhou

LI Depeng¹⁾, YANG Ruidong¹⁾, CHEN Jun²⁾, GAO Junbo¹⁾, ZHENG Lulin³⁾, DU Lijuan¹⁾

1) *College of Resource and Environment Engineering, Guizhou University, Guiyang, 550025;*

2) *Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Science, Guiyang, 550081;*

3) *College of Mining, Guizhou University, Guiyang, 550025*

Objectives: The Danzhai gold—mercury deposit is located in the Sandu—Danzhai gold—mercury—antimony polymetallic metallogenic belt. The studies on gold deposits of Guizhou focus on the Southwest in Guizhou. However, there is no systematic study on Danzhai gold deposit so far. Geological, geochemical characteristics and genesis of the paiting gold—mercury deposit in Danzhai are studied in this paper.

Methods: Field investigation and systematic sampling were carried out in this paper. Thin section from six samples for electron probe analysis of sulfides. Cinnabar from three samples of mercury ore for sulfur isotope analysis. Calcite from eight samples for carbon and oxygen isotopes analysis. Organic carbon from four limestone samples for carbon isotopes analysis.

Results: Electron probe analysis shows that: Pyrite has different shapes in different stages and the content of each element is different. Au content in cinnabar is lower than the detection limit, and arsenopyrite is the main gold-bearing mineral. $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ ($\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$) of cinnabar and stibnite varies from 20.63‰ to 23.53‰, $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ of organic carbon varies from -29.78‰ to -30.45‰, $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ of calcite varies from -0.56‰ to -5.97‰,

$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ varies from 15.23‰ to 20.14‰. The results show that: The sulfur of cinnabar and stibnite is mainly strata sulfur and biogenic sulfur; the oxygen of calcite comes from the surrounding rock; the carbon of metallogenetic fluids from multiple sources and organic carbon is one of the necessary sources.

Conclusions: Pyrite is divided into diagenetic period pyrite and hydrothermal period pyrite. Hydrothermal period pyrite includes early metallogenetic stage pyrite (Py I), main metallogenetic stage pyrite (Py II) and late metallogenetic stage pyrite (Py III). Arsenopyrite is the main gold-bearing mineral. The sulfur of cinnabar and stibnite is mainly strata sulfur and biogenic sulfur. The metallogenetic fluids is mainly magmatic hydrothermal, which combined with some meteoric precipitation. The carbon in metallogenetic fluids may comes from a mixture of different end-member fluids, and the oxygen comes from surrounding rocks. Gold, antimony and mercury the Paiting gold—mercury deposit of are formed successively and belong to different metallogenetic stages. Gold element is mainly derived from hypomagma, and the gold mineralization is related to magma. However, mercury is mainly derived from the strata, and the mercury mineralization is related to the the dissolution of carbonate rocks and the dehydroxylation of deposited organic matter. The sulfur of the mercury ore and antimony ore is mainly strata sulfur and biogenic sulfur.

Keywords: geochemistry; genesis of deposit; gold deposit; mercury deposit; Danzhai, Guizhou

Acknowledgements: This research was funded by the Project National Natural Science Foundation of China (No. U1812402, 41802107); Guizhou Scientific and Technology Fund (No. QKHJC [2019] 1315); Scientific Research Foundation of the Introduction Talents of Guizhou University(No. GDRJHZ [2017] 36)

First author: LI Depeng, born in 1988. Master degree, Research direction: mineralogy, petrology, mineral deposit geology. Email: dpligzuy@163.com

Corresponding: YANG Ruidong, born in 1963. Professor, Ph. D. Supervisor, engaged in the study of mineral deposit geology and geochemistry. Email: rdyang@gzu.edu.cn

Manuscript received on: 2019-04-04; Accepted on: 2019-08-08; Edited by: ZHANG Yuxu

Doi: 10.16509/j.georeview.2019.05.007

中国地质学会职业与继续教育研究分会成立大会在呼和浩特市召开

2019年7月25日,中国地质学会职业与继续教育研究分会成立大会暨学术研讨会在内蒙古自治区呼和浩特市隆重召开。中国地质调查局副总经济师、装备部主任、中国地质科学院副院长骆庆君,中国地质大学(武汉)校长王焰新、副校长刘杰,以及来自全国20个省局、中心,4个基层地勘单位,17所学校等会员单位的近90名代表出席了会议。

大会首先审议通过了《中国地质学会职业与继续教育研究分会工作条例(草案)》,选举产生了分会第一届主任委员、副主任委员、常务委员以及秘书长。刘杰同志当选主任委员,骆方平等23人当选为副主任委员,隋明成同志当选为秘书长。

成立大会上,中国地质调查局副总经济师骆庆君宣读了《中国地质学会关于成立职业与继续教育研究分会的批复》并致辞。他介绍了我国地质行业在新的历史时期承担的新使命,从中美贸易摩擦关键矿产开发、新能源开发以及生态环境建设等全方位进行了解析,希望中国地质学会、中国地质调查局、中国地质大学(武汉)以及其他各会员单位携手共建,共同推进我国地质事业的发展。他强调,中国地质学会对成立职业与继续教育研究分会工作高度重视,对分会今后的工作提出了明确要求,希望分会的成立能更好地搭建平

台,服务行业。

中国地质大学(武汉)校长王焰新表示,希望职业与继续教育研究分会加强调研与研究,搭建交流平台,推进会员单位的深度合作,推进行业人才继续教育高质量发展。

湖北省地质局副局长马元作为会员单位代表作了发言。面对地勘行业转型发展时期的职业与继续教育工作,他提出了三点建议:一是要面向实践,构建符合地勘特色的培训课程体系;二是要面向世界,适应地质行业开拓国际市场的人才队伍建设需求;三是要面向未来,积极探索信息时代地质人才队伍职业教育模式。

分会第一届主任委员、中国地质大学(武汉)副校长刘杰作了《搭建交流合作平台 服务行业人才培养》的工作展望报告。成立大会后,参会的会员、代表围绕如何加强分会建设,提升分会服务行业人才队伍建设的主题,开展了专题研讨。

(中国地质学会王涛 供稿)

WANG Tao: The inaugural meeting of the Professional and Continuing Education Research Branch of Geological Society of China held in Hohhot