



引文格式: 凡韬, 赖翔, 程文斌, 等. 四川丹巴独狼沟金矿成因矿物学及指针矿物学特征[J]. 西北地质, 2025, 58(2): 209–224. DOI: 10.12401/j.nwg.2024121

Citation: FAN Tao, LAI Xiang, CHENG Wenbin, et al. Genetic Mineralogy and Prospecting Mineralogy of the Dulanggou Gold Deposit in Danba, Sichuan Province[J]. Northwestern Geology, 2025, 58(2): 209–224. DOI: 10.12401/j.nwg.2024121

四川丹巴独狼沟金矿成因矿物学及指针矿物学特征

凡韬¹, 赖翔^{2,*}, 程文斌², 郎兴海², 陈翠华², 张海军², 向杨燕², 张燕², 蔡姬敏²,
马天祺³, 王春林¹, 彭中山¹, 张超¹, 潘亮¹, 金山²

(1. 四川省第七地质大队, 四川 乐山 614000; 2. 成都理工大学地球与行星科学学院, 四川 成都 610059; 3. 中国科学院广州地球化学研究所, 矿物学与成矿学重点实验室, 广东 广州 510640)

摘要: 四川丹巴独狼沟金矿床位于扬子地块西缘, 是近年来大渡河金成矿带中发现的一个大型金矿床。区别于典型的造山型金矿, 独狼沟金矿中主要的载金矿物为碲铋矿物, 在成矿带中也较为特殊, 极具研究价值。为精细厘定独狼沟金矿的成因类型, 明确矿床深部及外围的找矿方向, 笔者从成因矿物学和指针矿物学的角度出发, 通过电子探针(EPMA)和激光剥蚀-电感耦合等离子质谱仪(LA-ICP-MS)对独狼沟金矿中的黄铁矿、磁黄铁矿、闪锌矿进行微区化学成分分析, 利用二阶聚类判别黄铁矿和磁黄铁矿的指针矿物标识特征。测试结果显示, 黄铁矿中 Ni 和 Se 含量分别为 $0 \times 10^{-6} \sim 991.72 \times 10^{-6}$ 和 $32.42 \times 10^{-6} \sim 131.02 \times 10^{-6}$, 平均分别为 326.06×10^{-6} 和 77.74×10^{-6} ; 磁黄铁矿中 Ni 含量为 $13.90 \times 10^{-6} \sim 647.62 \times 10^{-6}$, 平均为 324.02×10^{-6} ; 闪锌矿中 Fe、Zn 平均含量分别为 8.77% 和 54.24%。黄铁矿和闪锌矿的地球化学特征显示独狼沟金矿属于热液型矿床。矿物温度计表明独狼沟金矿成矿温度较高, 属于中高温矿床。成矿主阶段的流体 $\log f_{S_2}$ 值为 $-11.6 \sim -4.5$, 而 $\log f_{Te_2}$ 值为 $-13.0 \sim -7.9$ 。磁黄铁矿和黄铁矿均形成于石英-绢云母-磁黄铁矿阶段, 但磁黄铁矿和黄铁矿中的 Ni 含量均具有较大差异, 主成矿阶段来自深源的交代岩石圈地幔热液可能造成了部分磁黄铁矿和黄铁矿中 Ni 含量明显增高。因此, 可将黄铁矿和磁黄铁矿作为独狼沟金矿的指示矿物。

关键词: 矿物学; 独狼沟金矿床; 指针矿物; 四川丹巴

中图分类号: P618.51

文献标志码: A

文章编号: 1009-6248(2025)02-0209-16

Genetic Mineralogy and Prospecting Mineralogy of the Dulanggou Gold Deposit in Danba, Sichuan Province

FAN Tao¹, LAI Xiang^{2,*}, CHENG Wenbin², LANG Xinghai², CHEN Cuihua², ZHANG Haijun², XIANG Yangyan²,
ZHANG Yan², CAI Jimin², MA Tianqi³, WANG Chunlin¹, PENG Zhongshan¹,
ZHANG Chao¹, PAN Liang¹, JIN Shan²

(1. No.7 Geological Brigade of Sichuan Province, Leshan 614000, Sichuan, China; 2. College of Earth and Planetary Science, Chengdu

收稿日期: 2024-10-29; 修回日期: 2024-11-28; 责任编辑: 吕鹏瑞

基金项目: 四川省地质矿产勘查开发局科技项目(SCDZ-KJXM202410), 自然资源部新一轮找矿突破战略行动科技支撑项目(ZKKJ202427)和四川省自然科学基金重点项目(2024NSFSC1954)联合资助。

作者简介: 凡韬(1981-), 男, 高级工程师, 主要从事矿产地质调查和地球化学研究工作。E-mail: 176139304@qq.com。

* 通讯作者: 赖翔(1989-), 男, 博士后, 主要从事矿物学、矿相学、矿床学研究工作。E-mail: 312910037@qq.com。

University of Technology, Chengdu 610059, Sichuan, China; 3. Key Laboratory of Mineralogy and Metallogeny, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China)

Abstract: Dulanggou gold deposit in Danba, Sichuan, located on the western margin of the Yangtze Block, it is a large-scale gold deposit discovered in the Daduhe gold metallogenic belt in recent years. Distinguishing from typical orogenic gold deposits, the primary gold-bearing minerals in Dulanggou gold deposit are tellurium-bismuth minerals, which are relatively unique within the metallogenic belt and of great research value. To precisely determine the genetic type of Dulanggou gold deposit and clarify the exploration direction in its depth and periphery, this paper, from the perspectives of genetic mineralogy and indicator mineralogy, conducted micro-compositional analyses of pyrite, pyrrhotite, and sphalerite in Dulanggou gold deposit using Electron Probe Micro-analyzer (EPMA) and Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry (LA-ICP-MS). Additionally, second-order cluster analysis was applied to investigate the indicator mineral signatures of pyrite and pyrrhotite. The test results show that the content ranges of Ni and Se in pyrite are 0×10^{-6} to 991.72×10^{-6} and 32.42×10^{-6} to 131.02×10^{-6} , with an average of 326.06×10^{-6} and 77.74×10^{-6} , respectively; Ni in pyrrhotite is 13.90×10^{-6} to 647.62×10^{-6} , with an average of 324.02×10^{-6} ; and in sphalerite, the average content of Fe and Zn are 8.77% and 54.24%. The geochemical characteristics of pyrite and sphalerite suggest that the Duolangou gold deposit is a hydrothermal-type deposit. The mineral thermometer indicates that the Duolangou gold deposit formed at a relatively high temperature, classifying it as a medium- to high-temperature deposit. The fluid \log/S_2 values during the main mineralization stage range from -11.6 to -4.5 , while the \log/Te_2 values range from -13.0 to -7.9 . Both magnetite and pyrite formed during the quartz-sericite-magnetite stage; however, the Ni content in magnetite and pyrite varies significantly. The deep-source magmatic hydrothermal fluids during the main mineralization stage likely contributed to the increased Ni content in some magnetite and pyrite. Therefore, pyrite and magnetite can be considered indicator minerals for the Duolangou gold deposit.

Keywords: Mineralogy; Dulanggou gold deposit; indicator mineral; Danba Sichuan

造山型金矿是一种重要的金矿类型,指造山过程中形成的受构造和建造双重控制的后生脉状金矿床,具有广泛的分布范围和巨大的资源潜力(王京彬等, 2024)。研究表明,造山型金矿主要形成于大陆地壳上部变质带内,特别是在增生造山带内挤压或转换挤压背景下。然而,随着研究的深入,发现了一些伸展背景下形成的金矿与经典造山型金矿具有相似的成矿特征。因此,造山型金矿的定义范畴有时也被拓宽至伸展背景。此外,造山型金矿的成因一直存在很大争议(Yardley et al., 2013),其中一点就是其成矿流体的来源较为复杂,包括大气降水、区域变质中的侧分泌或粒化作用、岩浆-热液流体等来源均有报道(Saager et al., 1982; Nesbitt, 1991; Fu et al., 2014; 赵鹤森, 2019)。Au主要以硫氢络合物的形式在成矿热液中运移,成矿流体沿区域断裂向上迁移过程中由于流体不混溶作用或流体-岩石相互作用导致金的硫氢络合物失稳、解体而发生金矿化(Phillips et al., 2010; Tomkins, 2010; Zhong et al., 2015)。也有研究认为,造

山型金矿中的碲-铋熔体在金的运移和沉淀机制中起到了吸附剂的作用, Au在成矿流体达到一定的物理化学条件时,从碲铋矿物中析出(Ma et al., 2024)。

20世纪80年代以来,成因矿物学与找矿矿物学理论发展迅速,矿物标型特征研究和矿物标型特征填图在金矿的找矿工作中得到有效的应用(陈光远等, 1987)。指针矿物学是在找矿矿物学的基础之上,衍生出的一个较新的概念,同样涉及到利用特定的矿物作为指示标志来寻找矿产资源。这些标志包括特定矿物的化学成分、内部结构、外表形态、物理性质等。随着矿产勘探的深入,传统物化探方法在某些地区,特别是深部或厚覆盖区,遇到了困难。因此,寻找新的、高效的找矿方法变得尤为重要。指针矿物学找矿方法正是基于此应运而生的。目前,应用指针矿物学找矿的案例有很多,其中通过绿泥石、绿帘石等蚀变矿物的化学成分特征或短波红外光谱特征进行斑岩型矿床勘查工作的案例最为典型(Wilkinson et al., 2015, 2020; Pacey et al., 2020)。陈华勇等(2021)系统

总结了蚀变矿物的勘查方法理论,并建立了蚀变矿物勘查标识体系。对于造山型金矿来说,缺乏广泛的蚀变矿物分带,相对于斑岩型或矽卡岩型矿床系统,蚀变矿物勘查方法的应用较少。赵鹤森等(2021)认为黑云母 MgO/FeO 值可以代表围岩的蚀变强度,而 Ti 含量配合角闪石-斜长石温度计可以限定蚀变的温度。此外,通过比较光谱扫描仪测得的白云母特征吸收峰值与矿石品位发现,光谱特征参数的变化规律能够显示出对金矿体的指示意义(Wang et al., 2017)。

四川丹巴县独狼沟金矿位于扬子陆块西缘金成矿带上,区域内分布燕子沟、牦牛坪、张家坪子、梭罗沟、二里沟、偏岩子、一炷香、韭菜坪等金矿床,是我国重要的金矿床构造成矿带(Zhao et al., 2008; 邹发, 2016; 宋明伟等, 2024)。前人分别从构造环境、成矿年代、流体包裹体(Zhao et al., 2019; 王庆飞等, 2019)、成矿物质来源(凡韬等, 2023)、碲铋矿物特征(马天祺等, 2023)等方面对独狼沟金矿进行了研究并在矿床成因方面取得了一定认识。笔者从矿物学的角度出

发,通过独狼沟金矿中的金属硫化物化学组成特征,分析成矿流体的性质变化,厘定矿床成因类型同时,提出指针矿物示矿标志,旨在通过该研究为独狼沟金矿外围和深部的勘查工作提供一定的理论依据。

1 区域背景

独狼沟金矿床位于丹巴-冕宁金矿带中,地处扬子克拉通西缘(图 1a),松潘-甘孜褶皱带的东南部(图 1b)(许志琴, 1992),其间发育有大量造山型金矿床和金矿点(侯林, 2012; 凡韬, 2017; 王昕, 2019; Zhao et al., 2019)。该区域处于三江成矿带、松潘-甘孜成矿带和攀西成矿带的交汇处(赵鹤森, 2019; Ma et al., 2024),构造控制明显,构造演化极为复杂,成矿带内发育有大量多层次顺层剪切及穹状构造体,为成矿提供了良好的空间条件。区域内主要出露早古生代地层,缺失寒武纪地层,主要包括穹窿核部震旦系花岗岩片麻岩,志留系茂县组二云母片岩,泥盆系危关群

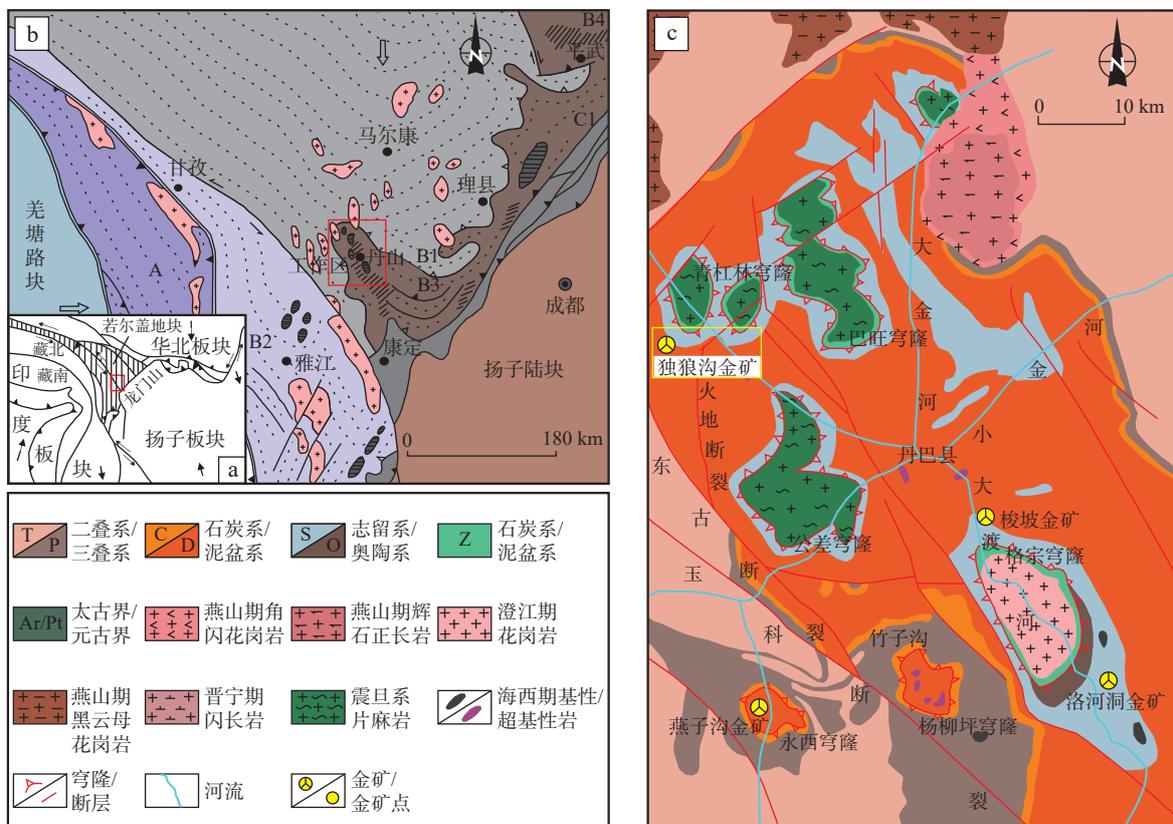


图1 研究区大地构造位置简图(a)、区域构造地质图(b)、独狼沟金矿床区域地质图(c)(据许志琴等, 1992; 王吉勇, 2016; 王昕, 2019; Ma et al., 2024 修改)

Fig. 1 (a) Sketch of the tectonic location of the study area, (b) regional tectonic geological map, (c) regional geological map of the Dulanqou gold deposit

角闪-黑云母片岩、石英岩,均受不同程度的变质作用影响。

独狼沟金矿床矿区主要出露泥盆系危关群第三岩组(Dwg³)以及第四岩组(Dwg⁴)地层,岩性为一套角闪岩相的沉积变质岩。矿区内发育5条断层构造,控矿断裂为火地断裂派生出3条次级断裂,分别为F1、F2、F3。F1断层走向为325°~360°,总体倾向为

W-NW,倾角为65~82°。F2走向为336°~30°,总体倾向为221°~275°,倾角约为45°~90°。F3走向与F2大致平行,倾向为232°~264°,倾角为50°~90°,其中F2为主控矿断裂(图2)。矿体主要赋存于泥盆系危关群第三岩组(Dwg³)3667~4245m的二云石英片岩及石英岩层间薄弱面,严格受构造控制。区内岩浆岩出露较少,仅出露花岗闪长岩脉和花岗伟晶岩脉。

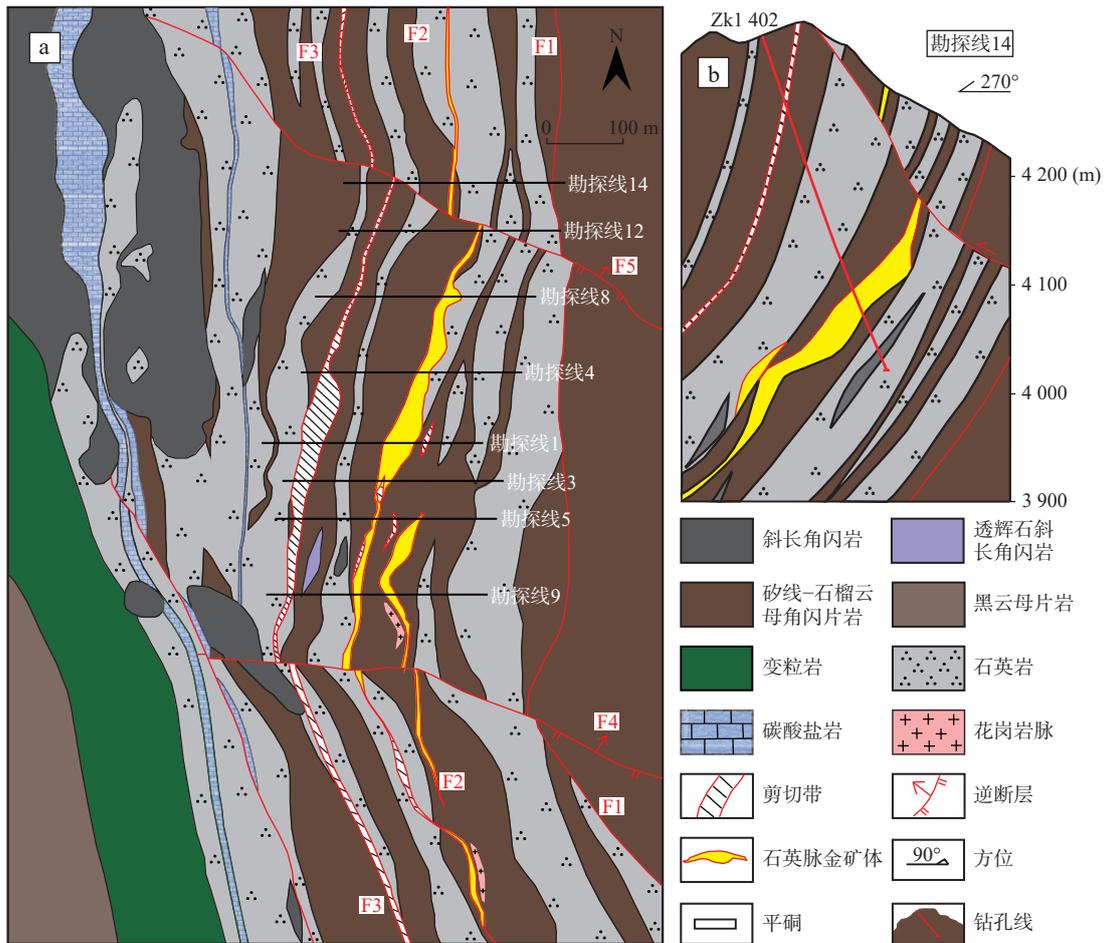


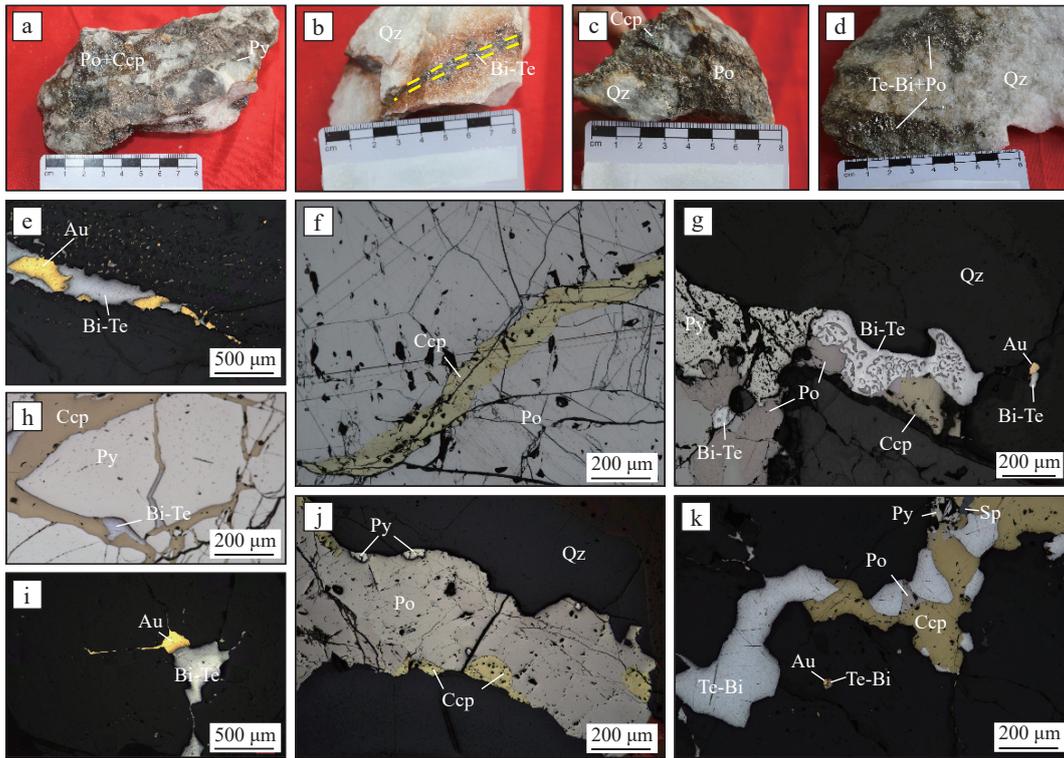
图2 独狼沟金矿矿区地质简图(据马天祺, 2024 修改)

Fig. 2 Geological sketch of Dulangou gold deposit

目前共圈定29个矿体,其中1、7、9号矿体为主矿体。矿体多呈脉状、透镜状、雁列状产出,整体朝西倾,倾向多为230°~310°,倾角较陡。主矿体真厚度为0.8~27.3m,平均厚为8.0m,平均品位为 2.8×10^{-6} ~ 17.42×10^{-6} , Au资源量约为50t(Zhao et al., 2019)。矿区围岩蚀变强烈,但分带不明显,主要发育硅化、黑云母化、角闪石化,其上叠加有绢云母化蚀变,晚期发育少量碳酸盐化、绿泥石化。黄铁绢英岩化是最重要的近矿蚀变,呈带状分布于矿体两侧,比矿体范围稍大,与金成矿密切相关。组成矿石的主要金属矿物为磁

黄铁矿,其次为黄铜矿、黄铁矿、闪锌矿、磁铁矿、方铅矿、碲铋矿物、自然金等。非金属矿物主要为石英,其次为黑云母、绿泥石、方解石、绢云母等。矿石以细脉浸染状-稀疏浸染状构造为主(图3b、图3d),也可见少量角砾状和稠密浸染状矿石(图3a、图3c)。矿石结构主要为他形晶结构(图3i)、交代结构(图3、图3f)、文象结构(图3g)、自形-半自行晶粒状结构(图3h)、液滴状结构(图3k)等。

根据矿石矿物组成、结构构造和围岩蚀变,可以把独狼沟金矿的成矿过程分为:石英-绢云母-磁黄铁



a. 角砾状构造矿石, 金属硫化物胶结石英角砾; b. 碲铋矿物呈细脉状穿插矿石; c. 稠密浸染状矿石; d. 稀疏浸染状矿石; e~j. 均为反射单偏光源; e. 碲铋矿物与自然金紧密共生; f. 黄铜矿沿裂隙交代磁黄铁矿; g. 碲铋矿物交代磁黄铁矿呈交代纹象结构; h. 黄铜矿沿裂隙穿插半自形粒状黄铁矿; i. 他形碲铋矿物中出熔自然金, 可见碲铋矿物液滴定向分布; j. 磁黄铁矿边部发育黄铜矿和黄铁矿; k. 碲铋矿物+磁黄铁矿+黄铜矿+闪锌矿在石英脉中呈不规则状; Py. 黄铁矿; Po. 磁黄铁矿; Qz. 石英; Au. 自然金; Ccp. 黄铜矿; Sp. 闪锌矿; Bi-Te. 碲铋系列矿物

图3 独狼沟金矿矿石组构特征

Fig. 3 Structure and texture characteristics of Dulangou gold deposit

矿/黄铁矿-自然金(I), 石英-碲铋矿物-黄铜矿-自然金(II)两个阶段。成矿 I 阶段热液为酸性还原流体, 交代早期形成的钾钠长石、黑云母, 形成绢英岩化, 并伴随大量磁黄铁矿沉淀; 成矿 II 阶段大量发育碲铋矿物+自然金, 常见黄铜矿沿边部或裂隙交代 I 阶段的磁黄铁矿(图 3f), 也可见碲铋矿物交代磁黄铁矿呈文象结构(图 3g)。黄铜矿与碲铋矿物关系较为紧密, 同时可见黄铜矿中出溶有少量的闪锌矿(图 3k)。该阶段出现大量碲铋矿物, 且碲铋矿物与自然金密切共生(图 3e、图 3i、图 3k), 是独狼沟金矿的主成矿阶段。综合野外观察、镜下矿物鉴定结果, 各阶段矿物的主要生成顺序如图 4 所示。

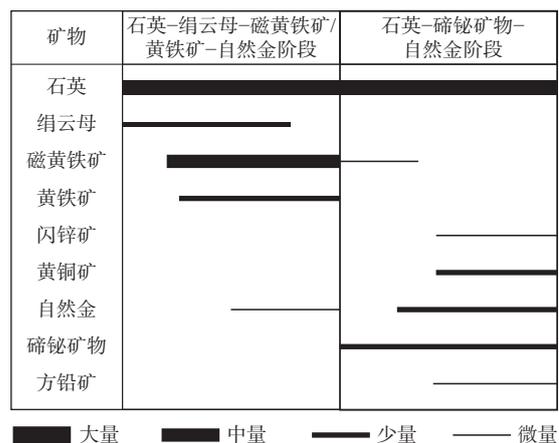


图4 独狼沟金矿矿物生成顺序图

Fig. 4 Diagram of mineral generation sequence in Dulangou gold deposit

2 研究方法

样品采自勘探线 1 线、3 线、4 线、5 线、8 线、9 线、12 线、14 线, 3 730 m、3 780 m、3 830 m、3 930 m、

4 000 m、4 075 m、4 115 m、4 190 m 中段, 每隔 25~50 m 随机采样。矿石样品大部分属于 1# 矿体。磨制探针片分别进行电子探针和 LA-ICP-MS 的测试工

作,以分析成矿流体的物流化学条件及矿床的成因类型。

电子探针和 LA-ICP-MS 矿物微区主微量元素含量分析测试都在广州市拓岩检测技术有限公司进行。电子探针显微分析仪型号为 JEOL JXA-iSP100,工作电压 20 kV,工作电流 20 nA,分析束斑 4 μm ,标样使用英国 MAC 矿物/金属标准和中国国家标准样品 GSB;所有数据采用 ZAF 法进行校正,分析方法参照标准严格参照中华人民共和国国家标准 GB/T 15246-2002(硫化物矿物);LA-ICP-MS 采用 New Wave Research 193nm ArF 准分子激光剥蚀系统,与 Thermo Scientific iCap-RQ 四极杆型电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)联用。准分子激光发生器产生的深紫外光束经过匀化光路聚焦于样品表面,激光束斑直径为 35 μm ,频率为 6 Hz,能量密度为 3.5 J/cm²。激光剥蚀过程中采用氦气作载气、氩气为补偿气以调节灵敏度。硫化物微区微量元素含量测试和处理过程中采用玻璃标准物质 NIST SRM 610, MASS-1 和实验室黄铁矿、闪锌矿标准样品进行多外标总量归一法校正(Liu et al., 2008),采用比例标准物质 SRM 612 作为监控样品(Wilson et al., 2002;Danyushevsky et al., 2011)。详细的测试方法请参考 Zhang 等(2022)。

独狼沟金矿床 II 阶段为主要的金成矿阶段,发育有大量的碲铋矿物,该阶段的热液活动必然会对一部分 II 阶段生成的黄铁矿和磁黄铁矿产生改造。文中采用二阶聚类分析法,用于分析和判断独狼沟金矿床中指针矿物的特征。聚类分析属于一种无监督的机器学习方法,根据相似性度量构建层次结构,通过聚合最近似的数据点,逐步形成更大的组。除了文中的公开的数据以外,另加入项目组未发表的黄铁矿和磁黄铁矿微量元素数据,各 170 个进行分析。首先对数据进行预处理,筛选出有意义的微量元素以保证聚类分析的效果,所选元素需满足高于检出限的数据必须占总数据量的 80% 以上,将低于检出限的测试结果按二分之一检出限值赋予固定的值。同时,考虑到 LA-ICP-MS 的测试精度,排除平均值小于 10×10^{-6} 的元素。根据以上条件,分别选择 Co、Ni、Cu、Se、W、Mn、Mo 和 Co、Ni、Se 作为连续变量,这些元素可当作黄铁矿和磁黄铁矿潜在的特征元素值,用于指示矿体的位置。然后构建特征分类树(cluster feature tree, CF),根据节点内相似度

程度生成节点。最后,对节点进行聚类,并以施瓦兹贝叶斯准则(Bayesian information criterion, BIC)判断聚类效果。

3 矿物主微量元素特征

3.1 黄铁矿

成矿 I 阶段的黄铁矿样品的原位微量元素分析结果(表 1)显示,在黄铁矿中 Mn、Co、Ni、Se、W 等微量元素含量较高,Mn 含量为 $1.27 \times 10^{-6} \sim 255.80 \times 10^{-6}$,平均为 21.95×10^{-6} ;Co 含量为 $186.61 \times 10^{-6} \sim 447.36 \times 10^{-6}$,平均为 418.18×10^{-6} ;Ni 含量为 $0 \sim 991.72 \times 10^{-6}$,平均为 326.06×10^{-6} ;Se 含量为 $32.42 \times 10^{-6} \sim 131.02 \times 10^{-6}$,平均为 77.74×10^{-6} ;W 含量为 $0 \sim 542.58 \times 10^{-6}$,平均为 68.17×10^{-6} 。Cu、Ag、Au、Pb、Bi 等微量元素含量较低,Cu 含量大多为 $0 \sim 21.16 \times 10^{-6}$,仅有 3 个数据为 315.31×10^{-6} 、 344.17×10^{-6} 、 510.43×10^{-6} ,平均为 21.95×10^{-6} ;Ag 含量为 $0 \sim 1.38 \times 10^{-6}$,平均为 0.35×10^{-6} ;绝大多数样品 Au 含量未检出,少量为 $0.06 \times 10^{-6} \sim 5.13 \times 10^{-6}$,平均为 1.41×10^{-6} ,有一个极高值为 61.58×10^{-6} ;Pb 含量为 $0.15 \times 10^{-6} \sim 21.51 \times 10^{-6}$,平均为 2.78×10^{-6} ;Bi 含量为 $0.05 \times 10^{-6} \sim 31.68 \times 10^{-6}$,平均为 2.37×10^{-6} 。

3.2 磁黄铁矿

独狼沟金矿床中赋存有大量的磁黄铁矿,其原位微量元素分析结果(表 2)显示,在磁黄铁矿中 Mn、Co、Ni、Se、W 等微量元素较为富集,Mn 含量为 $0 \sim 58.42 \times 10^{-6}$,平均为 5.99×10^{-6} ;Co 含量为 $179.91 \times 10^{-6} \sim 447.36 \times 10^{-6}$,平均为 345.83×10^{-6} ;Ni 含量为 $13.90 \times 10^{-6} \sim 647.62 \times 10^{-6}$,平均为 324.02×10^{-6} ;Se 含量为 $32.21 \times 10^{-6} \sim 111.04 \times 10^{-6}$,平均为 67.75×10^{-6} 。Cu、Ag、Pb、Bi 等微量元素含量较低,分别为:Cu 含量为 $0 \sim 24.08 \times 10^{-6}$,平均为 7.21×10^{-6} ;Ag 含量为 $0 \sim 1.71 \times 10^{-6}$,平均为 0.19×10^{-6} ;绝大多数样品 Pb 含量为 $0 \sim 6.39 \times 10^{-6}$,平均为 0.99×10^{-6} ,最高值为 18.49×10^{-6} ;Bi 含量为 $0 \sim 8.35 \times 10^{-6}$,平均为 0.95×10^{-6} 。

3.3 闪锌矿

样品中的闪锌矿较少,均发育在成矿 II 阶段,闪锌矿电子探针分析结果(表 3)显示,通过分析结果可知闪锌矿中 Zn 含量为 $54.12\% \sim 54.51\%$,S 含量为 $32.26\% \sim 33.24\%$,Fe 含量为 $8.44\% \sim 9.12\%$,Cd 含量为 $3.69\% \sim 3.77\%$,还有少量的 Mo、Co、Cu、Se、Sb 元素。Ga、In、Ge 等分散元素含量很低。

表1 黄铁矿 LA-ICP-MS 分析结果(10^{-6})Tab. 1 Analysis results of Pyrite using LA-ICP-MS (10^{-6})

样品编号	S	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Se	Ag	W	Au	Pb	Bi
3 730-14W-1#-1@PY-1	536 402.29	1.84	462 838.59	370.27	319.75	1.01	37.82	0.11	18.56	—	0.42	0.18
3 730-14W-1#-1@PY-2	531 040.56	1.62	468 047.03	458.09	374.80	2.58	54.27	0.12	12.82	—	1.40	1.62
3 730-14W-1#-1@PY-3	533 759.73	1.27	465 498.92	359.54	310.00	9.82	40.89	0.20	9.91	—	0.59	0.35
3 780-3E-#-2@PY-6	538 059.69	30.87	460 980.72	328.05	551.36	1.75	36.67	0.30	5.91	—	1.22	0.75
3 780-3E-#-2@PY-7	563 697.10	20.29	435 864.16	298.84	60.09	0.43	32.42	0.94	11.54	—	4.46	2.94
3 780-3E-#-2@PY-8	561 674.31	46.14	437 284.20	421.37	393.75	1.94	39.28	1.22	33.32	0.06	21.51	31.68
3 830-01E-1#-1@PY-11	546 966.14	17.05	451 871.45	429.30	530.31	—	117.43	0.21	57.73	—	0.69	0.46
3 830-01E-1#-1@PY-12	546 445.97	14.58	452 311.60	468.13	580.33	—	121.07	0.00	46.92	—	1.31	0.80
3 830-01E-1#-1@PY-13	561 691.23	255.80	436 480.90	617.56	730.88	—	101.63	0.00	58.78	2.39	1.28	1.19
3 830-1@PY-19	550 661.55	4.20	449 010.86	186.61	24.16	2.14	72.02	0.21	26.87	—	0.94	0.66
3 830-1@PY-20	548 940.55	2.83	450 538.77	307.59	40.34	6.09	79.82	0.57	45.02	—	15.94	9.21
3 830-1@PY-21	553 965.94	9.07	445 527.70	209.17	27.08	13.56	77.73	0.00	152.01	—	0.15	0.05
3 930-1E-1@PY-45	538 646.46	11.58	460 068.13	394.12	160.79	7.90	62.80	0.16	369.77	—	0.54	0.49
3 930-1E-1@PY-46	547 659.02	85.04	451 343.51	489.01	187.79	8.06	60.40	0.12	77.12	0.06	2.34	11.59
3 930-1E-1@PY-47	537 956.02	18.30	461 195.35	385.53	191.32	0.99	71.01	—	74.65	—	2.26	1.53
4 075-12E-1#-2-Py-62	537 400.19	19.36	461 848.72	487.57	38.62	1.68	113.17	—	51.87	—	0.81	0.56
4 075-12E-1#-2-Py-63	546 772.36	5.53	452 679.36	360.76	29.87	0.54	94.83	0.20	40.08	—	1.30	0.76
4 075-12E-1#-2-Py-64	541 004.39	10.06	458 406.99	366.01	29.76	—	93.59	0.56	64.32	—	2.30	1.87
4 075-YM1-9#-1-Py-78	527 842.25	11.92	470 966.52	322.40	698.23	1.59	107.09	0.12	24.32	0.07	8.87	1.61
4 075-YM1-9#-1-Py-79	536 916.61	4.52	461 707.73	323.63	732.00	5.01	67.97	0.04	197.86	1.79	0.23	0.14
4 075-YM1-9#-1-Py-80	557 472.86	26.84	440 502.04	432.15	829.73	16.04	87.01	0.22	542.58	61.58	0.36	0.09
4 113-3-12E-1#-1-PY-108	534 367.37	3.38	464 214.17	476.75	724.19	—	84.47	0.34	102.79	—	0.21	0.30
4 113-3-12E-1#-1-PY-109	544 944.59	3.81	453 589.61	497.19	760.61	0.64	87.44	0.51	96.64	—	0.50	0.66
4 113-3-12E-1#-1-PY-110	549 612.42	3.45	448 513.92	644.80	991.72	0.63	131.02	0.74	77.82	—	1.85	1.61
4 113-3-12E-2-PY-137	541 483.53	15.84	457 622.08	472.42	200.24	1.17	106.05	1.38	67.09	—	12.47	4.15
4 113-3-12E-2-PY-138	541 762.12	7.94	457 370.68	443.44	173.57	13.51	105.58	0.16	101.41	4.15	0.54	0.24
4 113-3-12E-2-PY-139	539 877.24	9.70	459 196.46	460.27	189.89	21.16	116.10	—	108.10	5.13	0.35	0.21
4 113-4-1-1#-12E-2-PY-149	539 848.55	3.96	458 851.78	517.32	675.73	—	66.78	0.76	2.86	—	7.39	4.85
4 113-4-1-1#-12E-2-PY-150	536 467.17	2.88	462 253.46	449.63	738.37	0.13	62.20	0.98	1.44	0.21	6.76	4.02
4 113-4-1-1#-12E-2-PY-151	553 326.16	2.39	445 345.90	620.98	625.00	—	54.80	0.35	6.14	—	1.00	0.85
4 113-12-1-PY-162	543 357.78	10.42	456 110.05	283.09	113.63	—	70.43	0.24	40.94	—	1.15	0.99
4 113-12-1-PY-163	539 913.91	5.60	459 456.90	350.41	148.23	0.79	64.63	0.18	46.36	—	1.24	1.45
4 113-12-1-PY-164	547 200.16	8.52	452 285.40	258.14	97.30	—	58.75	—	83.06	—	0.80	0.43
4 115-12E-14E-2-PY-170	539 919.02	26.43	459 939.91	17.95	—	2.47	85.24	—	—	0.26	0.30	0.19
4 115-12E-14E-2-PY-171	524 012.41	26.12	475 836.87	40.54	—	7.21	62.62	0.46	—	0.72	0.62	0.10
4 115-12E-14E-2-PY-172	512 947.44	44.69	486 896.40	51.24	—	—	49.87	0.25	—	0.64	0.34	0.06
4 190-4-PY-198	563 433.69	35.43	435 229.16	538.51	133.46	510.43	81.82	1.20	0.47	—	1.30	1.72
4 190-4-PY-199	559 569.98	21.99	439 268.03	492.86	162.93	344.17	80.52	0.55	0.46	—	2.08	1.45
4 190-4-PY-200	548 879.10	24.77	449 989.07	533.00	140.36	315.31	94.63	0.41	1.05	—	0.77	0.67

注：“—”表示低于检出限。

4 讨论

4.1 成矿流体的物理化学条件

在热液成矿体系中,一些微量元素(如 Cu、Co、Ni、

As、Au、Ag、Bi、Te、Sb)往往会以类质同象、纳米矿物包体等方式富集在黄铁矿中(Deditius et al., 2011; Reich et al., 2013; 刘仕玉等, 2021; Fan et al., 2022)。不同温度条件下,黄铁矿对这些微量元素的富集程度有所差异。黄铁矿中 Co 含量常被用于判别黄铁矿形

表2 磁黄铁矿 LA-ICP-MS 分析结果(10^{-6})Tab. 2 Analysis results of Pyrrhotite using LA-ICP-MS (10^{-6})

编号	S	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Se	Mo	Ag	Pb	Bi
3 730-9W-7#-1@PYr-8	363 870.46	4.78	635 699.45	181.31	174.38	22.39	42.41	0.70	-	0.26	0.46
3 730-9W-7#-1@PYr-9	362 958.58	4.28	636 626.77	180.06	168.68	21.05	37.39	0.61	0.11	0.03	0.18
3 730-9W-7#-1@PYr-10	365 464.06	4.73	634 118.64	179.91	161.95	21.97	37.21	0.73	-	0.16	0.48
3 730-14W-1#-1@PYr-16	361 057.65	3.83	638 227.36	340.87	301.52	8.14	40.21	0.75	-	0.35	0.11
3 730-14W-1#-1@PYr-17	358 088.33	1.76	641 198.31	348.88	309.29	1.68	42.07	0.49	-	0.13	0.06
3 730-14W-1#-1@PYr-18	362 228.43	1.96	637 081.01	341.69	289.66	2.50	43.03	0.60	-	0.13	0.12
3 780-3E-#2@PYr-19	357 016.92	-	642 088.21	303.82	491.65	4.31	45.23	0.53	0.35	1.72	1.67
3 780-3E-#2@PYr-20	358 089.66	-	641 081.28	302.88	466.58	0.00	46.26	0.38	0.16	0.99	0.67
3 780-3E-#2@PYr-21	356 993.13	-	642 152.96	277.60	517.59	0.00	52.20	-	0.35	0.60	0.32
3 830-01E-1#-1@PYr-33	356 218.83	7.93	642 751.53	401.82	515.56	0.74	74.41	1.08	-	1.09	1.64
3 830-01E-1#-1@PYr-34	358 816.92	5.45	640 193.65	398.30	511.93	0.00	63.22	0.84	-	0.91	2.19
3 830-01E-1#-1@PYr-35	355 081.44	7.33	643 933.92	388.13	508.77	0.00	55.93	-	0.42	2.58	1.74
3 930-1E-1@PYr-65	354 280.56	3.32	645 146.25	331.65	142.44	19.32	68.34	-	-	0.51	0.18
3 930-1E-1@PYr-66	357 925.86	17.10	641 456.96	348.66	154.20	4.50	72.09	-	-	0.92	0.67
3 930-1E-1@PYr-67	361 569.38	27.00	637 809.66	333.16	146.43	4.25	74.73	0.77	-	0.45	0.13
4 000-12E-1#-1@PYr-68	357 913.81	2.30	641 571.25	422.77	16.40	0.00	60.10	-	0.69	3.13	0.77
4 000-12E-1#-1@PYr-69	360 731.68	-	638 707.59	432.79	13.90	1.12	65.06	-	1.00	18.49	2.63
4 000-12E-1#-1@PYr-70	357 296.32	5.31	642 198.08	407.90	21.58	0.39	63.19	1.43	-	0.82	0.21
4 075-8E-YM-1@PYr-77	355 089.79	2.82	643 403.39	428.54	613.19	0.00	48.87	1.22	0.38	0.35	0.12
4 075-8E-YM-1@PYr-78	349 980.00	3.04	648 688.23	439.71	631.37	1.24	54.32	0.77	0.15	0.97	1.03
4 075-8E-YM-1@PYr-79	353 007.03	-	643 921.46	447.36	647.62	5.54	58.91	0.47	-	0.60	0.43
4 075-12E-1#-2-Pyr-98	369 387.77	2.51	630 100.92	338.61	28.09	13.28	98.56	1.85	0.40	1.12	2.19
4 075-12E-1#-2-Pyr-99	369 751.64	2.35	629 771.90	331.42	17.60	5.48	94.08	1.54	-	0.57	0.40
4 075-12E-1#-2-Pyr-100	361 365.75	5.00	638 144.35	339.88	24.73	17.61	95.32	-	-	0.09	0.11
4 075-YM1-9#-1-Pry-111	352 273.41	26.99	646 799.89	260.89	536.83	8.36	64.31	1.71	-	0.08	0.12
4 075-YM1-9#-1-Pry-112	358 264.94	58.42	640 734.09	260.42	569.82	15.26	74.89	-	-	0.00	-
4 075-YM1-9#-1-Pry-113	366 807.60	40.04	631 910.28	259.95	592.75	8.36	91.73	-	-	4.26	2.92
4 113-1-12E-1#-1-Pry-114	362 377.99	5.60	636 519.34	421.30	541.92	4.52	111.04	-	-	0.18	-
4 113-1-12E-1#-1-Pry-115	361 037.29	4.86	637 929.93	391.36	530.85	0.00	88.31	0.96	0.50	3.93	4.66
4 113-1-12E-1#-1-Pry-116	364 894.11	2.83	633 777.17	391.14	532.84	3.06	102.36	1.00	1.22	1.19	0.16
4 113-3-12E-1-PYR-146	358 596.15	3.24	640 756.19	353.46	154.31	5.11	107.68	-	-	1.11	1.20
4 113-3-12E-1-PYR-147	357 341.36	-	642 027.92	364.56	152.67	3.03	94.82	1.70	-	1.19	1.67
4 113-3-12E-1-PYR-148	352 809.89	-	646 564.33	367.41	162.94	0.00	80.32	-	-	0.37	-
4 113-4-1#-12E-1-PYR-161	356 011.33	-	642 996.34	334.00	592.09	0.00	56.16	-	-	0.48	0.70
4 113-4-1#-12E-1-PYR-162	357 257.51	-	641 740.77	337.55	579.19	0.64	60.77	-	0.13	0.08	-
4 113-4-1#-12E-2-PYR-169	350 526.21	-	648 438.09	358.99	620.12	0.00	43.15	0.95	0.38	0.58	1.16
4 113-4-1#-12E-2-PYR-170	358 556.98	-	640 396.17	357.97	618.10	1.07	46.34	-	1.71	6.39	8.35
4 113-4-1#-12E-2-PYR-171	355 985.53	-	642 987.83	366.52	609.04	2.39	42.29	-	-	0.28	0.41
4 190-5-PYR-191	357 355.39	5.01	642 084.47	363.98	104.33	9.07	74.39	-	-	0.79	0.32
4 190-5-PYR-192	355 057.68	-	644 354.71	364.29	105.68	14.54	94.00	-	-	0.89	0.25
4 190-5-PYR-193	358 049.74	-	641 327.79	370.28	99.32	15.98	82.65	0.59	-	1.35	0.64
4 190-4-PYR-198	349 108.77	-	650 293.31	348.16	91.90	22.64	75.66	-	0.46	0.18	0.18
4 190-4-PYR-199	347 533.26	-	651 888.29	345.05	88.35	24.08	85.05	-	-	0.39	0.53
4 190-4-PYR-200	349 946.13	3.87	649 499.14	351.48	98.78	23.67	72.11	-	-	0.26	0.15

注：“-”表示低于检出限。

表 3 闪锌矿的电子探针分析结果(%)

Tab. 3 Analysis results of sphalerite using EPMA (%)

编号	S	Ag	Zn	Fe	Mn	Cu	Se	Cd	Ge	Total
Sph218	32.867	0.015	54.208	8.435	0	0.005	0.026	3.696	0	99.316
Sph219	32.264	0.005	54.118	8.841	0.013	0.006	0.005	3.772	0	99.058
Sph221	33.024	0	54.138	9.123	0.005	0	0	3.701	0	100.030
Sph222	33.244	0	54.507	8.665	0	0.006	0	3.693	0	100.163

成温度(郑博等, 2024), 成矿温度越高, Co 含量越高(梅建明, 2000), 通常高温黄铁矿的 Co 含量高于 $1\ 000\times 10^{-6}$, 中温在 $100\times 10^{-6}\sim 1\ 000\times 10^{-6}$ 之间, 低温则是低于 100×10^{-6} 。独狼沟金矿床黄铁矿中 Co 含量为 $186.61\times 10^{-6}\sim 447.36\times 10^{-6}$, 平均为 418.18×10^{-6} , 通过 Co 含量判断, 黄铁矿形成时流体具有中温特征。Se 元素也被用于判断黄铁矿的形成温度, 在 Keith 等(2014)的研究中, 给出了 Se 元素含量与温度 T(°C)的计算公式: $Se=5\times 10^{13}\times T^{-4.82}$ 。独狼沟金矿床黄铁矿中 Se 元素含量为 $32.42\times 10^{-6}\sim 131.02\times 10^{-6}$, 通过计算, 黄铁矿的温度为 253~338 °C, 平均为 286 °C。由 4 000 m 以下中段样品计算出的平均温度为 297 °C, 而由 4 000 m~4 190 m 中段样品计算出的平均温度为 279 °C, 深部流体温度稍高于浅部, 独狼沟金矿成矿 I 阶段的流体应属于中高温流体。

Keith 等(2014)研究发现闪锌矿 Fe/Zn 值可以用于指示成矿温度, 计算公式为 $T(^{\circ}C)=(Fe/Zn+0.2953)/0.0013$ 。由于独狼沟金矿床中的闪锌矿含量极少, 且通常以固溶体形式出溶于黄铜矿中, 文中仅测试了 4 个样品, 计算得到的闪锌矿形成温度为 347~357 °C, 平均为 351 °C, 但该温度并不能代表成矿 II 阶段流体的平均温度。深部流体的温度稍高, 黄铜矿和闪锌矿在大于 300 °C 的高温条件下先于低熔点亲铜元素(LMCE)组成的碲铋矿物析出, 并被流体带至相对较浅的位置。因此, II 阶段成矿流体的平均温度可能要低于该部分闪锌矿的形成温度。成矿 II 阶段发育的碲铋矿物主要为碲铋矿(BiTe)、叶碲铋矿(Bi_4Te_3)、未定名矿物(Bi_2Te)、硫碲铋矿(Bi_4Te_2S)、赫碲铋矿(Bi_7Te_3)、未定名矿物(Bi_8Te_3)、未定名矿物(Bi_3Te) (马天祺等, 2023), 这些碲铋矿物都具有 $Bi:Te\geq 1$ 的特征。随着 Bi:Te 原子比的降低, Bi-Te 体系矿物的熔点逐渐升高, 矿床中的 Bi_8Te_3 和碲铋矿限制了成矿 II 阶段的成矿温度范围大致在 266 °C~475 °C(图 5), 在不考虑压力的情况下, 独狼沟金矿中的碲铋矿物在流体中均以熔体形式存在(Okamoto et al., 1983;

Ciobanu et al., 2005; Tooth et al., 2008), 固溶体分解结构就是碲铋熔体冷却的标志之一(图 3g)(刘家军等, 2016)。另外, 独狼沟矿床成矿 II 阶段流体包裹体均一温度主要在 250~300 °C 范围内(刘星兰, 2024)。综上所述, 独狼沟金矿成矿 II 阶段的流体应属于中高温流体, 两阶段的成矿流体温度没有明显差异。

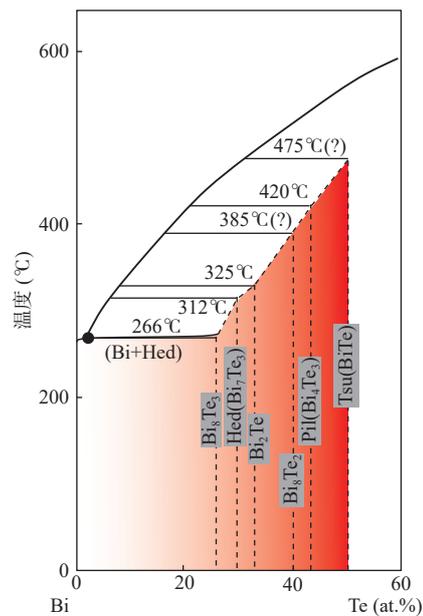


图 5 碲铋系列矿物(Bi:Te≥1)熔点温度相图(据 Okamoto et al., 1983; Ciobanu et al., 2005 修改)

Fig. 5 Phase diagram of melting temperature for tellurium-bismuth series minerals (Bi:Te≥1)

根据独狼沟矿床的成矿温度, 结合闪锌矿中 FeS mol% 估算成矿环境的硫逸度(f_{S_2})(Lusk et al., 2004), 硫逸度计算公式。

$$\lg f_{S_2}=11.01-9.49(1\ 000/K)+[0.187-0.252(1\ 000/K)]\times(\text{mol}\% \text{ FeS})$$

(适用温度范围为 250~535 °C)

计算结果显示独狼沟金矿成矿 I 阶段流体的 $\lg f_{S_2}$ 值为 -20.4~-19.8。结合成矿 II 阶段 Te-Bi 体系常见矿物组合碲逸度-硫逸度二元相图可知(图 6), 由于成矿 II 阶段未有磁黄铁矿和黄铁矿等矿物生成, 且

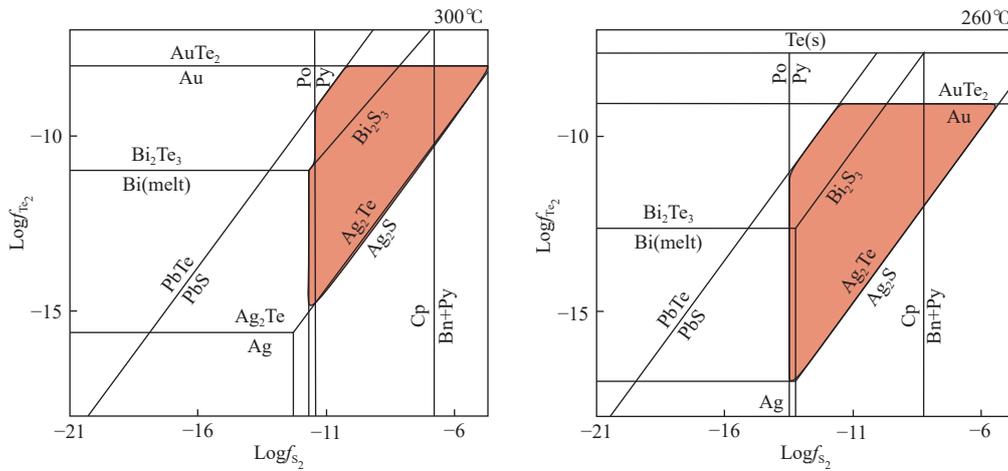


图6 Te-Bi体系常见矿物组合碲逸度-硫逸度二元相图(底图据 Afifi et al., 1988a, 1988b)

Fig. 6 Binary phase diagram of tellurium fugacity-sulfur fugacity for common mineral assemblages in the Te-Bi system

伴随有极少量的方铅矿。因此, 流体 $\log f_{S_2}$ 值约为 $-11.6 \sim -4.5$, 而 $\log f_{Te_2}$ 值约为 $-13.0 \sim -7.9$ 。

4.2 矿床成因

矿石中磁黄铁矿的 S 同位素与矿化围岩中磁黄铁矿的 S 同位素值存在明显区别, 因此 S 源不可能来自泥盆系沉积变质围岩(赵鹤森, 2019)。通过对比典型造山型金矿, 交代岩石圈地幔楔, 弧环境下的硫酸盐以及海底玄武质玻璃的 S 同位素值(Alt et al., 1993, 2012, 2006; Goldfarb et al., 2015; Labidi et al., 2015; Giuliani et al., 2016; Andrea et al., 2018), 独狼沟金矿的硫可能来自深源的交代岩石圈地幔。而 H-O 同位素组成特征则显示, $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值属于岩浆水和变质水的范围, 而 δD 值略低于岩浆水范围, 且远离变质水范围(凡韬等, 2023), 说明成矿流体与岩浆作用关系更为密切。前人统计了不同成因的黄铁矿 Co/Ni 值, 火山成因一般远大于 1, 沉积成因一般小于 1, 与热液有关的黄铁矿 Co/Ni 值变化范围较宽, 且多大于 1(Bralia et al., 1979; Arehart, 1996; Hou et al., 2016; Zhang et al., 2016; 丁坤等, 2022)。独狼沟金矿中黄铁矿的 Co/Ni 值大部分在 1~10 之间(图 7), 表现出热液成因的特点。少量黄铁矿 Co-Ni 投点在沉积成因范围内以及热液成因和沉积成因右侧, 而镜下观察并无草莓状黄铁矿出现, 且这部分投点的整体位置更接近热液成因的右侧。成矿 I 阶段的黄铁矿若受到来自深源地幔流体的改造, 可能会造成黄铁矿 Ni 和 Co 含量偏高, 使得部分样品的投点略微向右偏移。独狼沟金矿的成矿年龄在 184~156 Ma(凡韬等, 2023; 赵鹤森, 2019), 符合早侏罗世碰撞造山后的伸展构造环境(Zhou et al., 2008)。软流圈上涌并激活了交代岩石圈地幔中的成矿元素,

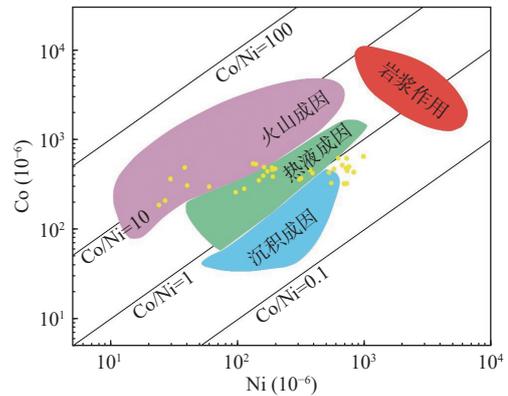


图7 黄铁矿 Co-Ni 判别图解(底图据 Zhang et al., 2016)

Fig. 7 Pyrite Co-Ni discrimination diagram

形成碲铋熔体, 之后随成矿热液向上运移, 流体不断吸收上覆地层中的 Au。同时, 在中高温条件下, 碲铋熔体持续吸收流体中的 Au(Ciobanu et al., 2006, 2010; Meinert et al., 2000), 在沿深大断裂上移的过程中, 随着流体温度的降低, 大量的自然金和碲铋矿物一同析出, 形成粒径可达数十微米自然金, 最终在泥盆系危关群第三岩组成矿。

4.3 指针矿物找矿标志

对于造山型金矿指针矿物的研究, 目前主要集中在云母的光谱特征以及石英和黄铁矿的标型特征两个方面。黑云母的 $Fe/(Fe+Mg)$ 值和光谱特征峰位(2250 nm)的变化对金矿体的位置有较好的指示(van Ryt et al., 2017, 2019)。石英热释光峰位温度和发光强度(宋英昕等, 2021), 黄铁矿的晶体结构和微量元素总量均能显示出与造山型金矿矿体的对应关系(申俊峰等, 2013; 冯李强等, 2023; 葛战林等, 2023),

以上矿物都具有作为金矿找矿勘查的指针矿物的潜力。但不同矿床具有不同的流体性质(陈华勇等, 2021), 导致不同矿床中的相同的矿物微量元素组成也不尽相同。因此, 不同的造山型金矿床中指针矿物的特征也可能是不一样的。

独狼沟矿床中碲铋矿物与自然金关系最为密切, 但在矿化区内的分布范围较小, 几乎只发育在金矿石中。而黄铁矿和磁黄铁矿在矿区中分布更为广泛, 更

适合作为指针矿物进行研究。成矿 I 阶段和 II 阶段的温度并没有显著的差异, 理论上通过蚀变矿物化学成分变化规律很难找到富 Te-Bi-Au 成矿流体的活动区域。因此, 考虑从金属硫化物微量元素的差异去指示矿体的位置。磁黄铁矿和黄铁矿均形成于阶段 I, 磁黄铁矿和黄铁矿中 Ni、Co 等元素的含量都分别集中在不同区间范围内(图 8、图 9), 二者多为它形不规则结构, 与其它矿物的接触边界常呈波浪状, 具有被后

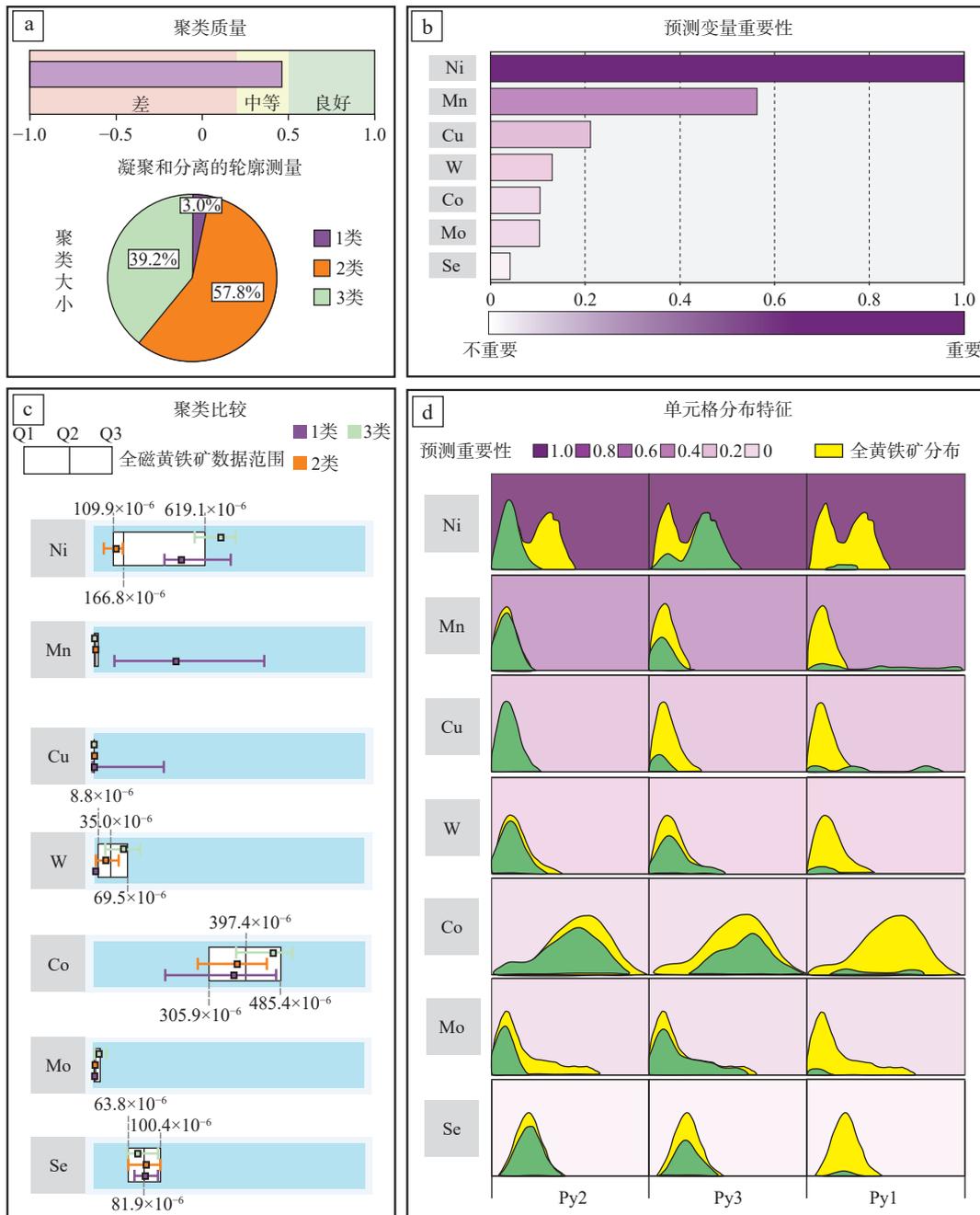


图8 黄铁矿微量元素二阶聚类分析图解

Fig. 8 Second-order cluster analysis of trace elements in Pyrite

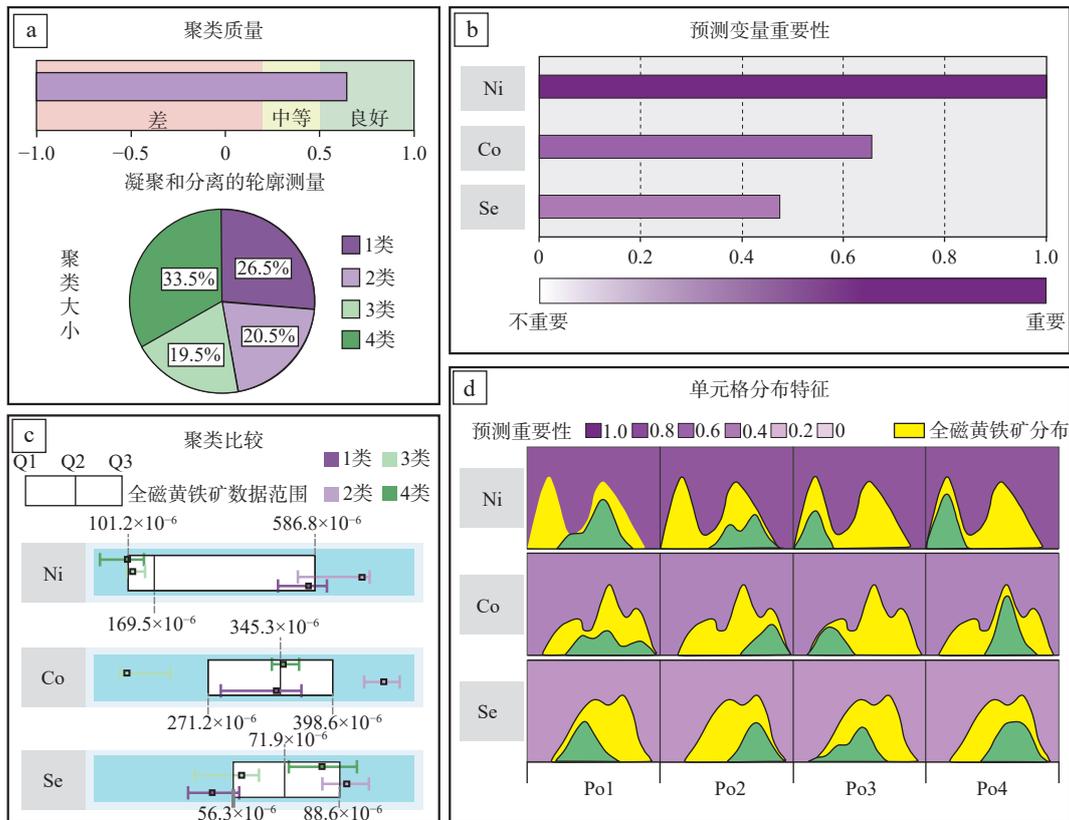


图9 磁黄铁矿微量元素二阶聚类分析图解

Fig. 9 Second-order cluster analysis of trace elements in Pyrrhotite

期流体交代的痕迹,其微量元素组成上的差异极可能来自自主成矿阶段热液的叠加改造。

黄铁矿的二阶聚类分析轮廓系数(Silhouette Coefficient)约为0.5,聚类质量中等。可分为Py1、Py2、Py3等3类,占比分别为3%、57.8%、39.2%(图8a)。Py1占比极少,可认为异常数据。总黄铁矿各微量元素含量的第一四分位数(Q1)、中位数(Q2)、第三四分位数(Q3)分别为Ni(109.9×10^{-6} 、 166.8×10^{-6} 、 619.1×10^{-6}), Mn(3.7×10^{-6} 、 8.1×10^{-6} 、 18.9×10^{-6}), Cu(2.7×10^{-6} 、 5.3×10^{-6} 、 7.8×10^{-6}), W(8.8×10^{-6} 、 35.0×10^{-6} 、 69.5×10^{-6}), Co(305.9×10^{-6} 、 397.4×10^{-6} 、 485.4×10^{-6}), Mo(0.6×10^{-6} 、 1.8×10^{-6} 、 6.0×10^{-6}), Se(63.8×10^{-6} 、 81.9×10^{-6} 、 100.4×10^{-6})。Py2和Py3的Mn、Cu、Se、Mo、Ni、W、Co含量中位数分别为 9.8×10^{-6} 和 5.1×10^{-6} 、 6.1×10^{-6} 和 4.5×10^{-6} 、 84.4×10^{-6} 和 74.7×10^{-6} 、 1.2×10^{-6} 和 5.1×10^{-6} 、 125.5×10^{-6} 和 707.3×10^{-6} 、 24.7×10^{-6} 和 61.2×10^{-6} 、 376.0×10^{-6} 和 465.7×10^{-6} 。黄铁矿中的Ni预测变量重要性最高,其余元素均小于0.6(图8b)。Mn虽然也有较高的预测变量重要性,但其是由Py1的异常性造成的(图8c)。除了Ni以外,所有元素的单元格分布特征都相似

(图8d),因此黄铁矿中的Ni含量可作为潜在的示矿标志之一。

磁黄铁矿的二阶聚类分析轮廓系数约为0.6,聚类质量良好。可分为Po1、Po2、Po3、Po4等4类,占比分别为26.5%、20.5%、19.5%、33.5%(图9a)。磁黄铁矿含量差异主要集中于Ni和Co。总磁黄铁矿各微量元素含量的Q1、Q2、Q3分别为Ni(101.2×10^{-6} 、 169.5×10^{-6} 、 586.8×10^{-6}), Co(271.2×10^{-6} 、 345.3×10^{-6} 、 398.6×10^{-6}), Se(56.3×10^{-6} 、 71.9×10^{-6} 、 88.6×10^{-6})。四类磁黄铁矿Ni、Co、Se含量中位数分别为Po1(570.7×10^{-6} 、 341.2×10^{-6} 、 49.8×10^{-6}), Po2(709.7×10^{-6} 、 451.0×10^{-6} 、 90.9×10^{-6}), Po3(112.9×10^{-6} 、 118.6×10^{-6} 、 58.8×10^{-6}), Po4(99.0×10^{-6} 、 348.1×10^{-6} 、 83.2×10^{-6})。Po1和Po2具有较高的Ni含量,其中Po2的Ni和Co含量均为四类磁黄铁矿中最高的,而Po1中的Co含量与全磁黄铁矿中的Co含量分布相似(图9c、图9d)。与黄铁矿一样,Ni同样是最重要的预测变量,除此之外Co可能也具有一定的示矿潜力。

结合矿床成因可知,黄铁矿和磁黄铁矿中较高的Ni含量可能是深源流体的叠加造成的。因此,Py3、

Po1、Po2 与 Au 成矿的关系更为密切, 即越接近矿体, 黄铁矿和磁黄铁矿中的 Ni 含量越高。黄铁矿和磁黄铁矿可作为独狼沟金矿床中的指示矿物。

5 结论

(1) 独狼沟金矿成矿 I 阶段和 II 阶段的温度范围较为接近, 成矿流体属于中高温流体, 碲铋矿物在这两个阶段均可保持熔体状态并持续吸收流体中的 Au, 在成矿 II 阶段温度降低时析出, 形成较大粒径的自然金。

(2) 独狼沟金矿成矿流体在 I 阶段和 II 阶段的 $\text{Log}f_{\text{S}_2}$ 值分别为 $-20.4 \sim 19.8$ 和 $-11.6 \sim -4.5$ 。

(3) 独狼沟金矿具有多期次流体活动的特征, 来自深源交代岩石圈地幔的成矿流体造成了部分黄铁矿和磁黄铁矿中 Ni 含量的明显增高。

(4) 黄铁矿和磁黄铁矿可作为独狼沟金矿的指针矿物。越接近矿体, 黄铁矿和磁黄铁矿中的 Ni 含量越高。

参考文献(References):

陈光远, 孙岱生, 殷辉安. 成因矿物学与找矿矿物学 [M]. 重庆: 重庆出版社, 1987.

CHEN Guangyuan, SUN Daisheng, YIN Huian. Genetic Mineralogy and Prospecting Mineralogy edited[M]. Chongqing: Chongqing Publishing House, 1987.

陈华勇, 肖兵, 张世涛, 等. 蚀变矿物勘查标识体系 [M]. 北京: 科学出版社, 2021.

CHEN Huayong, XIAO Bin, ZHANG Shitao, et al. Alteration Mineral Exploration and Identification System[M]. Beijing: Beijing Publishing House, 2021.

凡韬, 王春林, 杨波, 等. 四川丹巴县独狼沟金矿床成因: 来自同位素证据 [J]. 地质与勘探, 2023, 59(3): 481-496.

FAN Tao, WANG Chunlin, YANG Bo, et al. Genesis of the Dulanggou gold deposit in Danba County of Sichuan Province: Based on isotopic evidence[J]. Geology and Exploration, 2023, 59(3): 481-496.

丁坤, 王瑞廷, 王智慧, 等. 南秦岭柞水山阳矿集区王家坪金矿床地质特征及矿床成因探讨 [J]. 西北地质, 2022, 55(1): 167-178.

DING Kun, WANG Ruiting, WANG Zhihui, et al. Geological Characteristics and Genesis of the Wangjiaping Gold Deposit in Zhashui-Shanyang Ore Concentration area of South Qinling [J].

Northwestern Geology, 2022, 55(1): 167-178.

凡韬. 四川丹巴独狼沟金矿床构造叠加晕研究及深部盲矿预测 [D]. 成都: 成都理工大学, 2017.

FAN Tao. Structural Superposition Halo Study and Prediction of Blind Deposits in the Dulanggou Gold Minefield, Danba, Sichuan Province[D]. Chengdu: Chengdu University of Technology, 2017.

冯李强, 顾雪祥, 章永梅, 等. 山东蓬莱石家金矿床含金黄铁矿微量元素地球化学特征及其对成矿流体的约束 [J]. 西北地质, 2023, 56(5): 262-277.

FENG Liqiang, GU Xuexiang, ZHANG Yongmei, et al. Trace Element Geochemical Characteristics of Gold-Bearing Pyrite from the Shijia Gold Deposit in Penglai, Shandong Province and Its Constraints on Ore-Forming Fluids [J]. Northwestern Geology, 2023, 56(5): 262-277.

葛战林, 顾雪祥, 章永梅, 等. 南秦岭柞水-山阳矿集区金盆梁金矿床载金硫化物矿物学特征及成矿指示 [J]. 西北地质, 2023, 56(5): 278-293.

GE Zhanlin, GU Xuexiang, ZHANG Yongmei, et al. Mineralogical Characteristics and Metallogenic Indication of Gold-Bearing Sulfides in the Jinpenliang Gold Deposit, Zhashui-Shanyang Ore Cluster Area, South Qinling [J]. Northwestern Geology, 2023, 56(5): 278-293.

侯林, 丁俊, 汪雄武, 等. 川西丹巴铜炉房金矿区泥盆系危观群黑色岩系地球化学特征及其地质意义 [J]. 吉林大学学报 (地球科学版), 2012, 42(S2): 205-215.

HOU Lin, DING Jun, WANG Xiongwu, et al. Geochemistry and Metallogenic Significance of the Devonian Black Rock Series from the Tonglufang Gold Deposit in Danba Area, Western Sichuan Province [J]. Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 2012, 42(S2): 205-215.

刘家军, 王大钊, 翟德高, 等. 低熔点亲铜元素 (LMCE) 熔体超常富集贵金属的机制及其识别标志 [J]. 岩石学报, 2016, 37(9): 2629-2656.

LIU Jiajun, WANG Dazhao, ZHAI Degao, et al. Super-enrichment mechanisms of precious metals by low-melting point copperphilic element (LMCE) melts [J]. Acta Petrologica Sinica, 2016, 37(9): 2629-2656.

刘仕玉, 刘玉平, 叶霖, 等. 滇东南都龙超大型锡锌多金属矿床黄铁矿 LA-ICPMS 微量元素组成研究 [J]. 岩石学报, 2021, 37(4): 1196-1212.

LIU Shiyu, LIU Yuping, YE Lin, et al. LA-ICPMS trace elements of pyrite from the super-large Dulong Sn-Zn polymetallic deposit, southeastern Yunnan, China [J]. Acta Petrologica Sinica, 2021, 37(4): 1196-1212.

刘星兰. 四川省丹巴县独狼沟金碲铋矿床成矿流体特征研究 [D]. 成都: 成都理工大学, 2024.

- LIU Xinglan. A Study on the Characteristics of Ore-Forming Fluids in the Dulangou Au-Te-Bi Deposit, Danba County, Sichuan Province[D]. Chengdu: Chengdu University of Technology, 2024.
- 马天祺. 大渡河流域典型碲化物型金矿床矿物学特征及其指示意义[D]. 成都: 成都理工大学, 2024.
- MA Tianqi. Mineralogical Characteristics and Indicative Significance of Typical Telluride-type Gold Deposits in the Dadu River Basin[D]. Chengdu: Chengdu University of Technology, 2024.
- 马天祺, 张燕, 陈翠华, 等. 四川丹巴独狼沟金矿中金与碲铋矿物的赋存状态及金的富集机制[J]. 岩石矿物学杂志, 2023, 42(4): 541-554.
- MA Tianqi, ZHANG Yan, CHEN Cuihua, et al. The occurrence state of gold and tellurium-bismuth minerals and enrichment mechanism of gold in Dulanggou gold deposit of Danba, Sichuan Province[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 2023, 42(4): 541-554.
- 梅建明. 浙江遂昌冶岭头金矿床黄铁矿的化学成分标型研究[J]. 现代地质, 2000, 14(1): 51-55.
- MEI Jianming. Chemical typomorphic characteristic of pyrites from Zhilingtou gold deposit, Suichang, Zhejiang[J]. Geoscience, 2000, 14(1): 51-55.
- 申俊峰, 李胜荣, 马广钢, 等. 玲珑金矿黄铁矿标型特征及其大纵深变化规律与找矿意义[J]. 地学前缘, 2013, 20(3): 55-75.
- SHEN Junfeng, LI Shengrong, MA Guanggang, et al. Typomorphic characteristics of pyrite from the Linglong gold deposit: Its vertical variation and prospecting significance[J]. Earth Science Frontiers, 2013, 20(3): 55-75.
- 宋明伟, 彭义伟, 陈友良, 等. 四川康定偏岩子造山型金矿床成因: 石英微量元素和硫化物 S 同位素证据[J]. 成都理工大学学报(自然科学版), 2024, 51(4): 596-613.
- SONG Mingwei, PENG Yiwei, CHEN Youliang, et al. Genesis of the Pianyanzi orogenic gold deposit in Kangding, Sichuan: Evidence from quartz trace elements and sulfide S isotopes[J]. Journal of Chengdu University of Technology (Science & Technology Edition), 2024, 51(4): 596-613.
- 宋英昕, 李胜荣, 申俊峰, 等. 胶东三山岛北部海域金矿床石英热释光和晶胞参数特征及其找矿意义[J]. 地学前缘, 2021, 28(2): 305-319.
- SONG Yingxin, LI Shengrong, SHEN Junfeng, et al. Characteristics and prospecting significance of thermoluminescence patterns and cell parameters of quartz from the undersea gold deposit off northern Sanshanda, Jiaodong Peninsula[J]. Earth Science Frontiers, 2021, 28(2): 305-319.
- 王吉勇. 大渡河地区三碲金矿床地质特征及成因探讨[D]. 成都: 成都理工大学, 2016.
- WANG Jiyong. Discussion on geological characteristics and genesis of Sandiao gold deposit in Dadu river area[D]. Chengdu: Chengdu University of Technology, 2016.
- 王京彬, 王玉往, 李庆哲, 等. 造山型金矿容矿建造分类、成矿模式及找矿勘查[J]. 地质学报, 2024, 98(3): 898-919.
- WANG Jingbin, WANG Yuwang, LI Qingzhe, et al. Classification of host rock formation, metallogenic model, and exploration of orogenic gold deposits[J]. Acta Geologica Sinica, 2024, 98(3): 898-919.
- 王庆飞, 邓军, 赵鹤森, 等. 造山型金矿研究进展: 兼论中国造山型金成矿作用[J]. 地球科学, 2019, 44(6): 2155-2186.
- WANG Qingfei, DENG Jun, ZHAO Hesen, et al. Review on Orogenic Gold Deposits[J]. Earth Science, 2019, 44(6): 2155-2186.
- 王昕. 四川丹巴地区洛河洞金矿床地质特征及成因探讨[D]. 成都: 成都理工大学, 2019.
- WANG Xin. Geological Characteristics and Genesis of Luohedong Gold Deposit in Danba Area, Sichuan Province[D]. Chengdu: Chengdu University of Technology, 2019.
- 许志琴, 侯立玮, 王宗秀, 等. 中国松潘—甘孜造山带的造山过程[M]. 北京: 地质出版社, 1992.
- XU Zhiqin, HOU Liwei, WANG Zongxiu, et al. The orogenic process of the Songpan-Ganzi orogenic belt in China[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1992.
- 赵鹤森, 王庆飞, 凡韬, 等. 金矿成矿模式与勘查技术方法—扬子西缘深成丹巴金矿蚀变矿物填图: 对造山型金矿找矿勘查的启示[A]. 首届全国矿产勘查大会论文集[C]. 中国地球物理学会, 2021.
- 赵鹤森. 扬子克拉通西缘丹巴—冕宁造山型金矿带成因机制[D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2019.
- ZHAO Hesen. Genetic Mechanism of Danba-Mianning Orogenic Gold Belt on Western Margin of Yangtze Craton[D]. Beijing: China University of Geosciences (Beijing), 2019.
- 郑博, 李成禄, 于雷, 等. 黑龙江省多宝山区二道坎银铅锌矿床黄铁矿标型特征及其 S、Pb 同位素研究[J/OL]. 现代地质, 2024, 1-37.
- ZHENG Bo, LI Chenglu, YU Lei, et al. Typomorphic characteristics and stable isotopes of pyrite from the Erdankan Ag-Pb-Zn deposit in Duobaoshan region of Heilongjiang Province[J/OL]. Geoscience, 2024, 1-37.
- 邹发. 大渡河流域不同部位典型金矿床矿石特征与成矿过程分析[D]. 成都: 成都理工大学, 2016.
- ZOU Fa. Discussion on ore characters and process of the gold mine in Feature correlation of Dadu river basin in different mine[D]. Chengdu: Chengdu University of Technology, 2016.
- Afifi A M, Kelly W C, Essene E J. Phase relations among tellurides,

- sulfides, and oxides: I. Thermodynamical data and calculated equilibria[J]. *Economic Geology*, 1988a, 83: 377–394.
- Afifi A M, Kelly W C, Essene E J. Phase relations among tellurides, sulfides, and oxides: II. Application to telluride-bearing ore deposits[J]. *Economic Geology*, 1988b, 83: 395–404.
- Alt J C, Shanks III W C S, Jackson M C. Cycling of sulfur in subduction zones: the geochemistry of sulfur in the Mariana Island Arc and back-arc trough[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1993, 119: 477–494.
- Alt J C, Shanks III W C S. Stable isotope compositions of serpentinite seamounts in the Mariana forearc: serpentization processes, fluid sources and sulfur metasomatism[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2006, 242: 272–285.
- Alt J C, Garrido C J, Shanks III W C S, et al. Recycling of water, carbon, and sulfur during subduction of serpentinites: a stable isotope study of Cerro del Almirez, Spain[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2012, 327–328: 50–60.
- Andrea R, Tomkins A G, Oliver N, et al. Sulfur isotope and PGE systematics of metasomatized mantle Wedge[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2018, 497: 181–192.
- Arehart G B. Characteristics and origin of sediment-hosted disseminated gold deposits: A review[J]. *Ore Geology Reviews*, 1996, 11(6): 383–403.
- Bralia A, Sabatini G, Troja F. A reevaluation of the Co/Ni ratio in pyrite as geochemical tool in ore genesis problems: Evidences from southern Tuscany pyritic deposits[J]. *Mineralium Deposita*, 1979, 14(3): 353–374.
- Ciobanu C L, Birch W D, Cook N J, et al. Petrogenetic significance of Au-Bi-Te-S associations: The example of Maldon, Central Victorian gold province, Australia[J]. *Lithos*, 2010, 116: 1–17.
- Ciobanu C L, Cook N J, Pring A. Bismuth tellurides as gold scavengers[A]. In: Mao J W, Bierlein F P (eds.). *Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge*[M]. Berlin: Springer, 2005, 1383–1386.
- Ciobanu C L, Cook N J, Spry P G. Preface: Special issue: Telluride and selenide minerals in gold deposits: How and why?[J]. *Mineralogy and Petrology*, 2006, 87(3): 163–169.
- Danyushevsky L V, Robinson P, Gilbert S, et al. Routine quantitative multi-element analysis of sulphide minerals by laser ablation ICP-MS: Standard development and consideration of matrix effects[J]. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 2011, 11: 51–60.
- Deditius A P, Utsunomiya S, Reich M, et al. Trace metal nanoparticles in pyrite[J]. *Ore Geology Reviews*, 2011, 42(1): 32–46.
- Fan L, Wang G Z, Holzheid A, et al. Systematic variations in trace element composition of pyrites from the 26°S hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge[J]. *Ore Geology Reviews*, 2022, 148: 105006.
- Fu B, Touret J L R. From granulite fluids to quartz-carbonate megashale zones: The gold rush[J]. *Geoscience Frontiers*, 2014, 5(5): 747–758.
- Giuliani A, Fiorentini M L, Martin L A J, et al. Sulfur isotope composition of metasomatized mantle xenoliths from the Bultfontein kimberlite (Kimberley, South Africa): Contribution from subducted sediments and the effect of sulfide alteration on S isotope systematics[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2016, 445: 114–124.
- Goldfarb R J, Groves D I. Orogenic gold: common or evolving fluid and metal sources through time[J]. *Lithos*, 2015, 233: 2–26.
- Hou L, Peng H J, Ding J, et al. Textures and In Situ Chemical and Isotopic Analyses of Pyrite, Huijiabao Trend, Youjiang Basin, China: Implications for Paragenesis and Source of Sulfur[J]. *Economic Geology*, 2016, 111(2): 331–353.
- Keith M, Haase K M, Schwarz-Schampera U, et al. Effects of temperature, sulfur, and oxygen fugacity on the composition of sphalerite from submarine hydrothermal vents[J]. *Geology*, 2014, 42(8): 699–702.
- Labidi J, Cartigny P, Jackson M G. Multiple sulfur isotope composition of oxidized Samoan melts and the implications of a sulfur isotope ‘mantle array’ in chemical geodynamics[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2015, 417: 28–39.
- Liu Y S, Hu Z C, Gao S, et al. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard[J]. *Chemical Geology*, 2008, 257(1–2): 34–43.
- Lusk J, Calder B O E. The composition of sphalerite and associated sulfides in reactions of the Cu-Fe-Zn-S, Fe-Zn-S and Cu-Fe-S systems at 1 bar and temperatures between 250 and 535 °C [J]. *Chemical Geology*, 2004, 203(3–4): 319–345.
- Ma T Q, Chen C H, Zhang Y, et al. Mineralogy and mineral chemistry of Bi-Te minerals: Constraints on mineralization process of the Dulanggou gold deposit, Dadu River Metallogenic Belt, China[J]. *Ore Geology Reviews*, 2024, 169: 106091.
- Meinert L D. Gold in skarns related to epizonal intrusions[J]. *Reviews in Economic Geology*, 2000, 13: 347–375.
- Nesbitt B E. Phanerozoic gold deposits in tectonically active continental margins[A]. In: Foster R P (ed). *Gold Metallogeny and Exploration*[M]. Blackie and Sons Ltd, Glasgow, 1991, 104–132.
- Okamoto H and Massalski T B. The Au-Bi(gold-bismuth) system[J]. *Bulletin of Alloy Phase Diagrams*, 1983, 4(4): 401–407.

- Pacey A, Wilkinson J J, Cooke D R, et al. Chlorite and epidote mineral chemistry in porphyry ore systems: a case study of the Northparkes District, New South Wales, Australia[J]. *Economic Geology*, 2020, 115(4): 701–727.
- Phillips G N, Powell R. Formation of gold deposits: a metamorphic devolatilization model[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 2010, 28: 689–718.
- Reich M, Deditius A, Chryssoulis S, et al. Pyrite as a record of hydrothermal fluid evolution in a porphyry copper system: A SIMS/EMPA trace element study[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2013, 104: 42–62.
- Saager R, Meyer M, Muff R. Gold distribution in supracrustal rocks from Archean greenstone belts of southern Africa and from Paleozoic ultramafic complexes of the European Alps metallogenic and geochemical implications[J]. *Economic Geology*, 1982, 77: 1–24.
- Tomkins A G. Windows of metamorphic sulfur liberation in the crust: implications for gold deposit genesis[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2010, 74: 3246–3259.
- Tooth B, Brugger J, Ciobanu C L, et al. Modeling of gold scavenging by bismuth melts coexisting with hydrothermal fluids[J]. *Geology*, 2008, 36(10): 815–818.
- Van Ryt M R, Sanislav I V, Dirks, P H G M, et al. Alteration paragenesis and the timing of mineralised quartz veins at the world-class Geita Hill gold deposit, Geita Greenstone Belt, Tanzania [J]. *Ore Geology Reviews*, 2017, 91: 765–779.
- Van Ryt M R, Sanislav I V, Dirks, P H G M, et al. Biotite chemistry and the role of halogens in Archean greenstone hosted gold deposits: A case study from Geita Gold Mine, Tanzania[J]. *Ore Geology Reviews*, 2019, 111: 102982.
- Wang R, Cudahy T, Laukamp C, et al. White mica as a hyperspectral tool in exploration for the Sunrise Dam and Kanowna Belle gold deposits, Western Australia[J]. *Economic Geology*, 2017, 112(5): 1153–1176.
- Wilkinson J J, Baker M J, Cooke D R, et al. Exploration targeting in porphyry Cu systems using propylitic mineral chemistry: a case study of the El Teniente Deposit, Chile[J]. *Economic Geology*, 2020, 115(4): 771–791.
- Wilkinson J J, Chang Z S, Cooke D R et al. The chlorite proximeter: a new tool for detecting porphyry ore deposits[J]. *Journal of Geochemical Exploration*, 2015, 152: 10–26.
- Wilson S A, Koenig A E, Ridley W I. Development of sulfide calibration standards for the laser ablation inductively-coupled plasma mass spectrometry[J]. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 2002, 17: 406–409.
- Yardley B W D, Cleverley J S. The role of metamorphic fluids in the formation of ore deposits. Geological Society[J]. London, Special Publications, 2013, 393: 117–134.
- Zhang P, Huang X W, Cui B, et al. Re-Os isotopic and trace element compositions of pyrite and origin of the Cretaceous Jinchang porphyry Cu-Au deposit, Heilongjiang Province, NE China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2016, 129: 67–80.
- Zhang Y, Chen H, Cheng J, et al. Pyrite geochemistry and its implications on Au-Cu skarn metallogeny: An example from the Jiguanzui deposit, Eastern China[J]. *American Mineralogist*, 2022, 107(10): 1910–1925.
- Zhao H S, Wang Q F, Groves D I, et al. A Rare Phanerozoic Amphibolite Hosted Gold Deposit at Danba, Yangtze Craton, China: Significance to Fluid and Metal Sources for Orogenic Gold Systems[J]. *Mineralium Deposita*, 2019, 54: 133–152.
- Zhao J H, Zhou M F. Neoproterozoic Adakitic plutons in the northern margin of the Yangtze block, China: Partial melting of a thickened lower crust and implications for secular crustal evolution[J]. *Lithos*, 2008, 104: 231–248.
- Zhou M F, Yan D P, Vasconcelos P M, et al. Structural and geochronological constraints on the tectono-thermal evolution of the Danba domal terrane, eastern margin of the Tibetan Plateau[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2008, 33: 414–427.
- Zhong R C, Brugger J, Tomkins AG, et al. Fate of gold and base metals during metamorphic devolatilization of a pelite[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2015, 171: 338–352.