

老挝帕奔金矿床成矿流体来源与矿床成因: 稀土元素和 C、O、S 同位素证据^{*}

郭林楠, 侯林^{**}, 刘书生, 张启明, 徐思维, 施美凤, 曾祥婷

(中国地质调查局成都地质调查中心, 四川成都 610081)

摘要 帕奔金矿床位于老挝西北部, 为韧-脆性剪切带控制的方解石脉型金矿床。文章在系统的野外和镜下工作基础上, 对比了方解石脉、红化蚀变岩、弱碳酸盐化蚀变灰岩、未蚀变灰岩以及方解石脉内雄黄和雌黄的稀土元素特征, 结合灰岩和方解石的 C、O 同位素组成以及雄黄/雌黄的 S 同位素组成, 探讨了成矿流体的性质、来源及矿床成因。载金方解石、蚀变岩和灰岩的稀土元素配分曲线总体相近, 均表现出重稀土元素平坦以及 Eu/Ce 负异常特征; 但方解石轻微亏损轻稀土元素, 且具有较高的 Tb/La 和 Sm/Nd 比值。在 Y/Ho-La/Ho 和 Tb/Ca-Tb/La 图解中, 灰岩→蚀变岩→方解石投点分别与重结晶趋势线和重新活化趋势线基本吻合, 灰岩和方解石 C、O 同位素组成也表现出了基本一致的海相碳酸盐岩成因。因此, 推断帕奔金矿的含金方解石脉及相关的热液蚀变是同一成矿期內同源流体体系的产物, 相对形成顺序由早到晚为弱蚀变灰岩、红化蚀变岩、方解石大脉, 且与赋矿灰岩存在继承性。结合矿床地质特征, 认为帕奔金矿床成矿流体可能主要来源于区域动力变质作用过程中, 下二叠统灰岩的脱水和脱碳酸盐化作用。雄黄和雌黄 $\delta^{34}\text{S}$ 值接近 0‰, 且方解石脉稀土元素总量较低, 表明可能混入了深部岩浆流体和大气降水。综合区域地质背景, 认为帕奔金矿床成矿作用很可能发生于晚三叠世—侏罗纪的滇缅马泰地体与印支陆块碰撞导致的区域韧-脆性构造活动, 并受到岩浆活动驱动。

关键词 地球化学; 稀土元素; C、O、S 同位素; 成矿流体; 矿床成因; 帕奔金矿床

中图分类号:P618.51

文献标志码:A

Ore-fluid sources and genesis of Phapon gold deposit, Laos: Constraint from REE and C, O, S isotopic characteristics

GUO LinNan, HOU Lin, LIU ShuSheng, ZHANG QiMing, XU SiWei, SHI MeiFeng and ZENG XiangTing
(Chengdu Center, China Geological Survey, Chengdu 610081, Sichuan, China)

Abstract

The Phapon gold deposit, located in northwestern Laos, is a calcite vein-type gold deposit controlled by NE-trending brittle-ductile shear zone. Based on detailed field and microscopic work, the authors compared the characteristics of rare earth elements (REE) between calcite vein, red altered rock, weak carbonation limestone, unaltered limestone, and realgar and orpiment from the calcite veins. Combined with the C, O isotope compositions of limestone and calcite and S isotope compositions of realgar and orpiment, the authors investigated the nature and source of the ore-forming fluids and ore genesis. The auriferous calcite, altered rocks and unaltered limestone show generally consistent HREE-flat patterns and negative anomalies of Eu and Ce, whereas the calcites show slight LREE-depleted patterns and relatively high Tb/La and Sm/Nd ratios. In the Y/Ho-La/Ho and Tb/Ca-Tb/La

* 本研究得到中国地质调查局地质调查项目(编号:121201010000150013)和自然科学基金青年基金项目(编号:41702069)的资助
第一作者简介 郭林楠,男,1989年生,博士,工程师,从事地质矿产研究工作。Email:linnanguo@163.com

** 通讯作者 侯林,男,1985年生,博士,副研究员,从事地质矿产研究工作。Email:houlin_aaron@163.com

收稿日期 2018-10-06; 改回日期 2019-01-22。秦思婷编辑。

diagrams, the points of limestone, altered rock, and calcite are basically consistent with the trend line of recrystallization and remobilization, respectively. The C, O isotopic compositions of limestone and calcite also show similar geneses of marine carbonate. These data suggest that the auriferous calcite vein and the related hydrothermal alterations in Phapon are products of one fluid system in the same mineralization period. The relative formation sequence, from early to late, is in order of weak carbonation, red alteration, and calcite vein. The altered rocks and calcites have genetic relations with the wall rocks. Considering the ore deposit geology, the ore fluids might have been mainly derived from dehydration and decarbonation of the Lower Permian limestone during the dynamic metamorphism. The $\delta^{34}\text{S}$ values of realgar and orpiment range around 0‰, and the calcite veins contain lower ΣREE , suggesting that the magmatic and meteoric waters might have been involved in ore fluids. Combined with the regional geological background, it is believed that the mineralization of the Phapon gold deposit probably occurred during the regional brittle-ductile tectonic activity caused by the collision between the Sibumasu Block and the Indochina Block in Late Triassic-Jurassic, and was driven by magmatic activities.

Key words: geochemistry, rare earth elements, C, O, S isotopes, ore-forming fluids, ore genesis, Phapon gold deposit

帕奔金矿床位于老挝西北部,自20世纪90年代发现以来,已达到大型规模(邵长亮,2011)。琅勃拉邦-黎府成矿带纵跨老挝西北部和泰国中北部(图1),是中南半岛重要的铜金银多金属成矿带,主要产出斑岩-矽卡岩型铜金矿床和浅成低温热液型金银矿床(Goldfarb et al., 2014; Deng et al., 2016; 赵延朋等,2017)。帕奔金矿床位于琅勃拉邦-黎府成矿带北段,赋存于下二叠统灰岩内,是一个方解石脉型金矿床(刘禧超等,2010)。矿体由充填断裂带的含金方解石脉及其两侧的红化、碳酸盐化蚀变带组成,受区域北东向韧-脆性剪切带及其次级断裂控制。矿床主要的蚀变矿物和载金矿物均为方解石,几乎不发育石英和金属硫化物,是带内独特的金矿床类型(Guo et al., 2018; 2019)。目前帕奔金矿的研究成果较少,主要集中在矿产地质、热液蚀变和成矿流体质等方面(刘禧超等,2010; 戴富余等,2014; 史老虎等,2016)。陆芳芳等(2015)和牛英杰等(2015)通过方解石H、O同位素的测试和投图,推测成矿流体来源于深部岩浆水,并在成矿过程中与浅部大气水混合;李会恺等(2011)和杨昌正等(2017)则通过显微构造研究,认为成矿流体来源于剪切带动力变质作用下的压溶作用。薛兰花等(2016)和牛英杰等(2017)通过对矿床地质、控矿构造和矿床地球化学的综合研究,将帕奔金矿简单归纳为剪切带控制的低温热液矿床。除了成矿流体来源还存在争议,关于成矿-热事件的时序,成矿作用过程及其与区域构造-岩浆活动的关系仍缺乏详细研究,矿床成因亟待

解决。

稀土元素虽然在地质过程中整体迁移,但由于其地球化学行为略有不同,因此,现已成为热液矿床地球化学研究的有力工具(Orman et al., 2001; Brugger et al., 2008)。研究表明,REE³⁺可以通过替代Ca²⁺进入矿物晶格(Brugger et al., 2000; Schönenberger et al., 2008; Dostal et al., 2009),热液含钙矿物的稀土元素组成和配分模式广泛用于追踪成矿流体和热液矿床的成矿过程(Bau et al., 2003; Wang et al., 2012; 曹华文等,2016)。方解石C、O同位素和硫化物S同位素也广泛应用于热液矿床成矿流体和成矿物质来源示踪(郭林楠等,2014; Deng et al., 2015a; 2017a; Yang et al., 2017a; Zhang et al., 2018)。本次研究在进一步查明矿床地质特征的基础上,开展了赋矿围岩、蚀变岩和载金方解石的稀土元素分析,并分析了三者的成因联系;同时,开展了热液矿物的C、O、S同位素分析,探讨了成矿流体来源与矿床成因。

1 区域地质背景

琅勃拉邦-黎府成矿带位于印支板块西部,东、西分别以奠边府-黎府缝合带和难河-程逸缝合带为界(赵延朋等,2015; 王宏等,2015; 图1a)。该成矿带从老挝北部丰沙里向南经琅勃拉邦和巴莱,延伸至泰国北部黎府和中部碧差汶,南北长约800 km,东西宽约200 km,是东特提斯成矿域内重要的铜-金-银

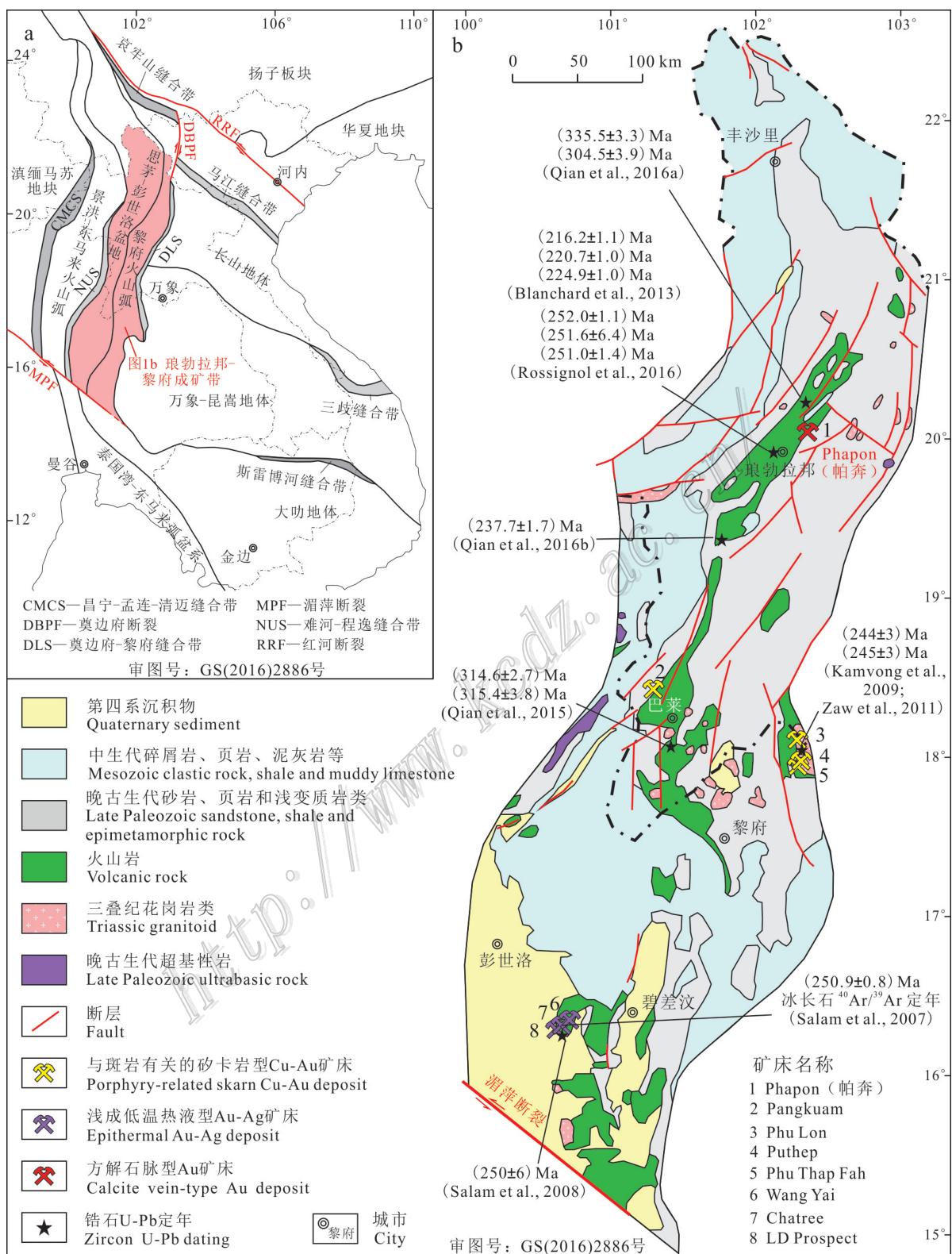


图1 老挝及邻区大地构造单元划分图(a)和琅勃拉邦-黎府成矿带地质矿产简图(b)

(据林方成等, 2010; Zaw et al., 2014; 王宏等, 2015; Shi et al., 2015修编)

Fig. 1 Tectonic units of Laos and neighboring areas (a) and simplified geological map of the Luang Prabang-Loei metallogenic belt (b) (modified after Lin et al., 2010; Zaw et al., 2014; Wang et al., 2015; Shi et al., 2015)

多金属成矿带(Deng et al., 2014a; 2014b; 2017b; Yang et al., 2017b; 2018; 图1b)。成矿带属思茅-彭世洛地块,可进一步划分为西部的思茅-彭世洛中新生代盆地和东部的墨江-黎府火山弧带2个次级构造单元。

思茅-彭世洛中新生代盆地位于难河-程逸缝合带东侧,是在晚二叠世—早三叠世难河-程逸弧后洋盆闭合后,盆山转换过程中形成的陆内盆地,中-晚三叠世具周缘前陆盆地性质。盆地主要由上三叠统前陆盆地相含煤磨拉石沉积岩系、侏罗系—古近系红色陆相碎屑岩系组成。其中,磨拉石沉积岩系岩性包括含煤砂岩、页岩、泥灰岩、砾岩和凝灰质砂岩;陆相碎屑岩系则主要由粉砂岩、砂岩、页岩和泥灰岩组成(王宏等,2015;图1b)。

墨江-黎府火山弧带与东侧奠边府-黎府缝合带近平行展布,发育一套从基性(玄武岩)、中性(安山岩)到酸性(流纹岩)的晚石炭世—中三叠世岛弧型钙碱性火山岩系列,以及中酸性侵入岩(Phajuy et al., 2005;图1b)。上三叠统一白垩系陆相含盐层红色碎屑岩系不整合上覆于石炭系一二叠系陆源碎屑岩-碳酸盐岩和火山岩系之上。构造变形表现为晚古生代及其以前的岩层大都形成向东倒转的同斜褶皱及向东的逆冲断裂,二叠系向东逆冲在呵叻盆地红层之上(Salam, 2013; Salam et al., 2014)。

根据锆石U-Pb年龄,可将带黎府火山弧带内火山岩分为石炭纪、晚二叠世—早三叠世和中晚三叠世(图1b)3期。石炭纪火山岩广泛分布于老挝西北部,包括琅勃拉邦北部的辉绿岩和玄武岩(340~300 Ma; Qian et al., 2016a),以及巴莱南部的玄武质安山岩(320~310 Ma; Qian et al., 2015)。晚二叠世—早三叠世火山岩主要出露于老挝琅勃拉邦周边(258~245 Ma凝灰质砂岩; Rossignol et al., 2016),以及泰国碧差汶西部((250±6) Ma; Salam, 2013)。中-晚三叠世火山岩则主要包括分布于老挝琅勃拉邦西南的玄武质安山岩((237.7±1.7) Ma; Qian et al., 2016b)和琅勃拉邦周边的火山岩(226~215 Ma; Blanchard et al., 2013)。侵入岩以三叠纪岛弧I型花岗岩类为主,分布于老挝琅勃拉邦西北、巴莱附近,以及泰国黎府周边。

琅勃拉邦-黎府成矿带主要产出斑岩-矽卡岩型铜金矿(如泰国的 Phu Lon 和 Phu Thap Fah, 以及老挝的 Pangkuam 矿床)和浅成低温热液型金银矿(如泰国的 Chatree 矿床; 图1b)。Phu Lon 和 Phu Thap

Fah 矿床赋矿围岩为泥盆纪一二叠纪灰岩、页岩、粉砂岩,被早-中三叠世石英二长斑岩和花岗闪长斑岩(锆石 U-Pb 年龄为 248~241 Ma)侵入,形成斑岩-矽卡岩型矿化(Kamvong et al., 2009; Zaw et al., 2011)。Chatree 金银矿则赋存于晚二叠世—早三叠世安山质-流纹质火山岩/火山碎屑岩内(Tangwattananukul et al., 2009; Zaw et al., 2014),冰长石⁴⁰Ar/³⁹Ar 定年表明成矿时代为(250.9±0.8)Ma(Salam et al., 2014)。帕奔金矿的成矿地质背景、围岩蚀变、矿物组合均与上述斑岩-矽卡岩型、浅成低温热液型金矿有明显差别(Deng et al., 2015b; Qiu et al., 2016a; 2016b; 2017; Zhang et al., 2017),是琅勃拉邦-黎府成矿带内独特的金矿床类型,本文称为方解石脉型金矿。

2 矿床地质特征

帕奔金矿位于老挝琅勃拉邦省东北部约 30 km 处(图1b)。矿区范围内出露地层包括石炭系、中-下二叠系、中-上三叠系和第四系(图2)。石炭系为一套海相碳酸质、硅质细粒碎屑岩-碳酸盐岩沉积,主要由杂色砂岩、粉砂岩、泥岩、灰黑色黏土岩和含燧石条带灰岩组成。石炭系岩石受到华力西期韧性剪切作用影响,表现出强烈的塑性变形。下二叠统的主要岩性为厚层微晶灰岩和生物碎屑灰岩,底部含泥灰岩和粉砂岩。矿区内地质构造主要为 NE 向韧性剪切带,走向约 35°~50°,倾向 15°~45°NE,在含矿段周边的灰岩显示出强烈的韧脆剪切变形。中二叠统由灰绿色安山岩、安山质凝灰岩和玄武岩组成,与下伏地层呈不整合或断层接触关系。中-上三叠统分布在矿区中部,主要由紫红色砾岩、砂岩、粉砂岩组成,代表前陆盆地和山间盆地沉积。第四纪主要由不连续分布的残余红色黏土组成,发育后生红土型金矿体。矿区未发现大型侵入体露头,仅在西北部出露安山岩和安山质凝灰岩,以及少量辉绿岩和闪长玢岩。安山岩为灰绿色,斑状结构,斑晶由斜长石及暗色矿物组成,局部发育弱青磐岩化蚀变。

矿区内地质构造主要为 NE 向韧-脆性剪切带和不同方向的脆性断层(图2, 杨昌正等, 2017)。北东向的琅勃拉邦韧-脆性剪切带贯穿整个矿区,宽度可达几百米,具多阶段活动特征。该剪切带早期活动于石炭纪,以强烈的糜棱岩化、塑性流变、鞘褶皱、书斜构造和黄铁矿压力影等韧性变形为特征;并于晚二叠世再活化,在二叠系灰岩内形成韧-脆性剪切带,并

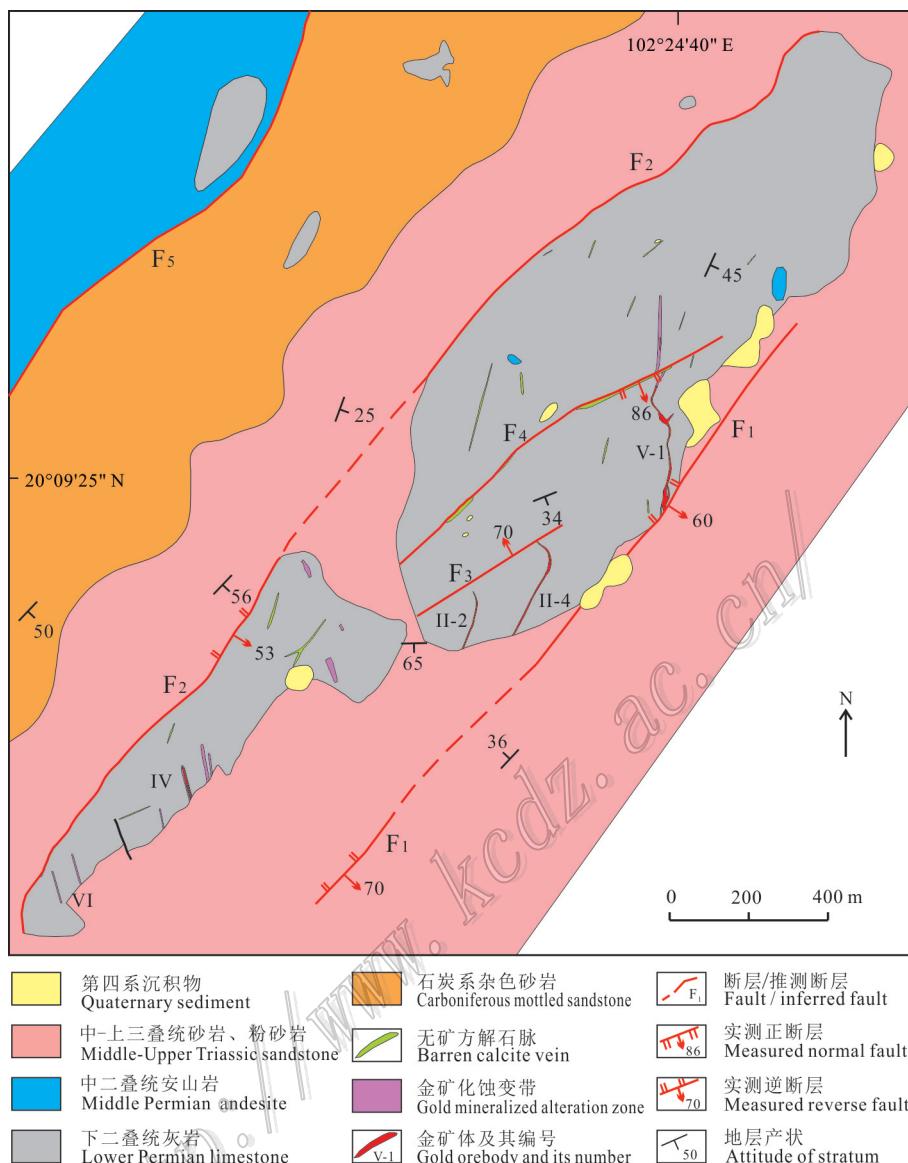


图2 帕奔金矿区地质简图(据杨昌正等,2017修编)
Fig. 2 Sketch geological map of the Phapon gold deposit (modified after Yang et al., 2017)

引发了不同方向的次生断裂,总体控制了NE向带状分布的金矿化。矿区内脆性断裂可分为NE向和NNW向2组,其中后者是帕奔金矿的主要控矿断裂。NE向断裂规模较大,是琅勃拉邦剪切带的组成部分,表现出多期活动特征。其中,F₁和F₂断裂规模相近,长约3 km,宽1~8 m,倾向SE,倾角约45°~70°,分别为下二叠统砂岩和中-上三叠统砂岩的SE向和NW向的分界面,表现出强烈的压扭性特征(图2)。F₃和F₄断裂位于灰岩透镜体内部,倾向分别为NW向和SE向,断裂内发育碎裂状弱碳酸盐化灰岩,表现出成矿后断裂活动特征。赋矿的下二叠系灰岩透

镜体逆冲推覆于中-上三叠统砂岩之上,主推覆面为F₂断裂(图2)。推覆面附近的灰岩表现出较强烈的脆-韧性变形,相对更脆性的砂质灰岩和相对较韧性的泥质灰岩受到应力作用的影响,呈现石香肠(图3a)和片理化、糜棱岩化(图3b)等构造变形。

帕奔金矿已发现5个金矿体,自东向西分别为V-1、II-4、II-2、IV和VI号矿体(图2),均发育于下二叠系灰岩内(图3c)。这些矿体均为脉状,受一系列NNW向断裂控制,近平行展布,间距约300 m。矿体总体长约300~800 m,宽度小于10 m,多在1~4 m。矿体走向总体介于330°~350°,倾向SWW,倾角为

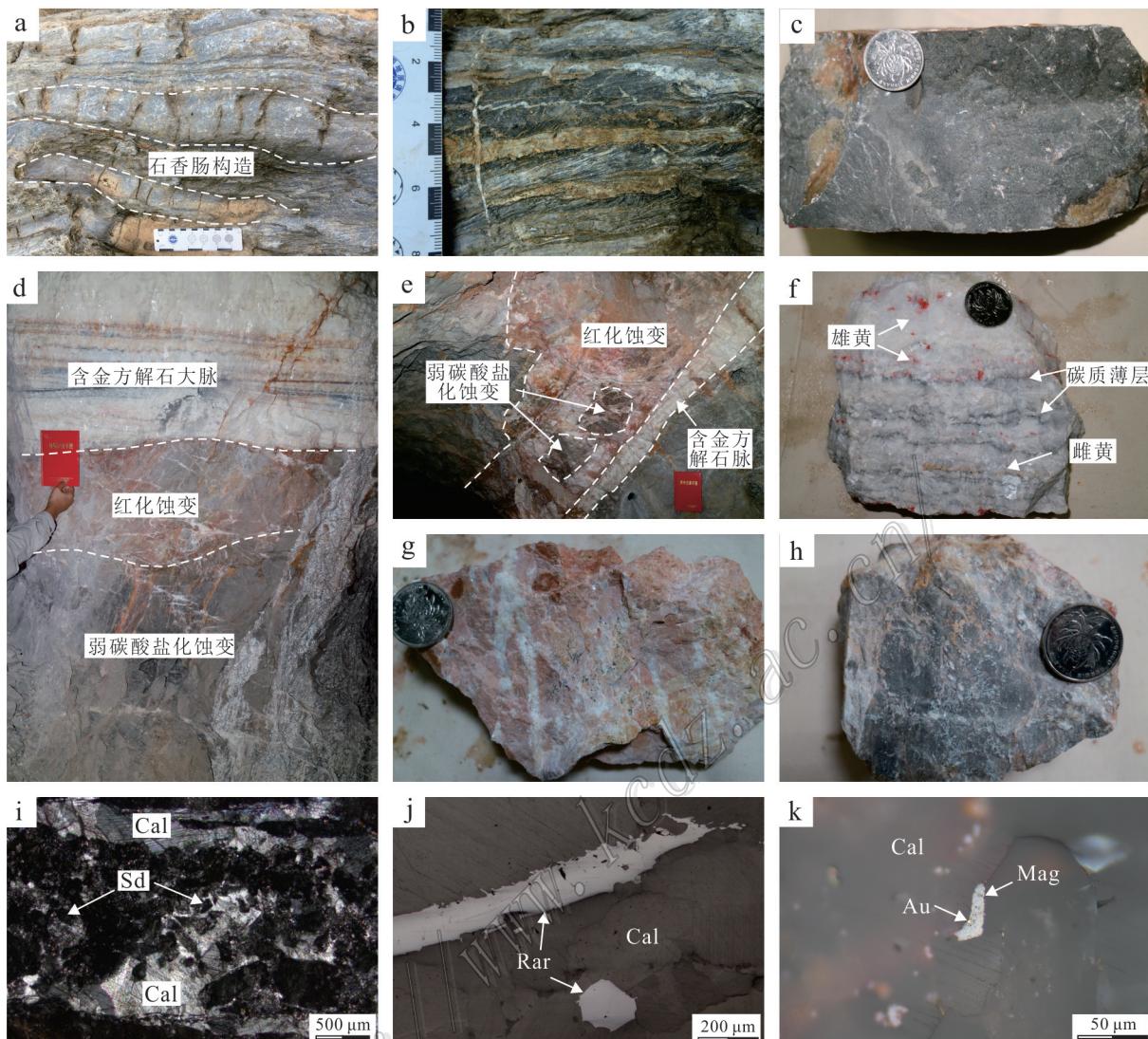


图3 帕奔金矿床典型变形蚀变矿化

a. 灰岩石香肠构造;b. 灰岩韧性变形;c. 未蚀变灰岩手标本;d. 矿体由中心向两侧分带为:含金方解石脉大脉,红化蚀变带,弱碳酸盐化蚀变带;e. 红化蚀变带内包含团块状弱碳酸盐化蚀变残余;f. 含金方解石脉,内发育碳质薄层和细脉状、浸染状雄黄和雌黄;g. 红化蚀变岩手标本,内发育碳酸盐细脉;h. 弱碳酸盐化灰岩手标本;i. 红化蚀变岩内发育重结晶方解石、方解石细脉和菱铁矿(正交偏光);j. 方解石大脉内的浸染状雄黄(反射光);k. 细粒金矿物颗粒与磁铁矿共生,包裹于方解石内(反射光)

Au—自然金;Cal—一方解石;Mag—磁铁矿;Rar—雄黄;Sd—菱铁矿

Fig. 3 Typical deformation, alteration and mineralization in Phapon gold deposit

a. Boudinage deformation in limestone; b. Ductile deformation in limestone; c. Fresh limestone hand sample; d. The orebody from the center to the edges: auriferous calcite veins, red alteration zone, and weak carbonatization zone; e. Carbonatization residual in red alteration zone; f. Auriferous calcite veins filled with thin carbon layers and disseminated realgar and orpiment; g. Red alteration hand sample, crosscut by calcite veinlets; h. Weak carbonatization hand sample; i. Recrystallized calcite, calcite veinlets and siderite in red alteration zone (crossed nicols); j. Disseminated realgar in calcite vein (reflected image); k. Coexistence of fine-grained native gold and magnetite, included in calcite (reflected image)

Au—Native gold; Cal—Calcite; Mag—Magnetite; Rar—Realgar; Sd—Siderite

45°~65°。其中,V-1号矿体占帕奔金矿探明金储量的90%以上,总体呈脉状,局部囊状或透镜状。矿体长约650 m,宽0.3~10 m(平均为3.4 m),延深约350

m,走向为330°~355°,倾角为40°~50°SW,局部倾角变化较大,平均金品位为6.28 g/t。

矿化体通常由中心的含金方解石大脉,其两侧

较窄的红化蚀变带,和外侧较宽的弱碳酸盐化蚀变带组成(图3d)。方解石脉和蚀变带宽度变化较大,常见方解石脉出现多个较细的分支,与红化蚀变交替分布;外侧的弱碳酸盐化蚀变岩团块也局部残留于内侧的红化蚀变带内(图3e)。含金方解石脉宽度变化很大,由几厘米至数米不等,通常由不同粒度的灰白色方解石组成,常见深色碳质薄层,局部发育团块状或星点状雄黄和雄黄,与方解石共生(图3f,j)。红化蚀变带主要由菱铁矿、赤铁矿和磁铁矿等蚀变引起,这些蚀变矿物呈浸染状分布于部分重结晶的灰岩中(图3i),宏观上呈浅红色或红色。红化蚀变带宽度也为几厘米至数米,内部通常发育方解石细脉(图3g),与金矿化密切相关,是该矿床的特殊蚀变类型。弱碳酸盐化蚀变岩分布范围较大,由矿体中心向两侧强度逐渐减弱,其特征为灰岩的原地溶解并再结晶,形成细小的方解石颗粒,而使灰岩蚀变为浅灰色(图3h)。与矿化样式对应,帕奔金矿的矿石类型也主要分为2类:方解石脉型和红化蚀变岩型,它们分别来自于含金方解石脉和红化蚀变带。通常来说,红化蚀变岩型矿石具有较高的金品位,其金品位与蚀变强度呈正相关;而方解石脉型矿石金品位变化较大,总体品位较低,且方解石颗粒越粗,金品位越低。帕奔金矿脉体穿插关系较为复杂,成矿阶段划分仍存在争议,目前研究认为方解石脉和围岩蚀变为同一成矿事件的产物(牛英杰等,2017;杨昌正等,2017)。方解石脉多出现分支复合现象,粒度变化明显,且脉体内多出现碳质薄层(图3f),表明多阶段特征。矿石矿物主要为菱铁矿、磁铁矿和赤铁矿,以及少量自然金;脉石矿物主要为方解石,以及少量雄黄、雌黄。方解石是主要的载金矿物,金通常存在于方解石微裂隙内(图3k)。

3 样品与分析方法

在对帕奔金矿床的矿床地质特征进行系统调查的基础上,本研究在矿区不同中段和矿区外围系统采集了未蚀变灰岩7件、弱蚀变灰岩7件、红化蚀变岩7件、含金方解石大脉11件。其中,方解石脉和蚀变岩样品均来自V-1号矿体。在所有灰岩、蚀变岩,以及含金方解石脉内挑出的4件方解石、7件雄黄和1件雌黄单矿物用于稀土元素分析;另外,方解石单

矿物还用于C、O同位素分析,雄黄和雌黄单矿物还用于S同位素分析。

3.1 稀土元素分析

灰岩、蚀变岩全岩和方解石、雄黄、雌黄单矿物的稀土元素分析测试在核工业北京地质研究院地质分析测试研究中心完成。用于测试的单矿物来自含金方解石大脉,首先将所有样品进行粉碎、粗选、清洗,在显微镜下选取40~60目方解石、雄黄和雌黄单矿物,使其纯度达到99%以上;灰岩和2种蚀变岩的全岩样品直接粉碎至200目备用。分别称取样品500 mg放入25 ml专用溶样罐中,用少量水润湿并震动使样品均匀,加入10 ml体积比为1:1的盐酸,在低温电热板上200°C加热溶解。待样品分解后,在低温电热板上加热蒸至干后加入1:1硝酸3 ml并焖置一段时间。对于雄黄、雌黄,重复加入混酸并加热,保证样品完全溶解。用1%硝酸提取至50 ml容量瓶中,摇均匀后在ICP-MS上采用在线内标(Rh)法进行测量。

主要实验条件:仪器为PerkinElmer, Elan DCR-e型等离子体质谱分析仪,功率1400 W,冷却气16 L/min,辅助气1.21 L/min,雾化气流速0.852 L/min,进样泵速20 r/min进样冲洗时间50 s,单个元素积分时间0.001 s。测试方法和依据为国家标准GB/T 14506.30-2010《硅酸盐岩石化学分析方法》第30部分:44个元素量测定。测定La、Ce、Pr、Nd、Sm、Eu、Gd、Tb、Dy、Ho、Er、Tm、Yb、Lu共14个稀土元素和Y。各元素的检出限为 0.002×10^{-6} 。

3.2 C、O、S同位素分析

C、O、S同位素测试在核工业北京地质研究院分析测试研究中心完成。将典型含金方解石脉矿石样品粉碎至40~60目,并在双目镜下仔细挑选方解石、雄黄和雌黄单矿物,纯度在99%以上。

方解石C、O同位素分析,用玛瑙研钵将方解石单矿物研磨至200目,烘箱105°C烘烤样品2 h,去除吸附水。75°C下烘烤在Gasbench线制样设备的样品管,烘干后将0.1 mg样品放入样品管中并封盖。用高纯氮气将样品管中的空气排出。用酸泵酸针向样品管中加过量的100%磷酸。磷酸与碳酸盐样品反应产生CO₂气体。用高纯氮气将生成的CO₂气体带入MAT253质谱仪测试C、O同位素组成。C、O同位素测试以PDB为标准,分别记为 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}$,分析精度分别优于±0.1‰和0.2‰(刘汉彬等,2013)。

雄黄和雌黄S同位素分析,将单矿物和氧化亚

铜研磨至 200 目左右并混合均匀, 在真空达 2.0×10^{-2} Pa 和 980°C 状态下加热进行氧化反应, 生成二氧化硫气体。用冷冻法收集二氧化硫气体, 并用 Delta V Plus 气体同位素质谱分析 S 同位素组成。测量结果以 CDT 为标准, 记为 $\delta^{34}\text{S}_{\text{V}-\text{CDT}}$, 分析精度优于 $\pm 0.2\%$ (刘汉彬等, 2013)。

4 分析结果

4.1 稀土元素组成

本次测试帕奔金矿区灰岩、弱蚀变灰岩、红化蚀变岩、方解石、雄黄和雌黄的稀土元素含量及特征值如表 1 所示。数据采用 C1 球粒陨石标准(Sun et al., 1989)将测定结果进行标准化, 所得配分曲线如图 4 所示。

帕奔金矿的赋矿围岩灰岩稀土元素总量 ΣREE 变化较大, 介于 $4.83 \times 10^{-6} \sim 45.50 \times 10^{-6}$ 之间。弱蚀变灰岩和红化蚀变岩稀土元素总量 ΣREE 变化相对较小, 其中 7 个弱蚀变灰岩样品, 除了 1 个 $\Sigma\text{REE}=32.90 \times 10^{-6}$ 外, 其余 ΣREE 为 $5.80 \times 10^{-6} \sim 9.91 \times 10^{-6}$; 红化蚀变岩的 ΣREE 则在 $2.94 \times 10^{-6} \sim 10.80 \times 10^{-6}$ 范围内。全岩稀土元素总量由灰岩 \rightarrow 弱蚀变灰岩 \rightarrow 红化蚀变岩总体降低(平均值 $18.30 \times 10^{-6} \rightarrow 11.20 \times 10^{-6} \rightarrow 7.09 \times 10^{-6}$)。三者的稀土元素配分曲线基本一致, 总体上呈轻稀土元素富集, 重稀土元素平坦的稀土元素配分模式(图 4a)。灰岩、弱蚀变灰岩和红化蚀变岩的 LREE/HREE 比值分别为 2.04~6.68(平均值 3.51)、2.05~3.60(平均值 2.55)和 0.88~2.59(平均值 2.06), 反映了轻、重稀土元素分馏程度不高, 且依次减弱。3 种岩石均表现出相似的负 Eu 异常, 其 δEu 值分别为 0.60~0.84、0.54~0.66 和 0.55~0.74; 以及较强的负 Ce 异常, 其 δCe 值分别为 0.15~0.56、0.27~0.49 和 0.28~0.39(图 4a)。3 种岩石的 $w(\text{Y})$ 相近, 总体较高, 分别为 $4.62 \times 10^{-6} \sim 16.30 \times 10^{-6}$ (平均值 9.73×10^{-6})、 $5.21 \times 10^{-6} \sim 16.50 \times 10^{-6}$ (平均值 9.14×10^{-6}) 和 $3.50 \times 10^{-6} \sim 22.00 \times 10^{-6}$ (平均值 8.91×10^{-6})。

相对于上述灰岩和 2 种蚀变岩, 载金方解石的 ΣREE 较低, 介于 $1.50 \times 10^{-6} \sim 4.98 \times 10^{-6}$, 平均 2.67×10^{-6} , 总体上呈重稀土元素平坦的配分模式(图 4b)。LREE/HREE 比值为 0.88~1.89(平均为 1.25)。Eu 异常较为微弱, δEu 值为 0.69~0.81; Ce 异常相对较强, δCe 值为 0.35~0.46。 $w(\text{Y})$ 相对较低($2.14 \times 10^{-6} \sim 7.55 \times 10^{-6}$, 平均值 3.68×10^{-6})。

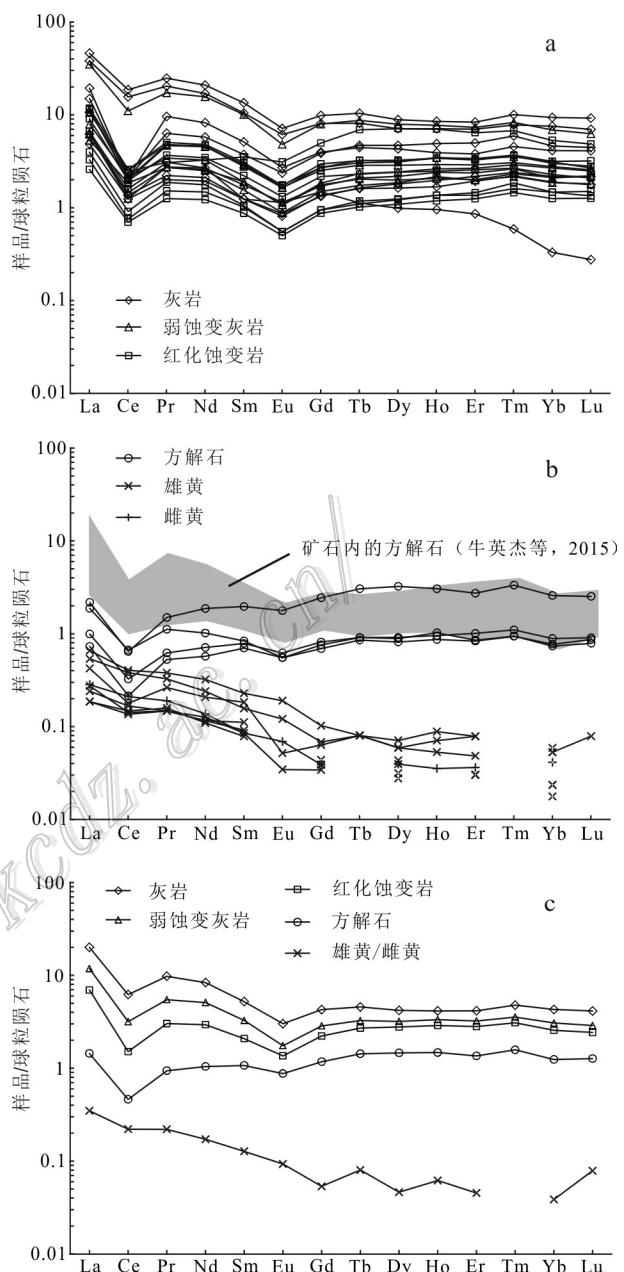


图 4 帕奔金矿赋矿围岩、蚀变岩和单矿物稀土元素配分曲线(根据 Sun et al., 1989 进行 C1 球粒陨石标准化)

a. 灰岩、红化蚀变岩和弱蚀变灰岩; b. 含金方解石、雄黄和雌黄; c. 五类样品平均值

Fig. 4 REE patterns of country rocks, altered-rocks, and hydrothermal minerals in the Phapon gold deposit
(C1 chondrite-normalized data after Sun et al., 1989)

a. Limestone, red altered rock and weak carbonatization limestone;

b. Gold-bearing calcite, realgar and orpiment;

c. Average values of the five types of samples

雄黄和雌黄稀土元素总量明显低于围岩和方解石, 全部样品的 Tm 和大部分样品的 Tb、Lu 等元素未

表1 帕奔金矿全岩和单矿物稀土元素含量及特征值

组分	灰岩										弱蚀变灰岩				红化蚀变岩			
	PB-PDB03	PB-PDB05-1	PB-PDB05-2	PB-B01-1	PB-ZKB02-1	PB-ZKB02-2	PBD01B1	PBD01B2	PBD01B3	PBD04B1-1	PBD04B1-2	PBD08B3	PBD08B4	PBD01B4	PBD03B2-1	PBD03B2-2		
	$u(B)/10^{-6}$																	
La	3.54	1.15	1.47	9.03	10.90	4.58	2.52	2.50	1.46	2.70	1.49	1.88	8.27	1.26	2.70	2.79	2.15	
Ce	1.28	0.76	0.84	9.54	11.40	1.28	1.49	1.55	0.77	1.22	0.89	1.30	6.74	1.13	1.26	1.58	1.20	
Pr	0.600	0.190	0.211	1.930	2.350	0.911	0.294	0.452	0.261	0.442	0.258	0.325	1.640	0.258	0.452	0.478	0.349	
Nd	2.68	0.91	0.98	7.91	9.74	3.84	1.25	2.11	1.24	2.13	1.17	1.52	7.29	1.19	2.17	2.24	1.61	
Sm	0.571	0.189	0.190	1.600	2.060	0.781	0.189	0.450	0.269	0.426	0.237	0.290	1.540	0.291	0.432	0.469	0.339	
Eu	0.137	0.047	0.050	0.355	0.413	0.156	0.066	0.096	0.066	0.095	0.051	0.062	0.278	0.062	0.102	0.100	0.076	
Gd	0.792	0.279	0.272	1.660	2.020	0.814	0.304	0.519	0.350	0.556	0.307	0.378	1.630	0.363	0.555	0.608	0.445	
Tb	0.175	0.060	0.061	0.304	0.388	0.166	0.042	0.107	0.078	0.114	0.065	0.087	0.326	0.076	0.121	0.120	0.086	
Dy	1.190	0.413	0.458	1.800	2.250	1.090	0.250	0.727	0.552	0.789	0.472	0.616	2.010	0.502	0.797	0.824	0.612	
Ho	0.277	0.095	0.111	0.401	0.481	0.221	0.054	0.165	0.136	0.196	0.122	0.148	0.437	0.117	0.193	0.140		
Er	0.823	0.319	0.359	1.160	1.380	0.628	0.142	0.479	0.391	0.557	0.328	0.439	1.210	0.331	0.539	0.560	0.423	
Tm	0.151	0.056	0.061	0.198	0.256	0.116	0.015	0.078	0.067	0.090	0.055	0.074	0.211	0.059	0.092	0.094	0.068	
Yb	0.785	0.320	0.369	1.280	1.590	0.700	0.056	0.470	0.354	0.527	0.316	0.454	1.170	0.359	0.510	0.536	0.386	
Lu	0.113	0.045	0.055	0.177	0.234	0.104	0.007	0.065	0.056	0.068	0.046	0.063	0.159	0.055	0.071	0.081	0.053	
Y	12.10	6.07	6.42	13.90	16.30	8.72	4.62	9.26	8.33	14.00	6.20	7.51	16.50	5.21	10.90	10.30	7.95	
Σ REE	13.10	4.83	5.49	37.30	45.50	15.40	6.68	9.77	6.05	9.91	5.80	7.64	32.90	6.05	9.99	10.70	7.94	
LREE	8.81	3.24	3.74	30.40	36.90	11.50	5.81	7.16	4.06	7.01	4.09	5.38	25.80	4.19	7.12	7.66	5.72	
HREE	4.31	1.59	1.75	6.98	8.60	3.84	0.87	2.61	1.98	2.90	1.71	2.26	7.15	1.86	2.88	3.02	2.21	
LREE/HREE	2.05	2.04	2.14	4.35	4.29	3.01	6.68	2.74	2.05	2.42	2.39	2.38	3.60	2.25	2.47	2.54	2.59	
δ Eu	0.62	0.63	0.67	0.67	0.62	0.60	0.84	0.61	0.66	0.60	0.58	0.57	0.54	0.58	0.64	0.57	0.60	
δ Ce	0.22	0.40	0.37	0.56	0.55	0.15	0.42	0.36	0.31	0.27	0.35	0.41	0.45	0.49	0.28	0.34	0.34	
La/Ho	12.8	12.1	13.2	22.5	22.7	20.7	46.7	15.2	10.7	13.8	12.2	12.7	18.9	10.8	14.0	14.5	15.4	
Y/Ho	43.7	63.9	57.8	34.7	33.9	39.5	85.6	56.1	61.3	56.1	50.8	50.7	37.8	44.5	56.5	53.4	56.8	
Tb/La	0.049	0.052	0.041	0.034	0.036	0.017	0.043	0.053	0.042	0.044	0.046	0.039	0.060	0.045	0.043	0.040		
Sm/Nd	0.21	0.21	0.19	0.20	0.21	0.20	0.15	0.21	0.22	0.20	0.20	0.19	0.21	0.24	0.20	0.21	0.21	

续表 1

Continued Table 1

组分	红化蚀变岩										方解石					雄黄			
	PBD08B1-1	PBD08B1-2	PBD08B2	PBD09B1	PB-PDB04-1	PB-PDB04-2	PB-PDB04-3	PB-ZKB04	PB-S-B01	PB-S-B02	PB-S-B03	PB-S-B04	PB-S-B05	PB-S-B06	PB-S-B07	PB-S-B06	PB-S-B07		
$\omega(\text{B})/10^{-6}$																			
La	0.78	0.94	0.61	1.56	0.24	0.52	0.17	0.44	0.16	0.07	0.04	0.13	0.06	0.04	0.10	0.07			
Ce	0.46	0.56	0.43	0.98	0.20	0.39	0.13	0.41	0.25	0.09	0.08	0.23	0.10	0.09	0.11	0.13			
Pr	0.144	0.178	0.119	0.290	0.059	0.142	0.050	0.106	0.036	0.014	0.014	0.031	0.014	0.015	0.025	0.018			
Nd	0.69	0.82	0.57	1.52	0.33	0.87	0.27	0.48	0.15	0.05	0.05	0.11	0.06	0.05	0.10	0.06			
Sm	0.155	0.161	0.133	0.539	0.120	0.300	0.107	0.128	0.035	0.014	0.017	0.024	0.013	0.012	0.028	0.013			
Eu	0.032	0.029	0.180	0.036	0.103	0.032	0.032	0.011	<0.002	<0.002	0.007	0.002	<0.002	0.003	0.004	0.004			
Gd	0.194	0.195	0.179	1.020	0.167	0.501	0.142	0.156	0.021	0.008	0.009	0.014	0.007	0.008	0.013	0.008			
Tb	0.041	0.044	0.038	0.258	0.034	0.114	0.032	0.034	0.003	<0.002	<0.002	0.003	<0.002	<0.002	0.003	<0.002			
Dy	0.309	0.315	0.276	1.800	0.225	0.822	0.207	0.232	0.015	0.010	0.011	0.015	0.008	0.007	0.018	0.010			
Ho	0.077	0.077	0.067	0.397	0.058	0.173	0.049	0.054	0.004	<0.002	<0.002	0.003	<0.002	<0.002	0.005	0.002			
Er	0.225	0.240	0.206	1.060	0.141	0.452	0.138	0.167	0.013	0.005	0.005	0.008	0.005	0.005	0.013	0.006			
Tm	0.041	0.047	0.037	0.172	0.024	0.085	0.024	0.028	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002			
Yb	0.249	0.250	0.213	0.902	0.131	0.438	0.125	0.154	0.009	0.004	<0.002	0.009	0.004	0.003	0.010	0.007			
Lu	0.034	0.038	0.032	0.123	0.022	0.064	0.020	0.023	0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002			
Y	3.81	3.93	3.50	22.00	2.33	7.55	2.14	2.68	0.29	0.10	0.09	0.14	0.11	0.10	0.24	0.13			
ZREE	3.43	3.90	2.94	10.8	1.78	4.98	1.50	2.44	0.70	0.26	0.24	0.59	0.27	0.24	0.42	0.33			
LREE	2.26	2.69	1.89	5.07	0.98	2.33	0.76	1.59	0.64	0.23	0.21	0.53	0.25	0.21	0.36	0.30			
HREE	1.17	1.21	1.05	5.73	0.80	2.65	0.74	0.85	0.07	0.03	0.05	0.02	0.02	0.02	0.06	0.03			
LREE/HREE	1.93	2.23	1.80	0.88	1.22	0.88	1.03	1.89	9.48	8.67	8.48	10.3	9.22	5.84	8.94				
δEu	0.56	0.55	0.57	0.74	0.78	0.81	0.79	0.69	1.24	-	-	1.17	0.64	-	0.48	1.20			
δCe	0.34	0.33	0.39	0.36	0.41	0.36	0.35	0.46	0.81	0.71	0.82	0.91	0.89	0.86	0.53	0.91			
La/Ho	10.1	12.2	9.12	3.93	4.05	2.98	3.53	8.22	39.0	-	-	42.3	-	-	20.0	33.5			
Y/Ho	49.5	51.0	52.2	55.4	40.2	43.6	43.7	49.6	73.5	-	-	45.0	-	-	48.6	63.0			
Tb/La	0.053	0.047	0.062	0.165	0.145	0.221	0.185	0.077	0.019	-	-	0.024	-	-	0.030	-			
Sm/Nd	0.23	0.20	0.23	0.35	0.36	0.34	0.40	0.27	0.23	0.26	0.31	0.21	0.22	0.24	0.29	0.20			

注:比值单位为1;含量“<0.002”表示未达到检出限;“-”表示无计算值;弱蚀变灰岩、红化蚀变岩、雄黄和雌黄数据来自本文,灰岩和方解石数据引自 Guo et al., 2018。

达到检出限,且总体上呈较明显的轻稀土元素富集、重稀土元素亏损的“右倾”配分模式(图4b)。雄黄和雌黄的稀土元素含量特征非常相似,故合并描述。其ΣREE为 $0.24\times10^{-6}\sim0.70\times10^{-6}$,平均值 0.38×10^{-6} ,LREE/HREE比值为5.84~10.30(平均为8.90)。*w*(Y)也明显低于围岩和方解石,为 $0.093\times10^{-6}\sim0.294\times10^{-6}$ (平均值 0.15×10^{-6})。δEu值为0.48~1.20,2个样品显示负Eu异常,另外3个样品则显示微弱的正Eu异常;δCe值变化范围很小,除1个样品显示明显负Ce异常($\delta\text{Ce}=0.53$)外,其余样品的δCe值在0.71~0.91,异常不明显。

4.2 C、O、S同位素组成

本次测试帕奔金矿区灰岩和载金方解石的C、O同位素组成如表2和图6所示。热液方解石的C同位素变化范围较小,其 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 为0.9‰~1.8‰,平均1.6‰;灰岩的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 范围为2.6‰~3.6‰,平均3.1‰,略高于方解石。方解石的O同位素分布较为集中,除1个样品的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ (23.8‰)较低外,其他样品的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值集中在28.7‰~29.6‰;灰岩的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值略低于方解石,为18.8‰~27.4‰,平均24.3‰。

帕奔金矿区雄黄和雌黄的S同位素组成如表3和图7所示。雄黄的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ 值变化范围很小,在-2.6‰~ -1.3‰之间,平均值为-2.0‰;唯一一个雌黄样品的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ 值稍高,为-0.2‰。

表2 帕奔金矿灰岩和方解石C、O同位素组成

Table 2 The C, O isotope compositions of limestone and calcite from the Phapon gold deposit

对比项目	样品号	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}/\text{\%}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}/\text{\%}$	数据来源
方解石	PB-PDB04-1	1.5	29.6	Guo et al., 2018
	PB-PDB04-2	1.6	28.5	Guo et al., 2018
	PB-PDB04-3	1.6	28.7	Guo et al., 2018
	PB-ZKB04	1.7	23.8	Guo et al., 2018
	PB-S-B01	1.6	29.2	本文
	PB-S-B02	0.9	29.1	本文
	PB-S-B03	1.8	28.7	本文
	PB-S-B04	1.7	28.7	本文
灰岩	PB-PDB03	3.0	25.6	
	PB-PDB05-1	3.3	25.5	
	PB-PDB05-2	3.3	27.4	Guo et al., 2018
	PB-B01-1	2.7	18.8	
	PB-B01-2	2.6	20.3	
	PB-ZKB02-1	3.6	26.1	
	PB-ZKB02-2	3.3	26.2	

5 讨论

5.1 方解石与蚀变岩的成因联系

稀土元素属不活泼元素,在地质作用过程中,流体自身的稀土元素含量几乎不受围岩反应的影响,因此,稀土元素地球化学可以有效地示踪流体来源,并且现已广泛应用于热液成矿作用研究中(Wood et al., 1994; Guo et al., 2018; 邱昆峰等, 2015; 郭林楠等, 2019)。尽管帕奔金矿床的载金方解石、红化蚀变岩和弱蚀变灰岩的稀土元素总量存在一定的差距,但三者的稀土元素配分曲线非常相似,均表现出重稀土元素平坦以及近似的Eu、Ce负异常特征(图4c),并与牛英杰等(2015)测试的金矿石(包括含金方解石脉型和红化蚀变岩型矿石)内方解石的稀土元素含量特征一致(图4b)。另外,上述3类样品的Y/Ho比值大体相近,在Y/Ho-La/Ho图解(图5a)中呈近水平分布,表明含金方解石脉和金矿化相关的蚀变近同期形成,且很可能来源于同一流体体系(Bau et al., 2003)。

除了稀土元素总量有区别外,载金方解石、红化蚀变岩和弱蚀变灰岩的轻、重稀土元素分馏也存在一定的差别。方解石LREE/HREE比值变化范围为0.88~1.89(平均为1.25),其配分曲线总体表现出轻微的轻稀土元素亏损特征(图4b)。红化蚀变岩LREE/HREE比值相对较高,除了1个样品为0.88外,其他样品范围为1.80~2.58,呈轻微的轻稀土元素富集特征;弱蚀变灰岩LREE/HREE比值为2.05~3.60(平均为2.55),表现出相对较强的轻稀土元素富集特征(图4a)。通常来说,热液矿物的稀土元素配分模式受主要阳离子的离子半径制约(Morgan et

表3 帕奔金矿雄黄和雌黄S同位素组成

Table 3 The S isotope compositions of realgar and orpiment from the Phapon gold deposit

矿物	样品号	$\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}/\text{\%}$
雄黄	PB-S-B01	-1.8
	PB-S-B02	-1.8
	PB-S-B03	-2.1
	PB-S-B04	-2.6
	PB-S-B05	-1.3
	PB-S-B06	-1.9
	PB-S-B07	-2.2
雌黄	PB-S-B06	-0.2

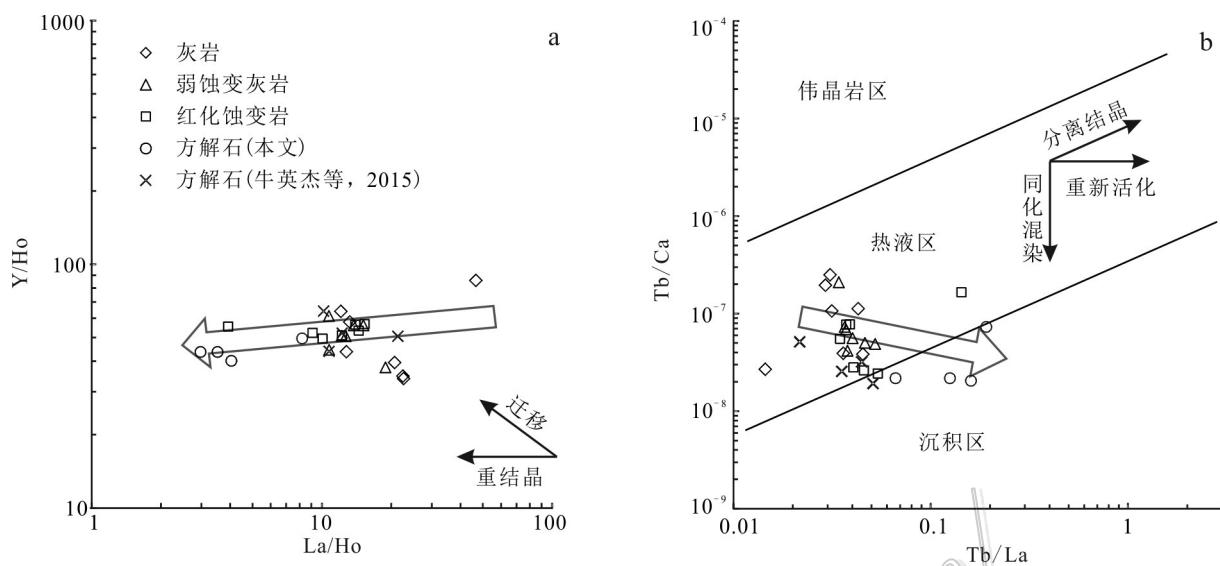


图5 帕奔金矿灰岩、蚀变岩和方解石Y/Ho-La/Ho质量比图解(a)和Tb /La-Tb/Ca摩尔比图解(b)

(底图分别根据Bau et al., 1995; Möller et al., 1976)

Fig. 5 Plots of Y/Ho versus La/Ho ratios (a) and Tb/Ca versus Tb/La ratios (b) for the country rocks, altered-rocks, and hydrothermal minerals in the Phapon gold deposit (base maps after Bau et al., 1995; Möller et al., 1976 respectively)

al., 1980), 上述2类蚀变岩的主要蚀变矿物均为方解石, 可与含金方解石脉内的方解石对比。LREE³⁺和Ca²⁺的离子半径差别小于HREE³⁺和Ca²⁺的离子半

径差别, 因此, LREE相对HREE更易进入方解石的晶格。然而, 帕奔金矿的方解石脉并未表现出轻稀土元素富集特征。Michard(1989)研究发现, 热液方

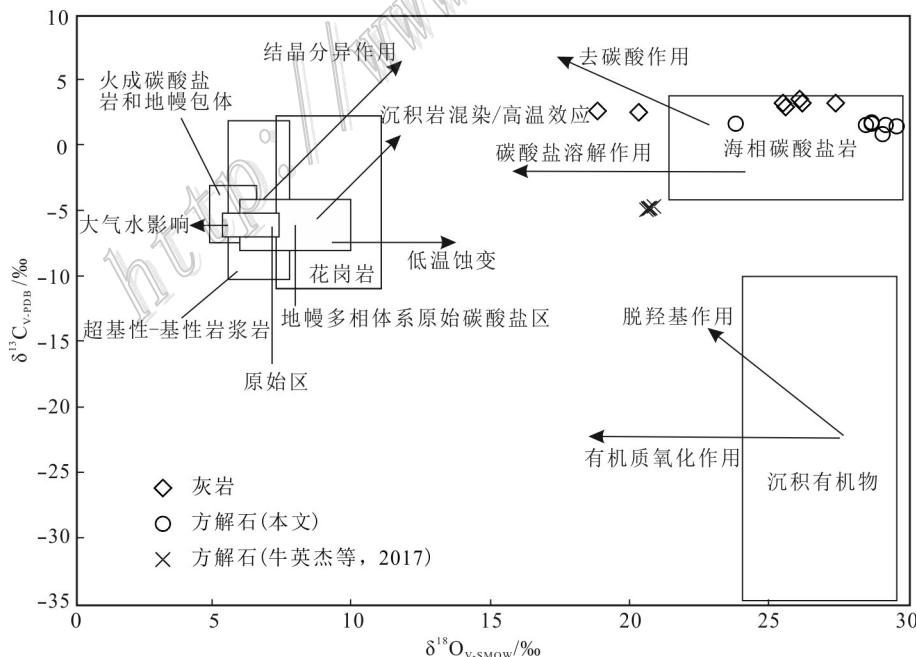


图6 帕奔金矿灰岩和方解石 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V}-\text{PDB}}-\delta^{18}\text{O}_{\text{V}-\text{SMOW}}$ 图解(底图据杨立强等, 2014)

Fig. 6 The $\delta^{13}\text{C}_{\text{V}-\text{PDB}}-\delta^{18}\text{O}_{\text{V}-\text{SMOW}}$ values of limestone and calcite from the Phapon gold deposit (base maps after Yang et al., 2014)

解石的轻、重稀土元素分馏主要受流体淋滤源岩并萃取稀土元素时的物理化学条件,以及流体迁移的控制。上述2种作用过程又分别发生于吸附作用和络合反应2种状态,其中,当流体pH值升高而温度下降时,络合反应强度远胜于吸附作用(Bau et al., 1992)。因此,呈现轻稀土元素富集模式的热液方解石通常形成于低pH值、高温条件下的流体吸附作用;而轻稀土元素亏损模式则来源于高pH值、低温条件下的流体络合反应(Bau, 1991; Subías et al., 1995)。对于帕奔金矿,随着方解石的形成,流体内 CO_3^{2-} 含量降低,pH值升高;且在流体演化和成矿作用过程中,体系温度也相对下降。因此,相对较早形成的方解石会呈现出轻稀土元素富集特征,而较晚形成方解石相对富集重稀土元素。因此,根据轻、重稀土元素的分馏程度,可以判断帕奔金矿的蚀变/矿化的相对时间顺序为弱蚀变灰岩→红化蚀变岩→方解石大脉。除了轻、重稀土元素分馏,Tb/La和Sm/Nd比值也具有类似的指示意义,Constantopoulos(1988)和Chesley(1991)研究发现,在同一流体体系内,较早形成的方解石具有较低的Tb/La和Sm/Nd比值。根据测试结果,弱蚀变灰岩和红化蚀变岩的Tb/La比值分别为0.039~0.060和0.040~0.165,而方解石的Tb/La比值则高达0.077~0.221(表1),显著高于前两者。类似的,方解石的Sm/Nd比值(0.27~0.40)也明显高于红化蚀变岩(0.20~0.35)和弱势变灰岩(0.19~0.24),表明含金方解石大脉相对形成较晚。综合稀土元素配分模式和重要特征值,认为帕奔金矿的含金方解石脉及相关的热液蚀变是同一成矿期内同源流体体系的产物,且相对形成顺序由早到晚为弱蚀变灰岩、红化蚀变岩、方解石大脉。

5.2 成矿流体性质与来源

如表1和图5所示,帕奔金矿的含金方解石和相关蚀变岩均表现出一定程度的Eu和Ce负异常,表明其形成于低氧逸度、低温的环境中(Ghaderi et al., 1999; Schwinn et al., 2005)。同时,这3类热液作用的产物也与矿床围岩——灰岩的稀土元素配分模式相近(图4c),表明成矿热液可能与灰岩相关。元素Y和Ho具有相似的地球化学性质,Y/Ho比值也广泛用于流体作用过程示踪(Xu et al., 2012; Pei et al., 2017)。方解石、蚀变岩Y/Ho比值总体变化范围不大,在37.8~61.3之间,表明其属热液成因(Y/Ho比值20~110)。尽管灰岩、蚀变岩和方解石的Y/Ho比值差距不大,但La/Ho比值总体上依次降低(图5a),表

明蚀变岩和方解石依次形成于灰岩重结晶。另外,Tb/Ca-Tb/La图解(图5b)可用于推断方解石、萤石等含钙矿物的形成环境和过程(Möller et al., 1976)。没有数据点落在伟晶岩区范围内,可排除岩浆流体参与。灰岩、蚀变岩和方解石总体落在热液区内或热液区和沉积区的边界附近,且Tb/La比值总体依次升高,表明蚀变岩和方解石与赋矿围岩存在继承性,可能来源于灰岩的重新活化。

帕奔金矿灰岩和载金方解石的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值分布范围均较窄,分别为2.6‰~3.6‰和0.9‰~1.8‰; $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值相对变化较大,分别为18.8‰~27.4‰和23.8‰~29.6‰。牛英杰等(2017)报导的金矿石内的方解石 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值则相对较低,为-5.2‰~-4.5‰, $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值为20.3‰~21.1‰。如图6所示,帕奔金矿围岩和方解石的C、O同位素组成基本落于海相碳酸盐岩内部或周边,明显不同于沉积有机物、原始地幔、岩浆成因碳酸盐。

帕奔金矿床雄黄和雌黄的稀土元素总量低于载金方解石,且配分曲线呈明显的轻稀土元素富集模式,完全不同于灰岩、2种蚀变岩以及方解石,因此,推断其与热液方解石具有不同的成因,帕奔金矿成矿流体可能不仅仅与灰岩的再活化和重结晶相关。雄黄和雌黄 $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ 值变化范围很小(-2.2‰~-0.2‰),属于同源产物(图7a)。两者的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ 值与海相硫酸盐和沉积矿床显著不同(图7b),也不可能来源于火山气或生物活动,矿区周边也未见基性-超基性岩。虽然雄黄和雌黄的S同位素组成在花岗岩和变质岩范围内,且与地幔或岩浆S同位素组成最为接近(图7b)。由于花岗岩和变质岩的变化范围太大(分别为-13.4‰~26.7‰和-20‰~20‰),并不具有明确的指示意义,且地幔流体的证据不足,因此,认为帕奔金矿很可能有深部岩浆流体的参与。

在成矿作用过程中,相对较晚形成的含金方解石大脉(包括方解石和雄黄、雌黄)稀土元素总量明显低于较早形成的红化蚀变和弱碳酸盐蚀变,表明成矿晚期流体的稀土元素含量较低,可能是受到成矿晚期大气降水稀释的影响(Assadzadeh et al., 2017)。综合考虑区域地质特征,以及稀土元素配分模式,Y/Ho-La/Ho和Tb/Ca-Tb/La特征值,C、O、S同位素等地球化学特征,认为帕奔金矿热液方解石以及相关的蚀变作用来源于灰岩的再活化和重结晶,雄黄和雌黄则可能与深部岩浆流体相关。成矿流体可能主要来源于区域动力变质作用过程中,下二叠

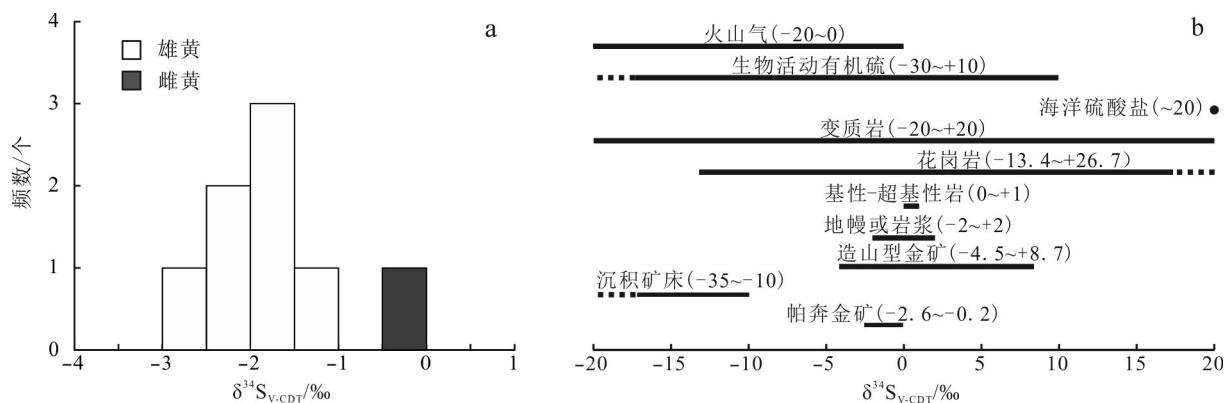


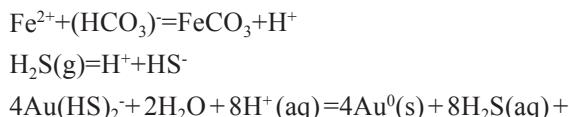
图7 帕奔金矿雄黄和雌黄 $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ 直方图(a)和帕奔金矿与重要地质体S同位素对比(b)
(重要地质体 $\delta^{34}\text{S}$ 范围据郑永飞等,2000)

Fig. 7 Histograms of $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ values of realgar and orpiment from the Phapon gold deposit (a) and comparison of sulfur isotopic compositions of realgar and orpiment at Phapon and related major geological bodies (b) (the ranges of major geological bodies after Zheng et al., 2000)

统灰岩逆冲推覆至中-上三叠统砂岩之上时,产生的脱水和脱碳酸盐化作用,另外,成矿流体中可能混入了深部岩浆流体和大气降水。

5.3 对矿床成因的制约

成矿热液运移过程中,金通常以络合物的形式存在,主要包括金氯络合物(AuCl_2^-)和金硫络合物($\text{Au}(\text{HS})_2^-$)(Seward, 1973; Hayashi et al., 1991)。其中, AuCl_2^- 主要赋存于温度高于400°C的近中性-弱碱性的流体中(Gammons et al., 1994),而 $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ 则多出现在温度低于400°C的近中性-弱酸性的流体中(Benning et al., 1996)。帕奔金矿矿物组合以方解石和菱铁矿、菱镁矿等碳酸盐矿物为主,表明成矿流体属于近中性-弱酸性环境。陆芳芳等(2015)通过对帕奔金矿载金方解石的流体包裹体研究,认为成矿流体温度介于140~295°C之间,低于400°C。结合方解石的负Eu和负Ce异常(图4),认为金在流体中主要以 $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ 形式存在。含铁的流体与富碳酸盐矿物的围岩反应,形成菱铁矿,反应式为(Cox et al., 1995; Mikucki, 1998; Williams-Jones et al., 2009):



该反应导致络合物 $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ 分解,金沉淀(Yang et al., 2016a; 2016b; Guo et al., 2017)。红化蚀变在帕奔金矿内广泛发育,且金品位较高,表明流体-围

岩反应是帕奔金矿主要的金沉淀机制。

Zaw等(2014)总结了中南半岛区域成矿事件,认为琅勃拉邦-黎府成矿带的成矿作用主要与晚二叠世—中三叠世俯冲岩浆活动,或与晚三叠世—侏罗纪碰撞岩浆活动相关。目前还没有关于帕奔金矿成矿年代学研究的报道,但根据前文讨论,成矿流体主要来源于下二叠系—中三叠系沉积地层的脱水和脱碳酸盐化作用,成矿时代不可能早于中三叠世。因此,帕奔金矿成矿作用在区域上很可能受到晚三叠世—侏罗纪碰撞后岩浆活动驱动。成矿带内主要的斑岩-矽卡岩型铜金矿床和浅成低温热液型金银矿多形成于晚二叠世—早三叠世,受到滇缅马泰地体东向俯冲至印支陆块之下形成的难河-程逸结合带及黎府岩浆弧控制(Salam, 2013)。持续的俯冲导致滇缅马泰地体与印支陆块最终碰撞,并在黎府褶皱带南部的素可泰和东马来地体内形成大量造山型金矿(Zaw et al., 2014)。

在帕奔地区,晚三叠世—侏罗纪的滇缅马泰地体与印支陆块碰撞,导致沿构造活动边界出现深大断裂和岩浆活动,并在浅部沿下二叠统灰岩和三叠系砂岩的岩性差异面形成NE向脆-韧性剪切带,以及一系列NNW向次级张性断裂。强烈的碰撞挤压致使灰岩向西北逆冲推覆于砂岩之上,同时,动力学变质导致了脱水和脱碳酸盐作用产生变质流体,并可能混合了深部的岩浆流体,形成了最初的成矿流体。尽管矿区仅零星出露辉绿岩和闪长玢岩等岩浆

岩,岩浆流体与金矿化也可能不存在成因联系,但区域岩浆事件可能为驱动流体循环提供热源。成矿流体沿NNW向张性断裂进入灰岩,并与围岩发生水-岩反应,灰岩经过再活化和重结晶形成弱碳酸盐化蚀变带。随着成矿作用的推进,含铁流体与围岩反应形成红化蚀变并叠加于弱碳酸盐化蚀变带之上,金随之沉淀。成矿晚阶段大气降水混入成矿流体,在张性空间内沉淀形成含金方解石大脉。

6 结 论

(1) 帕奔金矿的含金方解石脉及相关的热液蚀变是同一成矿期内同源流体体系的产物,且形成顺序由早到晚为弱蚀变灰岩、红化蚀变岩、方解石大脉。

(2) 成矿流体可能主要来源于区域动力变质作用过程中,下二叠统灰岩的脱水和脱碳酸盐化作用,并可能混入了深部岩浆流体和大气降水。

(3) 金成矿很可能发生于晚三叠世—侏罗纪的滇缅马泰地体与印支陆块碰撞导致的区域韧-脆性构造活动,并受到岩浆活动驱动。流体-围岩反应是帕奔金矿主要的金沉淀机制。

致 谢 帕奔金矿床野外研究工作得到了天津华勘矿业投资有限公司相关工作人员的帮助与支持;稀土元素和同位素实验工作得到了核工业北京地质研究院地质分析测试研究中心相关工作人员的协助,在此一并致以诚挚的感谢!

References

- Assadzadeh G E, Samson I M and Gagnon J E. 2017. The trace element chemistry and cathodoluminescence characteristics of fluorite in the Mount Pleasant Sn-W-Mo deposits: Insights into fluid character and implications for exploration[J]. Journal of Geochemical Exploration, 172: 1-19.
- Bau M. 1991. Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium[J]. Chemical Geology, 93: 219-230.
- Bau M and Möller P. 1992. Rare earth element fractionation in metamorphogenic hydrothermal calcite, magnesite and siderite[J]. Mineralogy and Petrology, 45: 231-246.
- Bau M and Dulski P. 1995. Comparative study of yttrium and rare-earth element behavior in fluorine-rich hydrothermal fluids[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 119: 213-223.
- Bau M, Romer R L, Lüders V and Dulski P. 2003. Tracing element sources of hydrothermal mineral deposits: REE and Y distribution and Sr-Nd-Pb isotopes in fluorite from MVT deposits in the Pennington orefield, England[J]. Mineralium Deposita, 38: 992-1008.
- Benning L G and Seward T M. 1996. Hydrosulphide complexing of gold (I) in hydrothermal solutions from 150 to 500°C and 500 to 1500 bars[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 60: 1849-1871.
- Blanchard S, Rossignol C, Bourquin S, Dabard M P, Hallot E and Nalpas T. 2013. Late Triassic volcanic activity in South-East Asia: New stratigraphical, geochronological and paleontological evidence from the Luang Prabang Basin (Laos)[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 70-71: 8-26.
- Brugger J, Lahaye Y, Costa S, Lambert D and Bateman R. 2000. Inhomogeneous distribution of REE in scheelite and dynamics of Archaean hydrothermal systems (Mt. Charlotte and Drysdale gold deposits, western Australia)[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 139: 251-264.
- Brugger J, Etschmann B, Powneby M, Liu W, Grundler P and Brewe D. 2008. Oxidation state of europium in scheelite: Tracking fluid-rock interaction in gold deposits[J]. Chemical Geology, 257: 26-33.
- Cao H W, Zhang W, Pei Q M, Zhang S T and Zheng L. 2016. Trace element geochemistry of fluorite and calcite from the Xiaolonghe tin deposits and Lailishan tin deposits in Western Yunnan, China[J]. Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, 35: 925-935. (in Chinese with English abstract).
- Chesley J T. 1991. Samarium-neodymium direct of fluorite[J]. Science, 252: 949-951.
- Constantopoulos J. 1988. Fluid inclusions and rare-earth element geochemistry of fluorite from south-central Idaho[J]. Econ. Geol., 88: 626-626.
- Cox S F, Sun S S, Etheridge M A, Wall V J and Potter T F. 1995. Structural and geochemical controls on the development of turbidite-hosted gold quartz vein deposits, Wattle Gully mine, central Victoria, Australia[J]. Econ. Geol., 90: 1722-1746.
- Dai F Y and Niu Y J. 2014. Characters of mineralogy and genesis of Phabon gold deposit in Luang Prabang Province, Laos[J]. Mineral Exploration, 5(3): 511-518(in Chinese with English abstract).
- Deng J, Wang Q F, Li G J, Li C S and Wang C M. 2014a. Tethys tectonic evolution and its bearing on the distribution of important mineral deposits in the Sanjiang region, SW China[J]. Gondwana Research, 26: 419-437.
- Deng J, Wang Q F, Li G J and Santosh M. 2014b. Cenozoic tectono-magmatic and metallogenic processes in the Sanjiang region, southwestern China[J]. Earth-Science Reviews, 138: 268-299.
- Deng J, Liu X F, Wang Q F and Pan R G. 2015a. Origin of the Jiaodong-type Xinli gold deposit, Jiaodong Peninsula, China: Constraints from fluid inclusion and C-D-O-S-Sr isotope compositions[J]. Ore Geology Reviews, 65: 674-684.
- Deng J, Wang Q F, Li G J, Hou Z Q, Jiang C Z and Danyushevsky L. 2015b. Geology and genesis of the giant Beiya porphyry-skarn

- gold deposit, northwestern Yangtze Block[J]. *Ore Geology Reviews*, 70: 457-485.
- Deng J and Wang Q F. 2016. Gold mineralization in China: Metallogenetic provinces, deposit types and tectonic framework[J]. *Gondwana Research*, 36: 219-274.
- Deng J, Liu X F, Wang Q F, Dilek Y and Liang Y Y. 2017a. Isotopic characterization and petrogenetic modeling of Early Cretaceous mafic diking-Lithospheric extension in the North China Craton, eastern Asia[J]. *The Geological Society of America Bulletin*, 129: 1379-1407.
- Deng J, Wang Q F and Li G J. 2017b. Tectonic evolution, superimposed orogeny, and composite metallogenic system in China[J]. *Gondwana Research*, 50: 216-266.
- Dostal J, Kontak D and Chatterjee A K. 2009. Trace element geochemistry of scheelite and rutile from metaturbidite-hosted quartz vein gold deposits, Meguma Terrane, Nova Scotia, Canada: Genetic implications[J]. *Mineralogy and Petrology*, 97: 95-109.
- Gammons C H, Williams-Jones A E and Yu Y. 1994. New data on the stability of gold (I) chloride complexes at 300°C[J]. *Mineral Mag A*, 58: 309-310.
- Ghaderi M, Palin J M, Campbell I H and Sylvester P J. 1999. Rare earth element systematics in scheelite from hydrothermal gold deposits in the Kalgoorlie-Norseman region, western Australia[J]. *Econ. Geol.*, 94: 423-437.
- Goldfarb R J, Taylor R D, Collins G S, Goryachev N A and Orlandini O F. 2014. Phanerozoic continental growth and gold metallogeny of Asia[J]. *Gondwana Research*, 25: 48-102.
- Guo L N, Zhang C, Song Y Z, Chen B H, Zhou Z, Zhang B L, Xu X L and Wang Y W. 2014. Hydrogen and oxygen isotopes geochemistry of the Wang'ershon gold deposit, Jiaodong[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 30(9): 2481-2494(in Chinese with English abstract).
- Guo L N, Goldfarb R J, Wang Z L, Li R H, Chen B H and Li J L. 2017. A comparison of Jiaojia- and Linglong-type gold deposit ore-forming fluids: Do they differ[J]? *Ore Geology Reviews*, 88: 511-533.
- Guo L N, Hou L, Liu S S and Nie F. 2018. REE geochemistry and C-O isotope characteristics of hydrothermal calcites: Implications for fluid-rock reaction and ore-forming processes in the Phapon gold deposit, NW Laos[J]. *Minerals*, 8(10): 438-459.
- Guo L N, Huang C M, Zhang L, Chen B H, Li R H and Liu Y. 2019. Source of ore-forming fluids in the Luoshan gold deposit, Jiaodong: Constraints from REE and trace element features of auriferous pyrite in the altered-rock type and auriferous quartz vein type ores[J]. *Geoscience*, 33(1): 121-136(in Chinese with English abstract).
- Guo L N, Liu S S, Hou L, Wang J T, Zhang Q M, Shi M F, Nie F, Yang Y F, Peng Z M. 2019. Fluid inclusion and C-H-O isotopes geochemistry of the Phapon gold deposit, NW Laos: Implications for fluid source and ore genesis[J]. *Journal of Earth Science*, 30(1): 80-94.
- Hayashi K I and Ohmoto H. 1991. Solubility of gold in NaCl- and H₂S-bearing aqueous solutions at 250~350°C[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55: 2111-2126.
- Kamvong T and Zaw K. 2009. The origin and evolution of skarn-forming fluids from the Phu Lon deposit, northern Loei Fold Belt, Thailand: Evidence from fluid inclusion and sulfur isotope studies[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 34: 624-633.
- Li H K, Zhang X J and Wang J. 2011. Genesis of Phapon Au deposit in Luangprabang, Laos[J]. *Yunnan Geology*, 30(3): 280-284(in Chinese with English abstract).
- Lin F C, Shi M F and Li X Z. 2010. Geological background and metallogenetic regularities of the Sanjiang-Mekong metallogenic belt[R]. Internal materials of Chengdu Center, China Geological Survey(in Chinese).
- Liu H B, Jin G S, Li J J, Han J, Zhang J F, Zhang J, Zhong F W and Guo D Q. 2013. Determination of stable isotope composition in uranium geological samples[J]. *World Nuclear Geoscience*, 30(3): 174-179(in Chinese with English abstract).
- Liu X C, Zhang R H and Che L K. Geological Characteristics of B. Phatem primary gold deposit, Laos and the ore-searching directions[J]. *Contributions to Geology and Mineral Resources Research*, 25(2): 171-176 (in Chinese with English abstract).
- Lu F F, Yang H L, Tong W H and Zhao M S. 2015. Inclusion characteristics of Phabon gold deposit, Laos[J]. *Henan Science*, 33(11): 1985-1989(in Chinese with English abstract).
- Michard A. 1989. Rare earth element systematics in hydrothermal fluids[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53: 745-750.
- Mikucki E J. 1998. Hydrothermal transport and depositional processes in Archean lode-gold systems: A review[J]. *Ore Geology Reviews*, 13: 307-321.
- Möller P, Parekh P P and Schneider H J. 1976. The application of Tb/Ca-Tb/La abundance ratios to problems of fluorspar genesis[J]. *Mineralium Deposita*, 11: 111-116.
- Morgan J W and Wandless G A. 1980. Rare earth elements in some hydrothermal minerals: Evidence for crystallographic control[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44: 973-980.
- Niu Y J, Liu W, Gao Y L, Liu Z Y, Yang H L and Yu W X. 2015. Geochemical characteristics of stable isotopes and REE at the Phapun gold deposit in Laos[J]. *Geological Survey and Research*, 38(4): 277-283(in Chinese with English abstract).
- Niu Y J, Sun H Y, Wang J S, Chen J Y, Liu Z Y and Wang K. 2017. Study on feature of ore-forming fluid and ore genesis of Phapon gold deposit, Luangprabang, Laos[J]. *Contributions to Geology and Mineral Resources Research*, 32(2): 317-323(in Chinese with English abstract).
- Orman J A V, Grove T L, Shimizu N and Graham D L. 2001. Rare earth element diffusion in diopside: Influence of temperature, pressure and ionic radius and an elastic model for diffusion in silicates[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 141: 687-703.
- Pei Q M, Zhang S T, Santosh M, Cao H W, Zhang W, Hu X K and Wang L. 2017. Geochronology, geochemistry, fluid inclusion and C, O and Hf isotope compositions of the Shuitou fluorite deposit, Inner Mongolia, China[J]. *Ore Geology Reviews*, 83: 174-190.
- Phajuy B, Panjasawatwong Y and Osataporn P. 2005. Preliminary geo-

- chemical study of volcanic rocks in the Pang Mayo area, Phrao, Chiang Mai, northern Thailand: Tectonic setting of formation[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 24: 765-776.
- Qian X, Feng Q L, Yang W Q, Wang Y J, Chonglakmani C and Monjai D. 2015. Arc-like volcanic rocks in NW Laos: Geochronological and geochemical constraints and their tectonic implications[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 98: 342-357.
- Qian X, Feng Q L, Wang Y J, Chonglakmani C and Monjai D. 2016a. Geochronological and geochemical constraints on the mafic rocks along the Luang Prabang zone: Carboniferous back-arc setting in northwest Laos[J]. *Lithos*, 245: 60-75.
- Qian X, Feng Q L, Wang Y J, Yang W Q, Chonglakmani C and Monjai D. 2016b. Petrochemistry and tectonic setting of the Middle Triassic arc-like volcanic rocks in the Sayabouli area, NW Laos[J]. *Journal of Earth Science*, 27: 365-377.
- Qiu K F, Song K R and Song Y H. 2015. Magmatic-hydrothermal fluid evolution of the Wenquan porphyry molybdenum deposit in the north margin of the western Qinling, China[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 31(11): 3391-3404(in Chinese with English abstract).
- Qiu K F, Deng J, Taylor R D, Song K R, Song Y H, Li Q Z and Goldfarb R J. 2016a. Paleozoic magmatism and porphyry Cu-mineralization in an evolving tectonic setting in the North Qilian Orogenic Belt, NW China[J]. *Journal of Asian Earth Science*, 122: 20-40.
- Qiu K F, Taylor R D, Song Y H, Yu H C, Song K R and Li N. 2016b. Geologic and geochemical insights into the formation of the Taiyangshan porphyry copper-molybdenum deposit, western Qinling Orogenic Belt, China[J]. *Gondwana Research*, 35: 40-58.
- Qiu K F, Marsh E, Yu H C, Pfaff K, Gulbransen C, Gou Z Y and Li N. 2017. Fluid and metal sources of the Wenquan porphyry molybdenum deposit, western Qinling, NW China[J]. *Ore Geology Reviews*, 86: 459-473.
- Rossignol C, Bourquin S, Poujol M, Hallot E, Dabard M P and Nalpas T. 2016. The volcaniclastic series from the Luang Prabang Basin, Laos: A witness of a triassic magmatic arc[J]? *Journal of Asian Earth Sciences*, 120: 159-183.
- Salam A. 2013. A geological, geochemical and metallogenetic study of the Chatree epithermal deposit, Petchabun Province, Central Thailand (PhD thesis) [D]. Mentor: Zaw K. Australia: University of Tasmania, Hobart. 1-268.
- Salam A, Zaw K, Meffre S, Mcphie J and Lai C K. 2014. Geochemistry and geochronology of epithermal Au-hosted Chatree volcanic sequence: Implication for tectonic setting of the Loei Fold Belt in Central Thailand[J]. *Gondwana Research*, 26, 198-217.
- Schönenberger J, Köhler J and Markl G. 2008. REE systematics of fluorides, calcite and siderite in peralkaline plutonic rocks from the Garðar Province, South Greenland[J]. *Chemical Geology*, 247: 16-35.
- Schwinn G and Markl G. 2005. REE systematics in hydrothermal fluoride[J]. *Chemical Geology*, 216: 225-248.
- Seward T M. 1973. Thio complexes of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solutions[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37: 379-399.
- Shao C L. 2011. The Geological characteristics and prospecting criteria of the Phabon gold deposit, Laos [J]. *Geological Survey and Research*, 34(3): 203-209 (in Chinese with English abstract).
- Shi L H, Xue L H and Sun H Y. 2016. Characteristic of wall rock alteration and its relation with gold mineralization of the Phapon gold deposit in Laos[J]. *Geological Survey and Research*, 39(3): 184-190(in Chinese with English abstract).
- Shi M F, Lin F C, Fan W Y, Deng Q, Cong F, Tran M D, Zhu H P and Wang H. 2015. Zircon U-Pb ages and geochemistry of granitoids in the Truong Son terrane, Vietnam: Tectonic and metallogenetic implications[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 101: 101-120.
- Subías I and Fernández-Nieto C. 1995. Hydrothermal events in the Valle de Tena (Spanish Western Pyrenees) as evidenced by fluid inclusions and trace-element distribution from fluorite deposits[J]. *Chemical Geology*, 124: 267-282.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes[J]. *Geological Society London Special Publications*, 42: 313-345.
- Tangwattananukul L, Ishiyama D, Matsubaya O, Mizuta T and Charusiri P. 2009. Gold mineralization of Q prospect at Chatree deposit, Central Thailand[R]. NMCC Annual Report. 16: 70-75.
- Wang H, Lin F C, Li X Z and Shi M F. 2015. The division of tectonic units and tectonic evolution in Laos and its adjacent regions[J]. *Geology in China*, 42(1): 71-83 (in Chinese with English abstract).
- Wang J S, Wen H J, Fan H F and Zhu J J. 2012. Sm-Nd geochronology, REE geochemistry and C and O isotope characteristics of calcites and stibnites from the Banian antimony deposit, Guizhou Province, China[J]. *Geochemical Journal*, 46(5): 393-407.
- Williams-Jones A E, Bowell R J and Migdisov A A. 2009. Gold in solution[J]. *Elements*, 5: 281-287.
- Wood S A and Williams-Jones A E. 1994. The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and yttrium 4. Monazite solubility and REE mobility in exhalative massive sulfide-depositing environments[J]. *Chemical Geology*, 115(1-2): 47-60.
- Xu C, Taylor R N, Li W B, Kynicky J, Chakhmouradian A R and Song W L. 2012. Comparison of fluorite geochemistry from REE deposits in the Panxi region and Bayan Obo, China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 57: 76-89.
- Xue L H and Shi L H. 2016. Mineralization and metallogenetic evolution of the Phapon gold deposit, Laos[J]. *Geological Survey and Research*, 39(3): 191-203(in Chinese with English abstract).
- Yang C Z, Shen L X, Zhou L, Feng J Z and Liu X W. 2017. Characteristics of geology and structural geochemistry and metallogenetic mechanism of Phapon gold deposit in Laos[J]. *Mineral Resources and Geology*, 31(1): 11-22(in Chinese with English abstract).
- Yang L Q, Deng J, Wang Z L, Zhang L, Guo L N, Song M C and Zheng X L. 2014. Mesozoic gold metallogenetic system of the Jiaodong gold province, eastern China[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 30(9): 2447-2467(in Chinese with English abstract).
- Yang L Q, Deng J, Guo L N, Wang Z L, Li X Z and Li J L. 2016a. Origin

- and evolution of ore fluid, and gold-deposition processes at the giant Taishang gold deposit, Jiaodong Peninsula, eastern China[J]. *Ore Geology Reviews*, 72: 585-602.
- Yang L Q, Deng J, Wang Z L, Guo L N, Li R H, Groves D I, Danyushevskiy L, Zhang C, Zheng X L and Zhao H. 2016b. Relationships between gold and pyrite at the Xincheng gold deposit, Jiaodong Peninsula, China: Implications for gold source and deposition in a brittle epizonal environment[J]. *Econ. Geol.*, 111: 105-126.
- Yang L Q, Guo L N, Wang Z L, Zhao R X, Song M C and Zheng X L. 2017a. Timing and mechanism of gold mineralization at the Wang'ershan gold deposit, Jiaodong Peninsula, eastern China[J]. *Ore Geology Reviews*, 88: 491-510.
- Yang L Q, Deng J, Gao X, He W Y, Meng J Y, Santosh M, Yu H J and Wang D. 2017b. Timing of formation and origin of the Tongchanggou porphyry-skarn deposit: Implications for Late Cretaceous Mo-Cu metallogenesis in the southern Yidun Terrane, SE Tibetan Plateau[J]. *Ore Geology Reviews*, 81: 1015-1032.
- Yang L Q, He W Y, Gao X, Xie S X and Yang Z. 2018. Mesozoic multiple magmatism and porphyry-skarn Cu-polymetallic systems of the Yidun Terrane, Eastern Tethys: Implications for subduction- and transtension-related metallogeny[J]. *Gondwana Research*, doi: org/10.1016/j.gr.2018.02.009.
- Zaw K, Kamvong T, Khositanont S and Mernagh T P. 2011. Oxidized vs. reduced Cu-Au skarn formation and implication for exploration, Loei and Truong Son fold belts, SE Asia[A]. Proceedings of international conference on geology, geotechnology and mineral resources of Indochina[C]. Thailand: Geoindo 2011. 97-100.
- Zaw K, Meffre S, Lai C K, Burrett C, Santosh M, Graham I, Manaka T, Salam A, Kamvong T and Cromie P. 2014. Tectonics and metallogeny of mainland Southeast Asia-A review and contributio[J]. *Gondwana Research*, 26: 5-30.
- Zhang L, Yang L Q, Wang Y, Weinberg R F, An P and Chen B Y. 2017. Thermochronologic constrains on the processes of formation and exhumation of the Xinli orogenic gold deposit, Jiaodong Peninsula, eastern China[J]. *Ore Geology Reviews*, 81: 140-153.
- Zhang L, Yang L Q, Groves D I, Liu Y, Sun S C, Qi P, Wu S G and Peng J S. 2018. Geological and isotopic constraints on ore genesis, Huangjindong gold deposit, Jiangnan Orogen, southern China[J]. *Ore Geology Reviews*, 99: 264-281.
- Zhao Y P, Mo J P and Wang X M. 2015. Clues for prospecting and metallogenic prognosis of Pangkuam Cu-Au deposit in Laos[J]. *Mineral Resources and Geology*, 29(2): 178-182(in Chinese with English abstract).
- Zhao Y P, Kang T S, Ning G C, Ge H and Pan H. 2017. Geochemical characteristics of the volcanic intrusive complex in the Pangkuam copper-gold deposit of Laos and its geological significance[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 36(3): 281-294(in Chinese with English abstract).
- Zheng Y F and Chen J F. 2000. Stable isotope geochemistry[M]. Beijing: Science Press. 1-316(in Chinese).
- 附中文参考文献**
- 曹华文, 张伟, 裴秋明, 张寿庭, 郑硌. 2016. 滇西小龙河锡矿床、来利山锡矿床萤石·方解石微量元素地球化学特征[J]. *矿物岩石地球化学通报*, 35(5): 925-935.
- 戴富余, 牛英杰. 2014. 老挝琅勃拉邦省爬奔金矿床矿物学特征及成因[J]. *矿产勘查*, 5(3): 511-518.
- 郭林楠, 张潮, 宋宇宙, 陈炳翰, 周铸, 张炳林, 徐晓磊, 王彦玮. 2014. 胶东望儿山金矿床氢-氧同位素地球化学[J]. *岩石学报*, 30(9): 2481-2494.
- 郭林楠, 黄春梅, 张良, 陈炳翰, 李瑞红, 刘跃. 2019. 胶东罗山金矿床成矿流体来源:蚀变岩型和石英脉型矿石载金黄铁矿稀土与微量元素特征约束[J]. *现代地质*, 33(1).
- 李会恺, 张翔君, 王军. 2011. 老挝琅勃拉邦爬奔金矿床地质及成因探讨[J]. *云南地质*, 30(3): 280-284.
- 林方成, 施美凤, 李兴振. 2010. 三江-湄公河成矿带地质背景与成矿规律对比研究成果报告[R]. (内部资料).
- 刘汉彬, 金贵善, 李军杰, 韩娟, 张建锋, 张佳, 钟芳文, 郭东侨. 2013. 铀矿地质样品的稳定同位素组成测试方法[J]. *世界核地质科学*, 30(3): 174-179.
- 刘禧超, 张瑞华, 车路宽. 2010. 老挝琅勃拉邦帕奔矿区原生金矿床的地质特征及找矿方向[J]. *地质找矿论丛*, 25(2): 171-176.
- 陆芳芳, 杨海林, 童文辉, 赵萌生. 2015. 老挝帕奔金矿床包裹体特征[J]. *河南科学*, 33(11): 1985-1989.
- 牛英杰, 刘威, 高亚龙, 刘智勇, 杨海林, 于文修. 2015. 老挝爬奔金矿床稳定同位素、稀土元素地球化学特征[J]. *地质调查与研究*, 38(4): 277-283.
- 牛英杰, 孙宏岩, 王居松, 陈京玉, 刘智勇, 汪宽. 2017. 老挝帕奔金矿床流体特征及成因类型[J]. *地质找矿论丛*, 32(2): 317-323.
- 邱昆峰, 宋开瑞, 宋耀辉. 2015. 西秦岭温泉斑岩铜矿床岩浆-热液演化[J]. *岩石学报*, 31(11): 3391-3404.
- 邵长亮. 2011. 老挝琅勃拉邦帕奔金矿床地质特征及找矿标志[J]. *地质调查与研究*, 34(3): 203-209.
- 史老虎, 薛兰花, 孙宏岩. 2016. 老挝爬奔金矿围岩蚀变特征及其与金矿化的关系[J]. *地质调查与研究*, 39(3): 184-190.
- 王宏, 林方成, 李兴振, 施美凤. 2015. 老挝及邻区构造单元划分与构造演化[J]. *中国地质*, 42(1): 71-84.
- 薛兰花, 史老虎. 2016. 老挝爬奔金矿成矿作用与成矿演化[J]. *地质调查与研究*, 39(3): 191-197.
- 杨昌正, 沈利霞, 周琳, 冯建忠, 刘学武. 2017. 老挝帕奔金矿地质-构造地球化学特征及成矿机理[J]. *矿产与地质*, 31(1): 11-22.
- 杨立强, 邓军, 王中亮, 张良, 郭林楠, 宋明春, 郑小礼. 2014. 胶东中生代金成矿系统[J]. *岩石学报*, 30(9): 2447-2467.
- 赵延朋, 莫江平, 王晓曼. 2015. 老挝班康姆铜金矿床找矿标志及成矿预测研究[J]. *矿产与地质*, 29(2): 178-182.
- 赵延朋, 康铁锁, 宁庚陈, 葛华, 潘瀚. 2017. 老挝班康姆铜金矿床火山-侵入杂岩地球化学特征及地质意义[J]. *岩石矿物学杂志*, 36(3): 281-294.
- 郑永飞, 陈江峰. 2000. 稳定同位素地球化学[M]. 北京: 科学出版社. 1-316.