老挝班康姆铜金矿成矿流体及成矿物质来源：H-O-He-Ar-C-S-Pb 同位素证据

陈晓锋[1,2)]，赵延朋[1)]，张青伟[3)]，董爱国[4,5)]，胡乔帆[1)]，白令安[3)]，吴继炜[1)]

1）中国有色桂林矿产地质研究院有限公司矿产地质研究所，广西桂林，541004；
2）西华师范大学国土资源学院，四川南充，637009；
3）桂林理工大学地球科学学院，广西桂林，541004；
4）中国地质大学（北京）科学研究院，北京，100083；
5）自然资源部深地动力学重点实验室，中国地质科学院地质研究所，北京，100037

内容提要：老挝班康姆矿床是近年来在琅勃拉邦-黎府成矿带新发现的一个大型铜金矿床。该矿床矽卡岩与矿体主要赋存在安山岩中且缺乏矽卡岩分带，与典型矽卡岩矿床的地质特征存在一定的差别。因此，厘清班康姆铜金矿床的成矿流体、成矿物质来源及矿床成因机制是后续开展琅勃拉邦-黎府成矿带大型铜金矿床找矿勘探的基础。该矿床矿化阶段石英流体包裹体 δD 分布于－110‰～－90‰，$\delta^{18}O$ 分布于－1.5‰～7.1‰，其中低 δD 的样品具有相对高的 $\delta^{18}O$ 值；黄铁矿流体包裹体的 $^3He/^4He$ 为 0.41～3.43Ra（大部分＜1Ra），$^{40}Ar/^{36}Ar$ 为 314.8～362.4。H-O 及 He-Ar 同位素结果表明，班康姆矿床成矿流体来源于岩浆流体（至少部分来自地幔）与低 δD 的大气雨水的混合，雨水占更大的比例，且某些矿化流体的雨水端元在混合前经历了明显的水岩作用。除一件样品（BK64）的黄铁矿具有高的 $\delta^{34}S$（8.1‰）外，其余硫化物的 $\delta^{34}S$ 分布于－0.9‰～1.5‰，位于地幔硫的范围。共生硫化物对的硫同位素平衡分馏计算以及动力学分馏不支持高 $\delta^{34}S$（8.1‰）黄铁矿的硫来自从热液流体，可能来自围岩。热液方解石的 $\delta^{13}C$ 范围为－3.1‰～2.5‰，$\delta^{18}O$ 变化于 26.0‰～28.4‰，指示其碳来自矿区灰岩，而灰岩的溶解为热液摄取围岩的重硫提供了可能。矿石黄铁矿 Pb 同位素组成（$^{206}Pb/^{204}Pb$：17.9284～18.7756；$^{207}Pb/^{204}Pb$：15.5336～15.6651；$^{208}Pb/^{204}Pb$：37.9125～38.8090）位于黎府褶皱带和长山褶皱带晚二叠世—中三叠世大陆弧岩浆岩的 Pb 同位素范围，介于印支地块玄武岩和泰国-老挝 S-型花岗岩及相关矿床的 Pb 同位素组成之间，指示班康姆矿床的 Pb 来自壳幔混合源。本文 S-Pb-He-Ar 同位素结果及区域 Cu-Au 成矿过程的岩石地化研究，表明班康姆矿床 Cu、Au 主要来自地幔。与典型矽卡岩 Cu-Au 矿床的 S-Pb-H-O 同位素及矽卡岩矿物流体包裹体盐度特征的对比，结合前人的火山气热液交代火山岩形成矽卡岩的实验结果，认为班康姆矽卡岩型 Cu-Au 矿床的形成机制为深部出溶的气相为主的含矿岩浆流体沿断裂上升到浅部交代安山岩或大理岩并经历了流体混合、沸腾及矿石沉淀等过程。

关键词：矽卡岩；铜金矿床；H-O-He-Ar-C-S-Pb 同位素；琅勃拉邦-黎府成矿带；老挝班康姆

东南亚印支地块的西缘及北缘分布有两条规模较大的褶皱带，分别是近 NS 向的黎府褶皱带与 NW 走向的长山褶皱带（图 1）。这两条褶皱带地理上也是东南亚大陆非常重要的两条火山弧带及铜金多金属成矿带（Goldfarb et al.，2014；Wang Hong et al.，2015），即琅勃拉邦-黎府成矿带与长山成矿带。中南半岛上很多重要的铜金矿床都位于这两个成矿带中（Zaw et al.，2014；Leaman et al.，2019），例如泰国 Chatree 浅成热液金银矿床，老挝西北部 Phu Kham 斑岩相关的矽卡岩铜金矿床，及

注：本文为中国有色集团科技项目“大型有色金属矿山深边部找矿预测及综合技术示范研究”（编号 2018KJJH07）及自然资源部深地动力学重点实验室自主（开放）研究课题（编号 J1901）资助成果。
收稿日期：2020-05-19；改回日期：2020-08-03；网络发表日期：2020-10-22；责任编委：范宏瑞；责任编辑：周健。
作者简介：陈晓锋，男，1980 年生。博士，主要从事矿床地球化学及矿产勘查方法技术研究。Email：cxf514a@163.com。

引用本文：陈晓锋，赵延朋，张青伟，董爱国，胡乔帆，白令安，吴继炜. 2021. 老挝班康姆铜金矿成矿流体及成矿物质来源：H-O-He-Ar-C-S-Pb 同位素证据. 地质学报，95(2)：476～492，doi：10.19762/j.cnki.dizhixuebao. 2021104.
Chen Xiaofeng，Zhao Yanpeng，Zhang Qingwei，Dong Aiguo，Hu Qiaofan，Bai Ling'an，Wu Jiwei. 2021. Sources of ore-forming fluids and metals of the Pangkuam Cu-Au deposit，Laos：evidence from H-O-He-Ar-C-S-Pb isotopes. Acta Geologica Sinica，95(2)：476～492.

老挝南部的 Sepon 沉积型金矿床。尽管关于这两个成矿带的规模、延伸及构造演化等方面存在不同的认识，但年代学及地球化学等研究普遍认为铜金矿化均与古特提斯洋壳消减于印支地块下的弧岩浆作用具有密切的成因联系（Metcalfe，2011；Kamvong et al.，2014；Salam et al.，2014；Manaka et al.，2014；Qian et al.，2015；Guo et al.，2018；Nie Fei et al.，2019），其中长山成矿带与晚石炭世—早二叠世大陆弧岩浆作用有关，而琅勃拉邦-黎府成矿带则与晚二叠世—早三叠世的火山-侵入作用有关。

老挝班康姆铜金矿床位于琅勃拉邦-黎府成矿带的中南段，是近年来新发现的一个大型铜金矿床（Zhao Yanpeng et al.，2015）。该矿床地质研究程度较低，主要集中在矿床地质特征及矿化规律（Kang Tiesuo et al.，2016）、铜金矿石工艺特性（Xia Yu et al.，2016）及矿区火山-侵入岩的地球化学特征（Zhao Yanpeng et al.，2017）等方面。关于该矿床的成矿流体来源、成矿物质来源及成矿过程等方面的研究极为有限，直接制约了矿床成因模式的建立。Zhao Yanpeng et al.（2017）根据班康姆矿床的矽卡岩矿物组合（石榴子石、透辉石等）及矿体赋存特征，认为班康姆矿床的是一种斑岩相关的矽卡岩型与热液充填型复合型矿床，但这种复合类型的矿床目前在琅勃拉邦-黎府成矿带及长山成矿鲜有报道（Zaw et al.，2014）。一方面，班康姆矿床矽卡岩分带不发育，矽卡岩和矿体主要产在安山岩中，部分产在安山岩与大理岩包体的接触带（图 2），这与经典的矽卡岩型矿床成矿模式不一致（Meinert et al.，1997，2003，2005）。另一方面，班康姆矿床与新疆磁海铁矿床、内蒙古黄岗铁矿西段的矽卡岩及矿体的产出特征比较相似（Zuo Guochao et al.，2004；Liang Xiangji et al.，1991）。Liang Xiangji（2000）通过高温高压下的成岩成矿实验揭示了这类矽卡岩铁矿床的形成机理，即酸性火山气热液上升交代火山-沉积岩系形成的，物质组分是形成这类矿床的决定因素，并提出了一种新的矿床类型——火山气热液交代火山岩（潜火山岩）型矽卡岩矿床。班康姆矿床是否属于这种类型的矽卡岩矿床，目前没有更多的证据。本次工作通过对班康姆铜金矿床 H、O、C、S、He、Ar 及 Pb 同位素的研究，探讨该矿床的成矿流体与成矿物质来源，刻画成矿过程，为矿床成因提供制约，以期为琅勃拉邦-黎府成矿带的铜金成矿作用提供一些新的认识。

1　地质背景

1.1　区域地质背景

琅勃拉邦-黎府铜-金-银多金属成矿带总体近 NS 走向，北起老挝北部丰沙里，南至泰国碧差汶，长约 800km；西部以难河-程逸缝合带为界，东部以奠边府-黎府缝合带为界，东西宽约 200km（Guo et al.，2018）。区域东部及南部地层主要为中生代碎屑岩（页岩、泥质灰岩等）及第四系沉积物，中西部地层为晚古生代砂岩、页岩、灰岩及浅变质岩。不同时代的火山-侵入岩沿着成矿带断续分布。前人的年代学及地球化学研究结果表明，琅勃拉邦-黎府成矿带至少存在三期的火山弧岩浆作用（Intasopa et al.，1994；Boonsoong et al.，2011；Salam et al.，2014；Kamvong et al.，2014；Qian et al.，2015）：①志留纪流纹岩（434～374Ma）；②石炭纪玄武岩-安山岩（349～314Ma）；③晚二叠世—三叠纪安山岩-流纹岩（260～208Ma）。整体而言，这些火山岩主要为晚二叠世—三叠纪安山岩-流纹岩。这些多期的岩浆事件可能反映了古生代不同时期裂离于冈瓦纳大陆的东南亚各块体漂移、汇聚及碰撞拼贴的复杂的构造演化历史（Metcalfe，2011），例如位于成矿带西部的志留纪流纹岩（374Ma）推测形成于连接在华夏地块上的古特提斯洋壳南西向消减于印支块体之下的环境（Intasopa et al.，1994），石炭纪玄武岩-安山岩的形成与黎府洋盆向东消减于印支地块之下有关（Qian et al.，2015），晚二叠世—三叠纪火山-侵入岩则是古特提斯洋壳向东俯冲于印支块体的西部之下的产物（Kamvong et al.，2014；Zaw et al.，2014；Salam et al.，2014）。

前人对琅勃拉邦-黎府成矿带部分 Au-Ag、Cu-Au 矿床（图 1a）开展了年代学研究，发现 Chatree Au-Ag 矿区金矿脉中冰长石的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 定年为 250.9±0.8Ma，与寄主火山岩的锆石 U-Pb 年龄（250±6Ma）基本一致（Salam et al.，2007，2008）；PUT1 斑岩相关的矽卡岩 Cu-Au 矿床辉钼矿 Re-Os 年龄为 245±0.9Ma，与相关斑岩的 U-Pb 年龄（242.4±1.3Ma）也一致（Zaw et al.，2014）。Nie Fei et al.（2019）对黎府成矿带泰国普龙（Phu Lon）矽卡岩型铜金矿床成矿密切的闪长岩进行了锆石 U-Pb 定年，获得了闪长岩结晶年龄为 240.6±1.2Ma，与 PUT1 矿床的形成时代基本一致。成岩成矿时代的一致性显示，在晚二叠世—早三叠世（240～260Ma）消减的构造背景下，沿着琅勃拉邦-

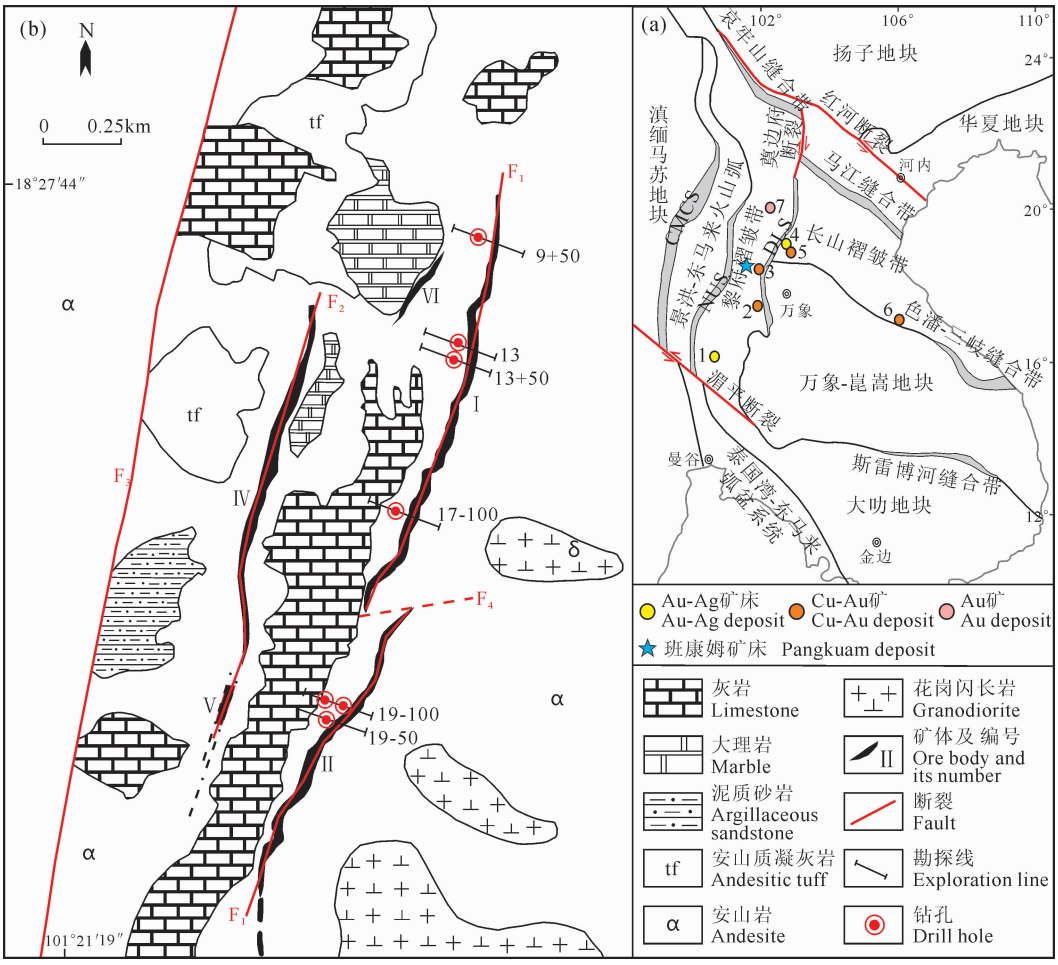

图 1 老挝及邻区构造略图(a)和班康姆铜金矿床地质图(b)(据 Zhao Yanpeng et al.,2017;Guo et al.,2018)

Fig. 1 Simplified tectonic map of Laos and adjacent regions (a) and geological sketch map of the Pangkuam copper-gold deposit (b)(modified after Zhao et al.,2017; Guo et al.,2018)

CMCS—昌宁-孟连-清迈缝合带;NUS—难河-程逸缝合带;DLS—奠边府-黎府缝合带;矿床名称:1—Chatree;2—PUT1;3—Phu Lon;4—Ban Houayxai;5—Phu Kham;6—Sepon;7—Phapon

CMCS—Changning-Menglian-Chieng Mai suture; NUS—Nan-Uttaradit suture; DLS—Dien Bien Phu-Loei suture; deposit Name: 1—Chatree; 2—PUT1; 3—Phu Lon; 4—Ban Houayxai; 5—Phu Kham; 6—Sepon; 7—Phapon

黎府成矿带发生了强烈的铜金银多金属成矿作用。

1.2 矿床地质特征

班康姆矿区位于老挝沙耶武里省巴莱县西北约42km处。地层主要出露于矿区的中西部,呈孤岛状或条带状分布在二叠系—三叠系安山岩中(图1b),岩石类型为石炭系—二叠系结晶灰岩、生物碎屑灰岩、泥质砂岩及粉砂岩,及上二叠统安山质晶屑凝灰岩、流纹质晶屑凝灰岩等火山碎屑岩。矿区岩浆岩为一套基性到中酸性火山-侵入杂岩,除了大面积分布的安山岩外,还有零星分布的花岗闪长岩、石英闪长岩及隐伏的闪长岩、煌斑岩等(Zhao Yanpeng et al.,2017)。矿区的构造行迹主要为断裂构造,NNE向琅勃拉邦-黎府深大断裂(F_3)贯穿矿区西部,控制着区域火山岩的展布,其次级NNE向断裂(F_1,F_2)则控制着班康姆矿床铜金矿体的分布(图1b)。

班康姆矿床由12条规模不等的金矿(化)体及铜金矿(化)体组成,其中Ⅰ、Ⅱ号矿体为主要矿体,其地表延伸分别可达1.3km和1.05km。这些矿体主要赋存在安山岩的断裂中或安山岩与大理岩的接触带,在剖面上呈脉状或似层状斜列展布,分支复合,总体表现出"上金下铜"的空间分带特征(图2)。矿石构造有致密块状、脉状、角砾状及浸染状,矿石矿物主要有黄铁矿、黄铜矿、磁铁矿、自然金及镜铁矿等,脉石矿物主要为石英和方解石。块状硫化物矿石一般具有较高的金品位。显微镜下可见金多包裹于黄铁矿或黄铜矿中(图3),或充填于黄铜矿晶面裂隙中(Kang Tiesuo et al.,2016;Xia Yu et al.,

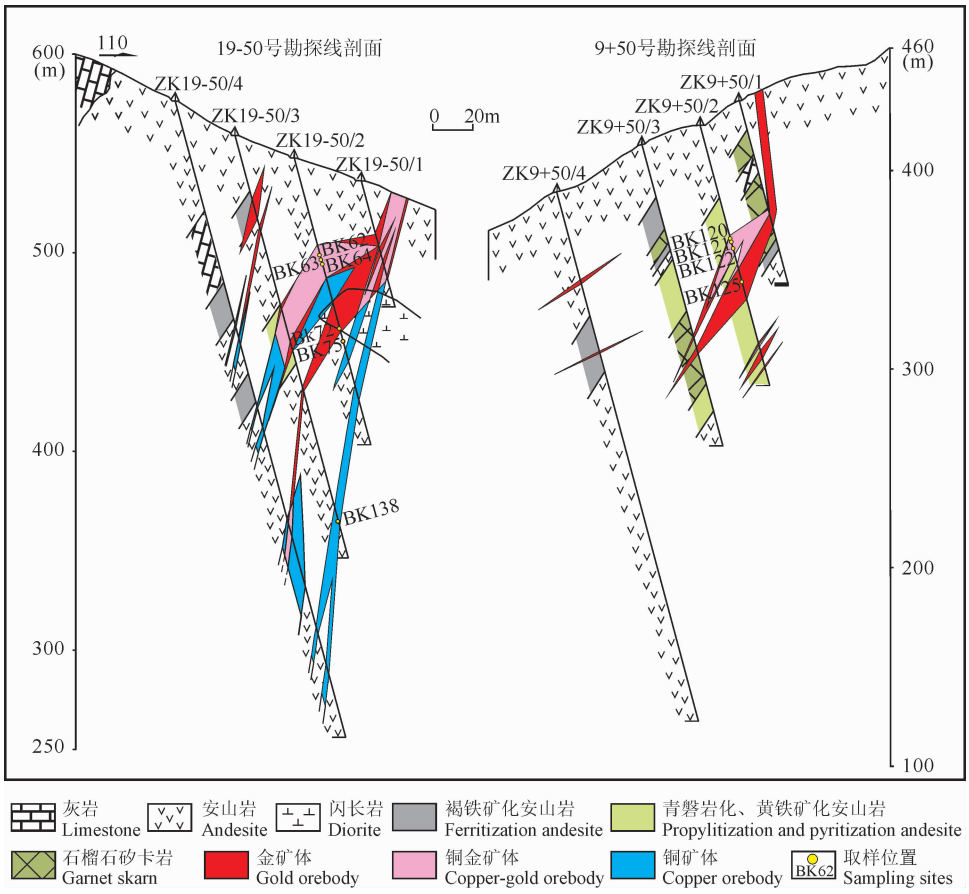

图 2　班康姆矿床 19-50、9＋50 号勘探线剖面图

Fig. 2　Geological sections of 19-50 and 9＋50 exploration lines of Pangkuam deposit

2017)。围岩蚀变主要为矽卡岩化、青磐岩化，局部见硅化、绢云母化及钾化蚀变。根据矿物的共生及穿切关系、流体包裹体测温结果(图 4，另文发表)，班康姆铜金矿床成矿过程可划分为五个阶段(Ⅰ～Ⅴ)：(Ⅰ)矽卡岩阶段，形成石榴子石及透辉石等矽卡岩矿物；(Ⅱ)退化蚀变阶段，石榴子石被绿帘石等矿物交代，矿化主要为磁铁矿化；(Ⅲ)中高温铜金矿化蚀变阶段，沉淀黄铜矿、黄铁矿等硫化物及银金矿，脉石矿物主要为石英、方解石。该期蚀变主要表现为安山岩的青磐岩化蚀变，形成绿帘石、绿泥石等矿物；(Ⅳ)低温金矿化阶段，沉淀黄铁矿为主的硫化物及金银矿，脉石矿物主要为石英、方解石；(Ⅴ)碳酸盐阶段，表现为纯白色的碳酸盐团块或无矿方解石脉。

2　样品和分析方法

本次研究的样品主要采自班康姆矿区 9＋50 等勘探线上的 7 个钻孔中(图 1b，图 2)，少量采自矿区地表的新鲜露头。样品类型主要为Ⅰ、Ⅱ号矿体的各类矿石，包括金矿石、铜金矿石及铜矿石，其次为矿化安山岩、无矿化热液碳酸盐及地表灰岩。选取矿石的石英及无矿化热液碳酸盐开展 H-O 同位素研究。黄铁矿是班康姆矿床的主要载金矿物之一，也是保存氦的理想矿物(Bunnard et al.，1999)，因此被选用开展成矿流体来源的 He-Ar 同位素研究以及 Pb 同位素研究。对班康姆矿床的主要硫化物黄铜矿、黄铁矿开展硫同位素研究。对脉石矿物方解石、无矿化热液方解石及灰岩全岩开展 C-O 同位素研究。矿石及脉石矿物挑选在河北省区域地质矿产调查研究所完成。

班康姆矿床单矿物及全岩样品的 H、O、C、S、He、Ar 同位素分析在自然资源部成矿作用与资源评价重点实验室完成，Pb 同位素测试在自然资源部同位素地质重点实验室完成。

氢同位素分析采用热爆法。测试前挑选纯度大于 99%、40～60 目的石英单矿物约 10g，清洗并在 150℃低温下真空去气 4 h 以上，以除去表面吸附水及次生包裹体水，然后在 400℃高温下爆裂取水，并与 Zn 反应制取 H_2，最后用 MAT-253EM 质谱仪进行测定，氢同位素参考标准为 V-SMOW，分析精度

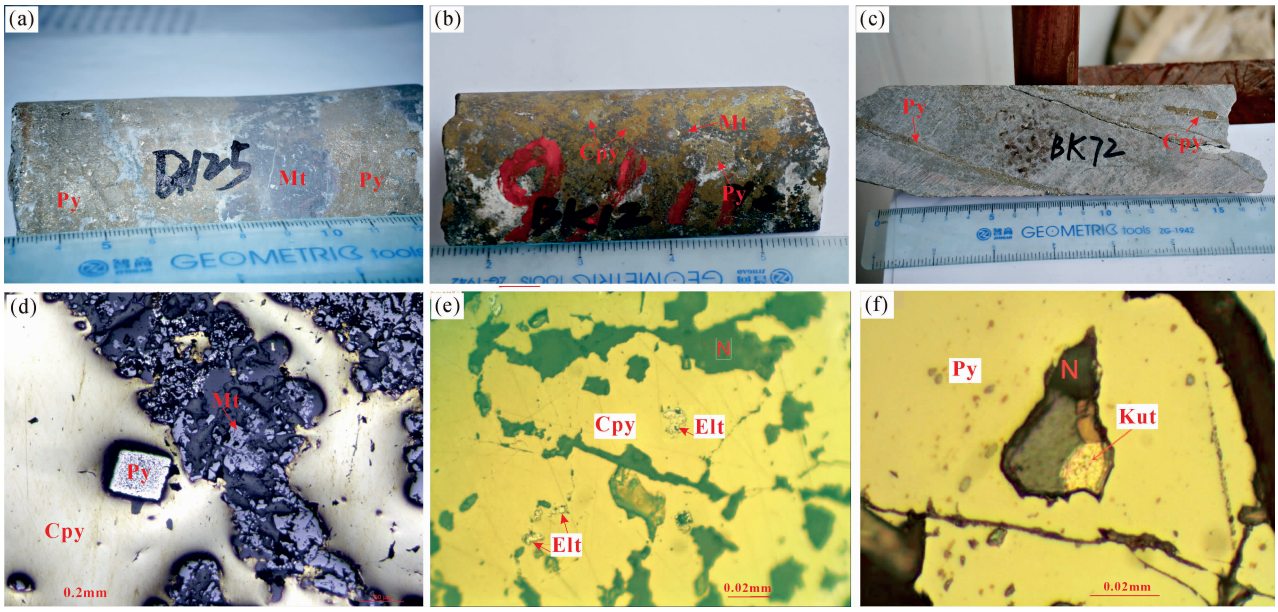

图 3 班康姆矿床矿石手标本及显微照片

Fig. 3 Photographs of hand specimens and photomicrographs of ores from Pangkuam deposit

(a)—块状金矿石;(b)—块状铜金矿石;(c)—脉状铜金矿石;(d)—黄铜矿交代磁铁矿并包裹早期自形黄铁矿;(e)—银金矿充填于黄铜矿的晶面裂隙中;(f)—金银矿与脉石矿物充填在早期黄铁矿的晶面凹坑中;Py—黄铁矿;Cpy—黄铜矿;Mt—磁铁矿;Elt—银金矿;Kut—金银矿;N—脉石

(a)—Massive gold ore; (b)—massive copper-gold ore; (c)—veined copper-gold ore; (d)—euhedral pyrite as a inclusion of chalcopyrite replacing of magnetite; (e)—electrum filling in the fissure of chalcopyrite; (f)—coexisting kustelite and gangue mineral both filling in the crystal defect of pyrite; Py—pyrite; Cpy—chalcopyrite; Mt—magnetite; Elt—electrum; Kut—kustelite; N—gangue mineral

为±2‰。

氧同位素分析采用传统的 BF_5 分析方法,详细测试流程见 Zheng Yongfei et al. (2000),氧同位素参考标准均为 V-SMOW,分析精度为±0.2‰。碳酸盐样品碳氧同位素测定采用磷酸法处理。在25℃,使方解石与磷酸反应释放 CO_2,冷冻收集纯净的 CO_2,然后在质谱仪上测定碳、氧同位素组成,碳、氧同位素参考标准为 V-PDB,碳、氧同位素精度优于±0.2‰。

硫化物硫同位素分析采用 Cu_2O 氧化方法。在真空系统和高温条件下,硫化物与 Cu_2O 反应,硫全部转化为纯净的 SO_2 气体,然后在质谱仪上测定 ^{34}S 与 ^{32}S 的比值,硫同位素参考标准为 V-CDT,测试精度为 0.2‰。

黄铁矿在溶解后利用 AG1-X8 阴离子交换树脂分离提纯 Pb。铅同位素比值用多接收器等离子体质谱法(MC-ICPMS)测定,所用仪器为英国 Nu Plasma HR,仪器的质量分馏以 Tl 同位素外标校正(He Xuexian et al.,2005),样品中 Tl 的加入量约为铅含量的 1/2,实验的详细流程参考 Hao Hongda et al. (2017)。

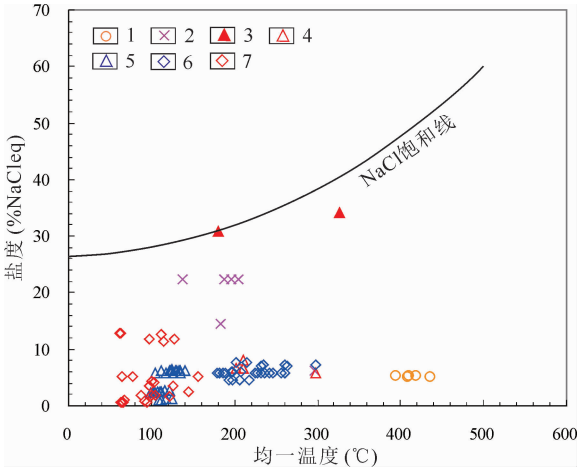

图 4 班康姆矿床流体包裹体均一温度与盐度关系图

Fig. 4 Homogenization temperatures versus salinities of fluid inclusion from Pangkuam deposit

1—透辉石富液相包裹体;2—绿帘石富液相包裹体;3—石英含子矿物富液包裹体;4—石英富液相包裹体;5—石英纯液体包裹体;6—方解石富液相包裹体;7—方解石纯液体包裹体

1—Liquid-rich inclusions in diopside; 2—liquid-rich inclusions in epidote; 3—halite-bearing three-phase inclusions in quartz; 4—liquid-rich inclusions in quartz; 5—monophase liquid inclusions in quartz; 6—liquid-rich inclusions in calcite; 7—monophase liquid inclusions in calcite

黄铁矿流体包裹体的 He、Ar 同位素组成在 Helix SFT 稀有气体质谱仪上完成。流程主要由压碎、纯化、质谱测定及同位素比值校正组成：①将高纯度 40～60 目样品清洗、烘干，取 0.5～1.0g 装入不锈钢坩埚再移到压碎装置中，密封并加热去气、抽真空；②压碎样品，多级纯化包裹体气，分离出纯 He 和 Ar；③ He-Ar 测试。测试在高真空下完成，压碎和纯化系统真空 $n\times10^{-7}$ Pa，质谱系统真空在 $n\times10^{-8}$ Pa。质谱离子源采用 Nier，灵敏度对 He 在 800μA 阱电流时好于 2×10^{-4} amps/Torr，对于 Ar 在 200μA 阱电流时好于 1×10^{-3} amps/Torr。^{40}Ar 静态上升率小于 1×10^{-12} cm^3 STP/min，^{36}Ar 本底小于 5×10^{-14} cm^3 STP/min。法拉第杯分别率＞400，离子计数器分辨率＞700，可将 ^{3}He 与 ^{4}He、HD＋H_3 与 ^{3}He 峰完全分开；④同位素比值校正。利用当天空气标准的测试结果和空气标准值校正样品测试结果。空气 ^{3}He/^{4}H 标准值采用 1.4×10^{-16}，^{40}Ar/^{36}Ar和^{36}Ar/^{38}Ar 标准值采用 295.5 和 5.35。利用 0.1mL 标准气 ^{4}He（52.3×10^{-8} cm^{3}STP）和 ^{40}Ar（4.472×10^{-8} cm^{3}STP）含量、标准气和样品同位素信号强度以及样品压碎后过筛 100 目以下的质量标定样品中的 ^{4}He 和 ^{40}Ar 含量。

3　测试结果

3.1　H-O 同位素

班康姆矿床矿化阶段石英及晚期无矿化阶段热液方解石 H、O 同位素测定结果见表 1。石英 $\delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}$ 分布范围为 13.4‰～15.2‰，$\delta D_{V\text{-}SMOW}$ 值变化范围为－110‰～－90‰；两个热液方解石样品具有相近的氢氧同位素组成，$\delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}$ 为 26.0‰～26.8‰，$\delta D_{V\text{-}SMOW}$ 为－81‰。石英、方解石与水的氧同位素分馏方程为：$1000\ln\alpha_{石英\text{-}水}=3.38\times10^6/T^2-3.40$（Clayton et al.，1972），$1000\ln\alpha_{方解石\text{-}水}=18.03\times1000/T-32.42$（Kim et al.，1997）。样品 BK63 石英包裹体均一温度分布范围为 180～327℃、75～103℃，BK121 均一温度范围为 99～156℃，BK34 方解石均一温度范围为 62～95℃。由于相分离（沸腾）及流体混合是导致矿石沉淀的两种重要机制（Skinner，1997），这里选取 290℃、150℃、90℃分别作为中高温矿化阶段、低温矿化阶段及无矿阶段流体与石英、方解石氧同位素平衡温度。根据分馏方程，计算得矿化阶段成矿流体的 $\delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}$ 分布范围为－1.5‰～7.1‰，无矿阶段热液的 $\delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}$ 值为 8.8‰～9.5‰。

3.2　He-Ar 同位素

黄铁矿流体包裹体的 He-Ar 同位素组成见表 2。流体中 ^{4}He 浓度为 5.36×10^{-8}～20.53×10^{-8} cm^3 STP/g，^{40}Ar 浓度为 4.28×10^{-8}～10.10×10^{-8} cm^{3}STP/g；^{3}He/^{4}He（Ra）除 Ⅰ 号矿体金矿石样品 BK129（3.43±0.18Ra）较高外，其余样品分布范围为 0.41～0.65Ra，平均 0.55 Ra，低于大气饱和水（ASW）；^{40}Ar/^{36}Ar 变化范围为 314.8～362.4，平均 336.6；^{38}Ar/^{36}Ar 为 0.18～0.19，与大气饱和水值（0.188）一致。在 He-Ar 同位素图解中，样品点位于地幔、地壳及大气饱和水三储库之间（图 5）。

3.3　S 同位素

班康姆矿床矿石硫化物 $\delta^{34}S$ 值分布范围为－0.9‰～8.1‰（表 3）。除一个样品黄铁矿具有相对较高的 $\delta^{34}S$（8.1‰）外，其余硫化物样品均分布在一个较窄的范围（－0.9‰～1.5‰），其中黄铁矿 $\delta^{34}S$为－0.3‰～1.5‰，黄铜矿 $\delta^{34}S$ 为－0.9‰～0‰。在共生矿物对中，黄铁矿 $\delta^{34}S$ 略高于黄铜矿。

3.4　Pb 同位素

班康姆矿石黄铁矿的 Pb 同位素测试数据见表 4。^{206}Pb/^{204}Pb 范围为 17.9284～18.7756，平均为 18.3834；^{207}Pb/^{204}Pb 为 15.5336～15.6651，平均为

表 1　班康姆矿床 H-O 同位素测试结果

Table 1　Hydrogen and oxygen isotope data of quarz and calcite from Pangkuam deposit

序号	样品号	岩矿石类型	取样位置	矿物	$\delta D_{V\text{-}SMOW}$（‰）	$\delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}$（‰）	T（℃）	$\delta^{18}O_{H_2O}$（‰）
1	BK62	浸染状铜金矿石/Ⅱ号矿体	ZK19-50/2，51m	石英	－100	14.4	290	7.1
2	BK64	块状铜金矿石/Ⅱ号矿体	ZK19-50/2，53m	石英	－110	13.4	290	6.1
3	BK120	块状铜金矿石/Ⅰ号矿体	ZK9＋50/2，58m	石英	－99	14.0	150	－1.5
4	BK121	块状铜金矿石/Ⅰ号矿体	ZK9＋50/2，59m	石英	－90	15.0	150	－0.5
5	BK122-1	块状铜金矿石/Ⅰ号矿体	ZK9＋50/2，63m	石英	－100	15.2	150	－0.3
6	BK33	热液碳酸盐岩	ZK17-100/2，114m	方解石	－81	26.0	90	8.8
7	BK34	热液碳酸盐岩	ZK17-100/2，115m	方解石	－81	26.8	90	9.5

注：方解石矿物的氧同位素组成 $\delta^{18}O_{V\text{-}PDB}$ 和 $\delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}$ 的转换采用 Coplen et al.（1983）的关系式：$\delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}=1.03091\delta^{18}O_{PDB}+30.91$。

表 2 班康姆矿床黄铁矿 He-Ar 同位素测试结果

Table 2 He and Ar isotopic composition of fluid inclusions trapped in pyrite from Pangkuam deposit

样品号	矿石类型	采样位置	^{40}Ar($\times10^{-8}$ cm^3STP/g)	^{4}He($\times10^{-8}$ cm^3STP/g)	$^{40}Ar/^{36}Ar$	$^{38}Ar/^{36}Ar$	$^{3}He/^{4}He$ (Ra)	$^{3}He/^{36}Ar$ ($\times10^{-4}$)	$^{40}Ar^*/^{4}He$
BK106-2	块状铜金矿石/Ⅱ号矿体	ZK19-100/3,140m	5.92	20.53	328.6±0.8	0.19±0.01	0.41±0.04	6.6	0.03
BK120	块状铜金矿石/Ⅰ号矿体	ZK9+50/2,58m	4.50	16.34	326.9±0.6	0.18±0.03	0.51±0.05	8.5	0.03
BK121-1	块状铜金矿石/Ⅰ号矿体	ZK9+50/2,59m	10.10	14.65	314.8±0.5	0.19±0.01	0.64±0.06	4.1	0.04
BK122-1	块状铜金矿石/Ⅰ号矿体	ZK9+50/2,63m	3.32	6.02	362.4±0.3	0.19±0.01	0.65±0.07	6.0	0.10
BK129	块状金矿石/Ⅰ号矿体	ZK13+50/2,49m	4.28	5.36	350.1±0.3	0.19±0.01	3.43±0.18	21.1	0.12

注:同位素比值为元素原子摩尔比;$^{3}He/^{4}He$ 为样品的 $^{3}He/^{4}He$ 与大气 $^{3}He/^{4}He$(Ra)的比,其中 Ra=1.40×10^{-6};$^{40}Ar^*$ 为过量的 ^{40}Ar,$^{40}Ar^*=^{40}Ar-295.5\times^{36}Ar$。

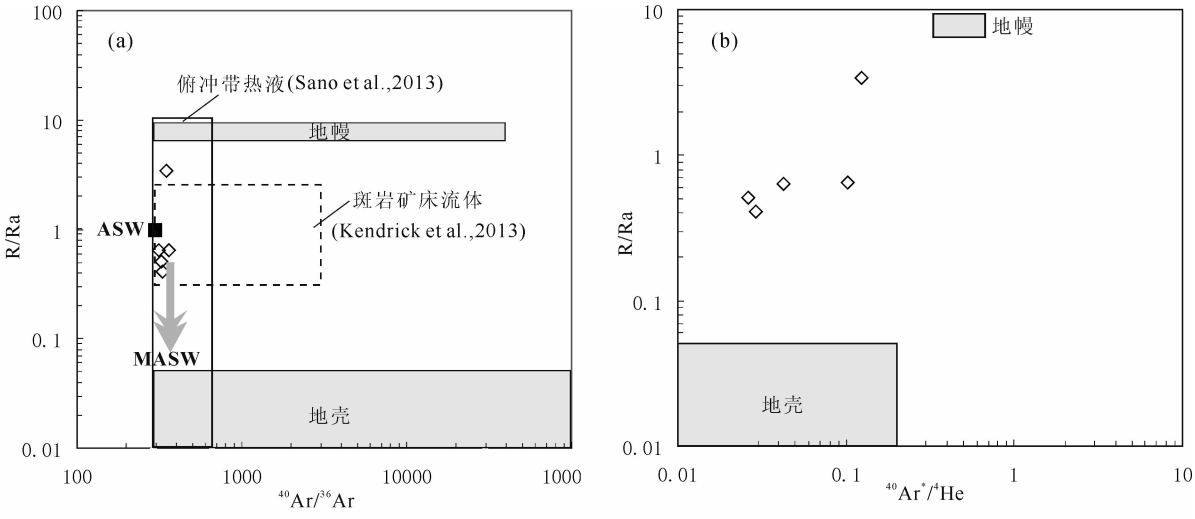

图 5 班康姆矿床流体包裹体 $^{40}Ar/^{36}Ar$-R/Ra (a)、$^{40}Ar^*/^{4}He$-R/Ra (b)图解

Fig. 5 $^{40}Ar/^{36}Ar$ vs. R/Ra (a) and $^{40}Ar^*/^{4}He$ vs. R/Ra (b) plot of inclusion-trapped fluids from Pangkuam deposit

地壳和地幔流体的 $^{3}H/^{4}He$、$^{40}Ar/^{36}Ar$ 比值引自 Farley et al., 1998; Ozima et al., 2002; Sano et al., 2013; Kendrick et al., 2013

Data of He and Ar isotopic compositions of crust and mantel from Farleyet al., 1998; Ozima et al., 2002; Sano et al., 2013; Kendrick et al., 2013

表 3 班康姆矿床硫化物硫同位素测试结果

Table 3 Sulfur isotopic composition of ore sulfides from Pangkuam deposit

样品号	矿石类型	采样位置	$\delta^{34}S_{V\text{-}CDT}$(‰) 黄铁矿(Py)	$\delta^{34}S_{V\text{-}CDT}$(‰) 黄铜矿(Cpy)	$\Delta_{Py\text{-}Cpy}$	样品号	矿石类型	采样位置	$\delta^{34}S_{V\text{-}CDT}$(‰) 黄铁矿
BK12	块状铜金矿石/Ⅱ号矿体	ZK19-100/2,99m	0	−0.9	0.9	BK120	块状铜金矿石/Ⅰ号矿体	ZK9+50/2,58m	1.5
BK102-1	块状铜金矿石/Ⅱ号矿体	ZK19-100/3,76m	0.3	−0.5	0.8	BK121	块状铜金矿石/Ⅰ号矿体	ZK9+50/2,59m	0.4
BK63-2	块状铜金矿石/Ⅱ号矿体	ZK19-50/2,52m	−0.3	−0.8	0.5	BK125	块状金矿石/Ⅰ号矿体	ZK9+50/2,81m	0.5
BK64	块状铜金矿石/Ⅱ号矿体	ZK19-50/2,53m	8.1	0	8.1	BK129	块状金矿石/Ⅰ号矿体	ZK13+50/2,49m	0.8
BK72	脉状铜金矿石/Ⅱ号矿体	ZK19-50/2,90.2m	1.4						

注:$\Delta_{Py\text{-}Cpy}=\delta^{34}S_{Py}-\delta^{34}S_{Cpy}$。

15.6156;$^{208}Pb/^{204}Pb$ 为 37.9125～38.8090,平均为 38.4538。根据 Zhu Bingquan(1998)的公式计算得矿石 Pb 的 μ 值为 9.39～9.59,平均为 9.50;ω 值为 36.20～37.26,平均为 36.88;Th/U 为 3.70～3.87,平均为 3.76。

3.5 C-O 同位素结果

全岩及矿物的 C-O 同位素组成列于表 5。灰岩 $\delta^{13}C_{V\text{-}PDB}$ 变化范围为 1.0‰～1.9‰,$\delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}$ 为

表 4　班康姆矿床黄铁矿铅同位素测试结果

Table 4　Pb isotope data of ore pyrite from Pangkuam deposit

样品号	岩矿石类型	采样位置	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	μ^*	ω^*	Th/U*	$\Delta\alpha^*$	$\Delta\beta^*$	$\Delta\gamma^*$
BK62	浸染状铜金矿石/Ⅱ号矿体	ZK19-50/2,51m	18.5505	15.6575	38.5881	9.56	36.91	3.74	79.3	21.66	35.75
BK64	块状铜金矿石/Ⅱ号矿体	ZK19-50/2,53m	18.7756	15.6409	38.8090	9.51	36.44	3.71	81.85	20.04	35.72
BK72	脉状铜金矿石/Ⅱ号矿体	ZK19-50/2,90.2m	18.4047	15.6651	38.7155	9.59	38.31	3.87	78.87	22.62	43.71
BK75	含硫化物脉安山岩	ZK19-50/2,96m	18.3374	15.6021	38.4666	9.48	37.06	3.78	74.93	18.51	37
BK121	块状铜金矿石/Ⅰ号矿体	ZK9+50/2,59m	18.3036	15.5946	38.2311	9.46	36.20	3.70	72.79	18.01	30.56
BK129	块状金矿石/Ⅰ号矿体	ZK13+50/2,49m	17.9284	15.5336	37.9125	9.39	36.38	3.75	66.58	15.05	30.69

注：加 * 的项是根据 Zhu Bingquan(1998)提供的公式计算获得。

表 5　班康姆矿床 C-O 同位素测试结果

Table 5　Carbon and oxygen isotope data of calcite and limestone from Pangkuam deposit

样品号	岩矿石类型	采样位置	成矿阶段	测试矿物	$^{13}C_{V\text{-}PDB}$(‰)	$^{18}O_{V\text{-}SMOW}$(‰)
BK64	块状铜金矿石	ZK19-50/2,53m	Ⅲ	方解石	0.7	26.9
BK152-2	蚀变矽卡岩	ZK13-3,33m	Ⅲ	方解石	2.4	27.7
BK129	块状金矿石	ZK13+50/2,49m	Ⅲ	方解石	0.3	27.5
BK121	块状铜金矿石	ZK9+50/2,59m	Ⅳ	方解石	−3.1	26.9
BK122-1	块状铜金矿石	ZK9+50/2,63m	Ⅳ	方解石	1.9	26.8
BK138	脉状铜矿石	ZK19-50/3,204m	Ⅳ	方解石	2.5	28.4
BK33	热液碳酸岩	ZK17-100/2,114m	Ⅴ	方解石	−0.5	26.0
BK34	热液碳酸岩	ZK17-100/2,115m	Ⅴ	方解石	0.6	26.8
BK97	灰岩	ZK19-100/3,34m		全岩	1.6	27.8
D208	灰岩	地表露头		全岩	1.8	28.1
D273-2	灰岩	地表露头		全岩	1.9	27.1
D1111	灰岩	地表露头		全岩	1.0	25.5

25.5‰～28.1‰。相对灰岩，热液方解石具有更大的碳同位素变化范围，$\delta^{13}C_{V\text{-}PDB}$分布区间为−3.4‰～2.5‰，$\delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}$为 26.0‰～28.4‰。此外，无矿化阶段(Ⅳ)方解石相对矿化阶段方解石总体表现出更低的 $\delta^{13}C_{V\text{-}PDB}$、$\delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}$值。

4　讨论

4.1　成矿流体来源

水是成矿流体的主要组分(Taylor,1979)。地壳中的水按成因有三种基本类型，分别是海水、大气雨水及原生岩浆水，成矿流体来源于这三种水中的一种或几种混合物，或是基本类型的水所派生的流体(Sheppard,1986;Hoefs,2015)。班康姆矿床位于火山岩地区，发育高温的矽卡岩矿物(石榴子石、透辉石)，表明了成矿作用与岩浆作用密切相关。在氢氧同位素图解中(图 6)，脉石石英流体包裹体的 $\delta^{18}O$、δD 投点落在岩浆水的左下角，这通常被解释为岩浆水与大气雨水的混合(O'Neil et al.,1974;Hedenquist et al.,1998;Khashgerel et al.,2009;Kim et al.,2012)。

Bown et al.(2002)基于全球水文基站雨水氢氧同位素资料的统计分析，提出了大气雨水的 $\delta^{18}O_{ppt}$与纬度(LAT)和海拔(ALT)关系的拟合方程：

$$\delta^{18}O_{ppt}=-0.0051\ LAT^2+0.1805\ LAT-0.002\ ALT-5.247$$

根据这个方程，结合印支地块在 250～230Ma 时的古纬度 S 0°～5°(Metcalfe,2011;Zaw et al.,2014)，黎府火山弧的陆源弧特征(古海拔假设类似安第斯山脉，取 3000～6000m)以及雨水线方程(Craig,1961)，计算得班康姆矿床形成时当地雨水 $\delta^{18}O$ 可能范围为−17.2‰～−10.5‰，δD 最低可达−128‰。因此，班康姆Ⅰ号矿体石英包裹体水 $\delta^{18}O$、δD 位于岩浆水与班康姆古雨水的混合范围(图 6)，指示了成矿流体来自于岩浆水与大气雨水混合的热液流体；Ⅱ号矿体石英包裹体水具有相对高的 $\delta^{18}O$(6.1‰～7.1‰)及更低的 δD(−110‰～−100‰)，反映了成矿流体的雨水端元在与岩浆流体混合前经历了明显的水岩氧同位素交换(Taylor,1974;Bethke et al.,2005)。Salam(2013)报道了琅勃拉邦-黎府成矿带 Chatree 地区晚二叠世—早三叠世与中基线火山-侵入作用有关的浅成热液 Au-Ag 矿床的氢氧同位素组成，其中与 4A 阶段矿脉中绿泥石平衡的成矿流体 $\delta^{18}O$ 与岩浆水一致而 δD 最低约−120‰(图 6)，同样被解释为成矿流体来自深部循环的雨水与岩浆水的混合且雨水在混合前经历

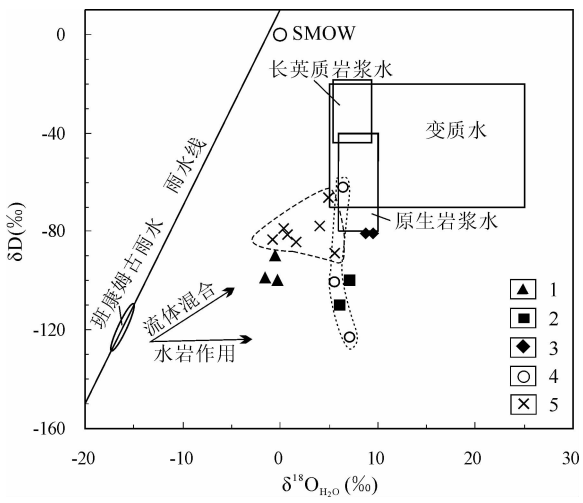

图 6 班康姆矿床成矿流体氢氧同位素组成

Fig. 6 $\delta^{18}O_{H_2O}$ and δD compositions of hydrothermal fluid for Pangkuam deposit

1—老挝班康姆Ⅰ号矿体脉石石英包裹体水;2—老挝班康姆Ⅱ号矿体脉石石英包裹体水;3—老挝班康姆矿床最晚阶段方解石包裹体水;4—泰国 Chatree Au-Ag 矿床与绿泥石 H-O 同位素平衡的成矿流体(据 Salam,2013);5—矽卡岩型 Cu-Au 矿床矿化阶段流体(据 Zhou et al.,2007;He et al.,2016;Zhao,2010)

1—Ore-forming fluid hosted in quartz from No. Ⅰ orebody of Pangkuam deposit in Laos; 2—ore-forming fluid hosted in quartz from No. Ⅱ orebody of Pangkuam deposit in Laos; 3—hydrothermal fluid hosted in the latest-stage calcite from Pangkuam deposit in Laos; 4—ore-forming fluid whose hydrogen and oxygen isotope equilibrium with chlorite from Chatree Au-Ag deposit in Thailand (after Salam,2013); 5—ore-forming fluid from skarn-type Cu-Au deposit (after Zhou et al.,2007;He et al.,2016;Zhao,2010)

了水岩作用。Ⅱ号矿体石英包裹体水相对Ⅰ号矿体更低的 δD 值,反映了Ⅱ号矿体的成矿流体中大气雨水在混合流体中占有更大的比例。方解石包裹体水 H-O 同位素组成接近原生原浆水的组成,由于该方解石形成于最晚期的无矿化阶段,因而其氢氧同位素组成不可能代表初始含矿岩浆流体的组分,可能产生于低温沸腾时水气液相分离过程中的氢氧同位素分馏(Horita et al.,1994)。

利用流体的 H-O 同位素组成难以区分班康姆矿床成矿流体的岩浆端元是来自幔源岩浆还是壳源岩浆(图 6),但是 He-Ar 同位素系统可对流体的地幔来源提供强有力的证据(Simmons et al.,1987;Stuart et al.,1994;Hu Ruizhong et al.,1998,2004;Burnard et al.,1999;Kim et al.,2012;Sano et al.,2013)。班康姆矿床形成于消减构造背景(Zhao Yanpeng et al.,2017),在 $^{40}Ar/^{36}Ar$-R/Ra 图解中(图 5a),样品点全部落在全球俯冲带热液 He-Ar 同位素组成范围($^{3}He/^{4}He$:0.01~10.1Ra,平均值范围 2.18~7.34Ra;$^{40}Ar/^{36}Ar$:292~666),且一个黄铁矿流体包裹体(BK129)具有较高的 $^{3}He/^{4}He$(3.43±0.18Ra),表明了幔源流体参与了班康姆矿床的铜金成矿作用。Jean-Baptiste et al.(1996)在研究洋中脊 VMS 矿床时发现,高温矿物相对低温矿物能够优先捕获具有地幔 $^{3}He/^{4}He$ 比值的流体。这种现象在班康姆矿床也被观测到,具有最高 $^{3}He/^{4}He$ 比值的矿石样品(BK129)脉石矿物同样具有相对较高的流体包裹体均一温度(~300℃),支持班康姆矿床成矿流体中存在地幔氦。

Sano et al.(2013)研究认为消减带热液流体中低的 $^{3}He/^{4}He$ 产生于弧岩浆生成后的浅部地壳混染过程,要么是中等深度(5~50km)同化地壳围岩,要么是浅表岩浆流体与地壳物质的相互作用。班康姆矿床大部分样品流体包裹体 $^{3}He/^{4}He$ 明显低于消减带平均值范围且位于饱和大气水和地壳储库之间,反映了地壳物质的贡献。Hilton et al.(1993)认为地幔氦被地壳混染也可以通过地幔流体与地壳流体的直接混合且地壳流体在混合前就已经同地壳储库发生了相互作用。班康姆矿床的氢氧同位素研究支持 Hilton et al.(1993)的观点,即成矿流体来源于修正的大气雨水(MASW)与岩浆流体(存在地幔流体组分)的混合(图 6)。典型斑岩矿床成矿晚期一般经历了岩浆流体与循环地下水的混合作用(Sillitoe,2010),本次工作的样品落在斑岩矿床成矿流体的氦氩组成范围同样支持上述推断。相对于 $^{40}Ar/^{36}Ar$ 集中分布,班康姆成矿流体 $^{3}He/^{4}He$ 变化范围较大,可能是因为成矿流体在地壳浅部迁移过程中相对壳源放射成因 ^{40}Ar 更显著地摄取了放射成因的 $^{4}He^{*}$(Stuart et al.,1992;Kendrick et al.,2005)。

4.2 成矿物质来源

硫作为矿化剂元素,不但可促进 Au 在岩浆中的溶解、富集(Zajacz et al.,2013;Li et al.,2013;Jégo et al.,2010),而且是 Cu、Au 在岩浆及热液中迁移的重要配位体(Zajacz et al.,2012;Reed et al.,2006;Williams-Jones et al.,2005)。因此,硫的来源是理解 Cu-Au 矿床成矿金属来源的一个重要依据(Seo et al.,2009)。除样品 BK64 外,班康姆矿床大多数硫化物的 $\delta^{34}S$ 值分布在较窄的范围内(−0.9‰~1.5‰,图 7)。考虑到地幔的 $\delta^{34}S$ 值介

于－2‰～＋2‰之间（Zheng Yongfei，2000），那么班康姆矿床相对均一的硫同位素组成表明，硫主要来自深部岩浆。样品 BK64 的黄铁矿 $\delta^{34}S$ 为 8.1‰，不在地幔硫的范围，但在沉积岩和沉积硫化物的 $\delta^{34}S$ 值范围（图 7）。然而，与该黄铁矿共生的黄铜矿 $\delta^{34}S$ 值较低（0‰）。若样品 BK64 的黄铁矿与黄铜矿是从同一热液中结晶沉淀，那么产生这种较大的分馏值（$\Delta_{py\text{-}cpy}$＝8.1‰）需要的平衡分馏温度应小于 50℃（图 8），这意味着铜金矿石的形成温度在 50℃以下，与包裹体测温结果不一致（图 4），也与铜金矿石的形成过程不符；另一方面，动力学分馏会使沉淀的黄铁矿富集 ^{32}S（Young et al.，2002），故班康姆 BK64 样品的黄铁矿也不可能是动力学沉淀的结果，可能是硫源的不同（Rouxel et al.，2008）。因此，推测 BK64 样品黄铁矿的硫来自围岩的沉积硫。

班康姆热液方解石的 C-O 同位素组成指示了成矿热液与围岩的相互作用。一般来说，矽卡岩矿床早期高温热液下形成的碳酸盐矿物的碳以岩浆来源为主，而晚期低温阶段形成的（尤其是外接触带矿石或围岩中）碳酸盐矿物中的碳主要来自碳酸盐围岩的溶解或热脱碳作用（Gu Xuexiang et al.，2019；Auwera et al.，1991）。班康姆矿床脉石矿物方解石主要形成于中低温热液过程，其 C-O 同位素与矿区灰岩相近且均位于海相碳酸盐的范围（图 9），反映了热液方解石的碳可能来自于矿区灰岩的溶解。热液方解石相对灰岩更大的 C-O 同位素分布范围及不同阶段方解石 $\delta^{13}C$ 与 $\delta^{18}O$ 表现出了正相关关系，与德国巴特格林德 Pb-Zn 矿床热液方解石的 $\delta^{13}C$-$\delta^{18}O$ 关系相似，但具有更窄的 $\delta^{18}O$ 范围（图 9），则可能反映了矿化阶段由于流体混合、沸腾去气及降温等因素导致沉淀的方解石矿物与热液或去气的 CO_2 之间的 C-O 同位素分馏（Zheng et al.，1993；Chacko et al.，2001）。因此，成矿过程中灰岩的溶解可同时将沉积碳和沉积硫带入到成矿热液中。

铅同位素可用来判别硫化物矿石中 Pb 及与 Pb 关系密切的 Zn、Cu、Fe、Au 等成矿元素的来源（Chu Xuelei，2002）。班康姆矿床硫化物的 U、Th 含量较低，约为 Pb 含量的 1%～1‰（表 6），因而硫化物的铅同位素组成可以反映成矿热液中金属物质源区的 U-Th-Pb 体系及其初始同位素组成特征（Wu Kaixing et al.，2012）。在矿石铅的成因分类图解中（图 10），班康姆样品投点落在地幔与上地壳混合的俯冲带铅范围，且与岩浆作用有关；在 ^{207}Pb/

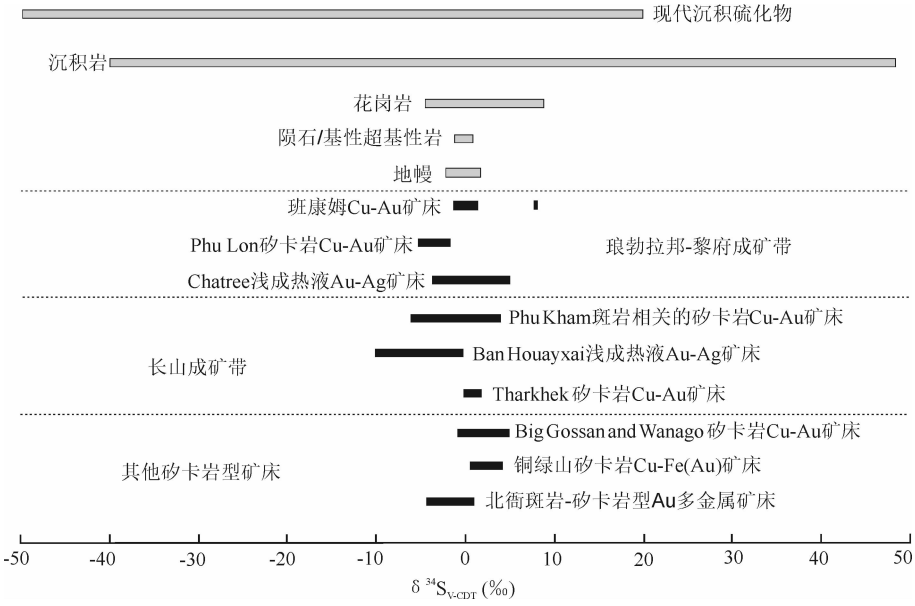

图 7　老挝及邻区金矿床硫同位素组成

Fig. 7　Diagram showing sulfur isotopic compositions of typical gold deposits in Laos and adjacent regions

琅勃拉邦-黎府成矿带铜金矿床资料据 Kamvong et al.，2009；Salam，2013 及本文；长山成矿带数据引自 Manaka，2014；其他矽卡岩型矿床硫同位素据 Prendergast et al.，2005；Zhao Haijie，2010；He et al.，2016。各储库硫同位素组成据 Zheng Yongfei et al.，2000；Marini et al.，2011；Hoefs，2015

Data of sulfur isotopic compositions of gold deposits in Luang Prabang-Loei metallogenic belt from Kamvong et al.，2009；Salam，2013 and this study. Truong Son metallogenic belt from Manaka，2014；other skarn-type deposits after Prendergast et al.，2005；Zhao Haijie，2010；He et al.，2016. Data of other sulfur isotopic compositions from Zhen Yongfei et al.，2000；Marini et al.，2011；Hoefs，2015

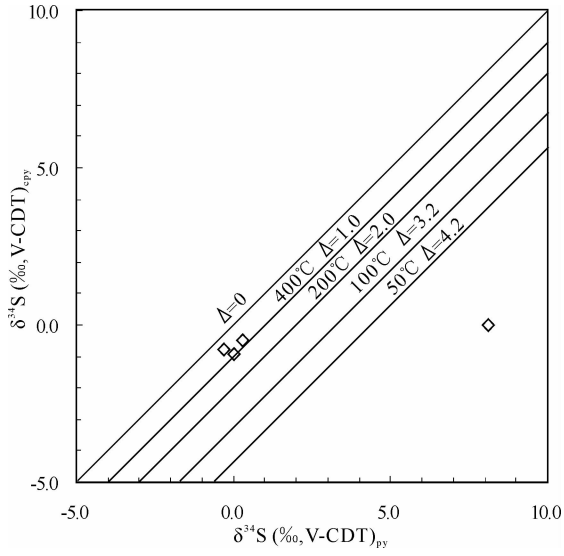

图 8 班康姆矿床硫化物 $\delta^{34}S_{py}$-$\delta^{34}S_{cpy}$ 图解(分馏方程 $1000\ln\alpha_{py\text{-}cpy}=0.45\times10^6/T^2$,据 Ohmoto et al.,1979)

Fig. 8 Diagram of $\delta^{34}S_{py}$-$\delta^{34}S_{cpy}$ showing $\delta^{34}S$ of pyrite and coexisting chalcopyrite from Pangkuam deposit (the equation reported by Ohmoto et al.,1979, for equilibrium pyrite-chalcopyrite fractionations at hydrothermal environment is: $10000\ln\alpha_{py\text{-}cpy}=0.45\times10^6/T^2$)

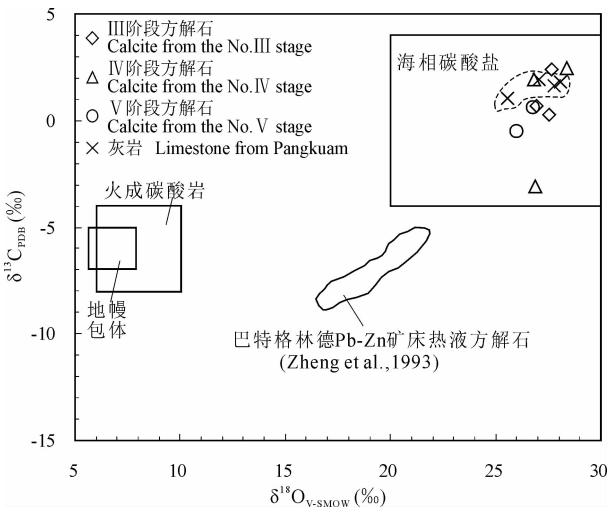

图 9 班康姆矿床灰岩及方解石 $\delta^{13}C$-$\delta^{18}O$ 图解(据 Taylor et al.,1967;Ohmoto et al.,1979;Zheng Yongfei et al.,2000)

Fig. 9 The carbon and oxygen isotopic compositions of hydrothermal calcites and limestone from Pangkuam deposit (after Taylor et al.,1967;Ohmoto et al.,1979; Zheng Yongfei et al.,2000)

^{204}Pb-$^{206}Pb/^{204}Pb$ 图解中(图 11a),样品点落在黎府褶皱带晚二叠世弧火山岩及长山褶皱带二叠纪—早三叠世钙碱性火山-侵入岩的 Pb 同位素范围,且位于印支地块玄武岩与泰国-老挝 S-型花岗岩及相关的矿床的 Pb 同位素范围之间;在 $^{208}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ 图解中(图 11b),部分黄铁矿样品点落在印支地块玄武岩的 Pb 同位素组成范围。另一方面,班康姆矿床黄铁矿的 Pb 同位素组成与 Ban Houayxai 矿床硫化物的上地壳来源 Pb(Manaka,2008)不同,也与 Chatree 矿床硫化物的 Pb 主要来自古老基底(Salam,2013)具有明显的差别,而与黎府褶皱带晚二叠世—早三叠世弧岩浆作用有关的矽卡岩型 Cu-Au 矿床的 Pb 同位素组成相近。根据这些比较,本文认为班康姆矿床的铅主要来自弧岩浆,是一种地幔铅和上地壳铅的混合铅。根据铅的二阶段生长模式计算出的 μ 值为 9.39～9.59,平均 9.50;Th/U 比值为 3.70～3.87,平均 3.76,同样指示了成矿热液中铅的壳幔混源模式(Zartman et al.,1981,1988;Kamona et al.,1999;He Peng et al.,2019)。值得注意的是样品 BK64 的黄铁矿的 S 同位素与其他样品差别很大,但是其 Pb 同位素组成并没有太大的差别,主要是因为 S 作为黄铁矿的主量元素,如果黄铁矿在灰岩溶解过程被带入到热液且未经历明显的溶解及重结晶作用,那么硫同位素在与热液扩散交换过程中很难抹掉沉积硫的标志。然而 Pb 作为黄铁矿的微量元素(30.4×10^{-6}),其同位素组成比较易受热液同位素交换的影响(Manaka,2008)。

表 6 班康姆矿床硫化物 U、Th、Pb 含量($\times10^{-6}$)

Table 6 U, Th and Pb contents ($\times10^{-6}$) of sulfides from Pangkuam deposit

送样编号	样品名称	U	Th	Pb
BK64	黄铜矿	0.026	0.076	30.4
BK72	黄铁矿	0.289	0.192	121.7
BK75	黄铁矿	0.026	0.055	27.0
BK102-1	黄铁矿	0.097	0.274	15.0
BK106-2	黄铁矿	0.163	0.101	21.1
BK122-1	黄铁矿	0.041	0.030	38.9
BK122-1	黄铜矿	0.070	0.027	60.9
BK125	黄铁矿	0.058	0.045	68.1

大陆地壳相对于地幔熔体亏损 Au、Ag、Cu(Rudnick et al.,2003;Jenner et al.,2010),一般认为形成于消减背景下的铜金矿床,其成矿元素(Cu、Au)来源于地幔(Pettke et al.,2010;Nadeau et al.,2010;Richards,2015),也有研究认为大陆弧环境斑岩矿床的 Cu、Au 可能来自于下地壳富含硫化物的辉石岩堆晶岩(Lee et al.,2012;Li et al.,2013;Chen et al.,2020)。班康姆矿床矿石 Pb 同位素不支持成矿金属来自下地壳岩石(图 10),He-Ar 同位

素显示幔源流体参与了班康姆矿床的成矿作用，S 同位素指示成矿物质来源于深源岩浆，这些多同位素结果倾向支持班康姆矿床 Cu、Au 主要来源于地幔而不是下地壳辉石堆晶岩。另一方面，区域岩石地球化学研究表明，黎府成矿带矽卡岩型 Cu-Au 矿床成矿物质主要来自地幔。Kamvong et al.（2014）对黎府褶皱带和长山褶皱带代表性的矽卡岩型 Cu-Au 矿床的埃达克岩开展了锆石 U-Pb 年代学、元素及 Sr-Nd 同位素地球化学研究，提出埃达克岩与区域铜金矿化具有密切的成因联系，埃达克岩形成于俯冲早期板片熔体与地幔楔的相互作用，这一过程中板片熔体的高氧逸度导致地幔富含 Cu、Au 的硫化物相不稳定而分解，进而释放成矿元素到埃达克质岩浆。因此，本文推测班康姆矿床 Cu、Au 主要来自地幔。

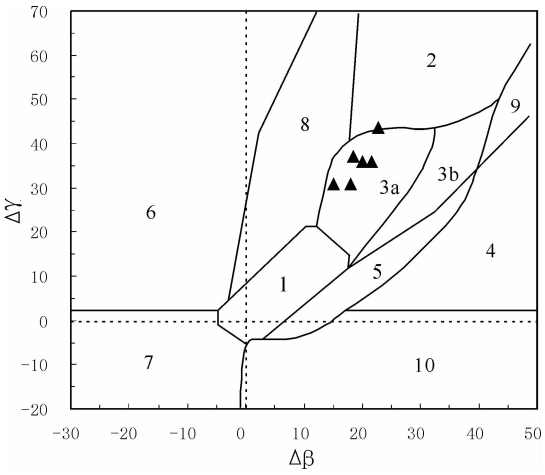

图 10　班康姆矿床矿石铅同位素 Δβ - Δγ 成因分类图解（底图据 Zhu Bingquan，1998）

Fig. 10　Δβ-Δγ diagram of genetic classification by ore lead isotopes of Pangkuam deposit (after Zhu Bingquan, 1998)

1—地幔源铅；2—上地壳铅 ；3—上地壳与地幔混合的俯冲带铅（3a—岩浆作用，3b—沉积作用）；4—化学沉积铅；5—海底热水作用铅；6—中深变质作用铅；7—深变质作用下地壳铅；8—造山带铅；9—古老页岩上地壳铅；10—退变质铅

1—Mantle-derived lead; 2—upper crust lead; 3—mixed lead of upper crust and mantle subduction zones (3a—magmatism, 3b—sedimentation); 4—chemiscal sedimentary lead; 5—submarine hydrothermal lead; 6—medium-high grade metamorphism lead; 7—lower crust lead of high grade metamorphism; 8—orogenic belt lead; 9—upper crust lead of ancient shale; 10—retrograde metamorphism lead

4.3　矿床成因及成矿过程的同位素制约

前人对琅勃拉邦-黎府成矿带的铜金成矿作用进行了系统总结（Zaw et al.，2014；Goldfarb et al.，2014；Liu Shusheng et al.，2018），划分出三种金矿床类型，即斑岩相关的矽卡岩型 Cu-Au 矿床、低硫化浅成热液型 Au-Ag 矿床，以及还原型矽卡岩型 Au 矿床。尽管班康姆矿床的地质特征与典型矽卡岩矿床存在一定的差别，但矿物组合显示其仍属于矽卡岩型矿床的范畴。

班康姆矿床的 S-Pb 同位素组成与其他矽卡岩型铜金矿床相近（图 7，11），但成矿阶段流体 δD 值明显低于其他典型的矽卡岩型铜金矿床（图 6）。考虑到其他矽卡岩铜金矿床矿化阶段流体虽然有大气雨水组分的加入，但仍以岩浆流体为主（Meinert et al.，2003；Zhou Taofa et al.，2007；Vallance et al.，2009；Koděra et al.，2010），那么我们有理由推测成矿阶段流体 δD 值的差异不能仅归因于班康姆地区古雨水的 δD 值低于其他矽卡岩矿床。如果班康姆矿床属于火山气热液交代火山岩型矽卡岩矿床，那么初始的岩浆流体端元应具有较高的 δD 值（−20‰±10‰，Giggenbach，1992），同位素质量平衡计算表明产生矿化阶段石英流体包裹体较低的 δD 值（−110‰～−90‰），需要成矿流体中大气雨水（假定 δD 为−130‰）的比例要高于 70%。班康姆黄铁矿流体包裹体 He-Ar 同位素结果支持这一推测（图 5）。因此，班康姆矿区古雨水具有低的 δD 值及其在成矿流体中占有较大比例，可以解释该矿床成矿阶段流体相对于其他矽卡岩铜金矿床具有更低 δD 值。此外，班康姆矽卡岩矿物透辉石液相包裹体具有相对较低的盐度（～5%NaCleq，图 4）不同于其他矽卡岩 Cu-Au 矿床进变质阶段流体高盐度特征（15%NaCleq～＞60%NaCleq，Meinert et al.，1997）。这种矽卡岩阶段低盐度的流体也出现在中天山 Kuru-Tegerek 矽卡岩型 Au-Cu-Mo 矿床中（石榴子石均一温度为 460～500℃，盐度为 1.7 %～3.4%NaCleq），被解释为岩浆结晶释放出的低密度气相流体（Solovieў et al.，2017）。研究表明，在含有大量硫的岩浆热液系统中，Cu、Au 将优先分配进入气相并以金属硫络合物形式迁移（Williams-Jones et al.，2005；Simon et al.，2011）。由此，我们推测班康姆铜金矿床是由深部岩浆结晶释放出的气相为主的含矿岩浆流体沿断裂上升到浅部交代安山岩与大理岩并经历了流体混合、沸腾等作用形成的，成矿流体相对典型的接触交代矽卡岩矿床经历了更远距离的迁移。

班康姆矿床Ⅰ号矿体相对Ⅱ号矿体，成矿流体具有相对更高的 $^3He/^4He$ 及 δD 值（表 1，2），推测Ⅰ号矿体的位置相对Ⅱ号矿体更靠近含矿岩浆流体源

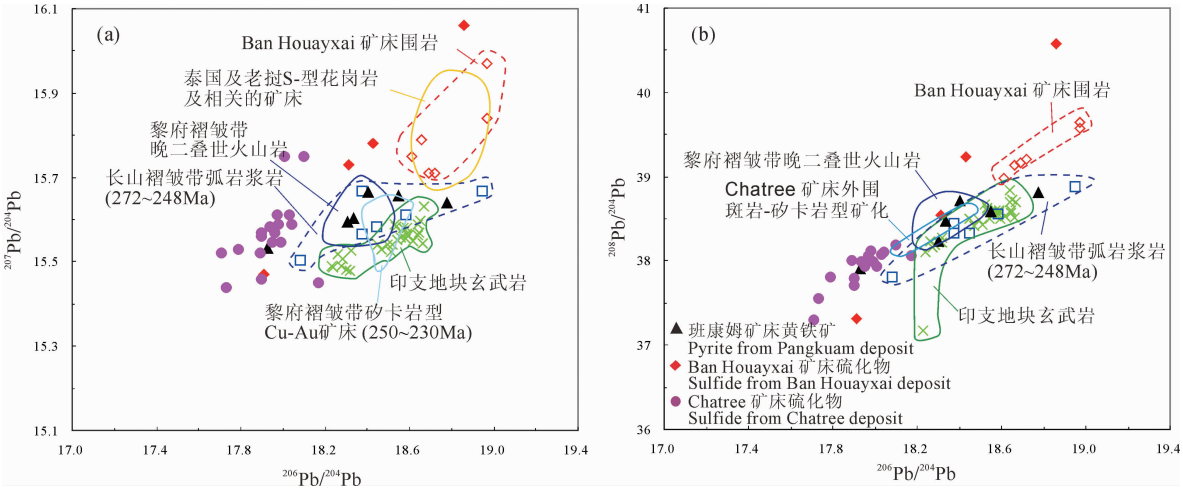

图 11 班康姆矿床$^{207}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ (a)和$^{208}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ (b)图解

Fig. 11 $^{207}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ (a) and $^{208}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ (b) diagrams for pyrite from Pangkuam deposit

数据来源:黎府褶皱带矿火成岩全岩及矿床的硫化物 Pb 同位素资料据 Salam,2013;Manaka,2014;长山褶皱带 Pb 同位素资料据 Hoa et al.,2008;Manak,2008;印支地块玄武岩 Pb 同位素资料据 Nguyen et al.,1996;Zhou Pinbo et al.,1997

Data source: Volcanic rocks and sulfides from the Chatree epithermal Au-Ag deposit, skarn-type Cu-Au deposits and S-type granite-related deposits in Luang Prabang-Loei metallogenic belt after Salam,2013;Manaka,2014;igneous rocks and sulfides from the Ban Xouayxai deposit in Trungson fold belt after Manak,2008;Hoa et al.,2008;basalts from Indosinian block after Nguyen et al.,1996;Zhou Pinbo et al.,1997

区。前人研究了俯冲带地区环绕火山中心不同距离的热液$^3He/^4He$变化规律,发现$^3He/^4He$同热液与火山通道的距离成负相关关系(Sano et al.,1984;Williams et al.,1987)。Sano et al.(1990)用分散模型解释了这种规律,即随着岩浆流体远离火山中心的不断迁移,含水层中的地壳放射成因^4He不断加入到迁移的流体中,导致其$^3He/^4He$不断降低。尽管是在一个更小的空间尺度以及更少的样品量,班康姆矿区仍满足这种$^3He/^4He$变化规律。例如,距离 13 号勘探线更远的 19-100 号勘探线样品 BK106-2 其$^3He/^4He$(0.41Ra)要比更近的 9+50 勘探线样品$^3He/^4He$(0.51~0.65Ra)低。系统地研究班康姆矿区成矿流体的$^3He/^4He$空间分布规律,可能会确定含矿岩浆流体源区的大致位置及含矿流体的迁移路径,这对于班康姆矿区乃至黎府成矿带的找矿勘探工作具有重要意义。

5 结论

(1)老挝班康姆铜金矿床流体包裹体 H、O、He、Ar 同位素结果表明,成矿流体为幔源岩浆流体与经过了水岩作用后的大气雨水的混合,且以雨水占更大的比例;S、Pb 同位素及热液方解石的 C-O 同位素研究结果表明班康姆矿床成矿金属 Pb 来自壳幔混合源,Cu、Au 主要来自地幔。

(2)与典型矽卡岩矿床的 H-O-S-Pb 同位素对比研究,结合透辉石流体包裹体低盐度的特征,以及前人关于火山气热液与安山岩反应生成矽卡岩的实验结果认为,班康姆矽卡岩型 Cu-Au 矿床的形成机制为深部出溶的以气相为主的含矿岩浆流体沿断裂上升到浅部交代安山岩及大理岩并经历了流体混合、沸腾等过程的结果。

(3)班康姆矿床Ⅰ号矿体位置相对Ⅱ矿体更接近含矿岩浆流体源区,矿床 He-Ar 同位素的空间分布可能为确定岩浆热液矿床流体源区的大致位置及含矿流体的迁移路径提供重要的指示。

致谢:本次工作样品的采集及送检得到中国有色桂林矿产地质研究院有限公司矿产地质研究所康铁锁工程师、施玉娇高级工程师的协助,同位素测试工作得到自然资源部成矿作用与资源评价重点实验室及自然资源部同位素地质重点实验室老师们的支持和帮助,在此一并表示感谢。最后,感谢评审专家们提出的建设性意见。

References

Auwera J V, Andre L. 1991. Trace elements (REE) and isotopes (O, C, Sr) to characterize the metasomatic fluid sources: Evidence from the skarn deposit (Fe, W, Cu) of Traversella (Ivrea, Italy). Contributions to Mineralogy and Petrology, 106: 325~339.

Bethke P M, Rye R O, Stoffregen R E, Vikre P G. 2005. Evolution of the magmatic-hydrothermal acid-sulfate system at Summitville, Colorado: integration of geological, stable-isotope, and fluid-inclusion evidence. Chemical Geology, 215(1~4): 281~315.

Boonsoong A, Panjasawatwong Y, Metparsopsan K. 2011. Petrochemistry and tectonic setting of mafic volcanic rocks in the Chon Daen-Wang Pong area, Phetchabun, Thailand. Island Arc, 20(1): 107～124.

Bown G J, Wikinson B. 2002. Spatial distribution of δ^{18}O in meteoric precipitation. Geology, 30(4): 315～318.

Burnard P G, Hu R Z, Turner G, Bi Xianwu. 1999. Mantle, crust and atmospheric noble gases in Ailaoshan gold deposit, Yunnan Province, China. Geochimica et Cosmochimica Acta, 63(10): 1595～1604.

Chacko T, Cole D R, Horita J. 2001. Equilibrium oxygen, hydrogen and carbon isotope fractionation factors applicable to geologic systems. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 43: 1～81.

Chen Kang, Tang Mingb, Lee C T A, Wang Zaicong, Zou Zongqi, Hua Zhaochu, Liu Yongsheng. 2020. Sulfide-bearing cumulates in deep continental arcs: The missing copper reservoir. Earth and Planetary Science Letters, 531.

Chu Xuelei, Huo Weiguo, Zhang Xun. 2002. S, C, and Pb isotopes and sources of metallogenetic elements of Dajing Cu-polymetallic deposit in Linxi County, Inner Mongolia, China. Acta Petrologica Sinica, 18(4): 566～574 (in Chinese with English abstract).

Clayton R N, O'Neil J R, Mayeda T K. 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water. Journal of Geophysical Research, 77(17): 3507～3607.

Craig H. 1961. Isotopic variations in meteoric waters. Science, 133: 1702～1703.

Giggenbach W F. 1992. Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin. Earth and Planetary Science Letters, 113(4): 495～510.

Goldfarb R J, Taylor R D, Collins G S, Goryachev N A, Orlandini O F. 2014. Phanerozoic continental growth and gold metallogeny of Asia. Gondwana Research, 25(1): 48～102.

Guo Linnan, Hou Lin, Liu Shusheng, Nie Fei. 2018. Rare earth elements 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. Minerals, 438(8): 1～22.

Hao Hongda, Song Yucai, Zhuang Tianming, Ma Jianxiong. 2017. Metal source of Jinding superlarge lead-zinc deposit: Constraint from lead isotopic composition. Mineral Deposits, 36(2): 379～390 (in Chinese with English abstract).

He W Y, Yang L Q, Brugger J, McCuaig C, Lu Y G, Bao X S, Gao X Q, Lu Y G, Xing Y L. 2016. Hydrothermal evolution and ore genesis of the Beiya giant Au polymetallic deposit, western Yunnan, China: Evidence from fluid inclusions and H-O-S-Pb isotopes. Ore Geology Reviews, 90: 847～862.

He Peng, Guo Shuo, Zhang Kuo, Zhang Tianfu, Su Hang, Ma Yixing. 2019. The sources of ore-forming materials and genesis of the Changtuxili Ag-Pb-Zn-Mn polymetallic deposit in the middle-southern segment of Da Hinggan Mountains: Constraints from S-Pb-C-O isotope geochemistry. Acta Geologica Sinica, 93(8): 2037～2054 (in Chinese with English abstract).

He Xuexian, Zhu Xiangkung, Yang C, Tang S H. 2005. High-precise analysis of Pb isotope ratios using MC-ICP-MS. Acta Geoscientica Sinica, 26 (sup.): 19～22 (in Chinese with English abstract).

Hedenquist J W, Arribas A J R, Reynolds T J. 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system-porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. Economic Geology, 93(4): 373～404.

Hilton D R, Hammerschmidt K, Loock G, Friedrichse H. 1993. Helium and argon isotope systematics of the central Lau Basin and Valu Fa Ridge: Evidence of crust/mantle interactions in a back-arc basin. Geochimica et Cosmochimica Acta, 57(12): 2819～2841.

Hoefs J. 2015. Stable Isotope Geochemistry. 7nd Edition. Switzerland: Springer-Verlag, 1～402.

Hoa T T, Anh T T, Phuong N T, Dung P T, Anh T V, Izokh A E, Borisenko A S, Lan C Y, Chung S L, Lo C H. 2008. Permo-Triassic intermediate-felsic magmatism of the Truong Son belt, eastern margin of Indochina. Comptes Rendus Geoscience, 340: 112～126.

Horita J, Wesolowski D J. 1994. Liquid-vapor fractionation of oxygen and hydrogen isotopes of water. Geochimica et Cosmochimica Acta, 58(16): 3425～3437.

Hu Ruizhong, Burnard P G, Turner G, Bi Xiangwu. 1998. Helium and Argon isotope systematics in fluid inclusions of Machangqing copper deposit in west Yunnan Province, China. Chemical Geology, 146(1): 55～63.

Hu Ruizhong, Burnard P G, Bi Xianwu, Zhou Meifu, Pen Jiantang, Su Wenchao, Wu Kaixing. 2004. Helium and argon isotope geochemistry of alkaline intrusion-associated gold and copper deposits along the Red River-Jinshajiang fault belt, SW China. Chemical Geology, 203(3～4): 305～317.

Intasopa S, Dunn T. 1994. Petrology and Sr-Nd isotopic systems of the basalts and rhyolites, Loei, Thailand. Journal of Southeast Asian Earth Sciences, 9(1/2): 167～180.

Jean-baptiste P, Fouquet Y. 1996. Abundance and isotopic composition of helium in hydrothermal sulfides from the East Pacific Rise at 13°N. Geochimica et Cosmochimica Acta, 60(1): 87～93.

Jégo S, Pichavant M, Mavrogenes J A. 2010. Controls on gold solubility in arc magmas: An experimental study at 1000 ℃ and 4 kbar. Geochimica et Cosmochimica Acta, 74(7): 2165～2189.

Jenner F E, O'Neill H S C, Arculus R J, Mavrogenes J A. 2010. The magnetite crisis in the evolution of arc-related magmas and the initial concentration of Au, Ag and Cu. Journal of Petrology, 51(12): 2445～2464.

Jugo P J, Candela P A, Piccoli P M. 1999. Magmatic sulfides and Au:Cu ratios in porphyry deposits: an experimental study of copper and gold partitioning at 850℃, 100 MPa in a haplogranitic melt-pyrrhotite-intermediate solid solution-gold metal assemblage, at gas saturation. Lithos, 46(3): 573～589.

Kamona A F, Lévêque J, Friedrich G, Hacck U. 1999. Lead isotopes of the carbonate-hosted Kabwe, Tsumeb, and Kipushi Pb-Zn-Cu sulphide deposits in relation to Pan African orogenesis in the Damaran-Lufilian fold belt of Central Africa. Miner. Deposita, 34(4): 273～283.

Kamvong T, Zaw K, Meffre S, Maas R, Stein H, Lai C K. 2014. Adakites in the Truong son and Loei fold belts, Thailand and Laos: genesis and implications for geodynamics and metallogeny. Gondwana Research, 26(1): 165～184.

Kang Tiesuo, Hu Yuandang, Ning Gengchen, Wu Dongyan, Pan Han. 2016. Geological characteristics and metallogenic regurality of Pangkuam Cu-Au deposit in Laos. Mineral Resources and Geology, 30(5): 778～788 (in Chinese with English abstract).

Kendrick M A, Burnard P. 2013. Noble gases and halogens in fluid inclusions: A journey through the earth's crust. In: Burnard, eds. The Noble Gases as Geochemical Tracers. Berlin: Springer, 319～370.

Kendrick M A, Burgess R, Harrison D, Bjørlykke A. 2005. Noble gas and halogen evidence for the origin of Scandinavian sandstone-hosted Pb-Zn deposits. Geochimica et Cosmochimica Acta, 69(1): 109～129.

Khashgerel B E, Rye R O, Kavalieris I, Hayashi K I. 2009. The sericitic to advanced argillic transition: stable isotope and mineralogical characteristics from the Hugo Dummett porphyry Cu-Au deposit, Oyu Tolgoi district, Mongolia. Economic Geology, 104(8): 1087～1110.

Kim S T, O'Neil J R. 1997. Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates. Geochimica et Cosmochimica Acta, 61(16): 3461～3475.

Koděra P, Lexa J, Fallick A E. 2010. Formation of the Vysoká-Zlatno Cu-Au skarn-porphyry deposit, Slovakia. Miner. Deposita, 4(8): 817～843.

Leaman P, Manaka T, Jarical K, Villar M, Libao J B. 2019. The geology and mineralization of the Long Chieng Track (LCT) subvolcanic Au-Ag-Cu-Pb-Zn deposit, Lao PDR. Ore Geology Reviews, 106: 387～402.

Lee C T A, Luffi P, Chin E J, Bouchet R, Dasgupta R, Morton, D M, Roux V L, Yin Qingzhu, Jin D. 2012. Copper systematics in arc magmas and implications for crust-mantle differentiation. Science, 336(6077): 64～68.

Li Y, Audétat A. 2013. Gold solubility and partitioning between sulfide liquid, monosulfide solid solution and hydrous mantle melts: Implications for the formation of Au-rich magmas and crust-mantle differentiation. Geochimica et Cosmochimica Acta, 118: 247～262.

Liang Xiangji, Qiao Li. 1991. Experimental study on the formation of metasomatic rocks and related iron deposits in volcanic rock. Acta Petrological et Mineralogica, 10(4): 300～315 (in Chinese with English abstract).

Liang Xiangji. 2000. Experimental studies on the mechanism of the formation of skarns and skran ore deposits in China. Beijing: Academy Press, 1～365 (in Chinese).

Liu Shusheng, Yang Yongfei, Guo Linnan, Nie Fei, Peng Zhiming, Pan Guitang. 2018. Tectonic characteristics and metallogeny in Southeast Asia. Geology in China, 45(5): 863～889 (in Chinese with English abstract).

Manaka T. 2008. Geological setting and mineralisation characteristics of the Long Chieng Track and Ban Houayxai deposits, Lao PDR. MS dissertation of University of Tasmania, 1～199.

Manaka T. 2014. Astudy of mineralogical, geochemical and geochronological characteristics and ore genesis in Phuoc Son gold deposit area, Central Vietnam. PhD dissertation of University of Tasmania, 1～286.

Marini L, Moretti R, Accornero M. 2010. Sulfur isotopes in magmatic-hydrothermal systems, melts, and magmas. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 73: 423～492.

Meinert L D, Hedenquist J W, Satoh H, Matsuhisa Y. 2003. Formation of anhydrous and hydrous skarn in Cu-Au ore deposits by magmatic fluids. Economic Geology, 98(1): 147～156.

Meinert L D, Dipple G M, Nicolescu S. 2005. World skarn deposits. Economic Geology 100th Anniversary Volume, 299～336.

Meinert L D, Hefton K K, Mayes D, Tasiran I. 1997. Geology, zonation, and fluid evolution of the Big Gossan Cu-Au skarn deposit, Ertsberg District, Irian Jay. Economic Geology, 92(5): 509～534.

Metcalfe. 2011. Palaeozoic-Mesozoic history ofSE Asia. In: Hall R, Cottam M A, Wilson M E J, eds. The SE Asian Gateway: History and Tectonics of the Australia-Asia Collision. London: The Geological Society of London, Special Publications, 355: 7～35.

Nadeau O, Williams-Jones A E, Stix J. 2010. Sulphide magma as a source of metals in arc-related magmatic hydrothermal ore fluids. Nature Geoence, 3(7): 501～505.

Nguyen H, Flower M F J, Carlson R W. 1996. Major, trace element, and isotopic compositions of Vietnamese basalts: Interaction of hydrous EMl-rich sthenosphere with thinned Eurasian lithosphere. Geochimica et Cosmochimica Acta, 60(22): 4329～4351.

Nie Fei, Liu Shusheng, YangYongfei, Peng Zhiming, Guo Linnan. 2019. Zircon U-Pb dating and its geological implications for the diorites from the Phu Lon skarn-type copper-gold deposit in Thailand. Sedimentary Geology and Tethyan Geology, 39(4): 71～78 (in Chinese with English abstract).

O'Neil J R, Silberman M L. 1974. Stable isotope relations in epithermal Au-Ag deposits. Economic Geology, 69(6): 902～909.

Ohmoto H, Rye R O. 1979. Isotopes of sulfur and carbon. In: Barnes H L, ed. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. 2nd Edition. New York: John Wiley and Sons, 509～567.

Ozima M, Podosek F A. 2002. Noble Gas Geochemistry. 2nd Edition. London: Cambridge University Press, 1～286.

Pettke T, Oberli F, Heinrich C A. 2010. The magma and metal source of giant porphyry-type ore deposits, based on lead isotope microanalysis of individual fluid inclusions. Earth and Planetary Science Letters, 296(1～4): 267～277.

Prendergast K, Clarke G W. 2005. Genesis of pyrite-Au-As-Zn-Bi-Te zones associated with Cu-Au skarns: Evidence from the Big Gossan and Wanagon gold deposits, Ertsberg district, Papua, Indonesia. Economic Geology, 100(5): 1021～1050.

Qian X, Feng Q, Yang W, Wang Y, Chonglakmani C, Monjai D. 2015. Arc-like volcanic rocks in NW Laos: geochronological and geochemical constraints and their tectonic implications. Journal of Asian Earth Sciences, 98: 342～357.

Reed M H, Palandri J. 2006. Sulfide mineral precipitation from hydrothermal fluids. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 61: 609～631.

Richards J P. 2015. The oxidation state, and sulfur and Cu contents of arc magmas: implications for metallogeny. Lithos, 233: 27～45.

Rouxel O, Shanks III W C, Bach W, Edwards K J. 2008. Integrated Fe- and S-isotope study of seafloor hydrothermal vents at East Pacific Rise 9～10°N. Chemical Geology, 252(3～4): 214～227.

Rudnick R L, Gao Shan. 2003. Composition of the continental crust. Treatise on Geochemistry, 3: 1～64.

Salam A. 2013. A geological, geochemical and metallogenics study of the chatree epithermal deposit, Phetchabun province, central Thailand. PhD dissertation of University of Tasmania, 1～365.

Salam A, Zaw K, Meffre S, McPhie J, Lai C K. 2014. Geochemistry and geochronology of the Chatree epithermal gold-silver deposit: Implications for the tectonic setting of the Loei Fold Belt, central Thailand. Gondwana Research, 26(1): 198～217.

Sano Y, Fischer T P. 2013. The analysis and interpretation of noble gases in modern hydrothermal systems. In: Burnard, ed. The Noble Gases as Geochemical Tracers. Berlin: Springer, 249～318.

Sano Y, Nakamura Y, Wakita H, Urabe A. 1984. Helium-3 emissions related to volcanic activity. Science, 224: 150～151.

Sano Y, Wakita H, Williams S N. 1990. Helium isotope systematics at Nevado del Ruiz volcano, Colombia: implications for the volcanic hydrothermal system. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 42(1～2): 41～52.

Seo J H, Guillong M, Heinrich C A. 2009. The role of sulfur in the formation of magmatic-hydrothermal copper-gold deposits. Earth and Planetary Science Letters, 282(1～4): 323～328.

Sheppard S M F. 1986. Characterization and isotopic variations in natural waters. Reviews in Mineralogy, 16: 165～183.

Sillitoe. 2010. Porphyry copper systems. Economic Geology, 105(1): 3～41.

Simon A, Ripley E M. 2011. The role of magmatic sulfur in the formation of ore deposits. Reviews in Mineralogy & Geochemistry, 73: 513～578.

Simmons S F, Sawkins F J, Schlutter D J. 1987. Mantle-derived He in two Peruvian hydrothemral ore deposit. Nature, 329: 429～432.

Skinner B J. 1997. Hydrothermal mineral deposits: what we do and don't know. In: Barnes H L, ed. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. 3nd Edition. New York: John Wiley and Sons, 1～29.

Soloviev S G, Kryazhev S, Dvurechenskaya S. 2017. Geology, mineralization, and fluid inclusion study of the Kuru-Tegerek Au-Cu-Mo skarn deposit in the Middle Tien Shan, Kyrgyzstan. Miner. Deposita, 53(2): 195～223.

Stuart F M, Turner G, Taylor R. 1994. He-Ar isotope systematic of fluid inclusions-Resolving mantle and crustal contributions to hydrothermal fluids. In: Matsuda, ed. Noble Gas Geochemistry and Cosmochemistry. Tokyo: Terrapub, 261～277.

Stuart F M, Turner G. 1992. The abundance and isotopic composition of the noble gases in ancient fluids. Chemical Geology, 101(1～2): 97～109.

Taylor H P, Erechen J, Deoens E T. 1967. Oxygen and carbon isotope studies of cabonatites from the Laacher See district, West Germany and the Alnö district, Sweden. Geochimica et Cosmochimica Acta, 31(3): 407～430.

Taylor H P. 1979. Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits. In: Barnes H L, ed. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. 2nd Edition. New York: John Wiley and Sons, 236～277.

Vallance J, Fontboté L, Chiaradia M, Markowski A, Schmidt S, Vennemann T. 2009. Magmatic-dominated fluid evolution in the Jurassic Nambija gold skarn deposits (southeastern Ecuador). Miner. Deposita, 44(4): 389～413.

Wang Hong, Lin Fangcheng, Li Xingzhen, Shi Meifeng. 2015. The division of tectonic units and tectonic evolution in Laos and its adjacent regions. Geology in China, 42(1): 71～84 (in Chinese with English abstract).

Williams-Jones A E, Heinrich C A. 2005. Vapor transport of metals and the formation of magmatic-hydrothermal ore deposits. Economic Geology 100th Anniversary Volume, 1287～1312.

Williams S N, Sano Y, Wakita H. 1987. Helium-3 emission from Nevado Del Ruiz Volcano, Colombia. Geophysical Research Letters, 14(10): 1035～1038.

Wu Kaixing, Hu Ruizhong, Bi Xianwu, Peng Jiantang, Tang Qunli. 2012. Ore lead isotopes as a tracer for ore-forming material sources: A review. Geology-Geochemistry, 30(3): 73～81 (in Chinese with English abstract).

Xia Yu, Zhou Weining, Shan Zhiqiang. 2017. Study on processing properties of a copper and gold deposit in Pangkuam, Laos. Geology and Exploration, 52(6): 198～206 (in Chinese with English abstract).

Young E D, Galy A, Nagahara H. 2002. Kinetic and equilibrium mass-dependent isotope fractionation laws in nature and their geochemical and cosmochemical significance. Geochimica et Cosmochimica Acta, 66(6): 1095～1104.

Zajacz Z, Candela P A, Piccoli P M, Wälle M, Sanchezalle C. 2012. Gold and copper in volatile saturated mafic to intermediate magma: Solubilities, partitioning, and implications for ore deposit formation. Geochimica et Cosmochimica Acta, 91: 140～159.

Zajacz Z, Candela P A, Piccoli P M, Sanchez-Valle, C, Wälle M. 2013. Solubility and partitioning behavior of Au, Cu, Ag and reduced S in magmas. Geochimica et Cosmochimica Acta, 112(3): 288～304.

Zartman R E, Doe B R. 1981. Plumbotectonics-the model. Tectonophysics, 75(1～2): 135～162.

Zartman R E, Haines S M. 1988. The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs-A case for bi-directional transport. Geochimica et Cosmochimica Acta, 52(6): 1327～1339.

Zaw K, Meffre S, Lai C K, Burrett C, Santosh M, Graham I, Manaka T, Salama A, Kamvong T, Cromie P. 2014. Tectonics and metallogeny of mainland Southeast Asia-a review and contribution. Gondwana Research, 26(1): 5～30.

Zhao Haijie. 2010. The mineralization mechanism and geochemistry of the Tonglushan skarn Cu-Fe deposit, Southeastern Hubei, China. PhD dissertation of Chinese Academy of Geological Sciences, 1～149 (in Chinese with English abstract).

Zhao Yanpeng, Mo Jiangping, Wang Xiaoman. 2015. Clues fro prospecting and metallogenic progosis of Pangkuam Cu-Au deposit in Laos. Mineral Resources and Geology, 29(2): 178～188 (in Chinese with English abstract).

Zhao Yanpeng, Kang Tiesuo, Ning Gengchen, Ge Hua, Pan Han. 2017. Geochemical characteristics of the volcanic intrusive complex in the Pangkuam copper-gold deposit of Laos and its geological significance. Acta Petrological et Mineralogica, 36(3): 281～294 (in Chinese with English abstract).

Zheng Yongfei, Chen Jiangfeng. 2000. Stable Isotope Geochemistry. Beijing: Science Press, 1～316 (in Chinese).

Zheng Yongfei, Hoefs J. 1993. Carbon and oxygen isotopic covariations in hydrothermal calcites. Miner. Deposita, 28(2): 79～89.

Zhou Pinbo, Mukasa S B. 1997. Nd-Sr-Pb isotopic, and major- and trace-element geochemistry of Cenozoic: lavas from the Khorat Plateau, Thailand: sources and petrogenesis. Chemical Geology, 137: 175～193.

Zhou Taofa, Yuan Feng, Yue Shucang, Liu Xiaodong, Zhang Xin, Fan Yu. 2007. Geochemistry and evolution of ore-forming fluids of the Yueshan Cu-Au skarn-and vein-type deposits, Anhui Province, south China. Ore Geology Reviews, 31(1～4): 279～303.

Zhu Bingquan. 1998. Theories and Application of isotopic System in Geoscience: Crustal and Mantle Evolution in China Continent. Beijing: Science Press, 1～330 (in Chinese).

Zuo Guochao, Li Shaoxiong, Yu Shounan, Li Qiulin. 2004. The occurrence characteristics and metallotectonic evolution of Cihai iron ore deposit in Xinjiang. Northwestern Geology, 37(1): 53～61 (in Chinese with English abstract).

参　考　文　献

顾雪祥，李葆华，章永梅，彭义伟，向中林. 2019. 矿床学研究方法及应用. 北京：地质出版社，1～815.

储雪蕾，霍卫国，张巽. 2002. 内蒙古林西县大井铜多金属矿床的硫、碳和铅同位素及成矿物质来源. 岩石学报，18(4)：566～574.

郝宏达，宋玉财，庄天明，马建雄. 2017. 金顶超大型铅锌矿床的成矿金属来源——来自铅同位素组成的制约. 矿床地质，36(2)：379～390.

何鹏，郭硕，张阔，张天福，苏航，马一行. 2019. 大兴安岭中南段昌图锡力银铅锌锰多金属矿床成矿物质来源及矿床成因：来自 S-Pb-C-O 同位素的制约. 地质学报，93(8)：2037～2054.

何学贤，朱祥坤，杨淳，唐索寒. 2005. 多接收器等离子体质谱(MC-ICP-MS)Pb 同位素高精度研究. 地球学报，26(增刊)：19～22.

康铁锁，胡远档，宁庚陈，吴栋彦，潘翰. 2016. 老挝班康姆铜金矿床地质特征及成矿规律. 矿产与地质，36(2)：778～788.

梁祥济，乔莉. 1991. 火山岩中交代岩和铁矿的实验研究. 岩石矿物学杂志，10(4)：300～315.

梁祥济. 2000. 中国矽卡岩和矽卡岩矿床形成机理的实验研究. 北京：学苑出版社，1～365.

刘书生，杨永飞，郭林楠，聂飞，彭智敏，潘桂堂. 2018. 东南亚大地构造特征与成矿作用. 中国地质，45(5)：863～889.

聂飞，刘书生，杨永飞，彭智敏，郭林楠. 2019. 泰国普龙矽卡岩型铜金矿床闪长岩锆石 U-Pb 定年及意义. 沉积与特提斯地质，39(4)：71～78.

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. 中国地质，42(1)：71～84.

吴开兴，胡瑞忠，毕献武，彭建堂，唐群力. 2002. 矿石铅同位素示踪成矿物质来源综述. 地质地球化学，30(3)：73～81.

夏瑜，周卫宁，单志强. 2017. 老挝班康姆某矿床铜金矿石工艺特性研究. 地质与勘探，52(6)：198～206.

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. 矿产与地质，29(2)：178～188.

赵延朋，康铁锁，宁庚陈，葛华，潘翰. 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. 岩石矿物学杂志，36(3)：281～294.

赵海杰. 2010. 湖北铜绿山矽卡岩型铜铁矿床地球化学及成矿机制. 中国地质科学院博士学位论文，1～149.

郑永飞，陈江峰. 2000. 稳定同位素地球化学. 北京：科学出版社，1～316.

朱炳泉. 1998. 地球科学中同位素体系理论与应用——兼论中国大陆壳幔演化. 北京:科学出版社,1～330.

左国朝,李绍雄,于守南,李秋林. 2004. 新疆磁海铁矿床产出特征及成矿构造演化. 西北地质,37(1):53～61.

Sources of ore-forming fluids and metals of the Pangkuam Cu-Au deposit, Laos: evidence from H-O-He-Ar-C-S-Pb isotopes

CHEN Xiaofeng*[1,2], ZHAO Yanpeng[1], ZHANG Qingwei[3], DONG Aiguo[4,5], HU Qiaofan[1], BAI Ling'an[3], WU Jiwei[1]

1) *Institute of Mineral Resources and Geology, China Nonferrous Metals (Guilin) Geology and Mining Co., Ltd., Guilin, Guangxi*, 541004; 2) *School of Land and Resources, China West Normal University, Nanchong, Sichuan*, 637009; 3) *College of Earth Sciences, Guilin University of Technology, Guilin, Guangxi*, 541004; 4) *Institute of Earth Sciences, China University of Geosciences (Beijing), Beijing*, 100083; 5) *Key Laboratory of Deep-Earth Dynamics of Ministry of Natural Resources, Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing*, 100037

* *Corresponding author*: *cxf514a@163.com*

Abstract

The newly discovered Pangkuam deposit in NW Laos is a large-size copper-gold deposit from the Luang Prabang-Loei metallogenic belt. Most of the skarn and orebodies are hosted in andesite and the zonations of skarn minerals, unlike as in typical skarn-type-deposits, are scarce inthe Pangkuam deposit. Thus, identifyingthe sources of ore-forming fluid and metals, and clarifying metallogenic process of the Pangkuam copper-gold deposit is essential for the subsequent exploration of large copper-gold deposits in the Luang Prabang-Loei metallogenic belt. The δD and $\delta^{18}O$ of fluid inclusions for quartz from copper-gold mineralization stages range from −110‰ to −90‰ and −1.5‰ to 7.1‰ respectively, and the lower δD values match the higher $\delta^{18}O$. The ore-forming fluid enclosed in ore pyrite have $^{3}He/^{4}He$ of 0.41 Ra to 3.43 Ra (mostly<1 Ra) and $^{40}Ar/^{36}Ar$ of 314.8 to 362.4. The H-O-He-Ar isotope results suggest that the ore-forming fluid of the Pankuam deposit is derived from the mixing of magmatic fluid (part or in whole from the mantle) and meteoric water with low δD, and the latter have a larger proportion of mass in ore-forming fluid. Some meteoric water component of ore-forming fluid have obviously exchanged oxygen isotope with wallrock before mixing. Except for one sample with high $\delta^{34}S$ value (8.1‰), the rest $\delta^{34}S$ values of the sulfide (−0.9‰ to 1.5‰) fall in the range of mantle sulfur isotopes compositions. The result of calculations of sulfur isotope equilibrium fractionation between pyrite and coexisting chalcopyrite from the sample No. BK64, and kinetic fractionation theory both show that the sulfur of pyrite with $\delta^{34}S$ of 8.1‰ is notderived from hydrothermal fluid, likely from wallrock. The carbon isotope compositions of hydrothermal calcite ($\delta^{13}C$: −3.1‰～2.5‰; $\delta^{18}O$: 26.0‰～28.4‰) indicate their carbon source from limestone in Pangkuam district. The limestone dissolution process proved a pathway for sedimentogenesis carbon and sulfur being taken into ore-forming fluids. The $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ and $^{208}Pb/^{204}Pb$ of ore pyrites, ranging respectively within 17.9284～18.7756, 15.5336～15.6651 and 37.9125～38.8090, are similar to that of Late Permian-Middle Triassic continental arc volcanic-intrusive rocks in Loei and Trungson fold belts, and lie between Indosinian basalts and S-type granite and granite-related deposits in Thailand and Laos, which suggest that Pb inPangkuam depositis derived from mantle and upper crust. According to the S-Pb-He-Ar isotope results and petrogeochemistry studies related to skarn-type Cu-Au deposits in Luang Prabang-Loei metallogenic belt, we conclude that Cu and Au of the Pangkuam depositare mainly derived from the mantle. On base of comparative studies of S-Pb-H-O isotopes and the salinity of fluid inclusions for skarn minerals between Pangkuam deposit and other typical skarn-type Cu-Au deposits, and the previous experiments results that the reaction between the volcanic gas hydrothermal fluids and andesite could form prograde metamorphic skarn under high-temperature conditions, we suggest that theore-bearing magmatic fluid of Pangkuam skarn-type Cu-Au deposit dominated by gas-phase rises along the fault to replace the andesite or marble, and undergoes multiple geological processes, such as fluid mixing, boiling and ore precipitation.

Key words: skarn; copper-gold deposit; H-O-He-Ar-C-S-Pb isotope; Luang Prabang-Loei metallogenic belt; Pangkuam, Laos