河南破山银矿床地质地球化学特征及成因研究

张 静[1] 杨 艳[1,2] 鲁颖怀[3] 陈衍景[2,3] 万守全[4] 马宏卫[4]

(1.中国地质大学(北京)地质过程与矿产资源国家重点实验室,北京 100083;2.中国科学院广州地球化学研究所成矿动力学重点实验室,广东 广州 510640;3.北京大学造山带与地壳演化重点实验室,北京 100871;
4.河南省地质矿产勘查开发局第三地质调查队,河南 信阳 464000)

提要:破山特大型银矿床位于桐柏围山城金银多金属矿带的西端。矿床赋存在新元古界歪头山组上部的炭质绢云石英片岩中,矿体产出受地层和褶皱构造双重控制,多呈似层状、脉状和透镜状,矿石以蚀变岩型矿石为主。成矿流体属于中温、低盐度、低密度、富 CO_2 的 $K^+-SO_4^{2-}$ 型流体,成矿早中阶段以变质流体为主,晚阶段逐渐演化为以大气水为主。成矿物质主要来自于歪头山组地层。热液绢云母和云煌岩脉的钾氩年龄分别为 103.6 Ma 和 134 Ma,指示矿床形成于早白垩世,即秦岭-桐柏地区的构造环境从挤压向伸展转变的构造背景下。

关 键 词:成矿流体;地质地球化学特征;造山型矿床;破山银矿

中图分类号:P618.52 **文献标志码**:A **文章编号**:1000-3657(2008)06-1220-10

河南桐柏县的破山特大型银多金属矿床发现于20 世纪 70 年代末,银储量 2600 多吨,约占当时全省独立银矿的 90%, 是全国少有的特大型独立银矿之一。它的发现带动了桐柏山区银洞坡金银矿床、老湾金矿床、银洞岭银矿床的发现,使桐柏山区迅速成为中国著名的金银多金属矿床密集区。由于破山银矿床产于富含炭质的歪头山组地层,层控特征显著,矿床规模大,成因类型特殊,引起广大地质工作者的关注和研究[1-7]❶❷,并被作为层控造山型矿床的代表[5]。但是,由于该矿床成矿类型特殊、样品处理难度大,地球化学研究非常薄弱,矿床成因认识不清。因此,开展破山银矿床地球化学特征研究, 综合分析其成矿机制,显得非常必要。

1 区域及矿床地质

桐柏山区位于河南省南部, 属于秦岭—大别碰撞造山带的一部分, 其地质背景独特, 构造演化复杂,成矿条件优越,形成了大量矿床。位于朱阳关—夏馆—大河断裂北侧二郎坪弧后盆地内的围山城层控金银多金属成矿带就是该区著名的矿集区。该矿带包括破山特大型银矿床、银洞坡大型金矿床、银洞岭大型银多金属矿床以及南小沟、张庄、栾家冲等金银矿点。矿带内出露的地层主要为新元古界歪头山组(Pt_3w),其次是大栗树组(Pt_3d)。主要构造是河前庄背斜; 规模较大的侵入岩体是古生代的桃园岩体和燕山期的梁湾岩体[5]。

破山银矿床位于围山城金银多金属成矿带西端河前庄背斜的西南翼, 赋存于新元古界歪头山组上部 (Pt_3w_3) 第二岩性段的炭质绢云石英片岩中 (图 1),仅 A10 矿体赋存于中部第六段的斜长角闪片岩中[2]。矿区内煌斑岩脉广泛分布,规模较大,呈脉状,常与矿体相伴生,本身亦发生矿化(图 1-A)。

1.1 矿体特征

破山银矿床产于河前庄背斜尾部的南翼, 总体走向为 NW,几乎为一单斜产出;矿体分布在一系列平行的北西向层间挤压断裂中(图 1),其产出受

收稿日期:2008-11-04;**改回日期**:2008-11-07

基金项目:国家重点基础研究发展规划项目(2006CB403500)和国家自然科学基金项目(40502012,40425006, 40730421)资助。

作者简介:张静,女,1977 年生,博士,副教授,主要从事矿床地球化学研究;E-mail:zhangjing@cugb.edu.cn。

❶河南省地质调查三队. 桐柏县破山银矿区详细勘查地质报告, 1984.

❷河南省地质矿产局地质科研所. 河南省金矿成矿条件和成因类型研究报告, 1985.

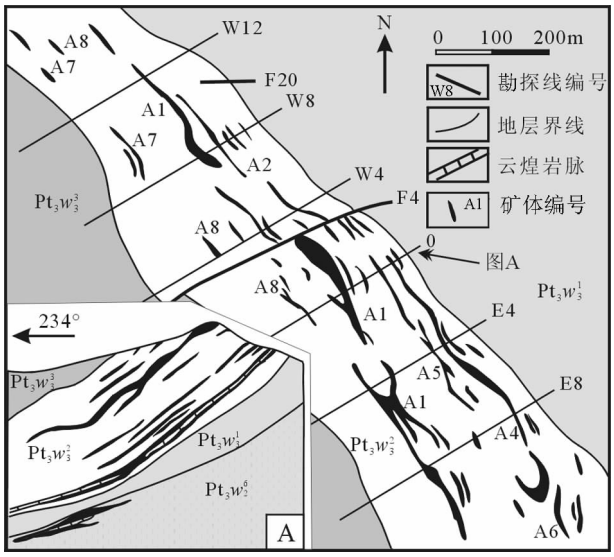

图 1 破山银矿床地质及剖面图(A)❶

$Pt_3w_3^1$—歪头山组上部第一岩性段;$Pt_3w_3^2$—歪头山组上部第二岩性段;$Pt_3w_3^3$—歪头山组上部第三岩性段;$Pt_3w_2^6$—歪头山组中部第六岩性段;F4—断层

Fig.1 Maps showing the ore geology and stratabound lenticular ore-bodies (A) of the Poshan silver deposit ❶

$Pt_3w_3^1$-1st Member of Upper Waitoushan Formation; $Pt_3w_3^2$-2nd Member of Upper Waitoushan Formation; $Pt_3w_3^3$-3rd Member of Upper Waitoushan Formation; $Pt_3w_2^6$-6th Member of Mid Waitoushan Formation; F4-Fault

地层和构造的双重控制,多呈似层状、脉状、透镜状产出,具有膨胀收缩、分支复合、尖灭再现等特征,产状与地层基本一致(图 1-A)。

该矿详勘圈定 13 个矿体, 主要矿体集中在 W6—E16 勘探线间,主要工业矿体有 A1、A4、A6 等 5 个,单个矿体长度大于 500 m,斜深 80~630 m。其中 A1 矿体长 1900 m, 厚 2~18 m,175~210 m 中段的银储量大于 1000 t,占全区总储量的 50%以上。主要矿体中银平均品位 300×10^{-6} 以上,铅锌平均品位达到工业品位,构成中型铅锌矿床[6]。

1.2 矿石及矿物组合

矿石以蚀变岩型为主,常见含金属硫化物及银矿物的炭质绢云石英片岩(图 2-A),还可见含金属矿物的绢云石英片岩、变粒岩、云煌岩、斜长角闪片岩等。主要矿石构造为浸染状构造(图 2-A)、网脉状-脉状构造(图 2-B)、角砾状构造,其次为块状构造、变余层状、条带状构造,局部有晶洞、晶簇构造,显示了成矿晚阶段的拉张环境。常见的矿石结构有自形—半自形粒状结构、他形粒状结构、固溶体分离结构(图 2-C)、交代残余结构(图 2-D)、压碎结构等。

矿石中金属矿物约占 10%。银主要赋存于辉银矿中,自然银次之,另有少量银黝铜矿、硫锑银矿(图 2-F)等,矿体裂隙中偶见自然银粗大晶体,如发丝状自然银(图 2-E),为后期氧化富集所致;其他矿石矿物主要有方铅矿、闪锌矿、黄铁矿;风化次生矿物主要为褐铁矿;脉石矿物主要为方解石、石英、斜长石、绢云母、白云母等,矿石普遍含有大量炭质(图 2-A~B)。

1.3 围岩蚀变及成矿阶段划分

热液作用使围岩受到不同程度的蚀变, 主要蚀变类型有硅化、绢云母化、碳酸盐化,其次为绿泥石化、粘土化。硅化分布范围广,石英通常呈脉体沿裂隙充填或者以面型蚀变的方式渗透性交代围岩。通常,烟灰色石英含银较高,可能与夹杂炭质和微细粒硫化物有关。矿石中的炭质含银较高,银品位高低取决于炭质的多寡。绢云母化常与硅化相伴,强弱随硅化的强弱而变化,但强度次于硅化,与硅化相伴的绢云母化越强则矿化越强。由于围岩为绿片岩相的变质岩,含有大量绢云母,使得变质绢云母与热液期形成的绢云母叠加在一起,二者的区别为:变质绢云母具有定向排列特征,为长石类及泥质物质变质而成,变质较浅的可见长石残体; 而热液绢云母主要为细小鳞片集合体组成的不规则团块或细脉。

整体而言,围岩在遭受区域变质之后,又经历了强烈的热液交代,热液作用过程可分为早、中、晚 3 个具不同特征的阶段,形成了复杂的多期次、多阶段和多类型叠加的构造蚀变岩型矿石,并以“含炭黄铁绢英片岩”为代表。

2 成矿流体系统特征

破山银矿床的包裹体以热液成矿期矿石中最为发育,寄主矿物主要是石英,其次为方解石。包裹体的个体较小,绝大部分<10 μm;成矿早阶段和晚阶段的石英中包裹体较少,且个体更小;形态主要为圆形或椭圆形。包裹体类型以气液两相的盐水溶液占

❶河南省地质调查三队. 桐柏县破山银矿区详细勘查地质报告. 1984.

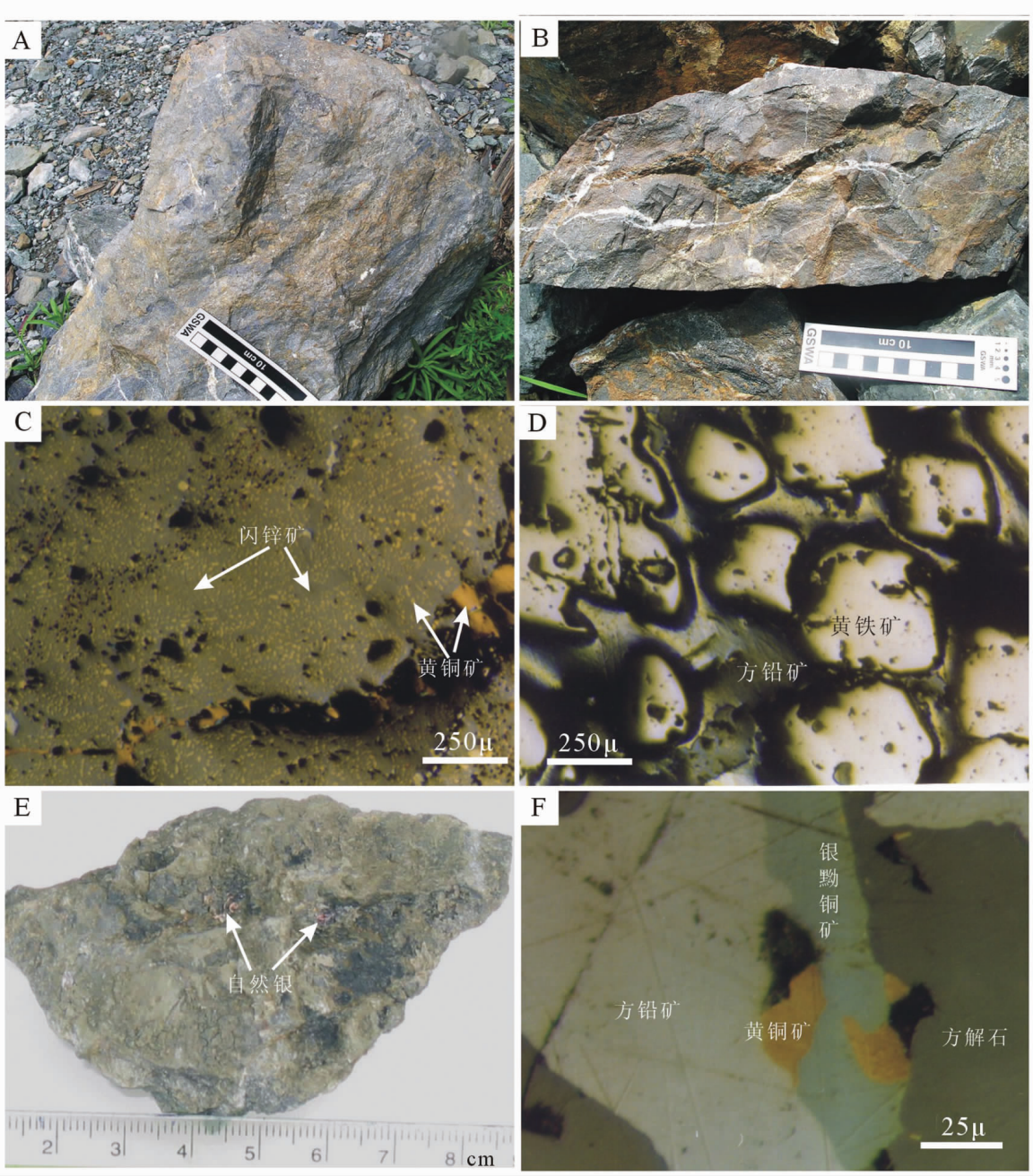

图 2 破山银矿床矿石结构构造照片

A—蚀变岩型矿石,硫化物呈浸染状分布;B—硫化物细脉-网脉型矿石;C—闪锌矿中的乳滴状黄铜矿,固溶体分离结构,反光;D—黄铁矿被方铅矿交代,交代残余结构,反光;E—含自然银的矿石标本;F—方铅矿-黄铜矿-银黝铜矿组合,反光

Fig.2 Ore fabrics of the Poshan silver deposit

A-Altered tectonite with disseminated sulfide mineralization; B-Sulfide veinlet-disseminated ore; C-Exsolution texture showing fine emulsion chalcopyrite in sphalerite (reflected light); D-Metasomatic relict texture showing that the early stage pyrite replaced by late stage galena (reflected light); E-Native silver in ore; F-Co-existing galena, chalcopyrite and freibergite (reflected light)

主导,仅在早、中成矿阶段发现少量富 CO_2 的流体包裹体。

破山银矿床流体包裹体的均一温度变化范围是 70 ~ 400℃(表 1),集中在 300 ~ 340℃、180 ~ 280℃和 120 ~ 160℃ 3 个区间(图 3),与野外划分的早、中、晚 3 个阶段的寄主矿物大致对应。由于大量矿石矿物在中阶段形成,而中阶段温度范围在 200 ~ 280℃,因此认为矿床总体上形成于中-低温条件。

成矿流体盐度多小于 10wtNaCleqv.%(下同),密度多小于 0.98 g/cm³,属于低盐度、低密度流体。总体而言,由富 CO_2 包裹体计算获得的成矿压力较大(60 ~ 108 MPa),而据盐水溶液包裹体获得的较小(表 1),据此推断,破山银矿床成矿早—中阶段的流体来源较深,CO_2 含量较高;而晚阶段以浅部源自大气降水的盐水溶液包裹体占主导。按照静岩压力计算,获得的成矿深度小于 3.3 km;若将晚阶段盐水包裹体代表的压力按照静水压力考虑,成矿深度可浅至 1 km 左右。综合考虑,认为该矿床可能形成于小于 5 km 的浅部环境,这与矿体赋存在歪头山组上部的地质事实相吻合。

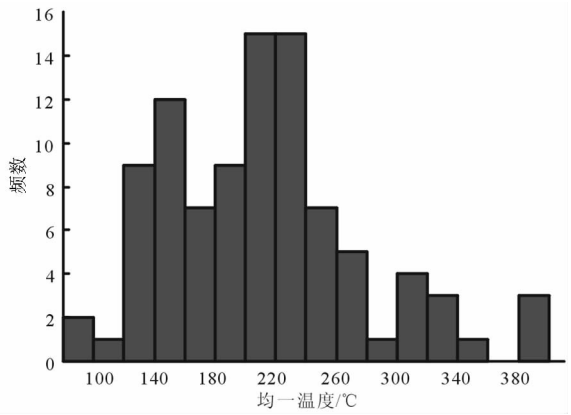

图 3 破山银矿床流体包裹体均一温度直方图

Fig.3 Frequency histograms of homogenization temperatures of fluid inclusions

此外,破山银矿成矿流体的 lgf_{O_2} 为-30.64 ~-37.92,pH 值为 4.97 ~ 4.10[3],说明矿床形成于酸性、还原条件下;炭质与矿体的密切关系也证实了成矿的还原环境。

流体包裹体的群体成分以 K^+、SO_4^{2-} 为主,其次为 Na^+、Cl^-、F^- 等,与围山城矿带中部的银洞坡金矿床[4]一致,属于较少见的 K^+-SO_4^{2-} 型流体。

综上,破山矿床的成矿流体总体上属于中温、浅成、低盐度、富 CO_2 的还原性 K^+-SO_4^{2-} 型流体;在晚阶段,成矿深度变浅,大气降水逐渐加入到流体系统中。

3 矿床地球化学

3.1 氢、氧、碳同位素

由于矿石中炭质含量高,主成矿阶段石英等单矿物的分选有难度,故已有的氢、氧、碳同位素分析主要来自成矿晚阶段或者围岩的碳酸盐类矿物。

破山银矿床成矿晚阶段碳酸盐的 $\delta^{18}O$ 值介于+9.5‰ ~ +12.6‰(仅一个方解石样品的 $\delta^{18}O$ 值低至+2.4‰)(表 2),明显低于围山城矿带南部银洞岭银矿床石英的 $\delta^{18}O$ 值(+13.01‰ ~ +16.18‰),略低于矿带中部银洞坡金矿床石英的 $\delta^{18}O$ 值(+10.1‰ ~ +12.5‰),这可能反映了整个矿带从南到北、从歪头山组下部到上部、成矿时代从早到晚,成矿流体逐渐亏损 ^{18}O。另外,该矿区远矿大理岩的 $\delta^{18}O$ 值高达+19.1‰ ~ +19.2‰,因此,流体与大理岩的同位素交换可能是导致成矿中期阶段石英、晚期阶段方解石 $\delta^{18}O$ 值较高的原因。

成矿中期阶段石英中流体包裹体的 $\delta^{18}O$ 值介于+4.6‰~+5.3‰[2],在变质水范围内[8];晚期阶段方解石的平衡水 $\delta^{18}O$ 值主体介于-4.6‰~-2.2‰,个

表 1 破山银矿床流体包裹体物理化学参数

Table 1 Physical-chemical parameters estimated for the Poshan ore-forming fluid-system

研究对象	均一温度/℃	盐度/wt%	密度/g/cm³	压力/MPa	深度/km		资料来源
					静水压力时	静岩压力时	
盐水包裹体	150~332	0~6.0	0.5~0.98	~13.3	0.4~1.8	0.1~0.4	本文
含矿石英脉	150~440	平均 8.2		28.4~53.3	3.8~7.1	0.9~1.6	文献[3]
盐水包裹体	340	3~8	0.76~0.87	107	14.3	3.2	文献[7]
富 CO_2 包裹体	280~360		0.65	84~108.5	11.2~14.5	2.5~3.3	文献[7]
CO_2 三相包裹体	280~360		0.64~0.58	60~80	8~10.7	1.8~2.4	文献[7]

表 2 矿物和包裹体的氢氧碳同位素组成

Table 2 The δD, $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ values for minerals and their fluid inclusions

样号	样品地质	矿 物	PDB 标准		SMOW 标准			来源
			$\delta^{13}C_{矿物}$/‰	$\delta^{13}C_{CO2}$/‰	$\delta^{18}O_{矿物}$/‰	$\delta^{18}O_{包裹体}$/‰	$\delta D_{包裹体}$/‰	
5-P$_2$10-2	矿体	方解石	-2.0		10.4	-2.2		❶
5-P$_2$10-2	矿体	方解石	-2.9		10.1	-2.6		❶
5-P$_2$10-3	矿体	方解石	-1.7		9.5	-3.2		❶
W-931	A10(ZK309/E12)	方解石	-0.9		2.4	-10.3		❶
W-930	A10(ZK309/E26)	菱铁矿	-4.9		12.4			❶
5-P$_2$10-4	矿体	菱铁矿	-5.0		12.6			❶
W-853	官庄(远矿)	大理岩	2.0		19.1			❶
W-852	小河湾(远矿)	大理岩	1.9		19.2			❶
	破山银矿					-6.1~-4.6	-68~-52	文献[3]
	破山成矿中阶段	石英				4.6~5.3	-65~-52	文献[2]
	破山成矿晚阶段	碳酸盐		-7.2~-2.7				文献[2]

注:与方解石平衡的流体的 $\delta^{18}O_{包裹体}$是根据 $1000\ln\alpha_{方解石-水}=2.78\times10^6T^{-2}-2.89$[9]计算获得,$T$ 取 150℃。

别低至−10.3‰,显示了大气降水的特征,与东秦岭中生代大气降水的范围−11.25‰~−10‰[9] 非常接近。包裹体的 δD 值变化范围不大, 为−68‰~−52‰[2, 3]。在流体包裹体的氢氧同位素演化图(图 4)上,成矿(早)中阶段样品落在变质水范围内,而晚阶段样品落在大气降水线附近, 说明成矿早−中阶段以变质流体为主,晚阶段逐渐演化为以大气水为主。

晚期阶段方解石脉和菱铁矿脉的 $\delta^{13}C$ 值(−5.0‰~−0.9‰) 明显低于远矿大理岩 (+1.9‰~+2.0‰)(表 2);流体包裹体中 CO_2 的 $\delta^{13}C$ 值为−7.2‰~−2.7‰[2], 介于 Hoefs[8] 给出的地幔总碳(−7‰ ~−5‰)和海相碳酸盐(−3‰~+2‰)的碳同位素组成之间, 说明成矿流体除来自海相碳酸盐地层的变质脱气[10]外,还可能部分来自深部岩浆或地幔。

综合碳氢氧同位素特征, 破山银矿床的成矿流体在早、中期阶段以变质水为主,晚期阶段演化为大气降水为主,与流体包裹体岩相学、热力学特征反映的信息一致。

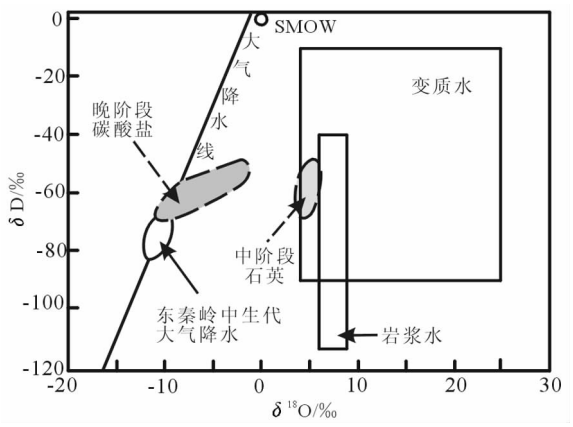

图 4 破山银矿床成矿流体的氢氧同位素演化模式图
(东秦岭中生代大气降水的范围[9])

Fig.4 δD−$\delta^{18}O$ diagram for ore−forming fluid of the Poshan Ag deposit
(The domain of Mesozoic meteoric water in East Qinling orogen [9])

3.2 硫同位素

前文关于成矿流体的研究已表明破山银矿床形成于酸性、还原条件下,在这种条件下,流体中硫主要以 $H_2S(aq)$、HS^-、S^{2-}形式存在[9, 11, 12],此时沉淀硫化物 $\delta^{34}S$ 值与流体系统的 $\delta^{34}S$ 值近似, 即所测硫化物的 $\delta^{34}S$ 值可以近似代表成矿流体的 $\delta^{34}S$ 值。

破山银矿床矿石硫化物的 $\delta^{34}S$ 值为−1.8‰ ~+5.3‰(表 3),集中在 0~+4‰,呈塔式分布,与近矿围岩歪头山组碳质绢云石英片岩、变粒岩中硫化物的 $\delta^{34}S$ 值范围(+1.6‰~+4.8‰)大致相近(图 5);推测矿床的硫源可能是歪头山组地层, 至少与歪头山组地层发生了充分的硫同位素交换作用。远矿大理岩中硫化物的 $\delta^{34}S$ 值变化范围大, 从+3.3‰变化到−25.4‰,包含了无机硫和生物硫,也可能为破山银矿形成提供一定的硫源。

此外, 破山矿区矿体顶底板或者侵入矿体的云

❶河南省地质调查三队. 桐柏县破山银矿区详细勘查地质报告,1984.

表 3 破山银矿床矿石及围岩中硫化物的硫同位素组成

Table 3 Sulfur isotope composition of sulfides and wallrocks of the Poshan Ag deposit

采样位置	样号	矿物	$\delta^{34}S$ / ‰	资料来源
A4 矿体	99H73	方铅矿	0.7	本文
A4 矿体	99H74	黄铁矿	2.7	本文
A4 矿体	99H75	方铅矿	0.5	本文
A1 矿体	99H61	方铅矿	2.0	本文
A1 矿体	99H65	方铅矿	1.8	本文
A4 矿体	99H53	方铅矿	1.0	本文
A4 矿体	99H54	方铅矿	2.1	本文
矿体		黄铁矿	-1.6~5.2(7)	❶
矿体		闪锌矿	2.1~3.4(2)	❶
矿体		方铅矿	-1.8~1.6(9)	❶
次要矿体		黄铁矿	3.2	文献[13]
次要矿体		方铅矿	0.2	文献[13]
含矿云煌岩脉		闪锌矿	2.1~3.7(5)	❶
近矿围岩		黄铁矿	3.3~4.8	❶
近矿围岩		闪锌矿	3.4	❶
近矿围岩		方铅矿	1.6~1.8	❶
远矿围岩		黄铁矿	-25.4~3.3(4)	❶
远矿围岩		闪锌矿	2.9	❶
远矿围岩		方铅矿	1.0	❶

注：均由中国地质科学院地质研究所同位素实验室分析，仪器型号 MAT251EM 气体质谱仪，以 VCDT 标准报出硫同位素组成，测试精度为 0.2‰。

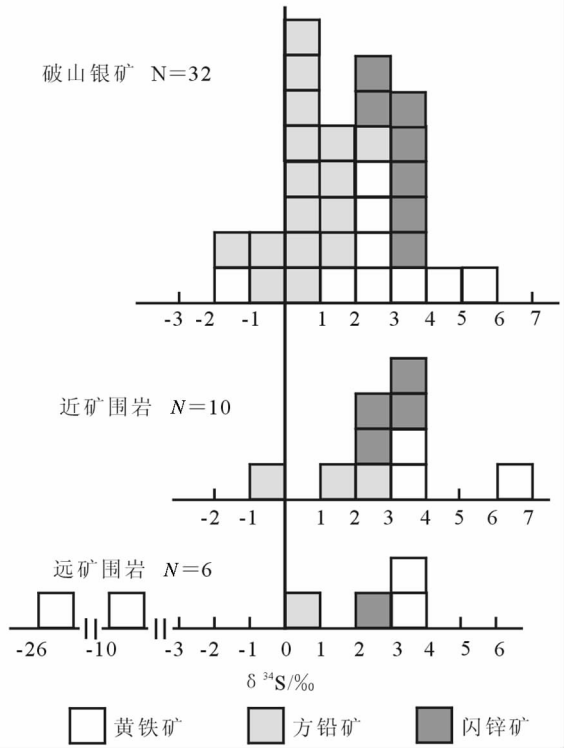

图 5 破山银矿床矿石及围岩中硫化物的硫同位素直方图

Fig.5 Histogram of $\delta^{34}S$ (‰) of sulfides from the ores and hostrocks of the Poshan Ag deposit

煌岩脉（图 1）中的闪锌矿的 $\delta^{34}S$ 值+2.1‰ ~ +3.7‰(表 3)与矿体非常一致;同时矿田中虽然见云煌岩脉广布,却只有产于矿层中的云煌岩脉含矿,这表明硫等成矿物质并非岩浆分异产物，而是从围岩中捕获的。

3.3 铅同位素

从表 4 可以看出,破山银矿硫化物 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 比值为 16.570 ~ 17.124,低于 18.000,显示铀铅亏损的特征;绝大部分矿石铅的 μ 值介于 8.7~9.8(笔者所测介于 9.356~9.774)，高于正常铅 μ 值的范围(8.686 ~ 9.238);而 ω 值大部分介于 41 ~51,明显高于正常铅 ω 值(35.55 ± 0.59);显示铅源的物质成熟度高。

整体来看,破山银矿床硫化物相对富集钍铅,与化学沉积岩、花岗岩、深变质岩的差别都比较大,与浅变质岩铅同位素[14]相似。结合矿区的实际情况,矿床恰赋存在以云母石英片岩、变粒岩、角闪片岩为主的歪头山组浅变质岩地层中，而且地层中 Th/U 比值(7.59 ~ 13.02)❶较高,故地层中积累的放射成因铅以 ^{208}Pb 为主。以上铅同位素特征表明,歪头山组地层完全满足为破山银矿床提供高的放射性钍铅的条件,即矿石铅应来自赋矿的歪头山组地层。

从铅构造模式图(图 6)可以看出:破山银矿的矿石铅同位素整体呈线性分布，指示铅为单阶段演化的正常铅,表明矿源层形成后没有外来铅源加入,显示破山银矿成矿物质主要来自于歪头山组地层。此外,破山银矿的矿石铅同位素组成与南秦岭、北秦岭基底岩石[16]差别明显(图 6),在一定程度上排除了后者作为矿石铅来源的可能性，也指示矿石铅应来自歪头山组，而歪头山组地层的铅同位素组成也应与南、北秦岭的基底岩石有差异。矿石铅 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 值低,说明铅可能来自古老的陆块基底,计算获得铅模式年龄为 797~1113 Ma(表 4),与胡受奚[17]研究的歪头山组地层时代(新元古代)相符。

总的来看,硫、铅同位素的研究表明破山银矿的成矿物质主要来源于歪头山组地层。

❶河南省地质矿产局地质科研所. 河南省金矿成矿条件和成因类型研究报告, 1985.

表 4 破山银矿床矿石中硫化物的铅同位素组成

Table 4 Lead isotope composition of ore minerals of the Poshan Ag deposit

矿体	样号	矿物	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	μ	ω	模式年龄/Ma	资料来源
A4	99H53	方铅矿	16.9698	15.4324	38.3564	9.36	45.82	1010	本文
A4	99H54	方铅矿	16.9890	15.4614	38.4640	9.42	46.59	1027	本文
A6	99H57	方铅矿	17.0263	15.5162	38.6410	9.53	47.90	1057	本文
A1	99H61	方铅矿	17.0234	15.4730	38.4790	9.44	46.52	1015	本文
A1	99H65	方铅矿	17.0715	15.5788	38.8560	9.66	49.45	1089	本文
A4	99H73	方铅矿	17.0734	15.5828	38.8450	9.67	49.43	1092	本文
A4	99H74	黄铁矿	17.1239	15.6380	39.0500	9.77	50.80	1113	本文
A4	99H75	方铅矿	16.9700	15.4300	38.3600	9.36	45.80	1007	本文
A1	DF11	方铅矿	16.540	14.970	37.370	8.47	38.65	809	文献[13]
A1	H-5-1	方铅矿	16.886	15.184	37.858	8.85	40.93	797	文献[13]
A4	BZ807	方铅矿	16.700	15.110	37.570	8.73	40.07	851	文献[13]
A4	MS-09	方铅矿	16.747	15.127	37.850	8.76	41.29	836	文献[13]
A5	MS-07	方铅矿	17.208	15.496	39.184	9.45	48.80	911	文献[13]
A10	BZ806	方铅矿	16.570	15.085	37.765	8.70	41.77	921	文献[13]
A6	MS-12	方铅矿	17.084	15.505	39.200	9.49	50.12	1006	文献[13]

注:(1)均由中国地质科学院地质研究所同位素实验室分析。采用硅胶做发射剂,用单铼带在 MAT261 热离子质谱仪上测试。标样为 NBS981,$^{206}Pb/^{204}Pb$、$^{207}Pb/^{204}Pb$ 和 $^{208}Pb/^{204}Pb$ 的分析精度在 2σ 水平上分别为 0.1%、0.09%和 0.30%。(2)μ 和 ω 分布表示现在的 $^{238}U/^{204}Pb$ 比值和 $^{232}Th/^{204}Pb$ 比值。

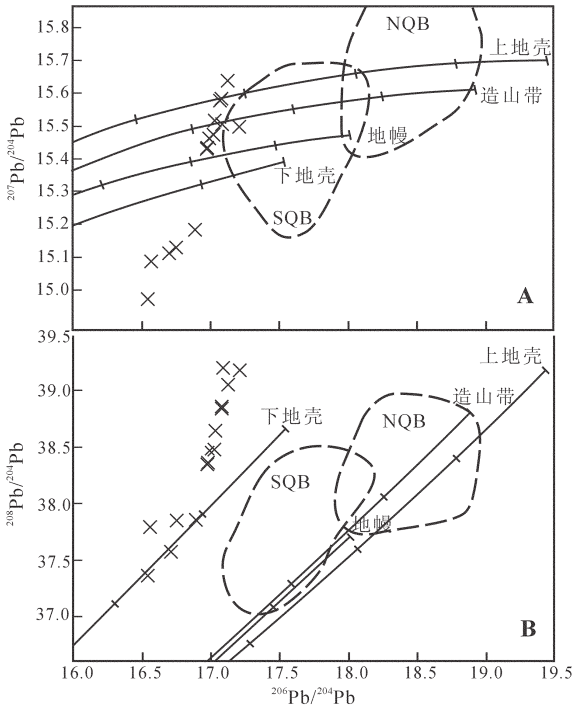

图 6 破山银矿的铅同位素构造模式图[15]

虚线为圈闭北秦岭(NQB)、南秦岭(SQB)基底全岩铅同位素范围[16]

Fig.6 Pb-tectonic model for the Poshan Ag deposit[15]

Dashed lines enclose present-day Pb isotopic ranges for North and South Qinling basement whole rocks (NQB and SQB, respectively) from reference[16]

3.4 成矿年代学

笔者对 A4 矿体中碳质含量较高的矿石样品 99H72 中的热液绢云母进行了 K-Ar 法测年,测试工作在北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室进行,采用 RGA-10 定年系统,系统误差<4%。获得的 K-Ar 年龄为(103.6 ± 4.5)Ma,因所测绢云母由成矿期热液蚀变所产生,故该年龄可以代表成矿年龄。同时,云煌岩脉全岩的 K-Ar 年龄为 134Ma❶,而云煌岩脉为破山银矿床部分矿体的顶底板或者矿体内的侵入体,它的形成接近或者略早于矿体,故其年龄可间接地反映成矿年龄。

综合上述,认为破山银矿床形成于 100 ~ 140 Ma,与整个围山城矿带的形成时间[5]吻合,属于中生代燕山期。而据陈衍景等[10]研究,秦岭造山带地壳强烈变形、加厚、隆升的高峰期发生在侏罗纪(208~140 Ma)中期,桐柏山脉在侏罗纪晚期开始伸展-垮塌,晚侏罗世—早白垩世岩浆活动强烈。因此,年代学的研究表明围山城矿带的成矿作用与秦岭—桐柏造山带的碰撞造山作用有着密切的时间、空间联系,确切地说,成矿作用发生在陆陆碰撞造山带从碰撞挤压向伸展转变的时期,与东秦岭燕山期大规模成矿的时间 J_2—K_1[18]接近。矿带应形成于东秦岭燕山期

❶河南省地质矿产局地质科研所. 河南省金矿成矿条件和成因类型研究报告, 1985.

大规模成矿的大地构造背景下。

4　成矿模式

4.1　成矿条件

综上所述:(1)流体包裹体、氢氧同位素研究表明破山银矿的成矿流体属于中温、低盐度、低密度、富 CO_2 的 $K^+-SO_4^{2-}$型流体,成矿早、中期阶段以变质流体为主,晚阶段以大气水为主,成矿深度逐渐变浅;(2)碳、硫、铅同位素以及成矿元素地球化学研究显示破山银矿床的成矿物质主要来自于歪头山组地层;(3)矿床位于秦岭造山带东段的朱阳关—夏馆—大河断裂北侧,容矿空间为河前庄背斜及伴生的构造破碎带中,矿区南部的大河、松扒等逆冲断裂带控制了围山城金银矿带以及燕山期梁湾岩体的产出;(4)矿床形成于中生代燕山期(100~140 Ma),在时间上与东秦岭造山带的大规模成矿事件一致,均属从挤压向伸展转变期间[10]的大规模流体作用、花岗质岩浆作用和成矿作用的产物。

4.2　成矿机制和过程

根据上述分析,认为包括破山银矿床在内的围山城成矿带的形成机制(图 7)、过程如下:

歪头山组作为新元古代的地质单元,本身富含炭质和成矿元素。在南秦岭的相关构造单元沿着商丹—松扒断裂向北俯冲到围山城成矿带之下时,部分南秦岭信阳群龟山组和秦岭群的部分岩石构成陆内俯冲混杂岩带。俯冲壳楔的岩石由于梯度增温增压的影响而不稳定,依熔点由低到高的顺序依次发生活化或熔融,首先产生变质流体,流体向上迁移并活化、萃取歪头山组地层内的成矿元素,流体运移至歪头山组中上部沿高炭质地层发育的层间滑脱带时聚积、卸载成矿物质而成矿。其中,炭质地层的作用包括:(1)相当于一个隔挡层,使得从下部来的流体及其携带的成矿物质不再向上运移,而顺炭质层运移、聚集,从而滞留在炭质层间;同时,晚期大气降水参与作用的流体(可能也会携带部分有用物质)向下运移到此处时,也会因为炭质层的隔挡作用而在此滞留。(2)炭质充当还原剂作用,使 HS^-、H_2S 等也可以大量存在,因而导致现在测试获得的流体包裹体中 SO_4^{2-}/Cl^-比值较其他矿床偏高。

在燕山中晚期,由于挤压体制向伸展体制的转变,早期的各种断裂构造抬升到较浅的构造层次,为大气降水的深部循环提供了通道。成矿热液也开始

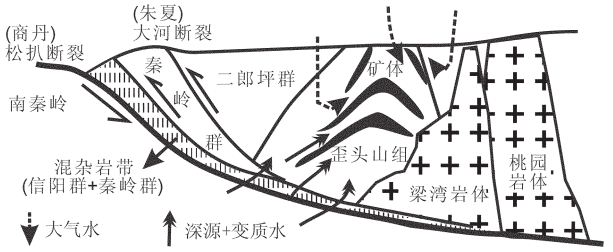

图 7　破山银矿床的成矿构造模式图

Fig.7　Tectonic-metallogenic model for the Poshan Ag deposit

由早期阶段变质热液为主演化为中期阶段变质热液与大气降水形成的混合热液。由于深度变浅,趋向体系开放,改变了体系的物理化学条件,破坏原来的化学平衡造成成矿元素大量沉淀,形成矿体。

同时,在破山银矿形成位置的北侧,南秦岭俯冲物质的进一步变质、熔融,形成了梁湾岩体,即梁湾岩体来自于南秦岭基底物质的熔融,这已得到同位素等多方面的证实[19, 20]。

5　结　论

破山银矿床位于围山城金银多金属矿带的西部,赋存在新元古界歪头山组上部(Pt_3w_3)第二岩性段的炭质绢云石英片岩中,矿体的产出受地层和褶皱构造双重控制。成矿流体属于中温、低盐度、低密度、富 CO_2 的 $K^+-SO_4^{2-}$型流体,热液成矿的(早)中期阶段以变质流体为主,晚期阶段成矿深度变浅,逐渐演化为以大气水为主。成矿物质主要来自于歪头山组地层。矿床形成于早白垩世秦岭—桐柏地区构造环境从挤压向伸展转变的构造-流体-岩浆活动背景下。

致谢:研究工作得到胡受奚教授指导,谨以此文对胡受奚教授表示感谢,并祝贺 80 华诞。此外,王耀光、杨永、尤世娜等研究生参与了部分研究工作,表示感谢!

参考文献(References):

[1] 陈殿凯, 周旦生. 围山城层控金银矿特征和成矿作用 [J]. 矿床地质, 1984, 3(1):37-45.
Chen Diankai, Zhou Dansheng. The characteristics of the Weishancheng strata-bounded gold-silver deposits and their metallogenesis [J]. Mineral Deposits, 1984, 3(1):37-45(in Chinese with English abstract).

[2] 郑德琼, 高华明. 河南省破山银矿矿床成因及成矿模式 [J]. 河南

地质, 1992, 10(1):1-5.
Zheng Deqiong, Gao Huaming. The Genesis and metallogenic model of the Poshan silver deposit, Henan Province [J]. Henan Geology, 1992, 10(1):1-5(in Chinese with English abstract).

[3] 张宗恒, 侯海燕, 侯万荣, 等. 河南桐柏围山城金银成矿系统矿床地球化学特征[J]. 现代地质, 2002, 16(3):263-269.
Zhang Zongheng, Hou Haiyan, Hou Wanrong, et al. Geochemical features of gold and silver deposits in the Weishancheng area, Tongbai county, Henan Province [J]. Geoscience, 2002, 16(3):263-269(in Chinese with English abstract).

[4] 张静. 东秦岭-桐柏地区典型银金矿床的剖析和对比研究[D]. 北京:北京大学, 2004:1-139.
Zhang Jing. Case and Comparative Studies on the Typical Silver-Gold Deposits in East Qinling - Tongbai Mountains [D]. Beijing: Peking University, 2004:1-139(in Chinese with English abstract).

[5] 张静, 陈衍景, 陈华勇, 等. 河南桐柏围山城层控金银矿床同位素地球化学[J]. 地学前缘, 2008, 15(4):108-124.
Zhang Jing, Chen Yanjing, Chen Huayong, et al. Isotope geochemistry of the Weishancheng stratabound gold-silver ore belt, Tongbai County, Henan Province, China [J]. Earth Science Frontiers, 2008, 15(4):108-124 (in Chinese with English abstract).

[6] 孙保平, 王宗炜, 王云. 河南桐柏破山银矿床原生地球化学异常模式[J]. 西北地质, 2007, 40(1):61-71.
Sun Baoping, Wang Zongwei, Wang Yun. Model of primary geochemical anomalies of the Poshan silver deposit in Tongbai County, Henan Province [J]. Northwestern Geology, 2007, 40(1):61-71(in Chinese with English abstract).

[7] 徐启东, 钟增球, 索书田, 等. 桐柏-大别地区中温热液金矿床成矿流体性质与沉淀机理[J]. 矿床地质, 1995, 14(1):59-72.
Xu Qidong, Zhong Zengqiu, Suo Shutian, et al. Ore-forming fluids in mesothermal gold deposits of Tongbo-Dabie area: their properties and precipitation mechanism [J]. Mineral Deposits, 1995, 14(1):59-72(in Chinese with English abstract).

[8] Hoefs J. Stable Isotope Geochemistry (3nd Edition) [M]. Berlin: Springer-Verlag, 1997:201-201.

[9] 张理刚. 成岩成矿理论与找矿——中国主要类型矿床及花岗岩类岩石的稳定同位素地质学 [M]. 北京: 北京工业大学出版社, 1989:1-200.
Zhang Ligang. Petrogenic and Minerogenic Theories and Prospecting [M]. Beijing:Beijing University of Technology Press, 1989:1-200(in Chinese).

[10] 陈衍景, 隋颖慧, Franco PIRAJNO. CMF 模式的排他性依据和造山型银矿实例:东秦岭铁炉坪银矿同位素地球化学[J]. 岩石学报, 2003, 19(3):551-568.
Chen Yanjing, Sui Yinghui, Pirajno F. Exclusive evidences for CMF model and a case of orogenic silver deposits: Isotope geochemistry of the Tieluping silver deposit, East Qinling orogen [J]. Acta Petrologica Sinica, 2003, 19(3):551-568(in Chinese with English abstract).

[11] Ohmotto H, Rye R O. Isotopes of sulphur and carbon[C]//Barnes HL (ed.). Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. New York: John Wiley, 1979:509-567.

[12] 魏菊英, 王关玉. 同位素地球化学[M]. 北京:地质出版社, 1988:1-166.
Wei Juying, Wang Guanyu. Isotope Geochemistry [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1988:1-166(in Chinese).

[13] 陈殿凯, 周旦生. 围山城层控金银矿特征和成矿作用[J]. 矿床地质, 1984, 3(1):37-45.
Chen Diankai, Zhou Dansheng. The characteristics of the Weishancheng strata-bounded gold-silver deposits and their metallogenesis [J]. Mineral Deposits, 1984, 3(1):37-45(in Chinese with English abstract).

[14] 朱炳泉. 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[M]. 北京:科学出版社, 1998:1-330.
Zhu Bingquan. Isotope Systematic Theory and Application in Earth Science [M]. Beijing:Science Press, 1998:1-330(in Chinese with English abstract).

[15] Zartman R.E, Doe B. R. Plumbotectonics-the model [J]. Tectonophysics, 1981, 75:135-162.

[16] Zhang H F, Gao S, Zhang B R, et al. Pb isotopes of granitoids suggests Devonian accretion of Yangtze (South China) craton to North China craton [J]. Geology, 1997, 25(11):1015-1018.

[17] 胡受奚(主编). 华北与华南古板块拼合带地质与成矿[M]. 南京:南京大学出版社, 1988:1-558.
Hu Shouxi (ed). Geology and Metallogeny of the Collision Belt Between the North and the South China Plates [M]. Nanjing: Nanjing University Press, 1988, 558(in Chinese).

[18] 陈衍景, 富士谷. 豫西金矿成矿规律 [M]. 北京: 地震出版社, 1992:1-234
Chen Yanjing, Fu Shigu. Gold Mineralization in West Henan, China [M]. Beijing: Seismological Press, 1992:1-234 (in Chinese with English abstract).

[19] 张宏飞, 张利, 高山, 等. 桐柏北部燕山期花岗岩对地壳深部物质组成的地球化学示踪[J]. 地球化学, 1999, 28(2):105-112.
Zhang Hongfei, Zhang Li, Gao Shan, et al. Geochemical study of deep crustal composition from Yansanian granites of northern Tongbai area [J]. Geochimica, 1999, 28 (2):105-112 (in Chinese with English abstract).

[20] 张宏飞, 高山, 张利, 等. 桐柏北部二郎坪蛇绿岩片中花岗岩: 地球化学、成因及对地壳深部物质的指示[J]. 地质科学, 2000, 35(1):27-39.
Zhang Hongfei, Gao Shan, Zhang Li, et al. Granitoids in Erlangping ophiolite fragment from northern Tongbai area, China: geochemistry, petrogenesis and deep crustal nature [J]. Scientia Geologica Sinica, 2000, 35 (1):27-39 (in Chinese with English abstract).

Geological and geochemical characteristics and genesis of the Poshan silver deposit, Henan Province

ZHANG Jing [1], YANG Yan [1,2], LU Ying-huai[3],

CHEN Yan-jing[2,3], WAN Shou-quan[4], MA Hong-wei[4]

(1. *State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing* 100083, *China;*

2. *KLMD, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou* 510640, *Guangdong, China;*

3. *Key Laboratory of Orogen and Crust Evolution, Peking University, Beijing* 100871, *China;*

4. *Team 3 of Henan Bureau of Geology and Mineral Resources, Xinyang* 464000, *Henan, China*)

Abstract: The Poshan superlarge silver deposit is located in the western end of the Weishancheng Au-Ag-dominated poly-metallic ore belt in Tongbai Mountains. The orebodies hosted in the horizons of carbonaceous sericite schist of the upper part of Neoproterozoic Waitoushan Formation (Pt_3w_3). Strictly controlled by the hosting strata and the Heqianzhuang anticline, the occurrences of orebodies are mainly shaped as stratiform, lode or lens. The dominated ore-type is altered tectonite. The ore-fluid belongs to the mesothermal, low salinity, low density, CO_2^- rich and K^+-SO_4^{2-} type fluid system. The ore-forming fluids were metamorphic in origin and generally evolved into meteoric water-sourced fluid in late metallogenic stage. The ore-forming elements including S and Pb must be mainly sourced from the Waitoushan Formation. The K-Ar isotopic ages of hydrothermal sericite and minette dyke are 103.6 Ma and 134 Ma, respectively, indicating the metallogenesis of the Poshan silver deposit formed in Early Cretaceous, when a tectonic setting changed from collisional compression to extension in Qinling-Tongbai orogen belt.

Keywords: ore-forming fluid; geological and geochemical characteristics; orogenic type deposit; Poshan silver deposit

---

About the first author: ZHANG Jing, female, born in 1977, Ph.D, associate professor, engages in ore geology research; E-mail: zhangjing@cugb.edu.cn.