

河南省桐柏县银洞坡金矿床同位素地球化学*

张静^{1,2} 陈衍景^{2,3**} 陈华勇³ 万守全⁴ 张冠⁴ 王建明⁵

ZHANG Jing^{1,2}, CHEN YanJing^{2,3**}, CHEN HuaYong³, WAN ShouQuan⁴, ZHANG Guan⁴ and WANG Jianming⁵

1. 中国地质大学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. 河南省地质矿产局第三地质调查队, 信阳 464000
5. 河南省地质调查院, 郑州 450007

1. State Key Laboratory of Geological Process and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China
2. Key Laboratory of Metallogenic Dynamics, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China
3. Key Laboratory of Orogen and Crust Evolution, Peking University, Beijing 100871, China
4. No. 3 Geology and Survey Team, Henan Bureau of Geology and Mineral Resource, Xinyang 464000, China
5. Henan Geological Survey Institute, Zhengzhou 450007, China

2006-05-17 收稿, 2006-07-28 改回.

Zhang J, Chen YJ, Chen HY, Wan SQ, Zhang G and Wang JM. 2006. Isotope geochemistry of the Yindongpo gold deposit, Tongbai county, Henan province, China. *Acta Petrologica Sinica*, 22 (10) :2551 – 2560

Abstract The Yindongpo gold deposit is located in the Weishancheng Au-Ag-dominated poly-metallic ore belt in the Tongbai Mountains, Henan province. The occurrences of ore bodies are controlled by the ore-hosted strata, i. e. the Neoproterozoic Waitoushan Formation. The δD values of the fluid inclusions within quartz separates from different parageneses are between -65‰ and -84‰ , with corresponding $\delta^{18}O_w$ values of 0.0‰ to 10.8‰ . The $\delta^{18}O_w$ values of the fluid within late-stage carbonate range from -5.3‰ to -9.7‰ . This indicates that the ore-fluid system was of metamorphic from the ore-hosted strata in early-stage and of meteoric in late-stage. The $\delta^{13}C_{CO_2}$ values of fluid inclusions vary between -3.7‰ and $+6.7\text{‰}$, suggesting that the carbon in fluid was likely derived from metamorphic decarbonization of carbonate strata. The $\delta^{34}S$ values of sulfides are $+1.3\text{‰}$ ~ $+3.1\text{‰}$ and the sulfur may have derived from the Waitoushan Formation. The sulfides have a uniform Pb isotope composition, with $^{206}Pb/^{204}Pb = 16.540 \sim 17.216$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.056 \sim 15.612$ and $^{208}Pb/^{204}Pb = 37.336 \sim 38.861$. The ω values of ore lead vary from 39.50 to 48.62, indicating that the ore-lead source was highly maturized. The ores have similar lead isotope ratios with the Waitoushan Formation but contrasting lead isotope ratios with the other tectonolithologic units of the Qinling Orogen, which strongly suggests that the ore metals were mainly sourced from the Waitoushan Formation. Therefore, the Yindongpo gold deposit is a typical stratabound orogenic-type gold deposit in terms of both its ore-forming fluid and metal source and its geologic characteristics. The ore-forming process took place during continental collision between the Yangtze Block and North China Block.

Key words Isotopic geochemistry, Yindongpo gold deposit, Stratabound orogenic-type gold deposit, Tongbai Mountains, Continental collision

摘要 银洞坡金矿床位于河南省桐柏地区围山城金银多金属矿带内, 矿体定位受新元古界歪头山组地层控制。各成矿阶段热液石英中流体的 $\delta^{18}O_w$ 值为 0.0‰ ~ 10.8‰ , 晚期碳酸盐中流体的 $\delta^{18}O_w$ 值为 -5.3‰ ~ -9.7‰ , 流体的 δD 值为 -65‰

* 本文得到国家自然科学基金项目(40502012, 40425006, 40352003), 国家重点基础发展规划项目(2006CB403506)和中国科学院百人计划项目的资助。

第一作者简介: 张静, 女, 1977年生, 博士, 矿床地球化学方向, E-mail: zhangjing@cugb.edu.cn

** 通讯作者: 陈衍景, E-mail: yjchen@pku.edu.cn; gigyjchen@126.com

~ -84‰,显示早阶段成矿流体以来自赋矿地层的变质水为主,晚阶段大气降水不断混入。包裹体的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 值介于 -3.7‰ ~ +6.7‰,指示流体的碳主体来自碳酸盐储库。硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值介于 +1.3‰ ~ +3.1‰,具塔式分布特征,硫主要源自围岩歪头山组。 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.540 \sim 17.216$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.056 \sim 15.612$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.336 \sim 38.861$,显示较明显的铀铅亏损特征,矿石铅 ω 值介于 39.50 ~ 48.62,显示铅源的物质成熟度高,为赋矿地层歪头山组。矿石铅同位素与歪头山组地层的一致性及其与南、北秦岭其它构造岩石单元的差异表明,银洞坡金矿的成矿物质主要来自歪头山组地层。无论在成矿流体和物质来源方面,还是在矿床地质特征方面,银洞坡金矿都应属于典型的层控造山型金矿,并形成于扬子与华北大陆板块的碰撞体制。

关键词 同位素地球化学; 银洞坡金矿床; 层控造山型金矿床; 桐柏山; 大陆碰撞
中图法分类号 P597; P618.51

20世纪70年代,河南桐柏县先后发现了破山超大型银多金属矿床(储量属当时全国最大)和银洞坡大型金多金属矿床,两矿床都产于富含碳质的歪头山组地层,层控特征显著,矿床规模大,成因类型特殊,引起我国矿床学家的关注和研究。最近,歪头山组地层内又发现了银洞岭银矿(伴金铅锌)和一些矿点(吴宏伟等,2005;图1),被称为围山城层控金银多金属矿带。

银洞坡金矿始建于1976年,是目前我国最大的露天开采的黄金矿山之一。自发现以来,河南省地质调查三队(1985,1994)^{①②}和河南省地质矿产局地质研究所(1985)^③进行了大量矿床地质研究,胡受奚等(1988)、罗铭玖(1992)、陈衍景和富士谷(1992)、陈衍景(1995)、徐启东等(1995)、张宗恒等(1999)、杨永(2002)等则开展了不同侧面的地球化学研究,但因矿床控矿地质因素复杂,矿床成因类型、成矿时代和成矿模型等至今仍有分歧。在前人研究基础上,根据作者最新获得的同位素地球化学研究结果,本文探讨成矿流体和成矿物质的来源,分析矿床成因和特点。

1 地质背景

围山城金银多金属成矿带位于桐柏山脉北坡,东、西分别被吴城盆地和南阳盆地覆盖,长>20km,宽度1km左右,由破山银矿、银洞坡金矿、银洞岭银矿等矿床和矿点组成(图1)。

作为秦岭-大别碰撞造山带的一部分,桐柏山脉最终隆升于华北与扬子古板块的碰撞造山事件,其形成演化至少经历了5次重要的造陆-造山事件(陈衍景等,2003;图1): (1) 1850Ma之前,华北克拉通、扬子克拉通和秦岭地体的早前寒武纪基底形成,哥伦比亚超大陆聚合(Zhao *et al.*, 2004)。(2) 1850~1450Ma期间,古宽坪洋沿栾川断裂向北俯冲、消失在华北克拉通之下,随后,以秦岭群为标志的秦岭地体与华北克拉通碰撞拼合。(3) 1400~1050Ma期间,沿秦岭地体与华北克拉通的缝合带发育以官道口群-栾川群为标志的伸展盆地;1050~500Ma期间,古秦岭洋沿商丹断裂向北俯冲消减,秦岭地体演化为岩浆弧,弧后发育二郎坪弧后洋盆,使秦岭地体与华北克拉通再次分离,形成沟-弧-盆构造格局,此间发育围山城金银多金属成矿带的赋矿围岩歪头山组;500~400Ma期间,二郎坪弧后洋盆闭合,秦岭岩浆弧地体拼贴增生于华北古板块南缘;同时,古秦岭洋俯冲消

失,扬子古板块与华北古板块碰撞。(4) 晚古生代-三叠纪(400~208Ma),勉略洋、商丹洋打开,并向北俯冲,桐柏地区发育桃园花岗岩体以及包含蛇绿岩套的信阳群;三叠纪(250~208Ma)两洋盆逐渐闭合,扬子陆块、南秦岭微陆块、华北板块之间相互碰撞造山,秦岭造山带地壳强烈变形、加厚、隆升,并于侏罗纪(208~140Ma)中期达到高潮。(5) 晚中生代,研究区逐渐进入板内构造演化阶段;受欧亚大陆板块板缘地质作用的远距离影响,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,以梁湾花岗岩体侵入为代表;其后,岩浆活动微弱。

围山城金银多金属成矿带位于朱阳关-夏馆-大河断裂北侧的二郎坪弧后盆地内(图1A),赋矿围岩是新元古界歪头山组。歪头山组厚约2500m,主要岩性为云母片岩、云母石英片岩、变粒岩、斜长角闪片岩、大理岩,含少量石英岩;根据岩性特点,歪头山组划分为下、中、上3部分和若干岩性段(图2),各岩性段均不同程度地富集Au、Ag等成矿元素,被作为矿床的矿源层^{①②④};地层褶皱为河前庄背斜,主体走向变化于90°~120°,与区域构造线方向一致;破山银矿、银洞坡金矿和银洞岭银矿分别定位于河前庄背斜的南翼、轴部虚脱部位(图1)和北翼,尤其是高碳质地层与挤压破碎带的复合部位(楚柏林等,2000),显示了矿床的层控特征。歪头山组与上覆地层二郎坪群大栗树组呈断层接触,大栗树组主要分布在矿带南缘,属河前庄背斜南翼,背斜北翼的大栗树组较少,可能被桃园岩体吞噬(图1)。

围山城成矿带的矿田构造以NWW向线型褶皱和NWW向、NE向断裂为主。其中,河前庄背斜是主导性控矿褶皱构造,使矿体产于核部虚脱部位及两翼地层中;NWW向压性断裂破碎带控制矿体定位和产状,为容矿构造;NE向断裂常切割NWW向断裂破碎带及其内部的矿体(图1),表现出成矿后构造的特征。

① 河南省地调三队,1985. 河南省桐柏县银洞坡金矿区东段详细勘查地质报告. 信阳, 206.

② 河南省地调三队,1994. 河南省桐柏县银洞坡矿区西段金矿勘探地质报告. 信阳, 198.

③ 河南省地质矿产局地质研究所,1985. 河南省金矿成矿条件和成因类型研究报告. 郑州, 190.

④ 河南省地调三队,2004. 河南省桐柏县银洞坡金矿(西段)综合信息找矿预测研究报告. 信阳, 121

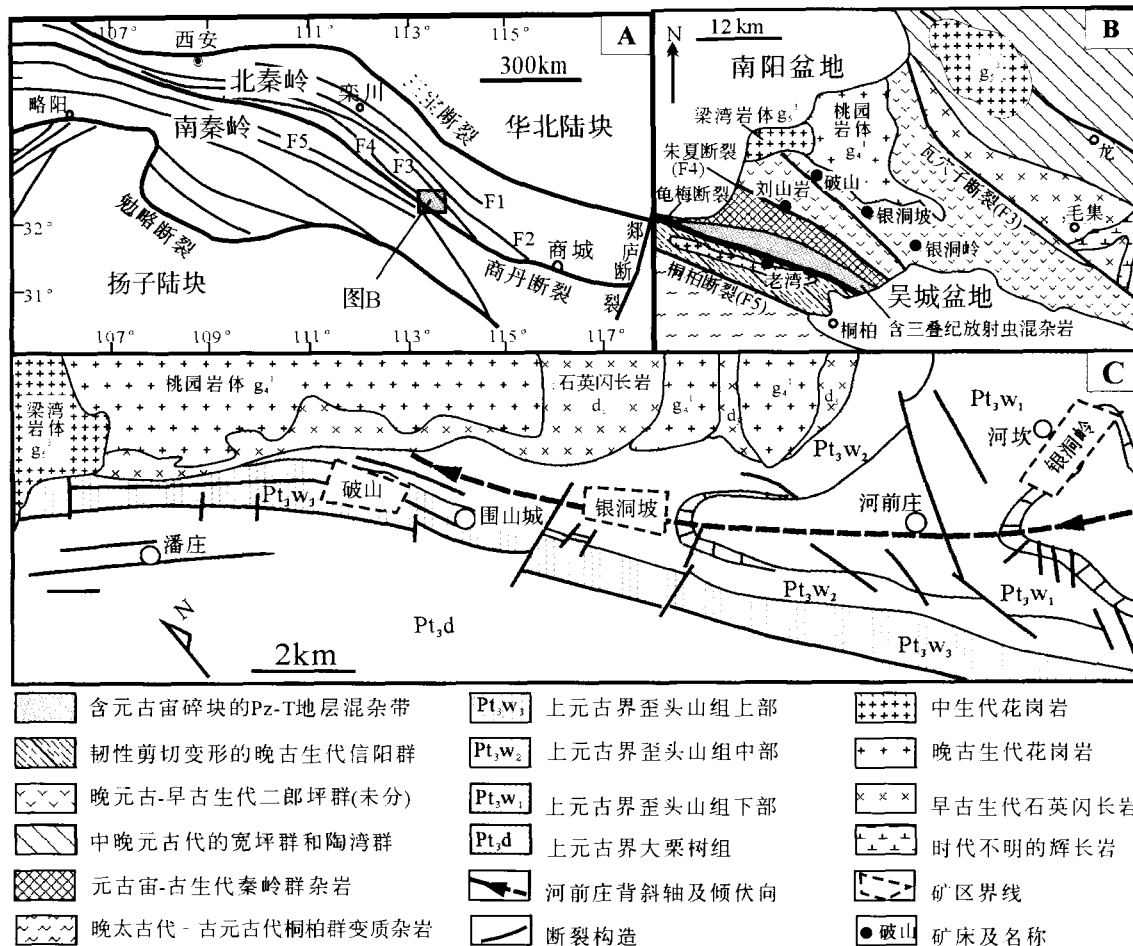


图1 银洞坡金矿区域地质图

图A, 秦岭造山带构造框架(据 Zhang *et al.*, 1996, 简化); 图B, 桐柏山区构造框架(据河南省地质矿产局, 1989, 补充修改);

图C, 围山城金银多金属矿带地质图(据张宗恒等, 1999, 修改)

F1-马超营断裂; F2-洛南-栾川-方城断裂; F3-皇台-瓦穴子-申阳台(明港)断裂; F4-朱阳关-夏馆-大河断裂; F5-山阳-凤镇-桐柏断裂。

Fig. 1 Regional geology of the Yindongpo deposit. Figure A showing the tectonic framework of the Qinling Orogen (simplified after Zhang *et al.*, 1996); Figure B showing the tectonic framework of the Tongbai mountains (modified after Henan Bureau of Geology and Mineral Resources, 1989) Fig. C showing the geology of the Weishancheng Au-Ag-polymetallic ore belt (modified after Zhang *et al.*, 1999)

围山城成矿带发育多种类型的岩浆岩。二郎坪群大栗树组和刘山岩组均以火山岩为主体, 且以海相基性火山岩为主; 桃园岩体和梁湾岩体是成矿带最大的侵入体, 桃园岩体为中粒黑云斜长花岗岩, 同位素年龄介于 357 ~ 390Ma^① (符光宏, 1994; 张宏飞等, 1999, 2000); 梁湾岩体为中粗粒似斑状二长花岗岩-花岗闪长岩, 侵位于 111 ~ 128Ma (符光宏, 1994; 张宏飞等, 1999, 2000)。在桃园岩体与歪头山组之间的接触带, 发育北西向分布的石英闪长岩带(也称为混染带), 该闪长岩带被桃园岩体穿插、捕掳和吞噬, 西北端被梁湾岩体所截(图1)。此外, 成矿带发育有正长岩脉、细晶岩脉、萤石脉和煌斑岩脉, 但燕山期煌斑岩脉在破山矿区较多, 而银洞坡矿区尚未发现。

2 矿床地质

银洞坡金矿位于围山城金银多金属成矿带的中部, 东西长约 2km, 南北宽约 0.6 ~ 0.9km, 面积约 1.73km² (图1); 地理坐标为东经 113°24'40" - 113°25'20", 北纬 32°33'05" - 32°33'35"^①。矿体定位严格受地层与背斜构造的双重控制: 位于 NW 向倾伏的河前庄背斜轴部和 F1 断裂南侧的歪头山组中部第二岩性段(图3)的硅化绢云石英片岩、碳质绢云石英片岩或变粒岩中。

岩性段		成矿元素含量变化					主要岩性简述	厚度(m)
第四系	Q	Au/ppb	Ag/ppm	Pb/ppm	Zn/ppm	Cu/ppm	由砂、砾石、亚砂土、亚粘土及腐植土组成	<5
大栗树组	Pt ₃ d	0.2 2.0 100 0.2 2 3 4 5 0 100 10 50 100					斜长角闪(片)岩夹绿泥阳起(滑石)片岩、变粒岩	>1015.3
歪头山组	Pt ₃ W ₃ ³						含榴黑云变粒岩夹斜长角闪片岩、云英片岩	99~150
	Pt ₃ W ₃ ⁴						斜长角闪片岩与变粒岩互层, 夹阳起片岩及大理岩透镜体	28.3~115.4
	Pt ₃ W ₃ ²						黑云变粒岩与云英片岩互层夹大理岩透镜体底部含石榴子石	48.6~175.6
	Pt ₃ W ₃ ¹						黑云变粒岩(碳质)绢英片岩, 含微体古植物化石; 赋破山银矿	74.1~178.2
	Pt ₃ W ₂ ³						二云石英片岩、角闪黑云斜长片岩夹白云黑云变粒岩	37.9~80
	Pt ₃ W ₂ ²						黑云斜长阳起片岩、角闪片岩、斜长角闪片岩互层	101~82.6
	Pt ₃ W ₂ ¹						含榴二云变粒岩、二云片岩夹碳质绢云石英片岩	54.2~143.9
	Pt ₃ W ₁ ³						白云黑云石英片岩、二云石英片岩夹白云黑云变粒岩	19.7~98.7
	Pt ₃ W ₁ ²						变粒岩、含榴云英片岩、变粒岩, 夹碳质绢英片岩	228.5~434.8
	Pt ₃ W ₁ ¹						碳质绢英片岩, 夹变粒岩, 含微体古植物化石; 赋银洞坡金矿	18.8~46.1
	Pt ₃ W ₂ ³						黑云变粒岩夹变质细砂岩、云英片岩、碳质绢英片岩	78.1~202.9
	Pt ₃ W ₂ ²						大理岩、斜长角闪片岩, 夹变粒岩、云英片岩及磁铁石英岩	19~83.8
Pt ₃ W ₂ ¹	十字石、蓝晶石/石榴黑云变粒岩夹斜长角闪片岩、二云片岩	190.1~255.6						
Pt ₃ W ₁ ³	斜长角闪片岩, 夹黑云变粒岩、黑云斜长片岩	20~122.2						
Pt ₃ W ₁ ²	黑云变粒岩, 夹斜长角闪片岩、白云母片岩、二云变粒岩、变质细砂岩、大理岩, 局部见蓝晶石、赋银洞岭银矿	>242.4						
Pt ₃ W ₁ ¹	白云变粒岩, 夹白云石英片岩、黑云变粒岩、大理岩	>100						

图2 歪头山组岩性和成矿元素丰度变化图

据河南地质调查三队(2004)资料^④整理

Fig.2 Variations in lithology and ore-element abundance of the Waitoushan Formation

(modified after No. 3 Geology and Survey Team, Henan Bureau of Geology and Mineral Resources for Exploration and Development, 2004)

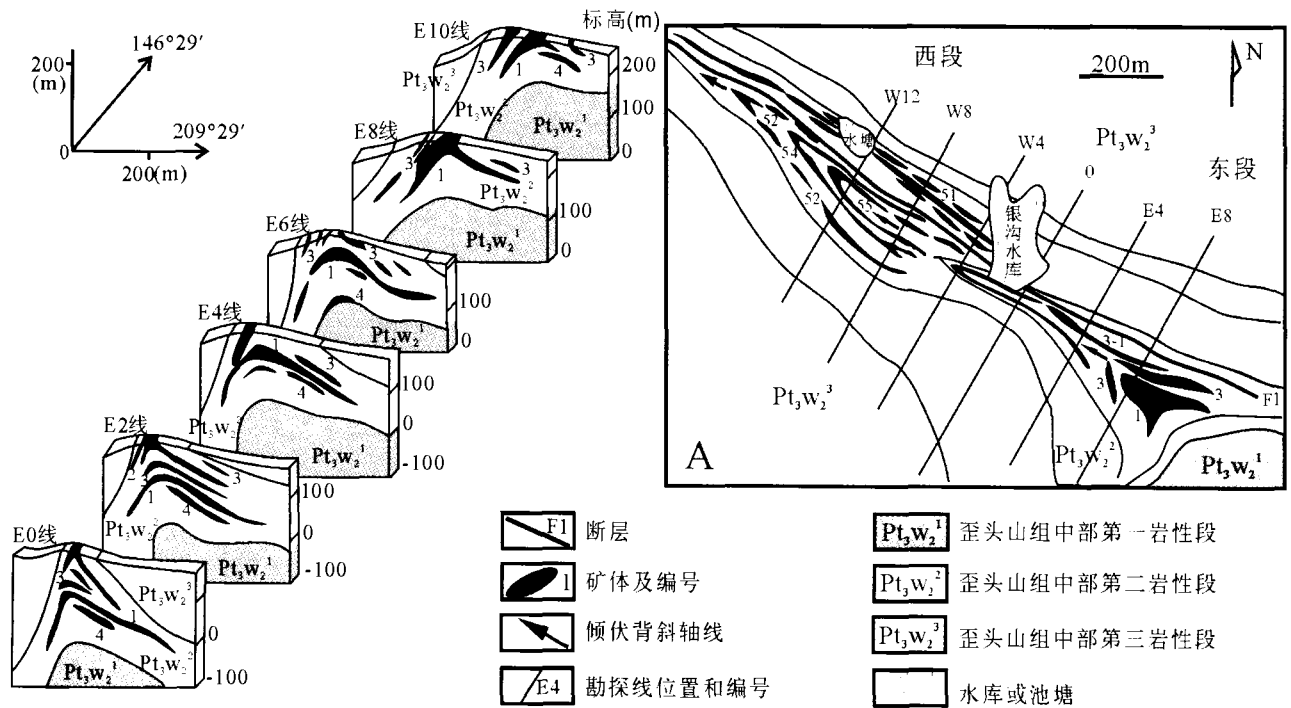


图3 银洞坡金矿床的矿体分布图(A)和勘探剖面图(据河南省地调三队, 1994)^②

Fig.3 Occurrence of ore-bodies of the Yindongpo Au deposit (A) and the exploration profiles showing the relationship between ore-bodies and anticline structure (From No. 3 Geology and Survey Team, Henan Bureau of Geology and Mineral Resources for Exploration and Development, 1994)^②

2.1 矿体特征

银洞坡金矿床的矿体产状与地层产状基本一致,随着背斜向东南仰起而撒开,向北西倾伏而收敛,轴部含矿层增厚而膨大,深部随着歪头山组中部第二岩性段消失而尖灭(图3)。矿体形态不规则,随赋矿层位变化而变化,多呈似层状、透镜状、鞍状及脉状。矿体无论在平面还是剖面上都平行产出,多层状重叠出现;单矿体间相距较近,沿走向、倾向常出现膨胀、收缩(或尖灭)、分枝、复合等现象;背斜北翼的矿体倾角陡,南翼矿体倾角较缓(图3)。

该矿床可分为东、西2个矿段:东段圈定19个矿体,包括1、2、3、3-1号等矿体;西段主要有51、52号等矿体。东段断裂构造发育,矿体厚大,规模大;西段断裂构造发育较弱,矿体层数虽多,但厚度薄、规模小、变化大,连续性差(图3A)。

东、西矿段的矿体都主要产于背斜南翼,平均品位8g/t左右;北翼矿体少,品位也较低。规模最大的1号矿体延长1600m,最大延深600m,厚度7.6m,倾角变化于45~75°之间,Au平均品位为6.23g/t,Ag为50g/t,占东矿段总储量的78%^②。

2.2 矿石和矿物特征

矿石为强蚀变岩石,以硅化绢云石英片岩、碳质绢云石英片岩及少量硅化变粒岩为主。原生矿石中金属矿物占10%左右。常见的矿石结构有:自形-半自形结构、他形结构、固溶体分离结构、交代溶蚀结构、压碎结构等。矿石构造主要有脉状-网脉状构造、浸染状构造、层状-条带状构造、块状构造、角砾状构造等。

已查明银洞坡金矿的矿物达60余种,最常见的矿石矿物有自然金、金银矿、黄铁矿、方铅矿、闪锌矿等,脉石矿物主要是石英和绢云母。矿石中普遍可见碳质或石墨,含量可达3%^①。金-银矿物有自然金、银金矿、金银矿、自然银和辉银矿(可以过渡为辉铜银矿)等,产于黄铁矿、方铅矿、闪锌矿及黄铜矿等矿物裂隙和晶隙中,或石英颗粒之间,部分以包体的形式赋存于黄铁矿等硫化物和石英中。其中,黄铁矿是最主要的载金矿物。金矿物多呈细丝状、不规则粒状、椭球粒状等^③(罗铭玖,1992)。

2.3 围岩蚀变及成矿阶段

成矿过程可分为早、中、晚3个阶段。早阶段以含少量黄铁矿的灰白及乳白色细小石英脉为标志,它们顺层或斜切层理、片理产出;石英脉遭受构造变形、破碎,可见其褶皱变形为肠状;石英矿物粒度较粗,呈他形或半自形。中阶段以灰白、烟灰色石英网脉、不规则细小脉或复脉为代表,含大量黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、黄铜矿、自然金、银金矿等矿物,它们沿构造破碎带、节理裂隙充填,切割早阶段石英脉;石英脉可破碎,但未变形;石英结晶细小,可见隐晶质或玉髓状石英胶结物。晚阶段以具有晶簇构造的白色石英单脉或网

脉为代表,可穿切早、中阶段的石英脉;石英脉偶含黄铁矿,金含量低于工业要求;石英纯净、透明,以自形晶为主。

伴随3个成矿阶段,围岩发生不同程度的硅化、绢云母化、碳酸盐化、绿泥石化等。其中,硅化最广泛而强烈,多以渗透方式交代围岩,使围岩中二氧化硅含量增加,成分、结构、构造发生改变(如岩石片理消失),变成致密块状的蚀变岩,甚至使矿体与围岩呈渐变关系。绢云母化的范围与强度仅次于硅化,通常硅化强时绢云母化也强,金矿化亦随之增强。

3 同位素地球化学

3.1 氢、氧同位素

银洞坡金矿的氢氧同位素组成列于表1。

表1 银洞坡金矿成矿流体的碳-氢-氧同位素组成(‰)

Table 1 The δD , $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ values for minerals and their fluid inclusions or equilibrated water (‰)

阶段 样号	测试 对象	SMOW 标准		δD_w	PDB 标准		均一温 度(℃)	资料来源
		$\delta^{18}O_{\text{矿物}}$	$\delta^{18}O_w$		$\delta^{13}C_{\text{矿物}}$	$\delta^{13}C_{CO_2}$		
早阶段								
99H09	石英	14.4	10.8	-65	-2.1	423		本文
99H41	石英	12.5	8.6			408		本文
	平均	13.5	9.7	-65				
中阶段								
99H11	石英	12.4	4.4	-68	6.7	272		本文
99H18	石英	11.7	4.0	-74	-3.7	277		本文
99H34	石英	12.4	4.6	-73	6.7	277		本文
99H35	石英	12.3	4.0	-71	0.2	263		本文
99H40	石英	12.5	4.9	-79	0.1	280		本文
	平均	12.3	4.4	-73	2.0			
中晚阶段								
99H36	石英	10.1	1.3	-84	-1.9	253		本文
99H37	石英	12.5	2.9	-80	2.8	237		本文
	平均		2.1	-82	0.5			
晚阶段								
99H31	石英	11.1	0.0	-73	2.7	210		本文
99H27	石英	11.8	0.7	-71	-0.8	210		本文
石英脉	石英	7.4	-4.3			200		陈衍景和富士谷, 1992
矿体	方解石	1.6	-9.7	-0.9		170		陈衍景和富士谷, 1992
碳酸盐脉	方解石	6.0	-5.3	-2.4		170		陈衍景和富士谷, 1992
碳酸盐脉	方解石	2.3	-9.0	-0.6		170		陈衍景和富士谷, 1992
平均			-4.9	-72	-1.3	1.0		
远矿围岩								
大理岩	方解石	18.4			1.9			陈衍景和富士谷, 1992

注:(1)测试工作在中国地质科学院同位素地球化学开放实验室完成,所用气体质谱仪型号为MAT-251 EM,测试精度分别为 $\pm 0.2\text{‰}(\delta^{18}O)$, $\pm 2\text{‰}(\delta D)$, $\pm 0.2\text{‰}(\delta^{13}C)$ 。(2)晚阶段样品99H36和99H37中混有中阶段石英,虽然显微观察可以区分,但矿物分选时无法分离,故作为中晚阶段样品处理。

其中, $\delta^{18}O_w$ 是利用平衡分馏方程 $1000 \ln \alpha_{\text{石英-水}} = 3.38 \times 10^6 T^{-2} - 3.40$ (Clayton *et al.*, 1972) 计算所得, 其余均为直接测试结果。从表 1 可见, 石英的 $\delta^{18}O$ 值集中在 $10.1\text{‰} \sim 12.5\text{‰}$, 计算其平衡水 $\delta^{18}O_w$ 值为 $0.0\text{‰} \sim 10.8\text{‰}$; 晚期碳酸盐脉的平衡水 $\delta^{18}O_w$ 值为 $-5.3\text{‰} \sim -9.7\text{‰}$ (陈衍景和富士谷, 1992)。石英中流体包裹体的 δD 为 $-65\text{‰} \sim -84\text{‰}$ 。

从表 1 和图 4 可以看出, 银洞坡金矿早阶段成矿流体的 $\delta^{18}O_w$ 变化于 $8.6\text{‰} \sim 10.8\text{‰}$, δD 为 -65‰ , 投影点位于岩浆水范围的右侧, 落在变质水范围的边界上, 表明流体属变质成因而非岩浆成因, 理由如下: 如果是岩浆水, 其初始生成温度应在 573℃ (最低共结点) 以上, 生成后又不断通过水岩作用形成石英、碱性长石等 $\ln \alpha_{\text{矿物-水}} > 0$ 的矿物, 即初始岩浆水不断卸载 ^{18}O 而降温到 423℃ 时仍保持 $\delta^{18}O_w = 10.8\text{‰}$ (表 1), 这就要求初始岩浆水 $\delta^{18}O_w$ 必须远高于 10.8‰ , 而自然界尚未报道 $\delta^{18}O_w \gg 10.8\text{‰}$ 岩浆水; 即使是花岗岩, $\delta^{18}O > 10.8\text{‰}$ 也只能是壳源改造型或 S 型。因此, 银洞坡金矿早阶段成矿流体不可能是岩浆水, 也更不可能是大气降水, 而只能是变质水。

晚阶段流体的 $\delta^{18}O_w$ 变化于 $-9.7\text{‰} \sim 0.7\text{‰}$, 平均 -4.9‰ , δD 为 $-73\text{‰} \sim -71\text{‰}$, 平均 -72‰ , 显示流体主要来自大气降水。中阶段成矿流体的 $\delta^{18}O_w$ 变化于 $4.0\text{‰} \sim 4.9\text{‰}$, 平均 4.4‰ , δD 介于 $-79\text{‰} \sim -68\text{‰}$, 平均 -73‰ , 投影点介于早、晚阶段样品之间, 显示了早阶段变质水与晚阶段大气降水热液混合的特征。以上表明, 随着成矿作用的演化, 成矿流体从早阶段的变质水为主逐渐演化为晚阶段的大气降水为主。

此外, 两个混有中阶段石英的晚阶段样品 (99H36 和 99H37) 的 $\delta^{18}O_w$ 分别为 1.3‰ 和 2.9‰ , 介于中、晚阶段样品之间, 也吻合于从早阶段变质水向晚阶段大气降水热液演化的特征。然而, 两样品的 δD 分别为 -84‰ 和 -80‰ , 明显低于早阶段和晚阶段流体, 同时, 中阶段流体的平均 δD ($= -73\text{‰}$) 也低于早、晚阶段流体的平均 δD 值 (分别为 -65‰ 和 -72‰), 似显流体 δD 变化与 $\delta^{18}O_w$ 变化的不一致性。这一现象与河南上官金矿 (Chen *et al.*, 2006) 和铁炉坪银矿 (Chen *et al.*, 2005) 相似, 推测可能由中阶段大量硫化物沉淀所致。

3.2 碳同位素

10 件流体包裹体的 $\delta^{13}C_{CO_2}$ 值介于 $-3.7\text{‰} \sim +6.7\text{‰}$ (表 1), 平均 1.1‰ , 且多数属于正值, 明显高于有机质 (平均 -27‰ , Schidlowski, 1998)、大气 CO_2 ($-7\text{‰} \sim -11\text{‰}$, Schidlowski, 1998)、淡水 CO_2 ($-9\text{‰} \sim -20\text{‰}$, Hoefs, 1997)、火成岩/岩浆系统 ($-3\text{‰} \sim -30\text{‰}$, Hoefs, 1997)、地壳 (-7‰ , Faure, 1986) 和地幔 ($-5\text{‰} \sim -7\text{‰}$, Hoefs, 1997) 等碳储库的 $\delta^{13}C$ 值, 表明流体 CO_2 不可能单由上述碳储库的任何一种提供。相反, 流体 $\delta^{13}C_{CO_2}$ 与 Hoefs (1997) 确定的海相

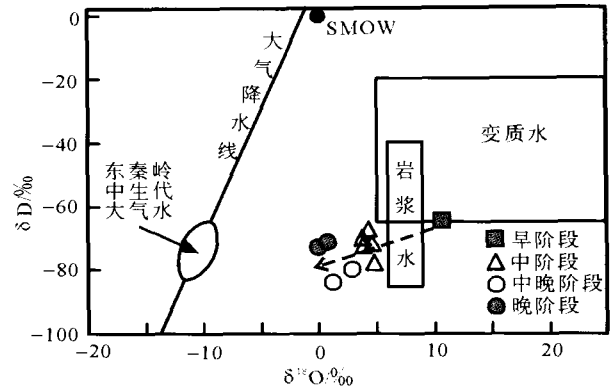


图 4 银洞坡金银矿床成矿流体氢-氧同位素投影图
底图据 Taylor (1974), 东秦岭中生代大气降水的范围据张理刚 (1989)

Fig. 4 The $\delta D - \delta^{18}O$ plot for the ore-fluid of the Yindongpo gold deposit

The base map is from Taylor (1974) and the domain of Mesozoic meteoric water in E Qinling Orogen is from Zhang (1989)

碳酸盐 $\delta^{13}C$ 变化范围 ($-3\text{‰} \sim 2\text{‰}$) 基本一致, 也与淡水碳酸盐 $\delta^{13}C$ 范围 ($-15\text{‰} \sim +4\text{‰}$) 有较程度的重叠, 更与远矿大理岩方解石的 $\delta^{13}C$ 值 (1.9‰) 接近, 表明流体 CO_2 主要来自碳酸盐地层的变质分解。然而, 变质脱气产生的 CO_2 的 $\delta^{13}C$ 通常高于碳酸盐原岩的 $\delta^{13}C$ (Schidlowski, 1998; 陈衍景等, 2003; 祁进平等, 2005), 而银洞坡金矿成矿流体 $\delta^{13}C_{CO_2}$ 值具有变化范围大且平均值 (1.1‰) 低于碳酸盐地层的特征, 因而很可能有来自其它碳储库的 CO_2 混入成矿流体系统, 而矿区热液方解石脉的 $\delta^{13}C$ ($-2.4\text{‰} \sim -0.9\text{‰}$) 低于成矿流体的事实也佐证低 $\delta^{13}C_{CO_2}$ 流体的混入。与此相吻合的是, 前述氢氧同位素已经指示确有大气降水热液混入成矿流体系统, 而大气降水热液通过萃取地层中有机碳等完全可以降低成矿流体系统的 $\delta^{13}C_{CO_2}$ 。

值得补充的是, $\delta^{13}C_{CO_2}$ 是通过测试爆裂提取的包裹体 CO_2 而获得的结果, 在热爆过程中, 包裹体中 CH_4 和 C_2H_6 可氧化成 CO_2 ; 由于 CH_4 和 C_2H_6 的 $\delta^{13}C$ 显著低于 CO_2 , 因此, 在理论上, 一般实验测得的 $\delta^{13}C_{CO_2}$ 值低于实际包裹体的 $\delta^{13}C_{CO_2}$ 。银洞坡成矿流体中 ($CH_4 + C_2H_6$) 含量达 $0.464 \sim 2.302\text{mol}\%$ (张静, 2004), 热爆中存在 CH_4 和/或 C_2H_6 转变为 CO_2 的可能, 因此成矿流体 $\delta^{13}C_{CO_2}$ 值不会低于表 1 列举的 $\delta^{13}C_{CO_2}$ 值。也就是说, 前述成矿流体 CO_2 主要来自碳酸盐地层的变质分解的结论是可信的。

3.3 硫同位素

银洞坡金矿矿石硫化物 $\delta^{34}S$ 值介于 $-0.3\text{‰} \sim +5.2\text{‰}$ (表 2), 变化范围较小, 塔式分布特征显著 (图 5), 峰值集中在 $+1\text{‰} \sim +4\text{‰}$ 。围岩歪头山组变质绢云石英片岩、变粒岩的 $\delta^{34}S$ 值范围为 $+1.6\text{‰} \sim +4.8\text{‰}$, 与矿石 $\delta^{34}S$ 值相近 (图 5),

表2 银洞坡金矿床及围岩的硫、铅同位素组成

Table 2 Sulfur and lead isotope analysis of sulfides and wallrocks in the Yindongpo gold deposit

标高/ 矿体号	样号	测试 对象	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	模式 年龄 μ	ω	
155m /51	99H15	黄铁矿	2.2	17.2159	15.6120	38.8610	1024	9.69	48.62
155m /3	99H20	黄铁矿	2.6	17.1060	15.4742	38.4220	958	9.42	45.53
145m /1	99H01	黄铁矿	2.6	17.1499	15.5779	38.8090	1035	9.64	48.48
145m /1	99H05	方铅矿	1.3	16.9904	15.4355	38.4194	998	9.36	46.01
145m /1	99H06	黄铁矿	2.3	17.0966	15.4457	38.3180	935	9.36	44.73
145m /1	99H10	黄铁矿	2.0	17.0948	15.4391	38.2865	929	9.35	44.50
矿 145m /1	99H11	黄铁矿	1.6	17.1014	15.4354	38.2800	920	9.34	44.37
115m /3	99H29	黄铁矿	1.8	17.1590	15.4660	38.3620	913	9.39	44.69
床 115m /56	99H31	黄铁矿	2.7	17.0608	15.4186	38.2505	931	9.31	44.34
115m /56	99H34	黄铁矿	2.5	17.0716	15.4452	38.3547	952	9.37	45.11
115m /54	99H35	黄铁矿	2.6	17.1383	15.5089	38.5510	972	9.49	46.36
115m /54	99H36	黄铁矿	2.3	17.0674	15.4418	38.3503	951	9.36	45.08
115m /54	99H37	黄铁矿	2.5	17.0454	15.4214	38.2941	945	9.32	44.72
75m /3	99H41	黄铁矿	3.1	17.0542	15.4232	38.2820	941	9.32	44.61
平均值			2.3	17.0966	15.4676	38.4172	957	9.41	45.51
歪 头 山 组 地 层	Pt ₃ w ₃	W3-1	全岩	17.1408	15.4985	38.5722	854	9.25	45.05
	Pt ₃ w ₃	W3-5	全岩	17.6215	15.5146	38.5421	640	9.41	42.59
	Pt ₃ w ₂	W2-1	全岩	17.3733	15.4999	38.4407	799	9.42	43.79
	Pt ₃ w ₂	W2-5	全岩	17.1120	15.4967	38.5818	978	9.47	46.58
	Pt ₃ w ₁	W1-3	全岩	17.9757	15.5387	38.1263	415	9.41	38.56
平均值			17.4447	15.5097	38.4526	737	9.39	43.32	

注：(1)模式年龄 μ 值、 ω 值和平均值由本文计算获得,其他均为直接测试结果。

(2)矿床硫铅同位素测试在中国地质科学院同位素地球化学开放实验室完成。硫同位素测量采用 MAT-251 EM 气体质谱仪,测试精度为 $\pm 0.2\%$;铅同位素测量采用硅胶发射剂铯金属带,在 MAT261 热离子质谱仪上测试,标样为 NBS981, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 的分析精度在 2σ 水平上分别为 0.1%、0.09% 和 0.3%。

(3)地层铅同位素测试在中国科学院地质与地球物理研究所固体同位素地球化学实验室完成,测量仪器为德国 Finnigan 公司 MAT262 固体源质谱计,标样为 NBS981。

指示矿石硫可能主要源于歪头山组地层。远矿大理岩中硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围大,从 +3.3‰ 变化到 -25.4‰,包含了无机硫和生物硫,考虑到成矿过程硫同位素的均一化现象,大理岩提供矿石硫的可能性也无法排除。

总之,银洞坡金矿硫同位素特征具有多解性,没有给出确切的成矿物质来源的信息,但也支持矿石硫源自围岩歪头山组地层。

3.4 铅同位素

作者对银洞坡金矿床的矿石硫化物及歪头山组地层进行了铅同位素测试,结果列于表 2。

矿石 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 16.540 ~ 17.216,远低于 18.000,而 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 15.056 ~ 15.612,与 15.300 接近,铀铅显著

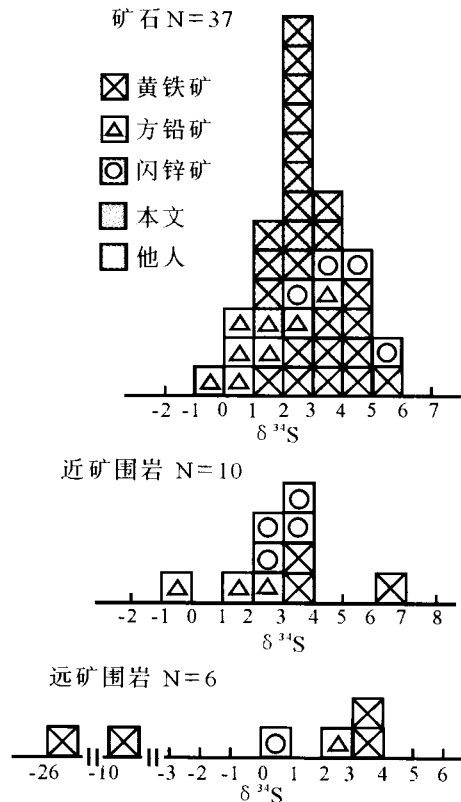


图5 银洞坡金矿床和围岩的 $\delta^{34}\text{S}$ (‰) 直方图

他人数据来自河南省地质研究所(1985)³

Fig.5 Histogram of $\delta^{34}\text{S}$ (‰) for the Yindongpo gold deposit and hostrocks

亏损。 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值为 37.336 ~ 38.861, 低于 39.000, 显示较弱的钍铅亏损。矿石铅 μ 值介于 8.65 ~ 9.69 (表 2), 高于正常铅 μ 值范围 (8.686 ~ 9.238); 而 ω 值介于 39.50 ~ 48.62, 明显高于正常铅 ω 值 (35.55 ± 0.59), 显示铅源的物质成熟度较高。总体而言, 银洞坡金矿硫化物相对富集钍铅, 与化学沉积岩、花岗岩、深变质岩的差别较大, 与浅变质岩铅同位素 (朱炳泉, 1998) 相似。结合矿区地质和区域地质情况, 认为矿石铅可能来自赋矿地层歪头山组, 因为后者以云母石英片岩、变粒岩、角闪片岩为主, Th/U 比值为 7.59 ~ 13.02³, 较高, 表明放射成因 ^{208}Pb 积累较多。 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 异常低, 计算其模式年龄为 881 ~ 1035Ma (表 2), 与歪头山组属晚元古代的认识 (胡受奚, 1988; 陈衍景和富士谷, 1992) 相吻合, 表明矿石铅可能主要来自歪头山组。

在铅构造模式图 (图 6A) 上, 矿石铅投影点跨度较大, 表明铅来自时代较老的铀钍铅体系, 即古老陆块基底, 多数样品集中在造山带和地幔演化线之间; 而在 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图上 (图 6B) 都分布于下地壳演化线之上, 表明铅源中铀和钍都不富集, 甚至亏损。虽然矿床产于北秦岭, 但矿石铅与北秦岭和秦岭群岩石的铅同位素组成差别较大 (图 6), 表明矿石铅很难来自这些岩石地层单位。相对而言,

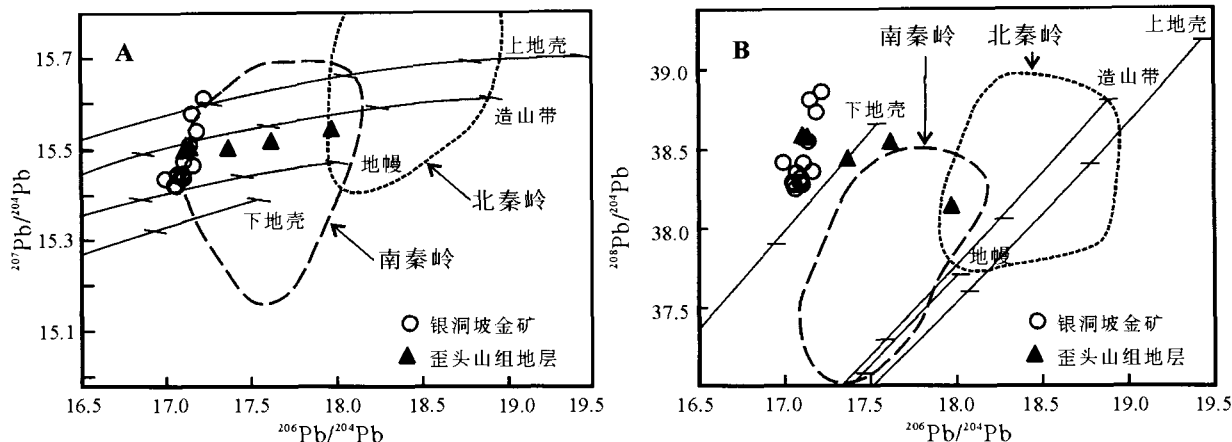


图6 银洞坡金矿床的铅同位素构造模式图

底图据 Zartman and Doe (1981), 南秦岭、北秦岭基底铅同位素范围据 Zhang et al. (1997)

Fig. 6 The plumbotectonic model for the the Yindongpo Au deposit

The base map adopted from Zartman and Doe (1981), and the domains of isotope ratios of the basements of the northern and southern Qinling Orogen from Zhang et al. (1997).

南秦岭基底的铅同位素组成与矿石铅同位素组成更为接近, 似可作为成矿物质来源。但是, 考虑到成矿后矿石铅中没有放射成因铅的再积累, 南秦岭基底仍有放射成因铅添加, 而矿石铅 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 高于南秦岭基底, 认为南秦岭基底很难作为矿石铅的主要来源。

从图6可以清楚地看出, 歪头山组地层与银洞坡矿床的铅同位素组成极为接近, 应是矿石铅的主要源区。此外, 歪头山组地层的 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 均略高于银洞坡矿床(表2), 考虑到成矿后矿石硫化物中没有新增放射成因铅, 而歪头山组岩石仍在持续积累放射成因铅, 歪头山组应是最理想的矿石铅源区。

4 矿床成因讨论

综上所述, 银洞坡金矿是桐柏山区围山城金银多金属矿带的3个重要矿床之一, 矿区北部为桃园古生代花岗岩和梁湾中生代花岗岩, 矿区以南发育朱夏(-大河)断裂等多个中生代陆内俯冲带, 成矿作用与中生代构造-岩浆作用有密切的成因联系, 而成矿同位素测年已证实成矿作用发生于中生代, 且成矿过程具有多阶段性。银洞坡金矿的矿体主要赋存在歪头山组碳质绢云片岩层内, 特别是河前庄背斜轴部的虚脱部位及背斜与构造破碎带的复合部位, 因此矿床的层控地质特征显著。成矿流体属于中温、中-浅成、低盐度、低密度、富 CO_2 的 $\text{K}^+ - \text{SO}_4^{2-}$ 型(详见张静, 2004), 与国内外造山型矿床的成矿流体系统(Kerrick et al., 2000; Groves et al., 2003; Chen et al., 2005, 2006)基本一致。氢-氧-碳同位素地球化学研究揭示早、中阶段的成矿流体主要来自赋矿地层变质脱水, 晚阶段成矿流体系统趋向开放, 加入大量大气降水; 而碳-硫-铅同位素体系则指示成矿物质主要来自歪头山

组地层。因此, 银洞坡金矿属于由歪头山组地层控制的层控造山型金矿。

上述矿床的区域地质、矿床地质和地球化学特征要求我们综合考虑区域构造、地层、岩浆、变质、流体等多种地质因素, 将这些成矿条件有机地结合起来进行矿床成因分析, 从而建立科学而符合地质实际的综合成矿模型。为此, 我们借用碰撞造山成岩、成矿与流体作用模式, 即CMF模式(陈衍景等, 2003; Chen et al., 2005, 2006)来分析银洞坡金矿成因和成矿过程:

在中生代扬子与中朝板块陆陆碰撞过程中, 南秦岭板片沿商丹(松扒)断裂向北俯冲到北秦岭之下, 导致北秦岭不同构造单元的拆离和向南逆掩推覆(图7), 形成一系列板片呈薄皮或厚皮方式堆叠, 导致造山带隆升; 同时, 下插板片增温增压, 发生变质、脱水和部分熔融, 流体和岩浆势必向低温低压的浅部(即仰冲板片)迁移或侵位, 在仰冲板片发育流体成矿系统或岩浆-流体(成矿)系统, 使仰冲板片出现热液矿床和花岗岩类的规律性分带(图7)。因此, 梁湾花岗岩位于围山城金银成矿带的北侧, 其成岩岩浆也已被同位素地球化学研究证实来自于A型俯冲的南秦岭基底物质的部分熔融(张宏飞等, 1999, 2000)。

银洞坡流体成矿系统一旦发育, 热异常便驱动流体循环, 不断萃取歪头山组地层内的大量成矿元素, 并将成矿元素搬运至有利于流体聚集、成矿物质卸载的空间, 使成矿物质富集成矿。伴随陆陆碰撞造山作用的进行和减弱, 区域构造背景由挤压转向伸展, 较深层次的导矿和赋矿构造或空间逐渐抬升并演变为开放、脆性的浅层次构造, 成为大气降水热液循环的有利通道; 同时, 随热异常减弱, 深源变质流体作用逐渐减弱。因此, 成矿流体系统势必由早阶段变质热液为主演化为晚阶段大气降水热液为主, 期间不可避免地发

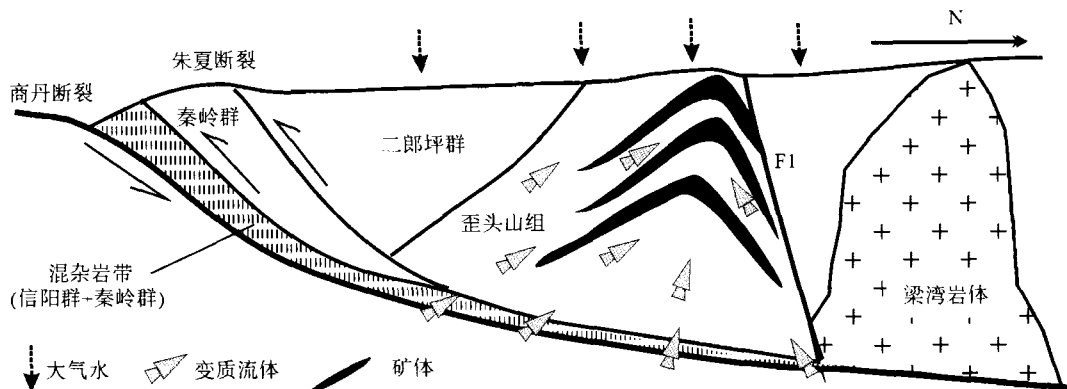


图7 银洞坡金矿成矿构造模式图

Fig.7 Tectonic-metallogenic model for the Yindongpo Gold Deposit

生中阶段的流体沸腾和两类流体混合。显然,这一理论性的认识与前述银洞坡矿床的地质和成矿流体系统的演化特征相吻合。

银洞坡金矿之所以能够成为碳质绢云片岩控制的层控造山型金矿,是因为:(1)碳质绢云片岩中的碳质含量高,碳质已石墨化,有利于沿之层间滑动和塑性流变,在河前庄褶皱作用过程中发生了层间滑脱,背斜轴部因虚脱而使碳质层加厚,成为有利的赋矿空间;(2)歪头山组的碳质绢云片岩的成矿元素丰度值高于其它岩性层位(图2),为成矿元素进一步富集成矿奠定了良好的基础;(3)碳质绢云片岩有利于成矿溶液中金元素的还原、沉淀,碳质对金具有强烈的吸附性;(4)碳质绢云片岩具有低渗透性,且沿碳质层发育较多的滑动面,其上下的断层系统和流体系统难以穿透、联通,许多断层及其运载的流体到此层位汇合,恰似“百川汇海”;(5)碳质绢云片岩之上的流体系统应以低温大气降水热液为主,之下的流体系统则主要为深源、高温的变质流体,此使碳质绢云片岩层表现为地质地球化学障,上、下流体的物理化学性质在此层位突变,易于卸载成矿物质。

5 结论

银洞坡金矿赋存于歪头山组碳质绢云片岩层内,特别是背斜轴部的虚脱部位及背斜与构造破碎带的复合部位,层控特征显著;成矿流体属于中温、中-浅成、低盐度、低密度、富 CO_2 ,与典型造山型矿床一致;氢-氧-碳-硫-铅同位素地球化学指示成矿流体由变质热液向大气降水热液演化,成矿流体与歪头山组岩石发生了强烈的水岩相互作用,成矿物质主要来自歪头山组;因此,无论是从地质地球化学特征还是矿床成因方面考虑,银洞坡金矿都应属于典型的层控造山型金矿床。

银洞坡金矿形成于中生代扬子与华北板块的陆陆碰撞造山过程,碰撞造山期间的下插板片变质脱水诱发了银洞坡流体成矿系统的发育,强烈的流体-岩石相互作用使歪头山

组内的成矿物质被萃取、迁移、聚集到碳质绢云片岩层,因此,碳质绢云片岩层,特别是其背斜轴部虚脱部位及与断裂构造的复合部位,成为矿体最有利的定位空间。

致谢 杨永、葛军、唐国军、王耀光、鲁颖淮等同学参加了研究工作,翟裕生、魏绮英、阎国翰、范宏瑞等教授给予热情指导,在此表示感谢。

References

- Chen YC, Li ZN, Wu RS. 2001. China's Gold Deposits and Their Metallogenesis. Geological Publishing House, Beijing, 465 (In Chinese)
- Chen YJ. 1995. Metallogenesis as well as geological and geochemical characteristics of Yindongpo gold deposit as an example of carbonaceous stratabound type. *Journal of Changchun University of Earth Sciences*, 25 (2): 161 - 167 (in Chinese with English abstract)
- Chen YJ, Fu SG. 1992. Gold Mineralization in West Henan, China. Seismological Press, Beijing, 234 (In Chinese)
- Chen YJ, Pirajno F, Qi JP, Li J, Wang HH. 2006. Ore geology, fluid geochemistry and genesis of the Shanggong gold deposit, eastern Qinling Orogen, China. *Resource Geology*, 56: 99 - 116
- Chen YJ, Pirajno F, Sui YH. 2005. Geology and D-O-C isotope systematics of the Tieluping silver deposit, Henan, China: Implications for ore genesis. *Acta Geologica Sinica*, 79: 106 - 119
- Chen YJ, Sui YH, Pirajno F. 2003. Exclusive evidences for CMF model and a case of orogenic silver deposits: Isotope geochemistry of the Tieluping silver deposit, east Qinling orogen. *Acta Petrologica Sinica*, 19: 551 - 568 (In Chinese with English abstract)
- Chu BL, Shan ZH, Wang G. 2000. Discussion on the characteristics and genesis of Yindongpo gold deposit, Henan. *Gold Geology*, 6(1): 32 - 37 (In Chinese with English abstract)
- Clayton RN, O'Neil JL, Mayeda TK. 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water. *Journal Geophysical Research*, B77: 3057 - 3067
- Faure G. 1986. Principles of Isotope Geology (Second Edition). John Wiley & Sons, New York, 589
- Fu GH. 1994. The Geological Structure and Metallogenesis of the Qinling-Dabie Orogenic Belt in Henan Province. Henan Science and Technology Press, Zhengzhou, 478 (In Chinese)
- Groves DI, Goldfarb RJ, Robert F, Hart CJR. 2003. Gold deposits in metamorphic belts: Overview of current understanding, outstanding

- problems, future research and exploration significance. *Economic Geology*, 98: 1-29
- Henan Bureau of Geology and Mineral Resources. 1989. The regional geology of Henan province. Geological Publishing House, Beijing, 772 (In Chinese)
- Hoefs J. 1997. *Stable Isotope Geochemistry* (3rd Edition). Springer-Verlag, Berlin, 201
- Hu SX, Lin QL, Chen ZM, Li SM. 1988. *Geology and Metallogeny of the Collision Belt Between the North and the South China Plates*. Nanjing: Nanjing University Press, 558 (In Chinese)
- Kerrich R, Goldfarb R, Groves D, Garwin S, Jia YF. 2000. The characteristics, origins and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces. *Science in China (D)*, 43(supp): 1-68
- Luo MJ. 1992. *Gold Deposits in Henan Province*. Beijing: Seismological Press, 422 (In Chinese)
- Qi JP, Zhang J, Tang GJ. 2005. Carbon and oxygen isotope composition of the Meso-Neoproterozoic strata south of the Xiong'er Terrane: Evidences of the CMF model. *Acta Petrologica Sinica*, 21(5): 1365-1372 (In Chinese with English abstract)
- Schidlowski M. 1998. Beginning of terrestrial life: problems of the early record and implications for extraterrestrial scenarios. *Instruments, Methods, and Missions for Astrobiology, SPIE*, 3441: 149-157
- Taylor HP. 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Econ. Geol.* 69: 843-883
- Wu HW, Ren AQ. 2005. Geochemical anomaly characteristics and ore prospecting model in the yingdongling ore deposit. *Geology and Prospecting*, 41(1): 62-67 (In Chinese with English abstract)
- Xu QD, Zhong ZQ, Suo ST, Qi XM. 1995. Ore-forming fluid in mesothermal gold deposits of Tongbai-Dabie area: their properties and precipitation mechanism. *Mineral Deposits*, 14(1): 59-72. (In Chinese with English abstract)
- Yang Y. 2002. The study on fluid inclusions of Yindongpo gold deposit. *Mineral Deposits*, 21(supp): 1076-1079 (In Chinese)
- Zartman RE, Doe BR. 1981. Plumbotectonics-the model. *Tectonophysics*, 75: 135-162
- Zhang GW, Guo AL, Liu FT. 1996. Three-dimensional architecture and dynamic analysis of the Qinling Orogenic Belt. *Science in China (D)*, 39(supp): 1-9
- Zhang HF, Gao S, Zhang L. 2000. Granitoids in Erlangping ophiolite fragment from northern Tongbai area, China: geochemistry, petrogenesis and deep crustal nature. *Scientia Geologica Sinica*, 35(1): 27-39 (In Chinese with English abstract)
- Zhang HF, Zhang L, Gao S. 1999. Geochemical study of deep crustal composite from Yanshanian granites of northern Tongbai area. *Geochimica*, 28: 105-112 (In Chinese with English abstract)
- Zhang HF, Gao S, Zhang BR *et al.* 1997. Pb isotopes of granitoids suggests Devonian accretion of Yangtze (South China) craton to North China craton. *Geology*, 25: 1015-1018
- Zhang J. 2004. *Case and Comparative Studies on the Typical Silver-Gold Deposits in East Qinling-Tongbai Mountains*. [Ph. D. dissertation]. Peking University, Beijing, 139 (in Chinese with English abstract)
- Zhang LG. 1989. *Petrogenic and Minerogenic Theories and Prospecting*. Beijing: Beijing University of Technology Press, 200 (in Chinese with English abstract)
- Zhang ZH, Yan AL, Li JL, Han CQ. 1999. Geochemical features of the Yindongpo gold deposit in Tongbai region, Henan province. *Geoscience*, 13(1): 105-110 (In Chinese with English abstract)
- Zhao GC, Sun M, Wilde SA, Li SZ. 2004. A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup. *Earth Science Reviews*, 67: 91-123
- Zheng YF, Chen JF. 2000. *Stable Isotope Geochemistry*. Beijing: Science Press, 316 (In Chinese)
- Zhou TH, Goldfarb RJ, Phillips GN. 2002. Tectonics and distribution of gold deposits in China: an overview. *Mineralium Deposita*, 37: 249-282
- Zhu BQ. 1998. *Theory and application of isotope systematics in earth sciences*. Beijing: Science Press, 330 (In Chinese)

附中文参考文献

- 祁进平, 张静, 唐国军. 2005. 熊耳地体南侧中晚元古代地层碳氧同位素组成: CMF 模式的证据. *岩石学报*, 21(5): 1365-1372
- 陈衍景. 1995. 炭质层控型银洞坡金矿的地质地球化学特征和矿床成因. *长春地质学院学报*, 25(2): 161-167
- 陈衍景, 富士谷. 1992. 豫西金矿成矿规律. 北京: 地震出版社, 234
- 陈衍景, 隋颖慧, Pirajno F. 2003. 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. *岩石学报*, 19: 551-568
- 楚柏林, 山正红, 王广. 2000. 河南银洞坡金矿床特征及成因探讨. *黄金地质*, 6(1): 32-37
- 符光宏. 1994. 河南省秦岭-大别造山带地质构造与成矿规律. 郑州: 河南科学技术出版社, 478
- 河南省地质矿产局. 1989. 河南省区域地质志. 北京: 地质出版社, 772
- 胡受奚, 林潜龙, 陈泽铭, 黎世美. 1988. 华北与华南古板块拼合带地质与成矿. 南京: 南京大学出版社, 558
- 罗铭玖. 1992. 河南金矿地质概论. 北京: 地震出版社, 422
- 吴宏伟, 任爱琴. 2005. 河南银洞岭银矿床原生地球化学异常特征及找矿模型. *地质与勘探*, 41(1): 62-67
- 徐启东, 钟增球, 索书田. 1995. 桐柏-大别地区中温热液金矿床成矿流体性质与沉淀机理. *矿床地质*, 14(1): 59-72
- 杨永, 陈华勇, 鲁颖怀. 2002. 银洞坡金矿流体包裹体研究. *矿床地质*, 21(增刊): 1076-1079
- 张宏飞, 高山, 张利. 2000. 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. *地质科学*, 35(1): 27-39
- 张宏飞, 张利, 高山. 1999. 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. *地球化学*, 28(2): 105-112
- 张静. 2004. 东秦岭-桐柏地区典型银金矿床的剖析和对比研究. 北京: 北京大学[博士研究生学位论文], 139
- 张理刚. 1989. *成岩成矿理论与找矿*. 北京: 北京工业大学出版社, 200
- 张宗恒, 鄢安禄, 李吉林, 韩存强. 1999. 河南桐柏地区银洞坡金矿床地球化学特征. *现代地质*, 13(1): 105-110
- 郑永飞, 陈江峰. 2000. *稳定同位素地球化学*. 北京: 科学出版社, 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, 330