

西秦岭三个典型金矿床稳定同位素地球化学特征

冯建忠¹ 汪东波² 王学明³ 邵世才¹

(1. 北京矿产地质研究所, 北京 100012; 2. 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037;
3. 中国地质调查局发展研究中心, 北京 100037)

摘要: 据八卦庙金矿、李坝金矿、小沟里金矿稳定同位素研究, 金矿床 $\delta^{34}\text{S}$ 比正常沉积岩变化范围窄, 比岩浆-火山岩型矿床宽, 硫源是海水硫酸盐还原硫与深部热源来源硫所组成的混合硫。石英包裹体流体氢、氧同位素分布于岩浆水、大气降水的重叠过渡区, 更靠近岩浆水区, 岩浆水的同位素特征更明显。八卦庙金矿石英脉 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 高于地壳 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值 ($n \times 10^{-8}$), 低于地幔 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值 ($n \times 10^{-5}$), 为壳-幔混合源。上述同位素地球化学证据表明, 金成矿与岩浆岩有一定的成因关系。岩浆岩与金矿床空间关系密切, 矿区内脉岩发育, 脉岩为矿体的上下盘。含矿岩石中发育斑点构造, 斑点为黄铁矿、磁黄铁矿、毒砂、绿泥石、石英、绢云母、黑云母、堇青石、红柱石、电气石、碳酸盐等热变质矿物和热液交代矿物, 表明花岗岩为成矿提供热动力。据八卦庙金矿、李坝金矿、小沟里金矿稳定同位素地球化学研究, 结合成矿地质背景分析和区域成矿地质特征对比, 认为凤太、西成、礼岷地区金矿与微细浸染型(卡林型)金矿有明显的差别, 该区金矿类似于岩浆热液矿床。

关键词: 中秦岭; 凤太-礼岷; 金矿; 稳定同位素

中图分类号: P597+.4 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-3657(2004)01-0078-07

西秦岭造山带以产有微细浸染型(卡林型)金矿而著名^[1], 但最新地质勘查和研究表明, 西成和凤太地区的金矿如八卦庙金矿、双王金矿、小沟里金矿等以粗粒金为主、见有明金。与微细浸染型(卡林型)金矿明显不同, 成矿与岩浆岩和脆-韧型剪切带关系密切。八卦庙、李坝、小沟里金矿床分别产在凤太盆地、礼岷盆地、西成盆地内, 是中秦岭具有代表性的 3 个金矿床(图 1)。小沟里金矿为岩浆热液型, 八卦庙超大型金矿兼具脆韧型剪切带与岩浆热液成矿的特点。李坝大型金矿金为次显微金, 即微细浸染型与岩浆热液型金矿的过渡类型。在矿体、矿石特征上, 李坝金矿为构造破碎带蚀变岩型, 小沟里金矿为石英脉型, 八卦庙金矿为石英脉+构造破碎带蚀变岩型复合型。这 3 个金矿床的稳定同位素研究, 对于认识秦岭地区金矿成因类型和成矿作用研究以及探讨大型-超大型矿床的成矿作用和找矿标志有重要意义。

1 典型金矿床成矿地质特征

1.1 八卦庙超大型金矿床成矿地质特征

八卦庙金矿位于中秦岭华里西褶皱带, 凤县—镇安褶皱束西端北缘。构造上为苏家沟—空棺复向斜西端北翼的八卦

庙次级向斜。由于长沟—二里河脆韧性剪切带通过矿区, 所以本区岩石发生了强烈的脆韧性变形。上泥盆统星红铺组是八卦庙金矿的含矿地层。容矿岩石为浅变质细碎屑岩类, 主要岩性为斑点状粉砂质绢云母千枚岩、铁白云石绢云母千枚岩。容矿岩石的岩石化学成分与一般碎屑岩比较, CaO 和有机碳较高。矿区内发育一些中酸性脉岩; 矿区东南露有印支—燕山期西坝复式岩体^[2]。

矿床由南北中 3 个矿带组成, 矿体呈似层状、层状和透镜状产出, 沿走向和倾向均具有分支复合、膨胀狭缩乃至尖灭现象。总体产状与围岩一致, 其产状和形态受层间破碎带和区域构造双重控制^[3]。

金矿石有 3 种类型: 一类为破碎带强蚀变岩; 另一类由含金石英脉组成; 第三类则由含金铁白云石石英脉组成。石英脉型矿化有两种类型: 一种为早期石英脉, 受脆韧性剪切构造控制, 为顺层无根柔皱状石英大脉; 第二种为脆性剪切石英小脉、细脉、网脉^[4]。

矿区广泛发育各种围岩蚀变, 以硅化、铁白云石化、绢云母化、磁黄铁矿-黄铁矿化等为主。褪色蚀变带是重要矿化标志, 在褪色带中的构造裂隙硫化物发育部位, 往往赋存有工

收稿日期: 2002-10-12; 改回日期: 2003-10-16

基金项目: 国家重点基础研究项目(G1999043213)和国家科技攻关项目(96-914-01-04)联合资助。

作者简介: 冯建忠, 男, 1960 年生, 博士, 教授级高工, 从事矿床地质和地球化学研究工作; E-mail: fjz@bigm.com.cn。

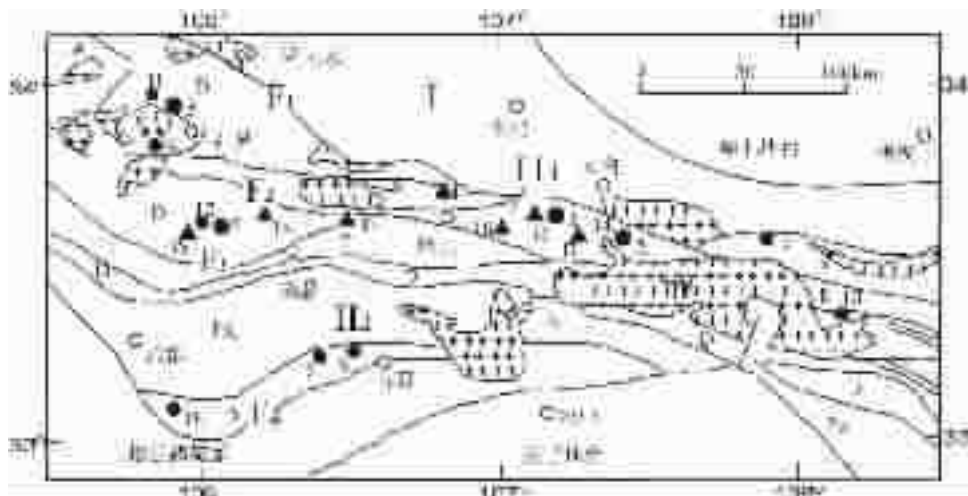


图 1 西秦岭造山带构造地质图及矿产分布规律(据汪东波^[9], 2001 修改)

T—三叠系;P—二叠系;D—泥盆系;Pz₁—下古生界;ηγγ—二长花岗岩;F₁—商州—丹凤断裂带;F₂—礼县—山阳断裂带;F₃—临潭—镇安断裂带;F₄—略阳—玛曲断裂带;I—北秦岭褶皱带;II₁—南秦岭褶皱带北亚带;II₂—南秦岭褶皱带南亚带;●—金矿床:1—凤县八卦庙;2—太白双王;3—周至马鞍桥;4—凤县庞家河;5—礼县李坝;6—礼县金山;7—成县小沟里;8—略阳煎茶岭;9—康县尚家沟;10—联合村;11—礼县赵沟;12—成县三羊坝;13—正河;▲—铅锌矿床:14—银母寺;15—八方山;16—铅洞山;17—洛坝;18—厂坝—李家沟;19—邓家山

Fig.1 Geological map of the western Qinling orogenic belt showing distribution of ore deposits

T—Triassic;P—Permian;D—Devonian;Pz₁—Lower Paleozoic;ηγγ—monzogranite;F₁—Shangzhou—Danfeng fault;F₂—Lixian—Shanyang fault;F₃—Lintan—Zhenan fault;F₄—Lueyang—Maqu fault;I—northern Qinling fold belt;II₁—northern part of southern Qinling fold belt;II₂—southern part of southern Qinling fold belt;●—gold deposit:1—Baguamiao in Fengxian;2—Shuangwang in Taibai;3—Maanqiao in Zhouzhi;4—Pangjiahe in Fengxian;5—Liba in Lixian;6—Jinshan in Lixian;7—Xiaogouli in Chengxian;8—Jianchalingin Lueyang;9—Shangjiagou in Kangxian;10—Lianhecun;11—Zhaogou in Lixian;12—Sanyangba in Chengxian;13—Zhenghe;▲—Pb—Zn deposits:14—Yinmusi;15—Bafangshan;16—Qiandongshan;17—Luoba;18—Changba—Lijiagou;19—Dengjiashan

业金矿体。褪色带与围岩呈渐变过渡关系,它是围岩遭受硅化和铁白云石化后的产物,金含量是围岩的数倍。空间上从东向西,从八卦庙→丝毛岭→二里河,蚀变程度减弱,石英脉减少,金品位降低但矿化蚀变类型一致。

与微细浸染型(卡林型)金矿不同,金粒度变化较大,明金(>0.07 mm)占 80%,微粒金占 20%。自然金的成色为 836~960,平均 888,多为含银自然金^[7]。成矿温度较高(175~366℃),包裹体含气相包裹体,气液比可达 100%,含 CO₂ 多相包裹体。矿区内发育接触变质和热液交代形成的黄铁矿、毒砂、电气石、黑云母、绢云母、石英、碳酸盐、绿泥石等斑点。最新研究表明,该矿床受二里河—八卦庙—空馆沟脆韧性剪切带控制^[8],在成矿时间、空间、成因上与西坝岩体有一定的关系。

1.2 李坝大型金矿床成矿地质特征

李坝金矿床位于礼(县)—岷(县)金矿带东部,为中秦岭华里西褶皱带西段,位于中川岩体北东 2 km 处,礼县—罗坝—锁龙口深断裂于矿床南约 1 km 处通过。中川岩体为 3 期 5 次侵入的复式岩体。主体为印支—燕山期花岗岩,角岩化热接触变质作用十分发育。矿区地层为泥盆系中统舒家坝组斑点状粉砂质板岩夹少量变质粉砂岩、变质石英砂岩夹斑点粉砂

质板岩,斑点状粉砂质板岩夹变质粉砂岩。矿区位于石家河坝复式向斜北翼次级马坞—大沟门弧形背斜南东倾伏端。矿区斜闪煌斑岩、闪长细晶岩、斜长细晶岩和花岗细晶岩等脉岩发育,脉岩与金矿化有密切的空间伴生关系,是重要找矿标志之一^[9-10]。

目前已发现大小矿体近 20 条,受断裂构造控制,以透镜状、脉状为主,矿体分枝复合及膨缩现象明显。矿石矿物组合为自然金—黄铁矿型,含少量方铅矿、闪锌矿、毒砂、磁黄铁矿等,硫化物总量一般小于 10%。非金属矿物主要为绢云母、石英,少量碳酸盐、绿泥石。矿石构造有自形—半自形—他形粒状结构、嵌晶结构、交代结构、压碎结构。矿石构造有浸染状、斑点状、条带状、角砾状、脉状等^[9-10]。

金的载体矿物为黄铁矿、褐铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿、绢云母、石英、碳酸盐等,以黄铁矿和绢云母为主。含 Au 黄铁矿有 4 种产出形式:浸染状、斑点状、团块状和细脉状。浸染状黄铁矿含金最高,浸染状黄铁矿中又以半自形多晶黄铁矿集合体含金最高。金的赋存形式主要为晶间金和裂隙金,二者约占总含量的 87.6%。晶间金主要分布于黄铁矿、石英、绢云母、褐铁矿中及金属硫化物与脉石矿物交接界面上;裂隙金

主要分布于黄铁矿和石英中。金矿物粒度细小,细粒级与微粒级在原生矿石中占 91.2%。金平均成色为 834。

围岩蚀变简单,主要有黄铁矿化、绢云母化、硅化、碳酸盐化等。其中,黄铁矿化与金矿化关系最密切,其蚀变强度与矿化强度呈正比,形成明显的退色带。

包裹体特征与一般卡林型金矿有一定的差异,李坝金矿石英中包裹体异常发育,均一温度高(150~390℃)。包裹体含气相包裹体,气液比可达 100%,含 CO₂ 多相包裹体。

1.3 小沟里金矿床成矿地质特征

小沟里金矿床是近年新发现的金矿类型。矿床位于中秦岭南亚带西段西成矿田内。矿区出露地层为中泥盆统西汉水组,自下而上分为两层:

第一层(D_{2x1})生物灰岩层;主要为含泥砂质生物屑-微晶灰岩,生物碎屑灰岩,局部见砂质灰岩,其上部有铅锌矿化。

第二层(D_{2x2})千枚岩层;绢云母千枚岩,含钙质粉砂质绢云母千枚岩,斑点状绢云母千枚岩,局部泥-晶灰岩夹含钙质泥质硅质岩、条带状铁碳酸盐石英钠长石蚀变岩,为金矿的赋矿层^[1]。

矿床沿吴家山背斜南翼次一级三洋坝向斜南翼产出。矿区断裂发育,主要有北西向和北东向两组。矿区东南部为大山花岗岩,单颗粒铅石 U-Pb 年龄为 201.4±0.9Ma,为早燕山期。矿区内中酸性岩脉发育,主要为花岗斑岩脉,次为闪长玢岩脉。

该矿床为石英大脉型,已发现 40 余条金矿体。矿体多呈似层状、透镜状、脉状,与围岩小角度相交。受断裂裂隙控制,

表 1 八卦庙、李坝及小沟里金矿床硫同位素组成
Table 1 S Isotopic compositions of the Baguamaio, Liba and Xiaogouli gold deposits

矿区	样号	矿物	产状	$\delta^{34}\text{S}/\text{‰}$	资料来源	矿区	样号	矿物	产状	$\delta^{34}\text{S}/\text{‰}$	资料来源
八卦庙	BK ₁₋₂	黄铁矿	浸染状矿石	12.8	文献[11]	李坝	78	黄铁矿	成矿早期矿石	7.1	甘肃有色地质勘查局, 1999
		磁黄铁矿	浸染状矿石	12.1			李-2	黄铁矿		7	
		白铁矿	浸染状矿石	4.1			37	黄铁矿		9.9	
	BK ₂	磁黄铁矿	浸染状矿石	12.4			TC36-1	黄铁矿	4		
		白铁矿	浸染状矿石	13			一采(2)	黄铁矿	3		
	BK ₁₆	黄铁矿	细脉状矿石	12.7			TC18	黄铁矿	10.3		
		磁黄铁矿	细脉状矿石	12			TC50	黄铁矿	8.4		
		白铁矿	细脉状矿石	13.8			PD2-3	黄铁矿	7.5		
	BK ₂₀	磁黄铁矿	细脉状矿石	13.9			杜沟 9#	黄铁矿	2.5		
		白铁矿	细脉状矿石	12.5			TC15-7	黄铁矿	7.1		
	BK ₂₁	黄铁矿	浸染状矿石	9.4			二采场	黄铁矿	8.6		
		磁黄铁矿	浸染状矿石	12.7			TC95-1	黄铁矿	7.3		
		白铁矿	浸染状矿石	9.8			一采场(3)	黄铁矿	8.7		
	BK ₂₂	黄铁矿	细脉状矿石	14.6			TC38-1	黄铁矿	7.5		
		磁黄铁矿	细脉状矿石	10.1			ZK31-1	黄铁矿	10.6		
		白铁矿	细脉状矿石	9.5			ST-V	黄铁矿	6.9		
	BAu6-1	磁黄铁矿	矿石	6.8			ZK95-1	黄铁矿	8.9		
		B-015	黄铁矿	矿石			13.56	ZK104-1	黄铁矿	8.2	
B-015-		磁黄铁矿	矿石	8.63	ZK112-1	黄铁矿	10.3				
B-033		磁黄铁矿	矿石	8.61	K3-1	黄铁矿	7.1				
B-511		黄铁矿	矿石	5.03	29	黄铁矿	5.1				
Zk6201		黄铁矿	矿石	5.82	103-1	黄铁矿	7				
Jan-90		黄铁矿	围岩	4.7	TC11-3	黄铁矿	2.5				
B-517		黄铁矿	围岩	-0.38	TC11-4	黄铁矿	4.4				
BAu6		黄铁矿	围岩	14.5	李-3	黄铁矿	6.3				
BAu6-1		黄铁矿	围岩	8.4	李-4	黄铁矿	4.3				
Xg-a		毒砂	千枚岩	9.9	105	黄铁矿	围岩	-0.7			
		Xg-4a	黄铁矿	石英脉	8.3	100	黄铁矿	变砂岩	5.6		
	Xg-4b	黄铁矿	石英脉	8.8	Ye-1	黄铁矿	千枚岩	6.7			
	Xg-6	毒砂	石英脉	11.3	小沟里	Xg-12	闪锌矿	铅锌矿	16.9	本文	
	Xg-8	黄铁矿	石英脉	9.9		Xg-10	黄铁矿	石英脉	12.6		
						Xg-14	黄铁矿	石英脉	14.6		
				Xg-18		黄铁矿	石英脉	14.1			

测试单位:中国科学院地质与地球物理研究所同位素室。

矿体一般由多条含金石英脉、网脉和其间的蚀变岩组成。矿石类型以石英脉为主,从矿体中心向外具有从大脉型→细脉型变化的趋势。

小沟里金矿发育典型的热液成矿的结构构造,矿石构造主要为浸染状、细脉浸染状构造、多孔状构造、斑点构造,其次为晶洞构造、斑杂状构造。矿石结构有隐晶结构、自型-半自型粒状结构、交代结构、碎裂结构、环边结构、梳状结构,以粒状结构为主,次为交代结构。

金主要呈显微金-粗粒金产出,经常见到明金。与秦岭造山带其他金矿不同,矿石中硫化物含量高,主要有黄铁矿、磁黄铁矿、毒砂、方铅矿、闪锌矿,硫化物矿物粒度较粗,石英脉中经常发育块状矿石^[8]。

2 硫同位素地球化学特征

硫是成矿热液中最主要的矿化剂,硫化物是矿床中的主要金属矿物。因此,硫同位素是矿床成因和成矿物理化学条件的指示剂。

八卦庙金矿床围岩硫同位素变化范围较大(表 1),矿石 $\delta^{34}\text{S}$ 为 $5.0\text{‰}\sim+14.6\text{‰}$,在频率分布直方图上具塔式集中分布,25 件矿石硫化物样品标准差 3.1,平均值 10.6‰ ,比正常沉积岩的硫同位素变化范围窄,比典型岩浆-火山成因矿床变化范围宽,介于沉积硫与深源硫同位素组成之间。与双王金矿(钠长岩的 $\delta^{34}\text{S}$ 平均 10.36‰)和八方山铅锌矿床($\delta^{34}\text{S}$ 平均 8.4‰)比较接近,但还是比区域上铅锌矿 $\delta^{34}\text{S}$ 变化范围小。如热水沉积型(厂坝式)铅锌矿为 $-1.34\text{‰}\sim+29.3\text{‰}$,一般平均为 $16\text{‰}\sim+21\text{‰}$ 。沉积改造型(毕家山式)铅锌矿 $\delta^{34}\text{S}$ 为 $-1.5\text{‰}\sim+24.1\text{‰}$,平均为 $7.68\text{‰}\sim+14.77\text{‰}$ 。八卦庙金矿围岩 $\delta^{34}\text{S}$ 比矿石 $\delta^{34}\text{S}$ 变化范围较大,与凤太地区铅锌矿围岩 $\delta^{34}\text{S}$ 一致,反映了相似硫来源。说明围岩的硫源是海水硫酸盐还原硫与地壳深部热液来源硫所组成的混合硫。矿石 $\delta^{34}\text{S}$ 为 $5.03\text{‰}\sim+15.4\text{‰}$,极差 10.37‰ ,平均值 9.6‰ 。与围岩的 $\delta^{34}\text{S}$ 相比变化范围较小,表明矿石的硫同位素由于岩浆-构造热液影响,曾发生过均一化。

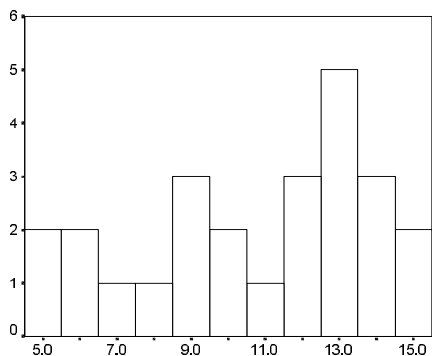


图 2 八卦庙金矿床矿石硫同位素频率分布直方图
Fig. 2 Histogram of S isotope frequency distribution of the Baguamiao gold deposit

李坝金矿硫同位素组成特征如表 1 所示,其中矿石硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 为 $2.5\text{‰}\sim+10.6\text{‰}$,大多数样品 $\delta^{34}\text{S}$ 为 $3\text{‰}\sim+9\text{‰}$ 。29 件样品平均值为 6.8‰ ,标准差 2.3,均一化程度比八卦庙高,具塔式集中分布的特点(图 2)。

小沟里金矿 9 件硫同位素样品分析,平均值为 9‰ ,标准差 2.93。

以上硫同位素特征表明,3 个金矿床硫是深源岩浆硫和壳源硫的混合硫,在一定程度上兼具陨硫硫的特点。

3 氢、氧同位素地球化学特征

3.1 八卦庙金矿床氢、氧同位素地球化学特征

据八卦庙金矿床石英包裹体水氢同位素分析(表 2), $\delta\text{D}_{\text{水}}$ 为 $-86\text{‰}\sim-73\text{‰}$,极差 13‰ ,平均 -80‰ ;石英氧同位素组成采用石英-分馏方程式^[13]计算所得 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ 为 $5.0\text{‰}\sim+13.3\text{‰}$,极差 8.3‰ ,平均值 11.01‰ 。在 $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ 水图(图 4)上,数据落入岩浆水区、变质水区和大气降水区,靠近岩浆水区。说明八卦庙金矿的成矿热液是大气降水、岩浆水的多源混合热液,岩浆水特征更明显。

3.2 李坝金矿床氢、氧特征

李坝金矿床石英包裹体溶液 δD 变化范围: $-74\text{‰}\sim-83\text{‰}$,平均 -79.9‰ ;采用石英-分馏方程式^[13]计算所得 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ 变化范围为 $9.5\text{‰}\sim+11.7\text{‰}$,平均 10.7‰ 。在 $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ 图上,投影点落在岩浆水、大气降水之间,为岩浆水、大气降水的混合水(图 4),岩浆水特征更明显。

3.3 小沟里金矿床氢、氧同位素特征

三洋坝-小沟里金矿区石英的氢氧同位素组成见表 4,采用石英-分馏方程式^[13],求得成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ 水值为 $8.2\text{‰}\sim+12.8\text{‰}$,平均值 10.7‰ 。 δD 为 $-58\text{‰}\sim-77\text{‰}$,平均 -69.2‰ 。在 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}-\text{D}$ 图(图 4)上数据点多靠近岩浆水范围,岩浆水特征更明显。该矿区的氢氧同位素组成与邓家山铅锌矿床矿物包裹体的氢氧同位素组成区别较大,说明该区金矿床与铅锌矿床成因不同。矿床地质特征表明,小沟里金矿为宽大的石英脉型金矿,几乎全部为粗粒金,在石英脉中肉眼可以见到明

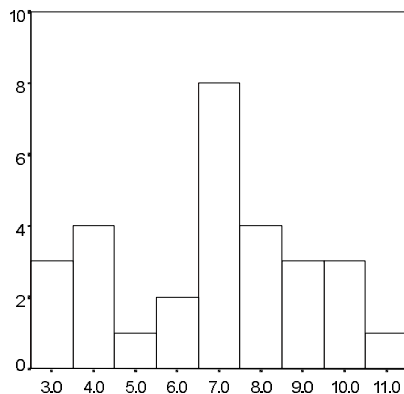


图 3 李坝金矿床矿石硫同位素分布直方图
Fig. 3 Histogram of S isotope distribution of the Liba gold deposit

表2 八卦庙金矿床石英及包裹体氢氧同位素组成

Table 2 H and O isotopic compositions of the Baguamiao gold deposit

样号	产状	矿物	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}/\text{‰}$	$\Delta D/\text{‰}$	t/°C
BG-4	NW 向顺层石英	石英	19.6	11.80	-81	276.3
BG-8	NE 向切层石英	石英	20.1	12.57	-79	283.2
BG-6	NE 向切层石英	石英	19.7	11.07	-79	257.1
BG-16	NW 向顺层石英	石英	20.1	13.09	-77	296.9
BG-17	NW 向顺层石英	石英	20.4	12.65	-76	277.7
BG-19	NE 向切层石英	石英	19.5	13.22	-81	317.8
BG-22	NE 向切层石英	石英	18.3	10.17	-73	268.4
BG-24	NE 向切层石英	石英	20.4	9.86	-78	219.4
BG-27	NE 向切层石英	石英	19.4	11.08	-80	264.1
BG-28	NE 向切层石英	石英	20	13.52	-74	228
BG-31	NW 向顺层石英	石英	18.8	8.73	-77	312
BG-35	NW 向顺层石英	石英	19.5	9.61	-80	231.4
BG-55	NW 向顺层石英	石英	19.5	11.04	-84	260.9
BG-56	NE 向切层石英	石英	19.9	13.34	-86	309.4
BG-59	NW 向顺层石英	石英	14.5	5.03	-80	239.4
Sm-4	NE 向切层石英	石英	19.6	10.12	-84	239.2
Sm-5	NW 向顺层石英	石英	18.9		-84	
Sm-6	NE 向切层石英	石英	19.6	11.79	-85	276

测试单位:中国地质科学院地质研究所同位素室。

表3 李坝金矿床 H、O 同位素组成

Table 3 H and O isotopic compositions of the Liba gold deposit

样号	产状	矿物	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$	t/°C	$\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$	$\Delta D/\text{‰}$
Lb-1	矿体上盘石英脉	石英	18	271.4	10.00	-80
Lb-19	矿体中顺层石英脉	石英	17.9	315.7	11.55	-81
Lb-20	矿体中顺层石英脉	石英	17.7	292	10.51	-81
Lb-27	围岩中晚期石英脉	石英	17.3	338.7	11.67	-83
Lb-29	矿体中石英脉	石英	17.9	262.4	9.51	-83
Lb-35	顺层石英脉	石英	17.6	330.5	11.72	-77
Lb-41	矿体下盘石英脉	石英	17.6	311.7	11.11	-74
Lb-49	围岩中石英脉	石英	17.8	258.5	9.24	-80

测试单位:中国科学院同位素研究室

表4 小沟里金矿床石英及包裹体氢氧同位素组成

Table 4 H and O isotopic compositions of the Xiaogouli gold deposit

样号	矿物	$\delta^{18}\text{O}_{\text{岩}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}/\text{‰}$	$\Delta D/\text{‰}$	t/°C
Xg-4	石英	20.2	10.81	-77	241
Xg-6	石英	20.4	11.75	-58	256.6
Xg-18	石英	17	8.15	-74	252.2
Xg-31	石英	19.7	12.82	-69	300.5
Xg-39	石英	19.7	10.07	-68	236.3

测试单位:中国科学院同位素研究室

金,与中国变质岩区岩浆热液型金矿成矿特征一致。

4 氦同位素地球化学特征及地质意义

4.1 氦同位素对不同成因岩石和地质流体的指示意义

氦是最轻的惰性气体元素,它在地壳中的丰度为 $0.01 \times$

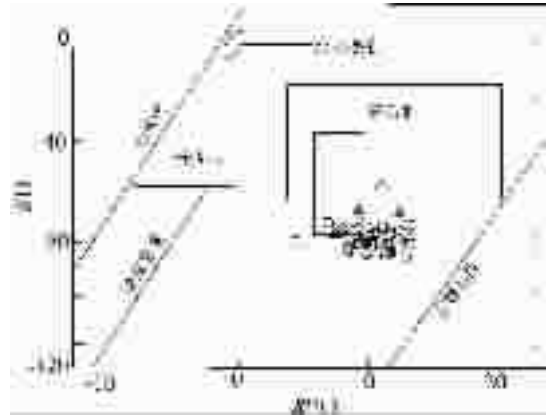


图4 八卦庙、李坝及小沟里金矿床石英氢氧同位素图

○—八卦庙金矿; △—小沟里金矿; □—李坝金矿

Fig. 4 $\delta^{18}\text{O}$ water and δD diagram of the Baguamiao, Liba and Xiaogouli gold deposits

○—Baguamiao; △—Xiaogouli; □—Liba

10^{-5} 。氦的同位素主要有 ^3He 和 ^4He ,其中①地球形成时从宇宙星云中吸聚的氦,主要是 ^4He ,现集中于地球内部,称为原始无捕获氦或地幔氦;②放射性元素铀、钍裂变产生的氦主要是 ^4He ;③宇宙射线轰击大气圈中的氮产生 ^3H ,由 ^3H 转化来的 ^3He 称为宇宙成因氦^[4]。地球不同圈层具有不同的惰性气体丰度模式和同位素比值,地幔中 He-Ne 相对富集,而较重的惰性气体富集在海水及有关物质中;幔源物质的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值一般高于大气圈和地壳。这一特征可用于区分地质样品的源区。 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 以陨石类物质最高(表5),其次是地幔热柱。与地幔热柱、洋中脊或大陆裂谷有关的地热流体也具有非常高的 $^3\text{He}/^4\text{He}$,一般为大气的 10 倍左右;一些幔源火山岩或幔源包体也具有相当高的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值,但变化范围比深源地热流体大;花岗岩岩石的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值约为大气的 1/100,而且不同地区、不同时代的花岗岩变化不大,其高 ^4He 含量主要来自 U、Th 的衰变。

近年来氦同位素研究进一步证实 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值可以作为物质起源与构造活动的一个有效标志,通常大气氦 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值为 1.40×10^{-6} ,地壳氦 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 为 $n \times 10^{-8}$,地幔氦 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 为 $n \times 10^{-5}$ 。洋中脊、岛弧、裂谷超基性岩具有较高的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值,花岗岩具有较低的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值。由于流体是水与岩石作用的结果,所以,不同地质环境下的流体具有不同的氦同位素比值。洋中脊、岛弧、裂谷环境的流体具有较高的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值,稳定地台环境的流体具有较低的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值。所以, $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值可以作为判断成岩、成矿物质及流体来源的一种重要标志。

4.2 金矿床氦同位素测定及地质意义

分别采集代表两期不同性质的石英脉,一类是与韧-脆性剪切作用有关的顺层无根石英脉,一类是 NE 向剪裂隙中

的切层石英脉。总体来看,八卦庙金矿石英脉 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 高于地壳值($n \times 10^{-8}$),低于地幔 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值($n \times 10^{-5}$)。八卦庙金矿石英脉 $^3\text{He}/^4\text{He}$ (表 5)低于幔源橄榄岩、玄武岩,高于花岗岩。同时低于岛弧带、洋中脊流体,高于稳定地台区流体。八卦庙金矿 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 分为两类,一类是印支期脆-韧性剪切带中 NW

顺层柔皱无根石英脉, $^3\text{He}/^4\text{He}$ 低,为 $0.37 \times 10^{-7} \sim 0.39 \times 10^{-7}$,另一类为燕山期岩浆-热动力改造期形成的 NE 穿层剪切石英脉, $^3\text{He}/^4\text{He}$ 高,为 $3.1 \times 10^{-7} \sim 10.3 \times 10^{-7}$ 。氦同位素研究进一步证实,氦为壳-幔混合源,早期以壳源为主,成矿流体主要来源于地层,即变质分异;晚期来源于深部岩浆热液。

表 5 八卦庙金矿床惰性气体同位素分析
Table 5 He isotopic composition of the Baguamiao gold deposit

样号	产状	矿物	$^3\text{He}/^4\text{He}$ (10^{-7})	^4He (10^{-7}cm^3) STP/g	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$	^{40}Ar (10^{-6}cm^3) STP/g
Bg-4	顺层石英脉,厚 1.5cm,脉壁有黄铁矿	石英	0.37 ± 0.09	40.4				
Bg-8	矿体中 NE 向陡倾石英脉,厚 1~2 cm,脉内无硫化物	石英	3.1 ± 1.0	0.66	1102 ± 18	5770 ± 85	5.24 ± 0.04	0.25
Bg-16	顺层石英脉,发生褶皱,有不均匀分布的细粒黄铁矿,较纯	石英	0.39 ± 0.04	212	296 ± 2	1543 ± 8	5.22 ± 0.04	9.14
Bg-24	NE 向石英脉,3~10 cm。脉壁有细粒黄铁矿	石英		含量极低	667 ± 12	3548 ± 78	5.33 ± 0.04	0.34
Bg-27	含硫化物石英节理脉,含硫化物	石英	0.39 ± 0.04	0.63	701 ± 22	3713 ± 146	5.31 ± 0.03	0.07
Bg-28	NE 向石英节理脉	石英	3.63 ± 0.72	2.74	328 ± 3	1775 ± 12	5.41 ± 0.01	>407
Bg-59	团块状石英,有少量硫化物	石英	10.3 ± 1.8	1.39	314 ± 2	1709 ± 11	5.45 ± 0.01	99.2
Pb-16	微晶石英岩,其石英脉中含自形方铅矿和细粒黄铁矿	石英	0.39 ± 0.04	212	296 ± 2	1543 ± 8	5.22 ± 0.04	9.14

测试单位:中国地质科学院地质研究所同位素研究室。

5 讨论

稳定同位素地球化学研究表明:凤太-礼岷地区金矿稳定同位素特征不同于本区金矿与微细浸染型(卡林型)金矿,硫源是海水硫酸盐还原硫与深部热液来源硫所组成的混合硫。石英包裹体流体氢、氧同位素分布于岩浆水、变质水和大气降水的重叠过渡区,但岩浆水的同位素特征更明显。八卦庙金矿石英脉 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 高于地壳 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值($n \times 10^{-8}$),低于地幔 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值($n \times 10^{-5}$),这意味着氦为壳-幔混合源,早期以壳源为主,晚期来源于深部岩浆热液。

区域上岩浆岩与金矿床空间关系密切,八卦庙金矿外围为西坝岩体,小沟里金矿外围为大山岩体,李坝金矿外围为中川岩体,马鞍桥金矿外围为香沟岩体。矿区距岩体 $<1\sim 2.5\text{km}$ 。矿床与花岗岩有时间上的关系,如小沟里金矿含金石英脉 Ar-Ar 坪年龄为(197.45 ± 1.13)Ma,等时线年龄为(193.24 ± 0.93)Ma^[5],东南 800m 处大山花岗岩单颗粒锆石 U-Pb 年龄为(201.4 ± 0.9)Ma,二者同为燕山早期。矿区内脉岩发育,脉岩为矿体的上下盘。含矿岩石中发育斑点构造,斑点为黄铁矿、磁黄铁矿、毒砂、绿泥石、石英、绢云母、黑云母、堇青石、红柱石、电气石、碳酸盐等热变质矿物和热液交代矿物,表明花岗岩为成矿提供热动力。据八卦庙金矿、李坝金矿、小沟里金矿稳定同位素地球化学研究,结合成矿地质背景分析和区域成矿地质特征对比,认为凤太、西成、礼岷地区金矿与微细浸染型(卡林型)金矿有明显的差别,金成矿与岩浆热液有密切的关系,成因上类似于岩浆热液矿床。

参考文献(References):

- [1] 张复新. 秦岭卡林型金矿床及相关问题探讨[J]. 矿床地质, 1998, (2): 172~184.
Zhang Fuxin. A tentative discussion on the Carlin-type gold deposits in Qinling and related problems[J]. Mineral Deposits, 1998, 17(2): 172~184 (in Chinese with English abstract).
- [2] 张复新. 秦岭镇-旬地区微细浸染型锦金矿床成矿条件及其找矿前景分析[J]. 矿产与地质, 1997, 11(6): 388~396.
Zhang Fuxin. Mineralization conditions and ore prospecting potential of micro-disseminated Sb-Au deposits in Zhenan-Xunyang area, Qinling[J]. Mineral Resources and Geology, 1997, 11(6): 388~396 (in Chinese with English abstract).
- [3] 赵会庆. 中国卡林型金矿成矿构造环境及热液特征[J]. 地质找矿论丛, 1999, 14(3): 34~41.
Zhao Huiqing. The structural background and characteristics of ore-forming fluid of Carlin type gold deposits in China[J]. Contributions to Geology and Mineral Resources Research, 1999, 14(3): 34~41 (in Chinese with English abstract).
- [4] 王小春. 中国微细浸染型金矿矿质迁移沉淀机制[J]. 地质找矿论丛, 1998, 13(2): 47~55.
Wang Xiaochun. Mechanism for the migration and deposition of ore-forming materials in the micro-disseminated type gold deposits in China[J]. Contributions to Geology And Mineral Resources Research, 1998, 13(2): 47~55 (in Chinese with English abstract).
- [5] 冯建忠, 汪东波, 王学明, 等. 陕西凤县八卦庙超大型金矿床成矿地质特征及成矿作用[J]. 地质学报, 2003, 77(3): 387~399.

- Feng Jianzhong, Wang Dongbo, Wang Xueming, et al. Geology and metallogenesis of the Baguamiao giant gold deposit in Fengxian, Shaanxi Province[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2003,77(3):387~399 (in Chinese with English abstract).
- [6] Wang Dongbo, Shao Shicai, Feng Jianzhong, et al. Ar^{39}/Ar^{40} dating of three typical gold deposits in southern Qinling and its implication [J]. *Transactions of Nonferrous Metals Society of China*, 2002,12, (3): 498~503.
- [7] 方维萱,黄饕餮,刘方杰.八卦庙超大型金矿床构造-矿物-地球化学[J]. *矿物学报*,2000,20(2):121~127.
- Fang Weixuan, Huang Zhuanyin, Liu Fangjie. Research on tectonic-mineral-geochemistry of superlarge Baguamiao gold deposit. Fengxian County, Shaanxi[J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 2000,20(2): 121~127 (in Chinese with English abstract).
- [8] 冯建忠,汪东波,王学明,等.西秦岭小沟里石英脉型金矿床成矿地质特征及成因[J]. *矿床地质*,2002, 21(2):160~167.
- Feng Jianzhong, Wang Dongbo, Wang Xueming, et al. Geology and metallogenesis of the Xiagouli magmatic gold deposit, western Qinling Gansu Province[J]. *Mineral Deposits*, 2002,21(2):160~167 (in Chinese with English abstract).
- [9] 冯建忠,汪东波,王学明.甘肃礼县李坝大型金矿床成矿地质特征及成因[J]. *矿床地质*,2003,22(3): 257~263.
- Feng Jianzhong, Wang Dongbo, Wang Xueming. Geology and metallogenesis of the Liba large gold deposit in Lixian, Gansu Province [J]. *Mineral Deposits*,2003,22(3): 257~263 (in Chinese with English abstract).
- [10] 黄杰.甘肃李坝金矿床地质特征及成因研究[J]. *矿床地质*,2000,19(2):105~114.
- Huang Jie. Geological characteristics and genesis of the Liba gold deposit, Gansu Province[J]. *Mineral Deposits*, 2000,19(2):105~114 (in Chinese with English abstract).
- [11] 郑作平,于学元,郭键.八卦庙金矿地质及稳定同位素研究[J]. *陕西地质*, 1994, (2):22~31.
- Zheng Zuoping, Yu Xueyuan, Guo Jian. Geology and isotope geochemistry of the Baguamiao gold deposit [J]. *Shaanxi Geology*, 1994, (2): 22~31 (in Chinese with English abstract).
- [12] 王相等.秦岭造山与金属成矿[M].北京:冶金工业出版社, 1996. 187~229.
- Wang Xiang, et al. *Qinling Orogeny and Metallogenesis* [M]. Beijing: Metallurgical Industry Press 1996. 187~229 (in Chinese).
- [13] Clayton R. N. Oxygen isotope exchange between quartz and water [J]. *Geophys. Res.*, 1972,77: 3057~3067.
- [14] 刘英俊.地球化学.北京:地质出版社, 1984.
- Liu Yingjun. *Geochemistry* [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1984 (in Chinese).
- [15] Feng Jianzhong, Wang Dongbo, Wang Xueming, et al. Geochronology of gold deposits and its implication for metallogenesis in the Fengxian-Lixian area, Qinling orogenic belt, China. *Resource Geology*, 2002,52(3):263~272.

Stable isotope geochemistry of three typical gold deposits in the West Qinling

FENG Jian-zhong¹, WANG Dong-bo², WANG Xue-ming³, SHAO Shi-cai¹

(1. *Beijing Institute of Geology for Mineral Resources, Beijing 10001, China;*

2. *Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037, China;*

3. *Development and Research Center of China Geological Survey, Beijing, 100037, China)*

Abstract: Stable isotope study indicates that the $\delta^{34}S$ values of the Baguamiao gold deposit, Liba gold deposit and Xiaogouli gold deposit have a narrower range than those of sediment-hosted deposits and a wider range than those of magmatic or volcanic-hosted deposits. The sulfur was derived from mixing of the sulfur source of seawater sulfate reduction and the deep magmatic sulfur source. The $\delta^{18}O$ and δD values of fluid inclusions fall in the overlapped, transitional field of magmatic water and meteoric water but are closer to the magmatic water field and show more pronounced isotopic features of magmatic water. The $^3He/^4He$ ratio of Au-bearing quartz veins is higher than that ($n \times 10^{-8}$) of the crust and lower than that ($n \times 10^{-5}$) of the mantle, implying a crust-mantle mixing source for He. The aforesaid isotope geochemical evidence indicates that there is a certain genetic relation between gold mineralization and magmatism. Magmatic rocks are spatially closely related to gold deposits. Dikes are well developed in the area. They act as the hanging walls and footwalls. The spots or stains in host rocks are thermometamorphic minerals and hydrothermal alteration minerals such as pyrite, pyrrhotite, arsenopyrite, chlorite, quartz, sericite, biotite, cordierite, andalusite, tourmaline and carbonates, indicating that granites provided thermodynamic forcing for mineralization. Based on the stable isotope geochemistry of the Baguamiao, Liba and Xiaogouli gold deposits, combined with the metallogenic environment and regional metallogenic characteristics, the authors suggest that gold deposits in the Fengtai-Xicheng-Limin area are notably different from finely disseminated (Carlin type) gold deposits in that the former are genetically similar to magmatic hydrothermal deposits.

Key words: Central Qinling; Fengtai-Limin; gold deposit; stable isotope