

文章编号:0258-7106(2003)03-0257-07

甘肃礼县李坝大型金矿床成矿地质特征及成因^{*}冯建忠¹ 汪东波² 王学明³ 邵世才¹ 林国芳⁴ 史建军⁴

(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 100083; 4 甘肃有色地质勘查局, 甘肃 兰州 730000)

摘 要 文章以成矿地质条件、矿床地质特征为基础,通过 Ar-Ar 年龄测定、稳定同位素测试和地层含金性分析等,研究了李坝金矿床的成因。研究表明,李坝金矿床与中川花岗岩在时间、空间和成因上关系密切。含金石英脉 Ar-Ar 法、Rb-Sr 法和 Pb-Pb 法年龄为 210~171.6 Ma,与中川岩体年龄(177~229 Ma)吻合。包裹体水的 δD - 74‰ ~ - 83‰, $\delta^{18}O_{\text{H}_2O}$ 9.51‰ ~ 11.72‰,成矿流体水为岩浆水和大气降水的混合水。花岗岩提供了部分成矿物质来源,含矿热液通过 F_1 导矿构造进入 F_3 、 F_{12} 等容矿断裂破碎带沉淀成矿。

关键词 地球化学 秦岭造山带 李坝金矿 成矿年龄 稳定同位素

中图分类号: P618.51

文献标识码: A

秦岭造山带是我国重要的 Au、Pb、Zn、Ag 多金属成矿带,近 20 多年来所发现的卡林型或微细浸染型金矿床是秦岭造山带主要的金矿床类型之一(赵会庆,1999;张复新,1998a;1998b;张旺定,2000)。近几年来的矿产地质勘查和研究表明,凤太-礼岷地区的一些金矿床,如八卦庙、小沟里和李坝等金矿床,金粒度粗、易选,矿区岩石发生强褪色蚀变,与卡林型金矿有一定的差异。上述几个矿床在时间、空间和成因上与花岗岩关系密切(冯建忠,2002)。李坝金矿床在空间上与中川花岗岩关系密切,表现为与岩体同期的脉岩在矿区成群成带产出,它们与金矿体密切伴(共)生,成为矿体的上下盘围岩。因此,在矿床成因上李坝金矿床被认为是岩浆-变质流体混合成矿的浅成中低温充填交代矿床(黄杰,2000)。本文以中川岩体周围和矿区岩石中发育的斑点构造为切入点,通过研究斑点矿物组成和结构来研究矿区含矿岩石与岩浆热变质和热液交代之间的关系,研究区域上斑点构造的矿物分带及与金矿床的关系。以成矿地质条件、地质地球化学特征为基础,通过对含矿石英脉 Ar-Ar 测年、含矿石英脉稳定同位素测试,探讨李坝金矿与岩浆岩的关系及李坝金矿床的成矿作用。

1 矿区地质

秦岭造山带被商州-丹凤(商丹)和勉县-略阳(勉略)两条缝合带(即 F_1 和 F_4)划分为华北、扬子和秦岭(微)板块(图 1)。在古生代时期,它们分别对应于华北板块南缘活动大陆边缘、扬子板块北缘被动大陆边缘和秦岭微板块。西秦岭地区的金矿床主要分布在商丹断裂以南、勉略断裂以北的秦岭微板块内。

李坝金矿床位于礼(县)岷(县)金矿带东部,为礼县-柞水海西地槽褶皱带西段,位于中川岩体北东 2 km 处。矿区地层为泥盆系中统舒家坝组碎屑岩,根据岩性特征由新到老分为 4 个岩性段(图 1):

D_2s^4 :深灰色斑点状粉砂质板岩夹少量变质粉砂岩,厚 459 m。为主要含矿层位之一,5 号矿体赋存于其中。

D_2s^3 :灰色、灰白色变质石英砂岩夹斑点状粉砂质板岩,岩性变化较大,厚 157 m。为含矿层位之一,其中赋存有数条小矿体。

D_2s^2 :灰色、灰绿色斑点状粉砂质板岩夹变质粉砂岩,厚 330 m。为主要含矿层位之一,6 号矿体赋存于其中。

^{*} 国家重点基础研究项目(编号:G1999043213)和国家科技攻关项目(编号:96-914-01-04)联合资助

第一作者简介 冯建忠,男,1960 年生,博士,从事矿床地质和地球化学研究工作。E-mail:fjz@bigm.com.cn

收稿日期 2001-10-26;改回日期 2003-04-20。张绮玲编辑。

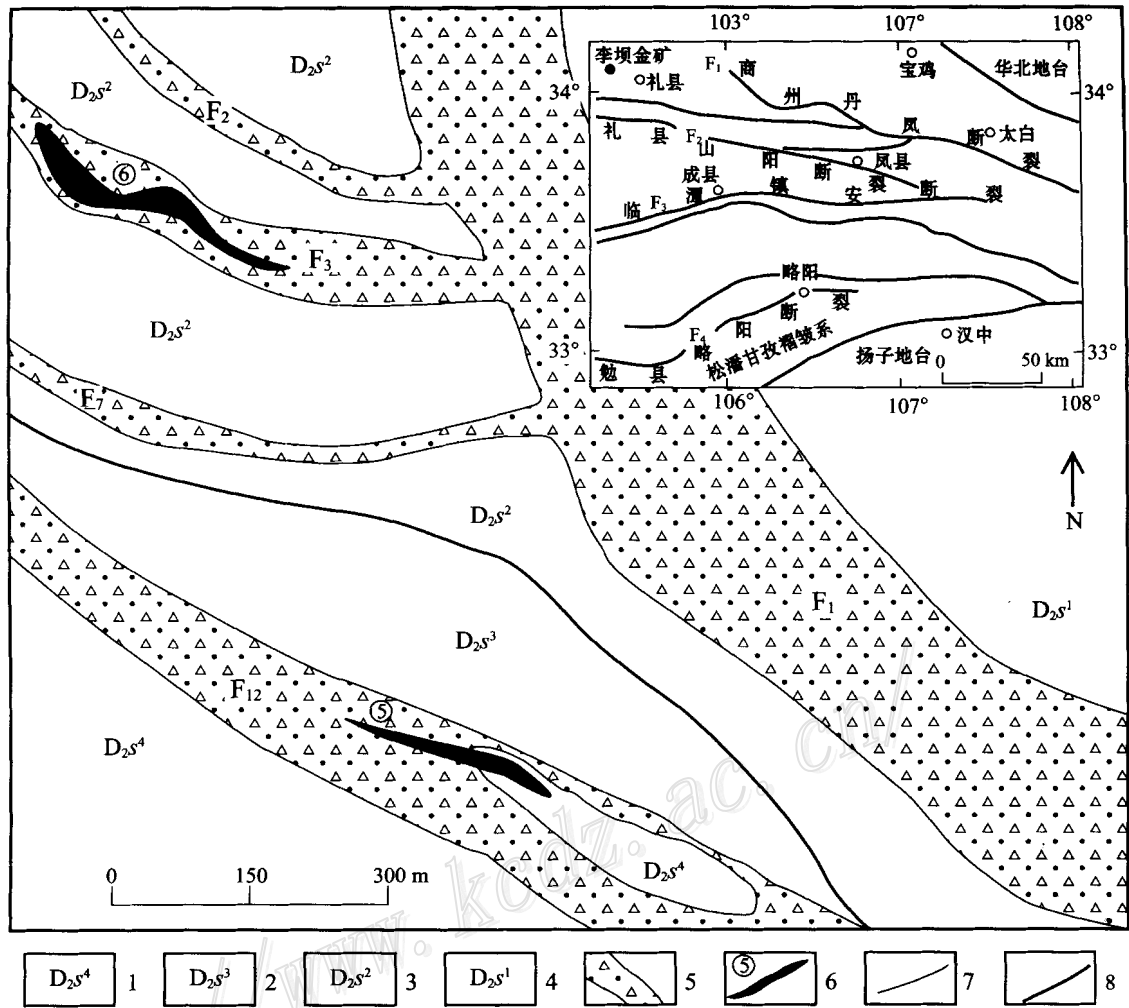


图1 甘肃礼县李坝金矿床矿区地质图(据黄杰,2000 修改)

1—斑点状粉砂质板岩夹少量变质粉砂岩;2—变质石英砂岩夹斑点状粉砂质板岩;3—斑点状粉砂质板岩夹变质粉砂岩;4—粉砂质板岩夹变质砂岩;5—断裂破碎带;6—矿体及编号;7—地层界线;8—断层。

Fig.2 Geological Map of the Liba gold deposit, Lixian County, Gansu Province

1—Spotted silty slate intercalated with metamorphosed siltstone;2—Metamorphosed quartz sandstone intercalated with spotted silty slate;3—Spotted silty slate intercalated with metamorphosed siltstone;4—Silty slate intercalated with metamorphosed sandstone;5—Shatter zone;6—Orebody and serial number;7—Geological boundary;8—Fault

D_2s^1 : 灰黑色粉砂质板岩夹变质砂岩, 厚大于 160 m。

矿区内断裂构造发育, F_1 、 F_3 和 F_{12} 为矿区 3 条主断裂破碎带, 控制了矿床空间定位和 5 号、6 号主矿体。矿区西南 2 km 为中川花岗岩, 为三期五次侵入的复式岩体, 主体为印支-燕山期花岗岩。矿区内脉岩发育, 主要有斜闪煌斑岩、闪长细晶岩、斜长细晶岩和花岗细晶岩。目前发现的 20 条矿体在空间上近于平行分布, 主要受 F_3 和 F_{12} 断裂破碎带的控制, 产状与其一致。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。围岩蚀变以黄铁矿化、绢云母化、硅化、碳酸盐化为主, 黄铁矿化、绢云母化与金矿化关系最密切。

2 分析方法

2.1 Ar-Ar 年龄测定

年龄样品(Lb-19)采自 6 号主矿体中的石英脉, 采用逐级升温加热法提取样品中的 Ar 进行质谱分析, 中子活化照射参数及各温度条件下的 Ar 同位素比值、 ^{39}Ar 析出百分比和相应的视年龄值见表 1。依有关数据绘成 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄谱谐和等时线。年龄

表 1 石英脉⁴⁰Ar-³⁹Ar 快中子活化法地质年龄数据表
Table 1 Ar-Ar dating data of the NW trending quartz veins

加温/℃	(⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar) _m	(³⁶ Ar/ ³⁹ Ar) _m	(³⁷ Ar/ ³⁹ Ar) _m	(³⁸ Ar/ ³⁹ Ar) _m	³⁹ Ar _K /10 ⁻¹² mol	(⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar _K) ±1σ	³⁹ Ar _K / %	视年龄 t ±1σ
430	132.24	0.3271	3.8341	0.1308	0.495	36.38 ±0.05	4.78	484.66 ±23.21
560	34.01	0.0659	1.0893	0.1654	2.283	14.67 ±0.01	22	211.35 ±3.38
660	35.416	0.0716	1.0683	0.1757	1.78	14.42 ±0.01	17.2	207.96 ±3.44
760	41.977	0.0932	1.0597	0.2369	1.242	14.61 ±0.01	12	210.54 ±4.22
860	59.948	0.153	1.7711	0.3596	0.908	15.06 ±0.02	8.77	216.74 ±6.2
960	76.829	0.1707	2.1552	0.3951	0.949	26.80 ±0.03	9.17	369.16 ±11.88
1080	84.256	0.1807	2.3921	0.4285	0.794	31.31 ±0.03	7.67	424.48 ±14.88
1200	88.253	0.1682	2.8051	0.4412	0.729	39.04 ±0.03	7.04	515.54 ±18.48
1350	95.22	0.1764	2.7845	0.4889	0.629	43.6 ±0.04	6.08	567.15 ±22.45
1550	115.58	0.2251	3.0055	0.5497	0.534	49.7 ±0.05	5.16	633.93 ±30.86

测试者：中国科学院地质与地球物理研究所桑海清。

谱显示了低温和高温阶段气体的视年龄大、中温阶段视年龄小的特点(表 1)。在低于 430℃的条件下,样品释放出的³⁹Ar 为 4.78%,其视年龄值较高,为 484.66 Ma。由于此阶段的石英含有流体包裹体(其中含 K、Cl),故该年龄值无地质意义。当温度逐级由 560℃升至 860℃时,样品释放出的³⁹Ar 约占 60%,视年龄值最低,为 207.96~216.74 Ma(坪年龄)。当温度由 960℃持续升至 1550℃时,样品释放出的³⁹Ar 占 34%,其视年龄值逐步升高,为 369.16~633.93 Ma。由于年龄数据是同一样品经多次加热测定的结果,样品满足同源、同时和化学封闭等条件(桑海清,1994),可利用坪年龄计算的数据点进行等时线年龄的计算。根据石英样品在中温阶段的数据点,求得等时线。等时线年龄为 205.02 Ma,其相关系数 r=0.99999,等时线年龄与坪年龄值接近。

2.2 稳定同位素测定

8 件氢氧同位素样品采自 5 号和 6 号主矿体中的石英脉,测试在中国地质科学院矿产资源研究所同位素室进行。氧同位素测试采用 BrF₅ 法。首先将选好的纯净石英样品与 BrF₅ 反应(2BrF₅ + SiO₂ → 2BrF₃ + SiF₄ + O₂↑)萃取氧。用样 12 mg,反应需 15 h。分离出的氧气进入 CO₂ 转化系统,转化温度为 700℃。转化 12 mg 石英样品的氧约需 12 min。最后收集 CO₂,在 MAT-251 EM 质谱仪上进行同位素分析。质谱仪测试精度为 0.02‰,8 件样品的 δ¹⁸O 为 17.3‰~18‰。

从石英样品中提取流体中氢及进行同位素测试的程序为:加热石英包裹体样品至热爆高峰温度,打开包裹体,释放挥发份。提取水蒸气通过 410℃灼热的锌炉与锌反应。活性炭吸收反应后所产生的氢气。采集气体在质谱仪上测定 D/H 值。分析结果

以样品中两种稳定同位素相对于国际标准水样 SMOW 的千分差表示:δD = D/H(样)/D/H(标) × 100%。8 件样品测定结果为 -74‰~-83‰。

3 研究结果及讨论

3.1 成矿时代与花岗岩成岩时代的关系

金矿成矿年龄一直是秦岭地区研究的重点问题之一,本次研究对李坝金矿 5 号矿体中石英做了 Ar-Ar 法年龄测定,获得了较好的年龄坪和等时线(图 2)。Ar-Ar 法坪年龄为(210.6 ±1.26) Ma,等时线年龄为(205.02 ±3.53) Ma,为印支期晚期。矿体中黄铁矿包裹体 Rb-Sr 法测定年龄为 171.6 Ma(王相等,1996)。矿体中方铅矿的 Pb-Pb 法,年龄为 184 Ma(黄杰,2000)。以上研究表明李坝金矿成矿年龄为印支晚期-燕山早期(210~171.6 Ma),与区外围中川复式岩体的年龄 177~229 Ma(表 2),基本吻合。

3.2 热及热液来源

区域上金矿床与岩浆岩有密切的空间关系,礼岷矿集区金矿带内所有矿床(点)均围绕中川岩体分布,离岩体边界 0.8~3 km。李坝金矿床即位于中川岩体北东约 2 km 处,金矿化与煌斑岩脉、闪长玢岩脉等密切伴生,两者常分布于同一断裂破碎带内,岩脉发育地段一般也是矿化富集部位。脉岩周围的围岩褪色蚀变强烈,形成蚀变岩型金矿。岩脉常常成群成带产出,与金矿体密切伴(共)生,脉岩常为矿体的上下盘围岩,部分金矿体产在岩脉带的边部甚至岩脉带中。这些脉岩与花岗岩岩体年龄接近,据对花岗岩脉单颗粒锆石 U-Pb 年龄测定,年龄为 166.5 Ma(冯建忠,2001)。

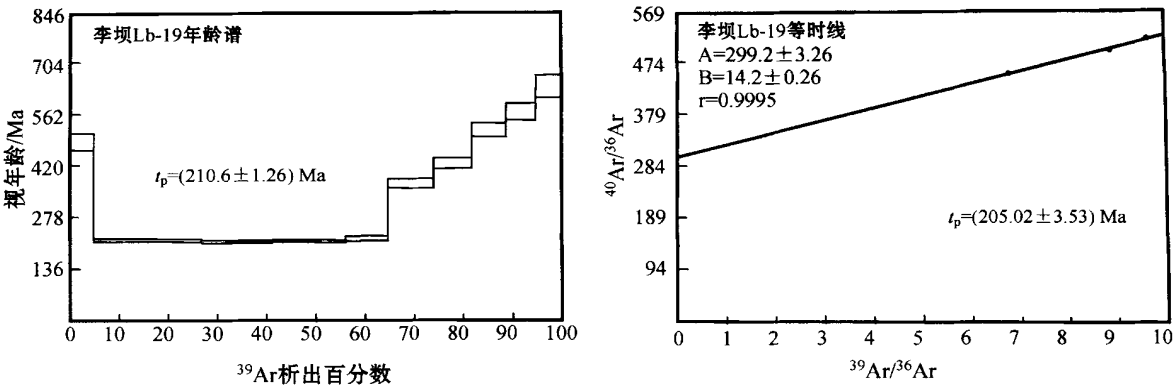


图 2 李坝金矿床 NW 向石英脉 Ar-Ar 坪年龄(左)和等时线(右)年龄图
Fig.2 Plateau ages (left) and isochron ages (right) of the Liba gold deposits

表 2 李坝金矿床成矿年龄及中川岩体成岩年龄
Table 2 Geochronology of the Liba gold deposit and the Zhongchuan granitic intrusive

岩性或产状	同位素年龄/ Ma	测试方法	资料来源
金矿床			
主矿体石英脉	210.60±1.26	Ar-Ar 坪年龄	冯建忠, 2001
主矿体石英脉	205.02±3.53	Ar-Ar 等时线	冯建忠, 2001
矿体中黄铁矿	171.6	包裹体 Rb-Sr	王相等, 1996
矿体中方铅矿	184	Pb-Pb	黄杰, 2000
花岗岩			
中川中粒少斑状花岗闪长岩	196	黑云母 K-Ar	全国同位素地质会议论文集, 1979
中川中粗粒斑状黑云母花岗岩	188~229	黑云母 K-Ar	全国同位素地质会议论文集, 1979
中川中粒含斑黑云母花岗岩	184~199	黑云母 K-Ar	全国同位素地质会议论文集, 1979
中川细粒黑云母花岗岩	177~218	黑云母 K-Ar	全国同位素地质会议论文集, 1979
中川中粒石英黑云母闪长岩	179	黑云母 K-Ar	全国同位素地质会议论文集, 1979
花岗斑岩脉	166.5	单颗粒锆石 U-Pb	冯建忠, 2001

岩体周围黑云母角岩发育,近岩体角岩中黑云母已趋向于形成斑点。金矿区岩石中普遍发育斑点构造,斑点中出现的矿物达 20 种,主要矿物为黑云母、堇青石、石英、绿泥石、绢云母、黄铁矿与褐铁矿。与矿化密切有关的褪色蚀变带包括绢云母化、硅化、绿泥石化以及叠加的黄铁矿化、毒砂化和碳酸盐化。它们在斑点中均有不同程度的表现,形成由内向外的环带:黄铁矿+石英→绿泥石→黑云母,交代完全时,黄铁矿和石英集合体占据整个斑点。从矿区中心到花岗岩岩体为黄铁矿+石英+碳酸盐斑点→绿泥石+碳酸盐+绢云母斑点→黑云母斑点→黑云母角岩。从岩体到矿区,从热接触变质到热液沿裂隙交代,温度降低。斑点状粉砂质千枚岩中金的含量明显高于其他岩石,表明斑点状构造与金矿化的关系较为密切。李坝金矿定位在黑云母石英斑点带或岩浆热晕的消失带上,即黑云母石英斑点与绢云母、

石英、绿泥石、黄铁矿斑点的过渡带上。地层斑点状构造特征、含金性及空间变化规律为:自岩体→矿区,斑点中矿物黑云母→石英、绢云母、碳酸盐→石英、黄铁矿,岩石金含量增高, $4 \times 10^{-9} \rightarrow 44 \times 10^{-9} \rightarrow 4400 \times 10^{-9} \rightarrow 14000 \times 10^{-9}$ 。矿化与黑云母、绿泥石、绢云母、碳酸盐斑点板岩有关,矿体与黄铁矿、石英斑点有关,斑点状构造的矿物学特征变化规律是重要的找矿标志之一。斑点中的黄铁矿分两种:一种是在热变质中形成的,一般为半型立方体,粒度较细,常与绿泥石、绢云母、黑云母等矿物伴生。因为黑云母发生绿泥石化和绢云母化析出铁质,所以热变质形成的黄铁矿常与针铁矿及其他形式的铁质相伴生。所析出的铁质常集中分布在斑点的边缘;另一种是构造热液作用形成的黄铁矿,这种黄铁矿一般粒度较粗,自型程度变化较大,他型到自型(立方体和五角十二面体两种)。它们常成脉状分布,或叠

表 3 李坝金矿床氢氧硅同位素组成

Table 3 Isotopic composition of the Liba gold deposit

样号	产状	矿物	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$	$t/\text{℃}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}/\text{‰}$	$\delta\text{D}/\text{‰}$	$\delta^{30}\text{Si}/\text{‰}$
Lb-1	矿体上盘石英脉	石英	18	271.4	10.00	-80	-0.3
Lb-19	矿体中顺层石英脉	石英	17.9	315.7	11.55	-81	-0.3
Lb-20	矿体中顺层石英脉	石英	17.7	292	10.51	-81	-0.1
Lb-27	围岩中晚期石英脉	石英	17.3	338.7	11.67	-83	-0.2
Lb-29	矿体中石英脉	石英	17.9	262.4	9.51	-83	-0.5
Lb-35	顺层石英脉	石英	17.6	330.5	11.72	-77	-0.3
Lb-41	矿体下盘石英脉	石英	17.6	311.7	11.11	-74	-0.3
Lb-49	围岩中石英脉	石英	17.8	258.5	9.24	-80	-0.2

测试者：中国地质科学院矿产资源研究所万德芳。

加在斑点上,矿物组合以石英为主。这些特征表明,斑点状构造是岩石受岩浆热变质和热液交代的结果,是成矿流体在岩石中不均匀交代的标志,含矿岩石中的斑点是热变质和岩浆热液交代的产物,中川岩体为矿床的形成提供了热源。

另据稳定同位素研究,李坝金矿床中石英包裹体溶液 δD 变化范围: $-74\text{‰} \sim -83\text{‰}$, 平均 -79.88‰ (表 3)。采用石英-分馏方程式($1000 \ln \alpha = 3.38 \times 10^6 / T^2 - 3.4$, Clayton, 1972) 计算所得 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ 变化范围为 $9.51\text{‰} \sim 11.72\text{‰}$, 平均 10.66‰ 。在 $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ 图(图 3)上,投影点落在岩浆水附近,成矿流体水为岩浆水和大气降水。

3.3 成矿物质来源

西秦岭造山带金矿和铅锌矿分别赋存在泥盆系浅变质细碎屑岩和碳酸盐建造中。泥盆系沉积岩中发育钠长石岩、硅质岩、铁碳酸盐,富含石英、钠长石、铁白云石、绢云母,见有重晶石、电气石,共生金属硫化物为黄铁矿、毒砂、方铅矿、闪锌矿、黄铜矿、银黝铜矿等。钠长石与石英、方解石为共结关系,是典型的热水沉积产物,属于一套钠质热水沉积的矿物组合(王学明,2001;王相等,1996)。在钠质热水喷流沉积岩含金较高,金矿产在钠质喷流岩中,如凤(县)太(白)矿田的的八卦庙金矿和西(和)成(县)矿田的小沟里金矿(冯建忠,2001;冯建忠等,2002)。在凤太、西成、礼岷、文康、镇旬、柞山、板沙盆地的 20 条剖面采样 249 件。对 223 件样品分析结果进行数理统计,获得西秦岭造山带泥盆系金的背景值为 2.9×10^{-9} (冯建忠,2001),高于南秦岭沉积盖层(1.7×10^{-9})和南秦岭上地壳(1.3×10^{-9})(张本仁,1989)。

礼(县)岷(县)有经济意义的金矿主要赋存在中泥盆统舒家坝组碎屑岩中,根据区域上两条地球化

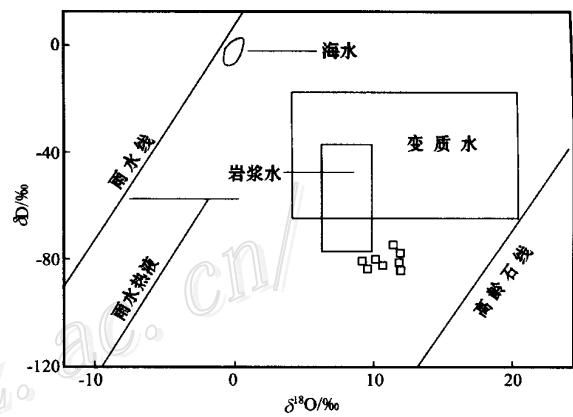


图 3 李坝金矿床石英氢氧同位素图

Fig. 3 $\delta^{18}\text{O}-\delta\text{D}$ diagram of the Liba gold deposits

学剖面分析, w_{Au} 平均为 4.72×10^{-9} 。其中砂岩 $w_{\text{Au}} 5.15 \times 10^{-9}$, 千枚岩 $w_{\text{Au}} 5 \times 10^{-9}$, 板岩 $w_{\text{Au}} 4.24 \times 10^{-9}$, 金含量按砂岩 $\rightarrow$ 千枚岩 $\rightarrow$ 板岩的顺序逐渐降低,其他多数金属元素含量也相应降低(表 4)。砂岩中许多金属元素如 Au、As、Bi、Hg、Ag、Sr、Ba、Cu、Be、Mn、Ni 含量较高,板岩中金属元素 Au、As、Sb、Bi、Hg、Ag、Sr、Ba、B、Ti、Co、Ni、Cr、V、Pb、Zn、Cu、Be、Mn 含量都较低。区域上,舒家坝组碎屑岩普遍有金矿化现象,在构造破碎带和蚀变带中金矿化强,形成矿点或小型矿床,表明泥盆系细碎屑岩是金矿物质来源之一。

4 结 论

金粒度细不可见、难选、含砷高、成矿温度低等是卡林型金矿的基本特征。Arehart(1999)认为卡林型金矿中的金可能小到原子那样的大小。李坝金矿与典型的卡林型金矿有一定的差别,金大多数为可见金、次显微金,品位较高,为工业易选矿石,成矿

表 4 礼岷地区中泥盆统沉积岩微量元素元素含量

Table 4 Element contents of Mid-Devonian sediments in Lixian-Minxian area

岩性	样品数	$w_B/10^{-6}$										
		Au*	As	Sb	Bi	Hg	Ag	Cu	Co	Ni	Pb	Zn
砂岩	3	5.15	62.6	4.90	0.23	0.03	1.02	41.5	16.0	39.0	50.0	31.0
板岩	10	4.24	35.9	2	0.35	0.03	0.30	27.2	24.4	59.6	35.6	139.2
千枚岩	4	5	76	18.4	0.26	0.02	0.31	27.5	27.5	101	47	134.5
平均值	4.7	41.6	5.21	0.31	0.03	0.51	30.6	22.3	60	42.4	109.3	
南秦岭沉积盖层(张本仁, 1989)	1.7				0.11	18	8	22	23	54		
南秦岭上地壳(张本仁, 1989)	1.3				0.08	29	13	25	23	62		

测试单位:西安地质研究所;Cu, Pb, Zn:等离子体光谱法(DCP-AES);As, Sb, Bi, Hg:原子荧光法(HG-AFS);Au:石墨炉原子吸收法;Ag:火焰原子吸收法; * 的单位为 10^{-9} 。

温度较高(107组包裹体测温数据统计,均一温度为 $187 \sim 395^\circ\text{C}$,大多数数值集中在 $245 \sim 347^\circ\text{C}$ 之间)。Kerrich等(2000)提出了卡林型和类卡林型金矿的概念,但事实上卡林型和类卡林型金矿之间没有截然的界线和明显的区别。Li等(1998)将八卦庙、双王、李坝等大型金矿归为类卡林型金矿,Kerrich等(2000)认为它们属于大型脆-韧性剪切带中的造山带型金矿。成矿地质特征和地质环境的研究,表明李坝金矿是与花岗岩有关的、受构造破碎带控制的岩浆热液活动的产物。根据以上矿床地质、地球化学研究,得出结论如下:

(1) 礼岷盆地区中上泥盆统碎屑岩金背景值为 4.7×10^{-9} ,砂岩含金 5.2×10^{-9} ,千枚岩含金 5×10^{-9} ,板岩含金 4.2×10^{-9} ,高于秦岭泥盆系(2.9×10^{-9})、南秦岭沉积盖层(1.7×10^{-9})和南秦岭上地壳(1.3×10^{-9})。泥盆系舒家坝组碎屑岩提供主要的成矿物质来源。

(2) 区域上金矿床与岩浆岩有密切的空间关系,礼岷矿集区金矿带内所有矿床(点)均围绕中川岩体分布,离岩体边界 $0.8 \sim 3\text{ km}$ 。金矿化与煌斑岩脉、闪长玢岩脉等密切伴生。矿区内岩石普遍发育斑点构造,斑点状构造是岩石受岩浆热变质和热液交代的结果,中川岩体为矿床的形成提供了热源。不同矿物组合的斑点具有不同的找矿标志意义,黑云母+堇青石+绿泥石斑点是矿化区的标志,石英+绿泥石+绢云母斑点是矿化带的标志,黄铁矿+石英+褐铁矿斑点是矿体的标志。

(3) 李坝金矿成矿年龄为 $210 \sim 171.6\text{ Ma}$,外围中川复式岩体年龄为 $177 \sim 229\text{ Ma}$,矿床与花岗岩年龄吻合,同为印支晚期-燕山早期。

(4) 稳定同位素研究表明,成矿流体来源以岩浆水为主,其次是花岗岩加热的地下水。热水溶液

萃取地层中的金属物质形成含矿热液,通过 F_1 导矿构造进入 F_3 、 F_{12} 等容矿断裂破碎带沉淀成矿。

致 谢 本文是第一作者博士论文的部分内容,在此对北京大学曾贻善老师、北京矿产地质研究所王京彬教授及测试人员桑海清教授、万德芳女士表示衷心的感谢。

References

- Arehart G B. 1999. Geochemistry of Carlin-type gold deposits in the Great Basin, the USA[J]. Chinese Science Bulletin(English Edition), 44(Supp): 240~242.
- Clayton R N. 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water[J]. Geophys. Res., 77: 3057~3067.
- Feng J Z. 2001. Geology and geochemistry of gold deposits in Fengxian-Lixian area, Qinling[D]. Ph. D. dissertation. Supervisor: Zeng Y S. Beijing: Department of Geology, Peking University. 1~70 (in Chinese with English summary).
- Feng J Z, Wang D B, Shao S C, et al. 2002. Geology and metallogenesis of the Xiaogouli megmatic gold deposit, western Qinling, Gansu Province[J]. Mineral Deposits, 21(2): 160~167 (in Chinese with English abstract).
- Huang J. 2000. Geological characteristics and genesis of the Liba gold deposit, Gansu Province[J]. Mineral Deposits, 19(2): 105~114 (in Chinese with English abstract).
- Kerrich R, Goldfarb R, Groves D, et al. 2000. Characteristics, origin, and geodynamic settings of super giant gold metallogenic province[J]. Science in China, (Supp.): 1~68.
- Li Z and Peters S G. 1998. Comparative geology and geochemistry of sedimentary rock-hosted (Carlin-type) gold deposits in the Peoples Republic of China and in Nevada, USA[J]. U.S. Geological Survey Open-file Report, 160: 98~466.
- Sang H Q. 1994. ^{40}Ar - ^{39}Ar dating method and Ar isotopic Mass Spectrometry analysis of quartz[J]. Journal of Chinese Mass Spectrometry society, 15(2): 17~27 (in Chinese with English abstract).
- Wang X M, Wang D B, Shao S C, et al. 2001. The genesis of albite in

- the Baguamiao gold deposit, Shaanxi Province[J]. Mineral Deposits, 20(3): 223 ~ 228 (in Chinese with English abstract) .
- Wang X. 1996. Qinling orogeny and metallogenesis[M]. Beijing: Metallurgical Industry Press. 187 ~ 229 (in Chinese with English abstract) .
- Zhang B R. 1989. Regional geochemistry of Zhashui-Shanyang ore belt in Shaanxi Province[M]. Beijing: China University of Geoscience Press (in Chinese with English abstract) .
- Zhang F X. 1998a. A tentative discussion on the carlin-type gold deposits in Qinling and related problems[J]. Mineral Deposits, 17(2): 172 ~ 184 (in Chinese with English abstract) .
- Zhang F X. 1998b. Paragenesis of disseminated gold deposits with exhalative Pb-Zn deposits and their metallogenic characteristics in southern Qinling, China[J]. Mineral Deposits, 17(Supp.): 361 ~ 364 (in Chinese) .
- Zhang W D. 2000. The structure-geological setting and the gold deposits types in South Qinling block[J]. Northwest Geoscience, 21(2): 28 ~ 36 (in Chinese with English abstract) .
- Zhao H Q. 1999. The structural background and characteristics of ore-forming fluid of carlin type gold deposits in China[J]. Contributions to Geology and Mineral Resources Research, 14(3): 34 ~ 41 (in Chinese with English abstract) .
- 附中文参考文献
- 冯建忠. 2001. 秦岭凤太-礼县地区金矿床成矿地质地球化学研究[D] (博士学位论文). 导师: 曾贻善. 北京: 北京大学地质学系. 71 页.
- 冯建忠, 汪东波, 邵世才, 等. 2002. 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, 21(2): 160 ~ 167 .
- 黄杰. 2000. 甘肃李坝金矿床地质特征及成因研究[J]. 矿床地质, 19(2): 105 ~ 114 .
- 全国同位素地质会议论文集编写组. 1979. 全国同位素地质会议论文集[C]. 北京: 地质出版社. 202 ~ 210 .
- 桑海清, 王松山, 胡世玲, 等. 1994. 石英的⁴⁰Ar/³⁹Ar 定年方法及 Ar 同位素质谱分析[J]. 质谱学报, 15(2): 17 ~ 27 .
- 王学明, 汪东波, 邵世才, 等. 2001. 陕西八卦庙金矿钠长石的成因[J]. 矿床地质, 20(3): 223 ~ 228 .
- 王相, 等. 1996. 秦岭造山与金属成矿[M]. 北京: 冶金工业出版社. 187 ~ 229 .
- 张本仁. 1989. 陕西柞水-山阳成矿带区域地球化学[M]. 北京: 地质大学出版社 .
- 张复新. 1998a. 秦岭卡林型金矿床及相关问题探讨[J]. 矿床地质, 17(2): 172 ~ 184 .
- 张复新. 1998b. 南秦岭热水沉积铅锌矿与浸染型金矿的共生关系及其成矿特点[J]. 矿床地质, 17(增刊): 361 ~ 364 .
- 张旺定. 2000. 南秦岭地块构造背景与金矿类型[J]. 西北地质科学, 21(2): 28 ~ 36 .
- 赵会庆. 1999. 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, 14(3): 34 ~ 41 .

Geology and Metallogenesis of Liba Large-size Gold Deposit in Lixian, Gansu Province

Feng Jianzhong¹, Wang Dongbo², Wang Xue ming³, Shao Shicai¹, Lin Guofang⁴ and Shi Jianjun⁴

(1 Beijing Institute of Geology for Mineral Resources, Beijing 100012, China; 2 Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Science, Beijing 100037, China; 3 Development and Research Center of China Geological Survey, Beijing 100083, China; 4 Gansu Bureau of Geological Exploration for Mineral Resources, Lanzhou 730000, Gansu, China)

Abstract

Based on an analysis of the geology and metallogenic characteristics, combined with Ar-Ar dating, isotope analysis and Au determination, the authors have studied the metallogenesis of the Liba gold deposit. Ar-Ar dating, Rb-Sr dating and Pb-Pb dating yield the ore-forming age of 210 Ma ~ 171.6 Ma, consistent with the age of the Dashan granite. According to H and O isotope analysis, δD values range from -74‰ to -83‰ averaging -79.88‰. $\delta^{18}O$ water values vary between 9.51‰ and 11.72‰, averaging 10.66‰. It is held that the ore-forming fluid was mainly derived from magmatism and heated underground water. Statistics on Devonian sediments in western Qinling orogeny gives the background Au value of 2.9×10^{-9} . Nevertheless, the background Au value of Mid-Upper Devonian sediments in Lixian-Minxian area where the Liba gold deposit is located is 4.7×10^{-9} , higher than Au values of the sedimentary cover and the upper crust of the West Qinling Mountains. Shujiaba Formation provided favorable source beds for Au mineralization. It is also considered that the Liba gold

(下转第 225 页) (to be continued on p.225)