

山西佰强金、多金属矿田同位素 地质特征及其意义

林建阳

(冶金部第三地质勘查局)

提 要 本文探讨了佰强金、多金属矿田 Rb-Sr、Pb-Pb 及 S、O、H 同位素地质特征;成矿物质的多源性;分析了它们与五台花岗—绿岩区的渊源关系;阐述了成矿溶液中的水主要来自大气降水的事实;提出了佰强矿田的金、多金属矿床是受燕山早期次火山岩控制的,再造绿岩型金、多金属矿床的认识。

关键词 同位素地质特征 成矿物质来源 再造绿岩型 佰强矿田

1 矿田地质概况

佰强金、多金属矿田位于山西省五台山花岗—绿岩带北中部,是与燕山期次火山岩有关的金、银、铅、锌、钼等多金属矿田。包括耿庄金、银多金属矿床,后峪金钼矿床,茶房金矿,大麻花沟金矿等中小型多金属矿床。区内大面积出露着太古界五台期似片麻状奥长花岗岩—英云闪长岩;在其北侧,分布着元古界长城“纪”高于庄组砂岩、白云岩;寒武、奥陶系砂页岩、灰岩、白云岩等。区内由南向北依次分布着燕山期耿庄花岗斑岩、西沟石英斑岩、香坪花岗斑岩、后峪花岗闪长岩、茶房花岗闪长岩等次火山岩体及隐爆角砾岩筒(图1)。

区内主要构造线方向为:

- a、与北北东向隆起相伴生的韧性剪切带;
- b、北北西向高角度剪切断裂破碎带;
- c、北西西向高角度剪切断裂。

北北西向构造控制着岩体及矿床的分布。矿床一般位于岩体、隐爆角砾岩筒中或其附近;岩体多受北北西向次级构造或次火山构造控制,它们既可产在岩体或隐爆角砾岩筒中的断裂带中,亦可产在其外侧的北北西向次级断裂带中。矿体呈脉状,两侧围岩强烈蚀变。主要蚀变有:硅化、绢云母化、高岭土化及黄铁矿化。主要金属矿物有:黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、辉钼矿、毒砂、银金矿、金银矿、自然金等。主要脉石矿物有:石英、绢云母和少量方解石、重晶石。

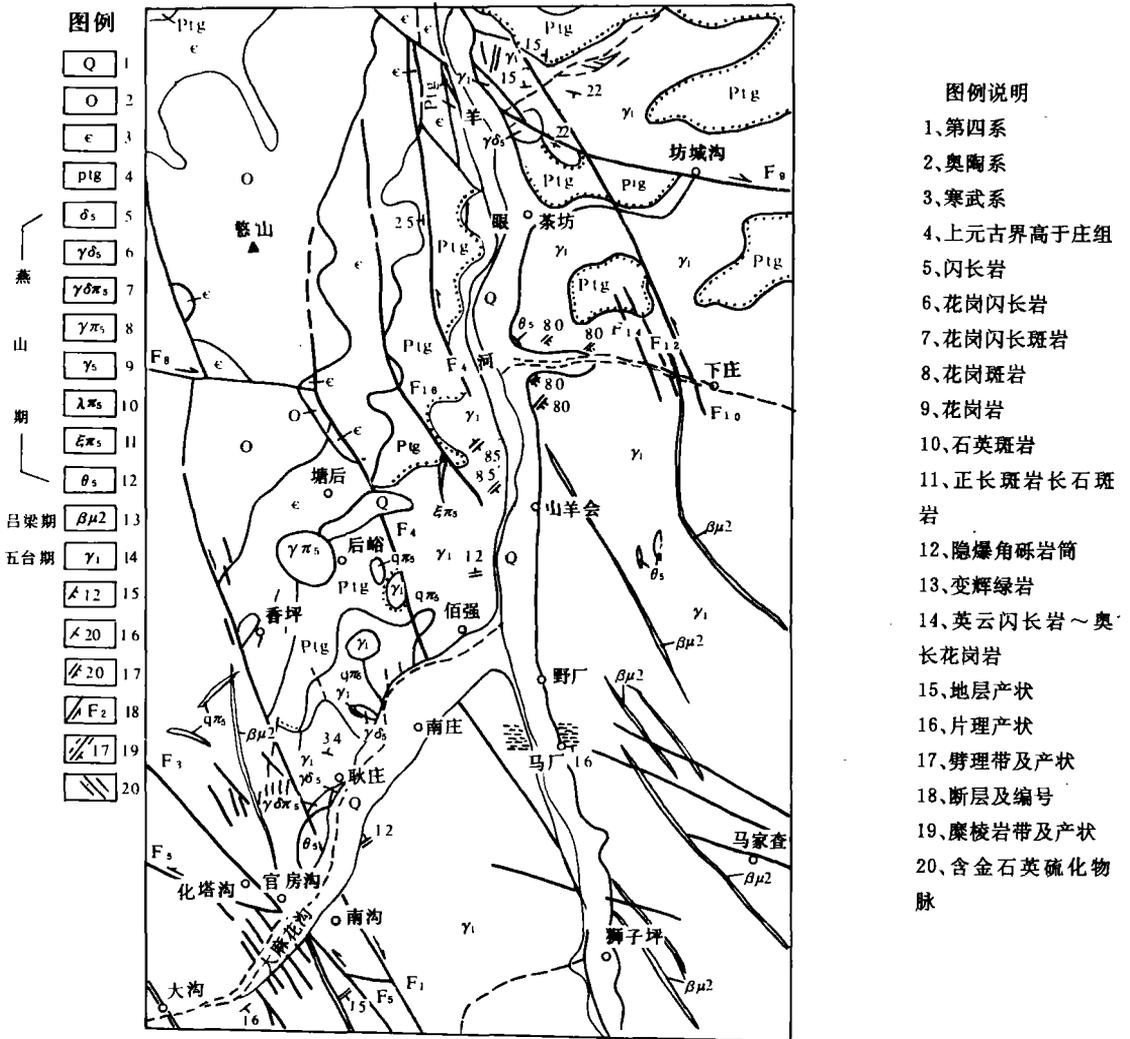


图1 佰强金矿田地质略图
Fig. 1 Schematic geological map of Baiqiang ore field

2 铷锶同位素组成特征

在本区耿庄花岗斑岩和茶房花岗闪长岩中共采集铷锶同位素样品10个,分析结果见表1。

表1 铷、锶同位素分析结果表

Table 1 Rb, Sr isotope analysis

样号	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	^{87}Rb	^{86}Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	产地
1	0.706836	0.3477	1.2415	0.2801	耿庄
2	0.710908	0.5894	0.4268	1.3810	耿庄
3	0.715737	1.0616	0.2637	4.0258	耿庄
4	0.707772	0.4711	0.6608	0.7129	耿庄
5	0.706851	0.3436	1.3546	0.2537	耿庄
6	0.700844	0.36016	2.69536	0.13362	茶房
7	0.700264	0.35897	3.22481	0.11132	茶房
8	0.706573	0.02078	1.19437	0.01740	茶房
9	0.937799	0.30638	3.61351	0.08479	茶房
10	0.701215	0.47157	3.26522	0.14412	茶房

单位: μg 原子/克, 由冶金部天津地质研究院测试, 1988年

从表1中可明显看出, 耿庄花岗斑岩5个样品的分析结果能明显展开, 经二元统计两组数据相关系数为0.9850, 线性较好, 将点展入图2中, 求出等时线 $Y = 0.00238X + 0.70645$, 并计算出等时线年龄 $t = 1.674 \times 10^8$ 年。其 I_r 为0.70645。茶房花岗闪长岩的5个样品分析结果除9号样外, 点距均拉不开, 且相关性差。用数学迭代法求出6、7、8、10四个样的单样年龄在 $1.81 \times 10^8 \sim 1.33 \times 10^8$ 年之间, 平均年龄为 1.57×10^8 年, I_r 为0.70199。另据区测资料, 茶房岩体 K-Ar 同位素等时线年龄约为 1.34×10^8 年; 后峪花岗闪长岩等时线年龄约为 1.86×10^8 年。

据此, 本区与成矿关系密切的三个主要岩体的形成时代在 1.86×10^8 年 $\sim 1.34 \times 10^8$ 年之间, 应属燕山早期; 且 I_r 较小, 在0.70199 \sim 0.71574之间。根据初始铷比值模式及洋壳中无硅铝层的这一现实, 地幔的 I_r 应在0.7012 \sim 0.7057之间的理论, 显然区域花岗岩类的岩浆是来自上地幔的岩浆演化带, 并受到了不同程度的硅铝层的混染。与国外同类花岗岩比较, 不难得出本区花岗岩应归属为同熔型花岗岩的结论。

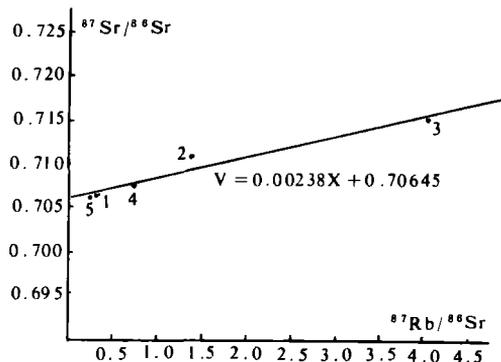


图2 Rb-Sr 同位素等时年龄

(图中阿拉伯数字为样品顺序号)

Fig. 2 Plot of Rb-Sr isochron age

3 铅-铅同位素组成特征

铅-铅同位素样品采自大麻花沟金矿脉和耿庄隐爆岩筒中金矿脉,分析结果见表2。由表看出,本区铅-铅同位素组成含量变化范围狭窄, ^{204}Pb 、 ^{206}Pb 、 ^{207}Pb 、 ^{208}Pb 百分含量的离散度分别为:0.01141、0.1163、0.11004、0.07092,说明成矿过程中铅同位素发生了均一化作用。尤其是采自耿庄金矿隐爆角砾岩筒中脉体和岩石样品,均一化作用程度更高。

表2 铅-铅同位素含量表

Table 2 Pb-Isotope analysis

序号	测试矿物	铅-铅同位素组成(%)				比值		
		^{204}Pb	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
1	黄铁矿	1.39289	24.06032	21.44037	53.10605	17.273621	15.392940	38.126411
2	方铅矿	1.40725	24.21204	21.53290	52.84781	17.205266	15.301448	37.554067
3	闪锌矿	1.41898	24.10805	21.54139	52.93159	16.989747	15.180931	37.302644
4	方铅矿	1.39035	24.32559	21.31990	52.96417	17.496026	15.334203	33.094146
5	黄铁矿	1.37710	24.11395	21.40868	53.10028	17.510723	15.546248	38.559609
6	闪锌矿	1.42007	23.93174	21.67032	52.97787	16.852511	15.260042	37.306533
7	方铅矿	1.390	24.271	21.315	53.024	17.4612	15.3340	38.1470
8	方铅矿	1.394	24.294	21.340	52.972	17.4280	15.3080	38.0000
9	方铅矿	1.394	24.340	21.333	52.932	17.4600	15.3030	37.9710
10	黄铁矿	1.397	24.302	21.358	52.943	17.3960	15.2880	37.8980
11	黄铁矿	1.395	24.260	21.332	53.013	17.3910	15.2920	38.0020
12	花岗岩	1.405	24.181	21.518	52.896	17.2110	15.3150	37.6480
13	方铅矿	1.396	24.273	21.317	53.014	17.3880	15.2700	37.9760

地矿部地质科学院矿床研究所测定,1988年

将本次获得的铅-铅同位素值投入 R·Zartman 和 B·R·Doe 图解中(图3、4)^[1],可明显看出,大部分点落在下地壳范围内,只有一个点落在地幔区域,一个点落在造山带区域中,从图4中还可以看出,除落在地幔和造山带的点外,其余11个点均落在 $t=0$ 等时线以外,即负年龄区。说明本区铅同位素应属异常铅。

区内铅-铅同位素比值在铅同位素演化图中(图5,据 Doe),前6个样明显分为两组。第一组有2、4、6三个样,线性相关系数为0.9999,直线斜率为0.1153。该直线与原始铅增长曲线($\mu=9.58$)只有一个交点0。铅同位素组成变化不大, μ 值小于9.58,且相对较稳定。如果,将该铅同位素组成看成是原始铅在某一时间 t_1 ,受到了某种混染的话,则该直线与原始铅增长曲线($\mu=9.$

58)的交点“0”即可视为 t_1 的时刻;斜率(0.1153)则为 t_1 时铅同位素比值(异常铅比值,据索波托奇)^[2]。用数学逼近法计算,0点的年龄值为24.6亿年,即铅同位素受混染的年龄。

1、2、3、5四个点组成了另一组。其线性相关系数为0.9928,斜率为0.7127。这四个样品的铅同位素值,很明显, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 的变化大于 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ μ 值约在8.8~9.5之间,小于9.58,超出了正常铅的变化范围。这一特征,说明本区存在着不同 μ 值的铅同位素的不均匀混合。这个特征与图3、4的解相一致。本区既有地幔铅,又有造山带的铅加入,但是以下地壳铅为主体。将1、2、3、5这组样品的斜率视为等时线之斜率,经计算,其等时线年龄为13.14亿年。这年龄显然与本区成矿年龄不符(矿体产在燕山期隐爆角砾岩筒中,与燕山期次火山岩关系密切),大大老于与成矿关系密切的次火山岩岩体的年龄。

7至13号样采自耿庄金矿床隐爆角砾岩筒中的金矿脉及其围岩——花岗斑岩中。样品的铅同位素组成较均一。在图3、4中它们均处于下地壳的范畴,也位于负年龄区。求其铅同位素的平均值, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为17.39, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为15.30。若用单阶段铅年龄模式计算,其年龄值为6亿年^[3]。

至此,本区所获得的铅同位素年龄有三个。24.6亿年,是铅-铅同位素初始受混染的年龄;13.14亿年,应视为是不同 μ 值的铅,即地幔铅、造山带的

铅相互混染的时刻;第三个年龄是6亿年,它对于成矿或成岩均是不适合的年龄。岩体的铷锶同位素等时线年龄是1.67亿年,矿体产在岩体之后的隐爆角砾岩筒中,显然晚于岩体,是燕山期的产物。而矿脉中的铅-铅同位素组成与岩体的铅-铅同位素组成又是那样的一致(见表2),

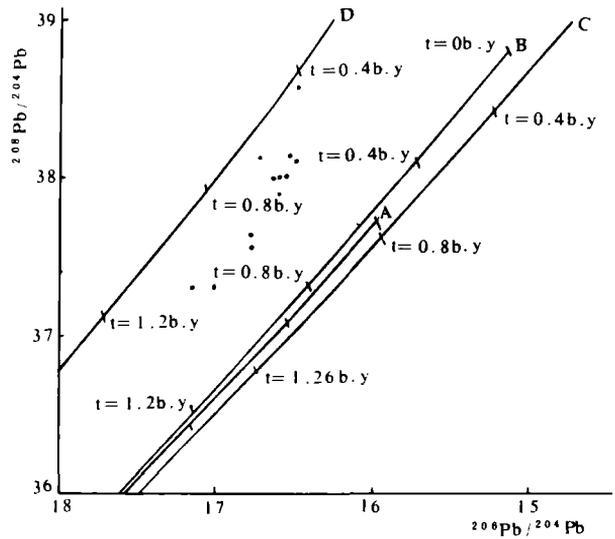


图3 地幔(A)、造山带(B)、上地壳(C)、下地壳(D)的铅同位素构成模式演化曲线(据 R.E.Zartman 和 B.Doe, 1981年)

Fig. 3 Plot showing Pb — isotope evolution in tectonic environments

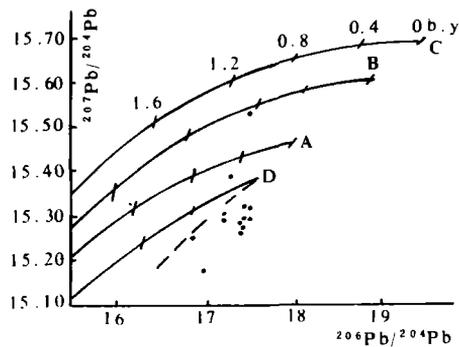


图4 地幔(A)、造山带(B)、上地壳(C)、下地壳(D)的铅同位素构成模式演化曲线(据 R. E. Zartman 和 B. R. Doe, 1981年)

Fig. 4 Plot showing Pb — isotope evolution in tectonic environment

这只能说明矿石中的铅与岩体中的铅是同源的,都是以来自下地壳为主体。这与本区岩浆岩属同熔型岩浆岩的结论是一致的。

4 硫同位素组成特征

本文收集整理硫同位素数据61个,列入表3。数据计算结果,其离散度为:1.4033;直方图(图6)塔式效应明显,呈正态分布, $X = -0.2 \sim +7.2\%$, R 值(极差)=7.4%, $R < 10\%$;众数为3.5%,众数频率为36%。以上特征说明该区硫同位素基本达到了平衡,且稍富集 ^{34}S 。

表3 $\delta^{34}\text{S}$ 测试结果表

Table 3 $\delta^{34}\text{S}$ analysis

顺序号	样号	$\delta^{34}\text{S}(\%)$			顺序号	样号	$\delta^{34}\text{S}(\%)$		
		黄铁矿	方铅矿	闪锌矿			黄铁矿	方铅矿	闪锌矿
1	GB108	4.6	-0.2	1.6	23	GS9	0.9		
2	GX-1	7.2			24	GS10	2.4		
3	GX-2	6.8			25	GS11	3.1		
4	GX-3	4.8			26	GS12	3.6		
5	GB153	3.4	2.2	3.2	27	GS13	2.8		
6	GB156			3.6	28	GS14	2.9		
7	GB157	5.0	2.6	3.6	29	GS15	0.5		
8	GB158	4.3	2.8	3.6	30	GS16	3.7		
9	GB159	2.9		1.6	31	GS17	3.1		
10	GB162	4.6		3.3	32	GB18	3.3		
11	GB184			3.9	33	GS19	2.2		
12	GB185	2.3			34	GS20	1.6		
13	GB186	4.6			35	GS21	2.1		
14	GB187	4.5		2.2	36	GS22	0.5		
15	GS1	2.9			37	GB73	0.39		
16	GS2	3.5			38	GB88	3.09	0.71	2.76
17	GS3	3.2			39	GB87			3.27
18	GS4	3.1			40	GB89	2.57	1.3	3.11
19	GS5	3.6			41	GB92	3.76	-0.12	3.04
20	GS6	2.6			42	GB70	1.53		
21	GS7	1.8			43	GB96	2.73		3.10
22	GS8	2.6							

冶金部天津地质研究院测定,1987、1988年

体系中的总硫同位素($\delta\Sigma^{34}\text{S}$)不仅取决于体系中各个含硫原子团相对富集系数,还取决于

水溶液中含硫原子团的浓度和其平均硫同位素组成。如果,硫化物矿物对是在硫同位素平衡条件下共同沉淀的,此时体系中硫原子团浓度和 $\delta^{34}S_{SS}$ 可以看成是定值;那么,体系中沉淀的硫化物同位素组成是体系的温度和 $\delta^{34}S_{SS}$ 的函数^[4]。为此,引用美国平克尼等人的“相对富集系数对 $\delta^{34}S_A$ 和 $\delta^{34}S_B$ 的关系图解”(图7)^[5]。用最小二乘法求出相关性好的点组成直线,它们分别交于纵座标的值为: $\Delta(Py-Sp)=3.35\%$, $\Delta(Py-Gn)=1.8\%$, $\Delta(Sp-Gn)=3.39\%$ 。这组值说明本区 $\delta^{34}S_{SS}$ 值是在 $1.8\% \sim 3.39\%$ 之间变化,它们与硫同位素的众数十分接近。从本区石英气液包裹体成份分析得知,成矿溶液是一种低氧逸度(fO_2)、低 pH 值的中低温溶液。大本等认为:在 H_2S 占主导优势,低 fO_2 ,低 pH 值的溶液中沉淀的硫化物,其 $\delta^{34}S$ 值接近 $\delta^{34}S_{SS}$ 的值。本区硫同位素组成特征符合大本等的这一结论。

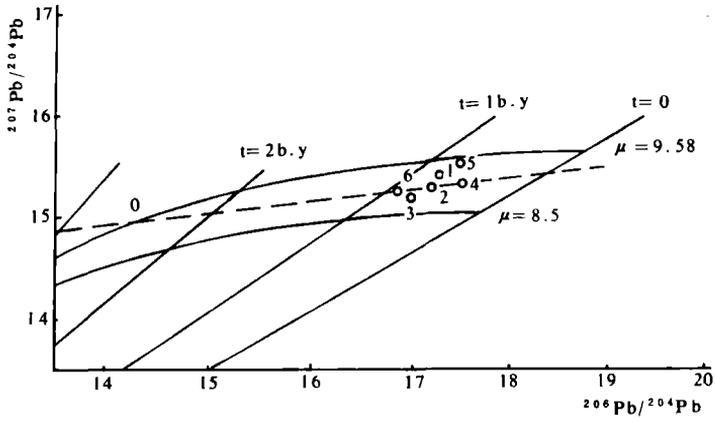


图5 铅-铅同位素比率增长曲线

Fig. 5 Plot showing Pb-Pb isotope ratio increment curve

5 氢氧同位素组成特征

本文收集整理伯强地区气液包裹体氢、氧同位素5个,义兴寨(位于伯强矿田北部20km)金矿气液包裹体氢、氧同位素2个,均列入表4中。从7个气液包裹体氢、氧同位素分析结果看,它们均应属于大气降水的范畴。将测试结果投入 $\delta D-\delta^{18}O$ 图解中(图8),可看出:

1、2、3三个点均落在大气降水线以外;其它四个点均落在大气降水线以内。将它们与我国主要几个金矿床的氢、氧同位素做一比较,发现除了与黔西南地区的金矿床氢、氧同位素很接近外,均比胶东及团结沟金矿床的大气降水成份要高。1、3、5号样与美国内华达州金矿床的氢、氧同位素接近,但也偏重于大气降水一侧。

据此,成矿热液中的水主要来自大气降水,但是,并不排除有岩浆水和变质水的混入。

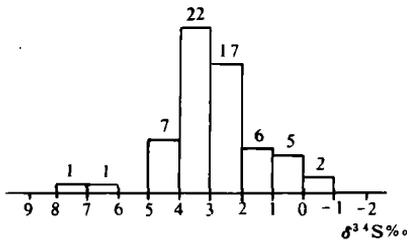
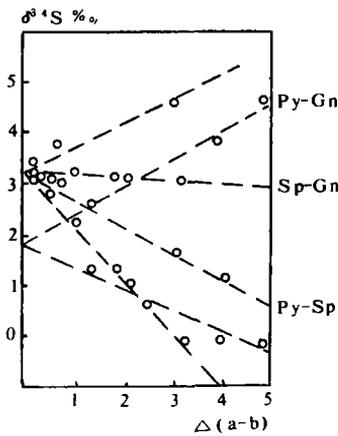


图6 硫同位素组成直方图

Fig. 6 S-isotope histogram



说明:Py-黄铁矿 Gn-方铅矿 Sp-闪锌矿
图7 1000lna 对 $\delta^{34}S_{py}$ $\delta^{34}S_{gn}$ 和 $\delta^{34}S_{sp}$ 关系图

Fig. 7 1000 ln a relation plot of $\delta^{34}S$ of Py-Gn, Sp-Gn and Py-Sp

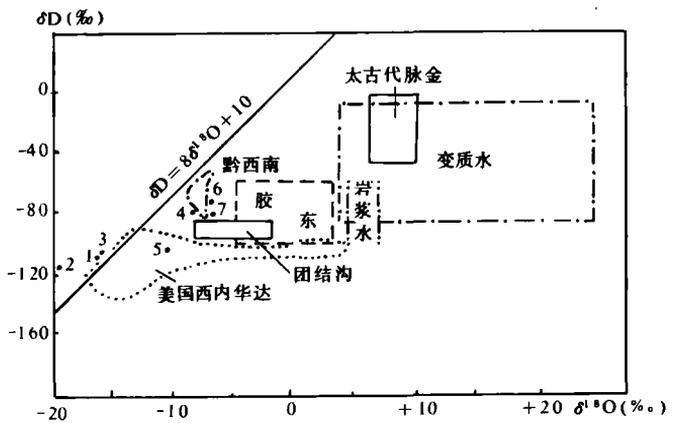


图8 太古代脉金水、变质水、美国西内华达金矿及我国部分金矿氢、氧同位素组成(○ 1为本区样品及序号)

Fig. 8 H, O isotope composition of H₂O in Archean Au-vein, metamorphic H₂O, Au-deposits in Nevada, U. S., and some Au-deposits of China

6 几点认识

综合矿田同位素资料,对本区矿床成因提出以下几点认识:

(1)矿床与燕山期次火山岩有着一定的成因联系

矿床与燕山期岩体、次火山岩筒密切伴生,既有赋存在岩体或次火山岩筒中的矿体,又有赋存在次火山机构外侧及附近围岩中的矿体。从铷-锶同位素看,这些次火山岩体的年龄在1.86~1.34亿年之间,属燕山早期。这些矿床自然也形成于燕山早期。

另外,从铅-铅同位素分析,矿脉中的铅-铅同位素组成与岩体中的铅-铅同位素组成如此的一致性,也说明了矿床与次火山岩的亲源性和渊源性。

(2)成矿物质是多源的

a、铅-铅同位素表明,成矿物质主要来自下地壳;但是,尚有少部分来自地幔和造山带。从铅-铅同位素多 μ 值组成的这一特征,也可以看出,它们是来自下地壳的多个地质体和不同时代的地质体。

b、硫同位素的陨硫特征,说明S也是来自地壳深部和地幔。硫同位素 $\delta^{34}S$ 的变化范围在 $-0.2\text{‰} \sim +7.2\text{‰}$ 之间,与五台-花岗绿岩区硫同位素的分布范围: $-4.8\text{‰} \sim +2.2\text{‰}$,有部分类同;与我国绝大多数与绿岩有关的金矿床硫同位素 $\delta^{34}S$ 值的分布范围: $-2.1\text{‰} \sim +7.4\text{‰}$ 基本一致,且R值 $<10\text{‰}$ ^[6]。揭示出矿床与五台山花岗-绿岩带的渊源关系。

表4 氢、氧同位素测试结果

Table 4 H, O isotope analysis

样号	$\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$	$\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$	采样地点
1		-15.9	-100.3	大麻花沟
2		-19.9	-112.1	大麻花沟
3		-15.6	-98.6	大麻花沟
4		-8.0	-79.0	义兴寨
5		-10.6	-97.0	耿庄
6		-6.5	-77.0	义兴寨
7		-7.1	-84.0	茶坊
8	10.3			
9	10.0			
10	10.0			
11	8.8			

地矿部地质科学院矿床研究所, 1987, 1988年

注: δD 、 $\delta^{18}\text{O}$ 均为 SMOW 标准。

(3) 成矿溶液中的水主要来自大气降水

氢、氧同位素组成特征表明, 成矿溶液中的水主要是大气降水。

a、本区获得的含矿溶液中的 δD 值多数在 -77% 。~ -100.3% 。之间, 与中国东部区域中生代大气降水 δD 值等值线的分布趋势^[7]吻合。

b、1、2、3号样落在大气降水线外侧, 且2号点发生 $\delta^{18}\text{O}$ 漂移, 说明成矿溶液中大气降水的比重很大, 占主导地位。另外, 4、5、6、7号点组成的线性趋势与大气降水线近似平行, 亦说明溶液中大气降水成份的主导地位。

根据以上几点认识, 结合五台花岗—绿岩带的实际情况分析, 佰强矿田中的有益元素主要来自五台花岗—绿岩带。目前, 在五台地区已发现未受燕山期改造、叠加的绿岩型金多金属矿床, 单样金品位可达上千克/吨。据此, 本文认为: 山西佰强金、多金属矿田应属叠加再造型绿岩型金、多金属矿田。

参考文献

- 1 Zartmin R E and Doe B R. Plumbotectonics—The model. *Tectonophysics*, 1981, 75
- 2 Faure G. 同位素地质学原理. 科学出版社, 1983
- 3 李生元. 山西耿庄金银多金属矿床成矿条件与成矿模式. *贵金属地质*, (1-2)期合刊, 1988
- 4 丁悌平译. 稳定同位素译文集.
- 5 张理刚. 稳定同位素在地质科学中的应用. 陕西科学出版社, 1985
- 6 王义文. 中国金矿床稳定同位素研究. *贵金属地质*, (3-4)期合刊, 1988
- 7 强理刚. 成岩成矿理论与找矿. 北京工业大学出版社, 1989

**ISOTOPIC CHARACTERISTICS AND IMPLICATION FOR Au-
POLY METAL ORE FIELD, BAIQIANG, SHANXI PROVINCE**

Lin Jianyang

(The 3rd Bureau of Geology and Mineral Exploration, M.M.I.)

Abstract

The ore field is a Au—Ag—Pb—Zn—Mo poly—metal ore field situated in the middle part of Wutai granite—greenstone terrain. Results of Rb—Sr, Pb—Pb, S, O and H isotope analysis reveal that ore material is poly—sourced but dominated by lower crust material. And ore fluid is mainly composed of meteoroid water.

On the basis of analysing geological features of Wutai granite—greenstone terrain and evolution of Pb—Pb and S isotopes the author considers the ore field to be a reworked greenstone belt Au—poly—metal ore field formed in the Early Yanshanian Period through superpositions of several metallogenesis since Pre—Cambrian.