

# 浙江毫石银矿床成矿年代学 和同位素地球化学\*

徐步台 李长江

陈好寿

(浙江省地质矿产研究所, 杭州)

(浙江大学地球科学系, 杭州)

**提 要:** 文章通过矿脉中蚀变绢云母的K-Ar年龄和石英流体包裹体的Rb-Sr等时年龄测定, 得出毫石银矿床的成矿年龄为 $100 \times 10^6$  a。该成矿年龄相对于本区上侏罗统火山岩的成岩年龄要滞后 $\geq 30 \times 10^6$  a。同时, 对该银矿床进行了较系统的H、O、S及Pb等同位素地球化学研究, 判别其成矿热液来自中生代大气降水成因的环流地热水, 通过淋滤作用汲取岩石中的成矿物质, 形成了浅成中低温热液充填型银矿床。

**主题词:** 热液银矿床 成矿年代学 同位素地球化学 浙江

毫石银矿床是浙江省有色金属地勘局在黄双岭萤石矿区及其西侧新近才发现的, 现有的矿床地质和勘探资料表明, 其规模可达大—中型独立银矿床。它不仅成为浙东火山岩区重要的银矿床, 而且也是我国东南大陆边缘中生代构造-岩浆-成矿带中颇具代表性的一个典型银矿床。本文旨在通过同位素地质年龄测定和同位素地球化学研究, 探讨毫石银矿床的成矿年代、成矿流体和物质来源以及围岩蚀变的同位素交换作用等问题。笔者期望本文能对该火山岩区银矿形成的地球化学条件研究及其同类矿床的地质勘查工作有所裨益。

## 1 矿区地质和成矿特征概述

本矿区位于浙中隆起带与浙东拗陷带的接壤部位及余姚—丽水断裂带的北东段。发育北东、北东东向及北西向区域性断裂。其容矿构造为区域性断裂的次级构造, 主要受南北向, 其次是近东西向和北西向断裂控制(图1)。

矿区出露地层较单一, 主要为上侏罗统西山头组和九里坪组, 其岩性均属钙碱性系列的酸性火山碎屑岩。此外, 还有上第三系嵊县组玄武岩。区内见有英安玢岩和花岗斑岩脉(宽 $n \times 10$ m; 长1~2km), 后者切穿前者, 而两者又均被矿脉所切割。已知, 银矿脉主要赋存于南北向断裂中(图1, IV矿带), 其次是近东西向断裂(I、II矿带)。I、II原为黄双岭矿区的两个萤石矿带, 其中见有少数银矿脉, 它们均被晚期的萤石矿脉所切穿叠加, 表明银矿要早于萤石矿, 两者是不同期形成的。IV主矿带的银矿脉在空间上大多与英安玢岩脉中破碎

\* 浙江省自然科学基金资助项目“浙江中生代古地热水成矿模式及找矿应用研究”的部分内容, 并得到地矿部同位素地质开放研究实验室南方中心的资助  
徐步台, 男, 56岁, 高级工程师, 1960年毕业于北京大学地质系地球化学专业, 长期从事同位素地质学与矿床地球化学研究。邮政编码: 310007  
1992-12收稿, 1993-4修改回

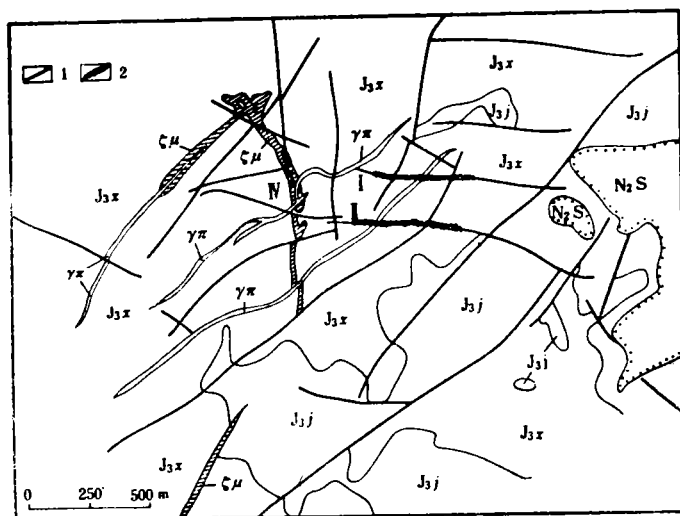


图 1 毫石银矿区地质略图

(据浙江省有色金属地勘局二队1991年资料简编)

N<sub>2</sub>S—上第三系玄武岩; J<sub>3j</sub>—上侏罗统九里坪组; J<sub>3x</sub>—上侏罗统西山头组; γπ—花岗斑岩; ζμ—英安玢岩;  
1—断裂; 2—矿带及编号

Fig. 1. Geological sketch map of the Haoshi silver ore district.

N<sub>2</sub>S—Upper Tertiary basalt; J<sub>3j</sub>—Upper Jurassic Jiuliping Formation; J<sub>3x</sub>—Upper Jurassic Xishantou Formations; γπ—Granite porphyry; ζμ—Dacite porphyrite; 1—Fault; 2—Ore zone and its serial number.

带有关, 因此, 该处英安玢岩常成为直接容矿围岩。

围岩蚀变主要有硅化、黄铁矿化、绿泥石化和绢云母化, 还有碳酸盐化、高岭石化及菱锰矿化等。矿体呈脉状或似脉状。矿石以细脉浸染状、网脉状为主, 局部见有角砾状和稠密浸染状矿石。金属矿物主要为黄铁矿、闪锌矿、方铅矿及少量黄铜矿, 还有自然银、辉银矿……等十多种银矿物和含银矿物。脉石矿物以石英、绢云母、高岭石、长石及菱锰矿为主, 此外, 有玉髓、绿泥石、方解石、萤石、重晶石、蔷薇辉石等。该矿床一般认为属浅成中低温热液充填型银矿床。

## 2 同位素地质年龄测定

为了确定毫石银矿床的成矿地质年代, 笔者曾在矿区内采集了成矿前的花岗斑岩和含银石英脉矿石, 并各自分选出单矿物——钾长石和绢云母。表 1 列出它们由稀释法测定的 K-Ar 年龄结果。

花岗斑岩的全岩 K-Ar 年龄为  $125 \times 10^6$  a, 相当于早白垩世晚期; 钾长石的  $100 \times 10^6$  a 要明显偏低, 已接近于成矿时蚀变形成的绢云母  $95 \times 10^6$  a, 这是由于钾长石对 Ar 的保存性差, 致使 Ar 的丢失而得出“再造”的年轻化 K-Ar 年龄。据此, 笔者认为绢云母的年龄大致可代表银矿床的成矿年代。

最近, 笔者又进一步做了矿石中石英流体包裹体的 Rb-Sr 等时年龄测定, 其分析结果列于表 2。六个石英样品获得一条较佳的等时线, 相关系数为 0.9942, 初始  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  值为

表 1 毫石银矿床岩石和矿物 K-Ar 年龄数据

Table 1. K-Ar isotopic ages of the Haoshi silver deposit

样品号	样品名称	采样位置及简要说明	K ( $10^{-2}$ )	$^{40}\text{Ar}$ ( $10^{-6}$ g/g)	$^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$	年龄值 ( $10^6$ a)
WS-18 R	花岗斑岩	ZK-32 岩心, 成矿前酸性脉岩	4.172	0.03737	0.007508	125
WS-18M	钾长石	花岗斑岩中分选的单矿物	7.486	0.05312	0.005948	100
WS-12 Sc	绢云母	CMIV-71 穿脉, 富 Ag 矿石中分选的蚀变单矿物	3.980	0.02690	0.005665	95

由宜昌地质矿产研究所测试

表 2 毫石银矿床石英流体包裹体 Rb-Sr 同位素分析结果

Table 2. Rb and Sr isotope determinations of fluid inclusions in quartz from the Haoshi silver deposit

序号	样品号	取样点	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
1	WS-04	YK IV-03 样坎, 含 Ag 石英脉	7.0641	0.7212
2	WS-04-1		4.2344	0.7174
3	WS-05		6.0534	0.7202
4	WS-05-1		4.2697	0.7180
5	WS-13	PD 312 平洞	1.8077	0.7137
6	HS-01	PD 261 平洞	2.1759	0.7141

测试单位: 宜昌地质矿产研究所

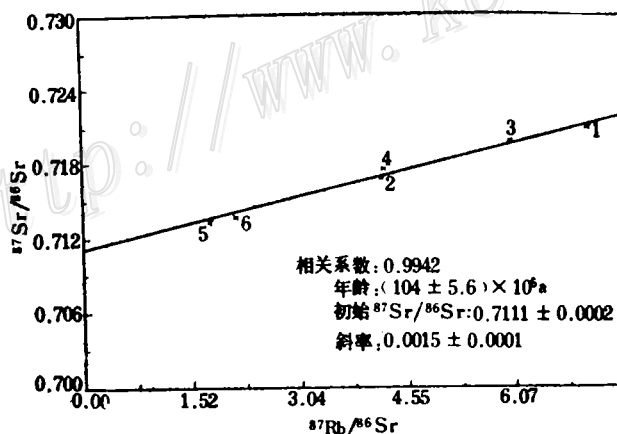


图 2 毫石银矿床石英流体包裹体 Rb-Sr 等时线

Fig. 2. Rb-Sr isochron diagram of fluid inclusions in quartz from the Haoshi silver deposit.

$0.7111 \pm 0.0002$ , 年龄值为  $(104 \pm 5.6) \times 10^6$  a (图 2)。该 Rb-Sr 等时年龄结合上述绢云母的 K-Ar 年龄 ( $95 \times 10^6$  a), 可以厘定毫石银矿床的成矿年龄在  $100 \times 10^6$  a 左右, 即相当于晚白垩世。

综上所述, 毫石银矿床的成矿年代要远滞后于浙东南上侏罗统西山头组 and 九里坪组火山

岩的成岩年代 ( $130 \times 10^6 \sim 135 \times 10^6 \text{ a}$ )<sup>(1,2)</sup>①②, 其成岩成矿时差  $\geq 30 \times 10^6 \text{ a}$ 。因此, 毫石银矿床并非是由火山岩浆产生的热液成矿的, 而是符合于笔者近年来所提出的浙江中生代火山岩区金银铅锌矿床, 大多由浅成环流热水淋滤汲取岩石中成矿物质形成的热液矿床<sup>(3,4)</sup>。

### 3 同位素地球化学特征

对毫石银矿区采集的矿石、岩石及其分选出的各种单矿物样品, 分别做了氢、氧、硫及铅同位素分析。现将这些实际资料加以综合和解释。

#### 3.1 氢和氧同位素

根据矿石中石英及其包裹体水的氢和氧同位素组成, 得出成矿热液流体的  $\delta D$  为  $-60\% \sim -68\%$ ;  $\delta^{18}O$  为  $-1.6\% \sim -2.4\%$  (表 3)。由此表明, 毫石银矿床的成矿流体很可能是大

表 3 毫石银矿床矿石中石英及包裹体水的氢和氧同位素分析结果

Table 3. Hydrogen and oxygen isotopic composition of quartz and its fluid inclusions from the Haoshi silver deposit

样品号	矿物	采样位置及简要说明	石英 $\delta^{18}O(\%)$	包裹体水 $\delta D(\%)$	均一温度 ( $^{\circ}C$ )	计算热液水 <sup>①</sup> $\delta^{18}O(\%)$
WS-04	石英	YK IV-03 样坎, 含 Ag 石英脉中矿石	10.3	-68	185	-2.4
WS-05	石英	YK IV-03 样坎, 含 Ag 石英脉中矿石	10.1	-60	190	-2.3
WS-13	石英	PD 312 平硐, 含 Ag 石英脉中矿石	10.1	-65	200	-1.6

① 计算公式:  $10^3 \ln \alpha_{\text{石英-水}} = 3.38 \times 10^6 T^{-2} - 3.40$  (Clayton et al., 1972)

测试单位: 宜昌地质矿产研究所

气降水来源的地下环流热水。为了进一步探讨这种环流地热水与透流的火山岩之间发生交换

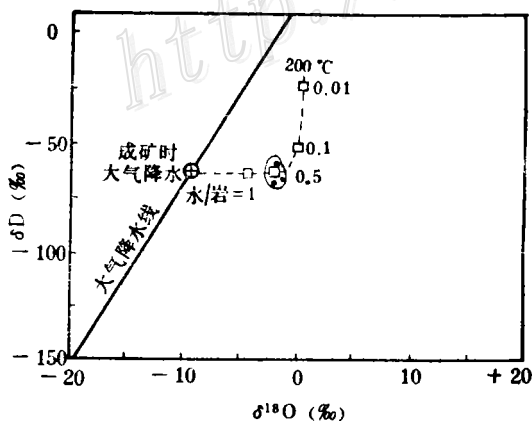


图 3 毫石银矿床成矿热液  $\delta D$ - $\delta^{18}O$  相关图

Fig. 3.  $\delta D$  versus  $\delta^{18}O$  diagram of mineralizing hydrothermal fluids in the Haoshi silver deposit.

作用同位素组成演化及其判别原始水介质的来源, 在图 3 中计算绘制了水-岩石交换的演化曲线<sup>(5)</sup>。这里, 采用了卢武长等 (1991) 的成矿时期大气降水同位素组成的资料 ( $\delta D = -61\%$ ;  $\delta^{18}O = -8.9\%$ )<sup>(6)</sup>, 以及合理选取该区中生代岩浆岩的同位素组成 ( $\delta D = -70\%$ ;  $\delta^{18}O = +9.0\%$ )<sup>(7)</sup> 和含水矿物数量 (平均为 5%), 交换温度为  $200^{\circ}C$ 。由图 3 可见, 毫石银矿床的成矿热液大致相当于水/岩比为 0.5 时来源于中生代大气降水的地下环流热水。这个结果与上述成岩成矿的同位素年龄资料是一致的。

笔者还对矿床定位时成矿热液发生的围

① 浙江省第五地质大队, 1990、1991, 括苍山地区和定海地区 1:5 万区调报告

② 浙江省第十一地质大队, 1988, 山门地区 1:5 万区调报告

岩蚀变作用，进行了氧同位素地球化学研究。在IV主矿带03样坎的横剖面上，从矿体往两侧蚀变围岩直至未蚀变新鲜英安玢岩，系统地采集了矿石和岩石样品，其氧同位素分析结果列于表4。由此可知，在成矿热液对围岩发生蚀变作用中，因水-岩石之间的氧同位素交换平衡，随蚀变程度的增强，岩石的 $\delta^{18}O$ 值逐渐降低。从未蚀变的英安玢岩为10.9‰到靠近矿体的强蚀变英安玢岩降为8.1‰。在图4中呈现出一条以矿体为中心的似“W”形 $\delta^{18}O$ 值变化曲线

表4 毫石银矿床YKIV-03剖面矿石和岩石的氧同位素分析结果

Table 4. Oxygen isotopic analyses of ores and rocks from YKIV-03 cross-section of the Haoshi silver deposit

样品号	样品名称	采样位置	$\delta^{18}O$ (‰)	W/R <sup>①</sup>	Ag (10 <sup>-6</sup> )
HS-12	未蚀变英安玢岩	见图4所示	10.9	0	0.05
HS-08	弱蚀变(绿泥石化)英安玢岩		10.5	0.1	0.05
HS-07	中等蚀变(绿泥石化)英安玢岩		10.0	0.3	0.10
WS-01			9.4	0.5	
WS-02	9.1		0.7		
HS-06	强蚀变(绿泥石化)英安玢岩		8.7	1.0	0.56
WS-03			8.1	1.7	0.48
WS-06	含Ag石英脉中矿石		9.5		
HS-10			9.7		
WS-05			11.9		
HS-09	中等蚀变(绿泥石化)英安玢岩		10.1		
HS-11			9.0	0.7	
HS-05			9.4	0.5	

① 计算公式： $W/R = (\delta_{岩}^f - \delta_{岩}^i) / [\delta_{水}^i - (\delta_{岩}^f - \Delta)]$ ，其中 $\delta_{岩}^i$ 取未蚀变英安玢岩的10.9‰； $\delta_{水}^i$ 取表3中计算的热液水平均 $\delta^{18}O$  -2.1‰， $\Delta$ 按 $10^3 \ln \alpha_{长石-水} = 2.68 \times 10^6 T^{-2} - 3.53$ 计算出交换温度200℃时为8.5‰。  
测试单位：宜昌地质矿产研究所

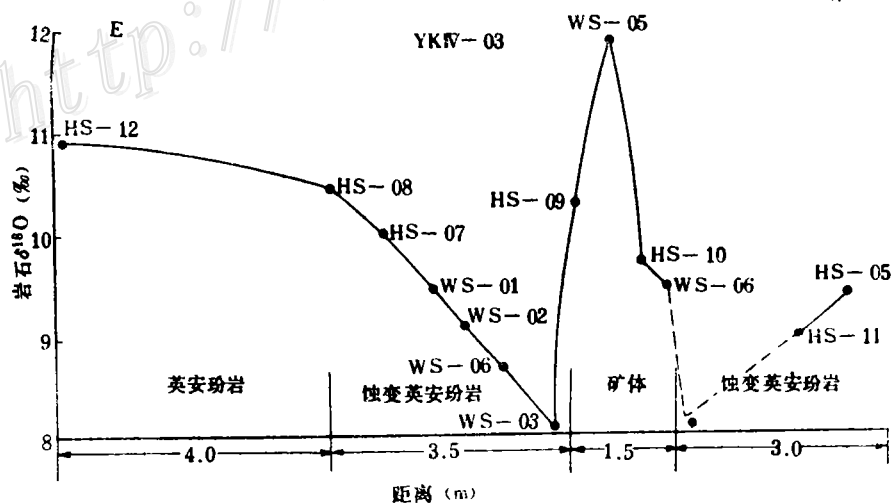


图4 毫石银矿床定位时成矿热液对围岩蚀变的 $\delta^{18}O$ 值变化剖面图(样品号同表4)  
Fig. 4.  $\delta^{18}O$  variation of altered rocks related to mineralizing hydrothermal fluids during the emplacement of the orebody (sample numbers as for Table 4).

线。矿体比两侧蚀变围岩具有较高的 $\delta^{18}\text{O}$ 值,这是由于含银石英脉体中的脉石矿物基本上都是石英,因此,矿石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值实际上近似代表了石英的氧同位素组成。除了一个矿石样品(WS-05)可能因含有极少量蚀变粘土矿物得出略偏高的 $\delta^{18}\text{O}$ 值外,其余的都与表3中由矿石分选出石英单矿物的 $\delta^{18}\text{O}$ 值相一致。

对围岩蚀变过程中成矿热液与英安玢岩的水/岩(W/R)比计算结果,得出从远离矿体的弱蚀变到靠近矿体的强蚀变,其变化范围在0.1~1.7之间(表4)。同时,随着蚀变强弱程度(或W/R比大小)在蚀变岩石中银含量也发生同步变化,即在 $0.05 \times 10^{-6} \sim 0.56 \times 10^{-6}$ 之间(表4)。由于英安玢岩较为致密,孔隙度低,因此,它对成矿热液的渗透性差,水/岩比并不大,蚀变带也就较窄(大多为2~3m)。新鲜英安玢岩的银含量( $0.05 \times 10^{-6}$ )大致相当于地壳或上地幔的平均丰度,由于在蚀变过程中成矿热液的银带入岩石,使靠近矿体的强蚀变围岩的银含量将近升高了10倍。然而,其银的富集程度还远远未达到工业品位。已知,在浙东火山岩区这种热液充填型石英脉银矿床,在围岩蚀变过程中一般都没有形成蚀变岩型银矿体。但值得指出的是,蚀变围岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(或W/R比)与原生蚀变银分散晕存在着较好的相关性,在找矿应用上来说,氧同位素对寻找富银矿体具有一定的指示意义。

### 3.2 硫同位素

表5列出毫石银矿床中硫化物单矿物(黄铁矿、闪锌矿和方铅矿)的硫同位素分析结果,

表5 毫石银矿床硫化矿物的硫同位素分析结果

Table 5. Sulfur isotope analyses of sulfide minerals from the Haoshi silver deposit

样品号	采样位置	矿物	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)
WS-04-Py	YK IV-03 样坎 Pb、Zn、Ag 矿石	黄铁矿	+5.3
WS-04-Sp		闪锌矿	+3.8
WS-04-Gn		方铅矿	-0.2
WS-05-Py		黄铁矿	+3.2
WS-05-Sp		闪锌矿	+3.1
WS-05-Gn		方铅矿	+2.0
WS-05-Py		黄铁矿	+4.6
WS-06-Gn		方铅矿	+2.4
WS-07-Py		黄铁矿	+5.2
WS-07-Gn		方铅矿	-0.3
WS-09-Py	CMI-301 穿脉富 Pb、Zn 矿石	黄铁矿	+6.6
WS-09-Sp		闪锌矿	+1.0
WS-09-Gn		方铅矿	-5.2
WS-12-Py	CMIV-71 穿脉富 Ag 矿石	黄铁矿	+4.8
WS-13-Py	PD 312 平硐 Pb、Zn 矿石	黄铁矿	+6.2
WS-13-Sp		闪锌矿	+1.2
WS-13-Gn		方铅矿	-4.0
WS-15-Py	PD 312 平硐富 Ag 矿石	黄铁矿	+6.4
WS-15-Sp		闪锌矿	+0.1
WS-15-Gn		方铅矿	-3.2

由宜昌地质矿产研究所测试

并将它们与卢武长等(1991)的资料<sup>[6]</sup>综合绘制于图5。黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值在+3‰~+8‰之间,大多集中于+5‰~+7‰左右;闪锌矿在0‰~+5‰之间,大多集中于+3‰~+4‰左右;方铅矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值范围相对要略宽一些,在-5‰~+2‰之间(图5)。这三种共生硫化矿物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值虽具有正常的序列关系:黄铁矿>闪锌矿>方铅矿(表5),但它们之间并没有达到硫同位素平衡。因此,只能从硫化矿物的硫同位素组成,对其硫的来源作一简要探讨。从图5可见,除个别方铅矿外,硫化矿物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值大多 $\geq 0$ ‰,并且主要集中分布在+2‰~+7‰之间,相对离差较小,近似于陨石硫的同位素组成,因此,它具有深源硫的特征。同时,已知该区中生代火山岩中黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 在+4.6‰~+6.8‰之间<sup>①</sup>,与上述该矿床中黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值分布范围相当一致。据此推测,毫石银矿床的硫也很可能是通过环流热水的淋滤汲取作用,来源于中生代火山岩的岩浆成因硫。

### 3.3 铅同位素

表6分别列出毫石银矿床矿石矿物(方铅矿、黄铁矿及萤石)和有关岩石的铅同位素分析结果。其中,矿石的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 以及 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值分别为18.296~18.430、15.585~15.751和38.595~39.136;岩石的相应值分别为18.363~18.657、15.540~15.674和38.731~39.037。

由此可见,矿石和岩石的铅同位素组成都比较稳定,各自的变化范围并不大,而且两者之间的差异也很小,意味着它们可能具有共同的铅来源。然而,采用B R Doe和J S Stacey(1974)<sup>[9]</sup>参数计算的矿石铅同位素单阶段演化模式年龄,在 $229 \times 10^6 \sim 335 \times 10^6 \text{ a}$ 之间,既远大于前述的成矿年龄( $100 \times 10^6 \text{ a}$ ),又大于该区火山岩的成岩年龄( $130 \times 10^6 \sim 135 \times 10^6 \text{ a}$ )。据此,不仅进一步证实了前述有关毫石银矿床的成矿物质并非直接来自火山作用的岩浆热液的认识,而且揭示了在成矿过程中其成矿物质除绝大部分来源于已固结的火山岩外,还有可能加入了极少量的基底变质岩组分。

本区中生代火山岩层下伏基底主要为前寒武纪陈蔡群变质岩(AnGcb)。根据变质岩的铅同位素组成(表6),取岩石的 $U=2.89 \times 10^{-6}$ 和 $\text{Th}=6.24 \times 10^{-6}$ (17个样平均值)<sup>②</sup>及 $\text{Pb}=36.6 \times 10^{-6}$ (59个样平均值)<sup>③</sup>,将变质岩中钾长石的铅同位素组成(表6)作为初始值,并取陈蔡群变质岩年龄为 $1500 \times 10^6 \text{ a}$ ,由铀(钍)-铅年龄计算公式<sup>[8]</sup>求得成矿时期( $100 \times 10^6 \text{ a}$ )变质岩的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 值分别为0.9088和2.2904。同时,由中生代岩浆岩的 $U=2.58 \times 10^{-6}$ 和 $\text{Th}=15.58 \times 10^{-6}$ (38个样平均值)及 $\text{Pb}=34.0 \times 10^{-6}$ (54个样平均值)<sup>④</sup>,求得成矿时期( $100 \times 10^6 \text{ a}$ )岩浆岩的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 值分别为0.8430~0.8507和2.0927~2.1115。现将表6中矿石和有关岩石的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 值一并投在图6中<sup>[10]</sup>,它们呈线性分布( $r=0.99, n=21$ )。矿石集中分布在岩浆岩一端,

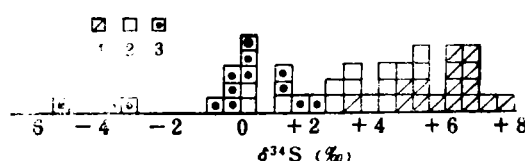


图5. 毫石银矿床硫化矿物 $\delta^{34}\text{S}$ 值分布图

(据本文表5和卢武长等1991年资料综合)

1—黄铁矿; 2—闪锌矿; 3—方铅矿

Fig. 5. Distribution of  $\delta^{34}\text{S}$  values of sulfide minerals from the Haoshi silver deposit.

1—Pyrite; 2—Sphalerite; 3—Galena.

① 郑人来等, 1990, 浙东南金矿类型及其找矿预测研究报告

② 沈渭洲, 1988, 私人通信

③ 郑人来等, 1985, 浙江龙泉—诸暨一带金矿床研究报告

④ 胡永和等, 1990, 浙东沿海金、银和铅锌矿床研究报告

表 6 毫石银矿床矿石及有关岩石的铅同位素分析结果  
Table 6. Lead isotope analyses of ores and related rocks from the Haoshi silver deposit

地 点	样品号	样 品 名 称	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
毫石矿区	WS-05 Gn	方铅矿	18.353	15.666	38.865	0.8536	2.1176
	WS-05 Py	黄铁矿	18.382	15.689	38.945	0.8535	2.1186
	WS-09 Gn	方铅矿	18.296	15.585	38.596	0.8518	2.1095
	WS-09 Py	黄铁矿	18.430	15.751	39.136	0.8546	2.1235
	WS-12 Gn	方铅矿	18.300	15.585	38.595	0.8516	2.1090
	WS-12 Py	黄铁矿	18.338	15.633	38.755	0.8525	2.1134
	WS-13 Gn	方铅矿	18.297	15.598	38.636	0.8525	2.1116
	WS-13 Py	黄铁矿	18.379	15.689	38.945	0.8536	2.1190
	WS-15 Gn	方铅矿	18.319	15.623	38.710	0.8528	2.1131
	WS-15 Py	黄铁矿	18.358	15.676	38.890	0.8539	2.1184
	HF-1	萤石	18.341	15.650	38.794	0.8533	2.1152
	HF-2	萤石	18.298	15.606	38.623	0.8529	2.1108
	HF-3	萤石	18.383	15.662	38.740	0.8520	2.1074
	毫石矿区	WS-01 R	英安玢岩	18.446	15.611	38.900	0.8496
WS-02 R		蚀变英安玢岩	18.418	15.593	38.811	0.8500	2.1077
WS-08 R		蚀变英安玢岩	18.487	15.643	39.026	0.8494	2.1115
天 台	WA 02-3	花岗斑岩 <sup>①</sup>	18.450	15.635	38.731	0.8507	2.0997
	WX 03-3	凝灰岩 <sup>①</sup>	18.622	15.674	38.965	0.8449	2.0928
	WX 06-3	沉凝灰岩 <sup>①</sup>	18.657	15.668	39.037	0.8430	2.0927
		花岗岩 (6 个样平均) <sup>②</sup>	18.363	15.540	38.752	0.8496	2.1108
诸暨陈蔡	J-3	夕线石片麻岩 <sup>③</sup>	18.377	15.624	38.847	0.9088	2.2904
		片麻岩中钾长石 <sup>④</sup>	16.083	15.618	38.833		

资料来源: ①—魏元柏 (1988); ②—陈江峰 (1986); ③—凌洪飞 (1990); ④—郑人来等 (1985); 其它均为本文, 测试单位: 宜昌地质矿产研究所

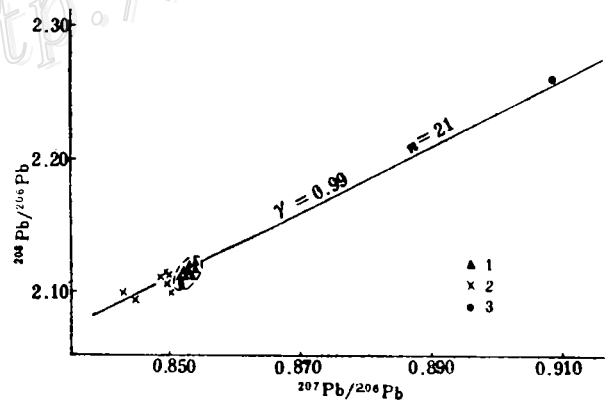


图 6 毫石银矿床矿石和岩石  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 图解

1—矿石; 2—火山岩 ( $J_3-K_1$ ); 3—变质岩 ( $An\in ch$ )

Fig. 6.  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  versus  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  diagram of ores and rocks from the Haoshi silver deposit.

1—Ores; 2—Volcanic rocks ( $J_3-K_1$ ); 3—Metamorphic rocks ( $An\in ch$ ).



表明毫石银矿床主要与中生代火山岩有关,同时,也与基底变质岩存在一定的联系。据此,对毫石银矿床的矿石铅同位素组成,可采用岩浆岩和变质岩的二元混合铅模式来解释<sup>[3]</sup>。计算结果表明,95%左右的矿石铅来源于中生代火山岩,而来源于基底变质岩的铅比例很小,但它对矿石铅同位素模式年龄却产生了显著的影响。其模式年龄已不再具有实际的成矿年代意义。

## 4 结 论

综上所述,笔者对毫石银矿床的成矿作用可得出如下几点认识:

(1) 矿脉中蚀变矿物、石英流体包裹体及有关中生代岩浆岩的同位素年龄资料,表明其成岩成矿时差至少 $\geq 30 \times 10^6$  a,因此,成矿作用并非直接与该区的火山岩浆活动紧密相关;

(2) 根据脉石英及其包裹体水的氢和氧同位素资料,并考察了水-岩石交换作用的同位素组成变化关系,可认为成矿流体是大气降水成因的地下环流热水。其成矿物质很可能是通过这种环流热水的淋滤汲取作用,主要来源于已固结的中生代火山岩;

(3) 矿石矿物的硫和铅同位素组成特征,反映了成矿物质基本上来源于中生代火山岩。由岩石二元铅同位素混合模式估算出95%左右的矿石铅应为中生代火山岩的铅,而基底变质岩的铅所占比例很小。据此,同样表明成矿地热水的循环深度并不大,主体部分在火山岩层内。然而,变质岩源对矿石铅的模式年龄却产生了明显的影响,它比成矿和成岩年龄都要大得多。看来,在这种情况下,矿石铅同位素模式年龄已不再具有实际的成矿年代意义,而可作为地热水淋滤汲取的矿床成因标志之一;

(4) 矿床定位时成矿热液产生的围岩蚀变,随着矿脉往两侧岩石的蚀变程度减弱,水/岩比变小,其 $\delta^{18}\text{O}$ 值呈“W”形变化,并与岩石中银含量存在较好的相关关系。因此,有可能应用氧同位素地球化学方法指示富银矿体部位,这将具有实际的找矿意义。

总之,根据成岩成矿年龄和同位素地球化学研究,可以确定浙江毫石银矿床是由大气降水来源的环流地热水,通过淋滤汲取岩石中成矿物质形成的,属于浅成中低温热液充填型矿床。在浙东火山岩区,尤其在一些萤石矿区,只要具备相似的成矿地质和地球化学条件的地段,有可能找到这类潜在的银矿床。

参加本项研究部分工作的还有胡永和、蒋叙良同志,特别是在野外踏勘和采样过程中,承蒙浙江省有色金属地勘局领导的大力支持及二队张国槐、邬智慧、朱铁军等同志的热忱帮助,在此一并致谢。

## 参 考 文 献

- 1 陈克荣,潘永伟,曾家湖.浙江宁海储家上侏罗世喷出-侵入岩特征、演化及成因.南京大学学报(地球科学版),1988,(1):84~91
- 2 韩文彬,张文育,黄文明,马承安,王玉荣.浙江武义萤石矿田同位素地球化学研究.地球化学,1992,(4):354~365
- 3 李长江,徐步台,胡永和,蒋叙良.浙东南金银铅锌区域成矿作用的若干问题探讨.地质与勘探,1990,26(6):1~8

- 4 胡永和, 徐步台, 李长江, 蒋叙良. 浙江中生代火山岩区“浅成热液”型金、银矿床的成因特征与成矿模式. 矿产与地质, 1991, 5(3): 176~182
- 5 徐步台. 水-岩石同位素交换作用及其对成矿流体源的判别应用. 地质地球化学, 1990, (4): 30~32
- 6 卢武长, 杨绍全, 张平. 浙江黄双岭萤石矿的同位素研究. 成都地质学院学报, 1991, 18(3): 103~110
- 7 徐步台, 胡永和, 李长江, 蒋叙良, 许峰林. 浙东沿海燕山晚期岩浆岩的稳定同位素和微量元素地球化学研究. 矿物岩石, 1990, 10(4): 57~65
- 8 福尔 G. 同位素地质学原理. 潘曙兰, 乔广生译. 北京: 科学出版社, 1983. 161~165
- 9 Doe B R, Stacey J S. The application of lead isotopes to the problems of ore genesis and ore prospect evaluation: A review. Econ. Geol., 1974, 69(6): 757~776
- 10 Crocetti C A, Holland H D, McKenna L W. Isotopic composition of lead in galenas from the Viburnum Trend, Missouri. Econ. Geol., 1988, 83(2): 355~376

## MINERALIZATION CHRONOLOGY AND ISOTOPIC GEOCHEMISTRY OF THE HAOSHI SILVER DEPOSIT IN ZHEJIANG PROVINCE

Xu Butai and Li Changjiang

*(Zhejiang Institute of Geology and Mineral Resources, Hangzhou, Zhejiang Province)*

Chen Haoshou

*(Department of Earth Science, Zhejiang University, Hangzhou, Zhejiang Province)*

### Abstract

The Haoshi deposit is a large-medium silver deposit newly discovered in the Mesozoic volcanic area of eastern Zhejiang. Isotopic ages of fluid inclusions in quartz and alteration minerals from ore veins and related volcanic rocks suggest that the time interval between the formation of host volcanic rocks and the silver mineralization is more than  $30 \times 10^6$  a. Therefore, the mineralization was not directly associated with the volcanic magmatic activity. According to hydrogen and oxygen isotopic data of quartz from ore veins and of their fluid inclusions and the variation curve for isotopic composition of water-rock exchange, it is believed that the ore-forming solution was a circulating geothermal fluid derived from Mesozoic meteoric water. Sulfur and lead isotopic compositions of ore minerals indicate that mineralizing materials were mainly derived from the Mesozoic volcanic rocks. The two-component mixing model for lead isotope composition shows that about 95% ore lead came from the Mesozoic volcanic rocks, while lead derived from metamorphosed rocks of the Precambrian basement underlying the volcanic rocks was negligible in quantity, implying that mineralizing materials were leached and drawn by circulating

geothermal water at a relatively small depth and the main part of the circulation was in the volcanic cover. However, the lead of the metamorphosed rock source has exerted a strong influence on the model ages of ore lead, and hence the model ages of ore lead no longer have the mineralization chronological significance; nevertheless, these ages may be used as one of the indicators for the formation of ore deposits through the leaching and drawing of circulating geothermal water. With the weakening of the wall rock alteration caused by mineralizing fluids during the emplacement of orebodies, the water-rock ratios decrease and the  $\delta^{18}\text{O}$  values exhibit a "W"-shaped change coinciding with the variation of silver content in host rocks. Therefore, the oxygen isotope geochemical method may be used to locate silver-rich orebodies, and this will be of practical significance in ore-prospecting.

<http://www.kcdz.ac.cn/>