

秦岭凤-太矿田与柞-山矿田成矿 条件及环境的对比研究*

李延河 蒋少涌

薛春纪

(中国地质科学院矿床地质研究所, 北京)

(西安地质学院, 西安)

提 要: 凤-太矿田和柞-山矿田分别位于秦岭泥盆系层状多金属成矿带的中段和东段。凤-太矿田主要容矿岩石为硅质岩, 其 $\delta^{30}\text{Si}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 分别为 $-0.6\text{‰} \sim -0.3\text{‰}$; $18.6\text{‰} \sim 21.0\text{‰}$ 。矿床的 $\delta^{34}\text{S}$ 值大部分位于 $4.9\text{‰} \sim 11.3\text{‰}$ 之间。柞-山矿田容矿岩石类型复杂, 除硅质岩外尚有钠长石岩、黑云方柱石岩等, Na、Cl 含量很高。容矿硅质岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 分别为 $-0.2\text{‰} \sim 0.1\text{‰}$ 、 $19.0\text{‰} \sim 19.6\text{‰}$ 。矿床的 $\delta^{34}\text{S}$ 多为高正值, 变化范围大, $-3.5\text{‰} \sim 33.7\text{‰}$ 。文中指出两个矿田的矿床均由海底喷气作用形成, 其中凤-太矿田形成于半封闭-半开放的环境, 成矿温度低(约 92°C), 矿质堆积速度较慢; 而柞-山矿田成矿早中期为一封闭海盆, 晚期变为开放; 成矿温度、矿质堆积速度相对较高; 成矿早期有火山活动。

主题词: 成矿条件 成矿环境 秦岭泥盆系

秦岭泥盆系中赋存有丰富的 Pb、Zn、Ag、Au、Fe 等层状矿床, 是我国最重要的多金属成矿带之一。人们对秦岭泥盆系层状多金属矿床的地质地球化学特征和矿床成因已进行过多次研究, 并取得一批重要成果。但不同矿田成矿条件及成矿环境的对比研究尚无人进行。笔者在前人工作的基础上, 采用 O、S 和最新的 Si 同位素示踪技术, 结合地质特征和其它资料, 对凤-太矿田和柞-山矿田泥盆系层状铅锌矿的形成环境、条件及后期改造特征进行了系统研究。

1 矿床地质特征

秦岭泥盆系发育于华北地台与扬子地台之间的古生代断陷海槽之中, 近东西向展布; 为一套沉积巨厚的类复理石建造。该地层中蕴藏有丰富的多金属矿床, 从东至西分布有柞(水)-山(阳)矿田、凤(县)-太(白)矿田和西(和)-成(县)矿田。本文研究的重点是秦岭泥盆系层状多金属成矿带的东段和中段, 即柞-山矿田和凤-太矿田。

凤-太矿田泥盆系为一套细碎屑岩-碳酸盐沉积。区内矿床均产在中泥盆统古道岭组礁灰岩、生物碎屑灰岩与上泥盆统星红铺组细碎屑岩的过渡部位(图 1)。矿体呈层状和似层状产出, 并与地层同步褶曲。矿床的直接容矿岩石为一套含铁白云石和菱铁矿的硅质岩。硅质岩主要由微晶石英组成, 层纹状构造发育, 沉积特征明显, 但不含化石。矿体随硅质岩的变厚而增大, 随硅质岩的消失而尖灭, 二者渐变过渡。层状矿体和硅质岩受后期改造形成一些乳白色含

* 国家自然科学基金资助项目, 编号: 49103039

李延河, 男, 1962 年生, 硕士, 副研究员, 从事同位素地球化学研究工作。邮政编码: 100037

1996-07-01 收稿; 1996-10-20 修改回

矿石英脉和石英团块;脉体产状紊乱、纵横交错,延长短、无根,且仅在硅质岩中分布。

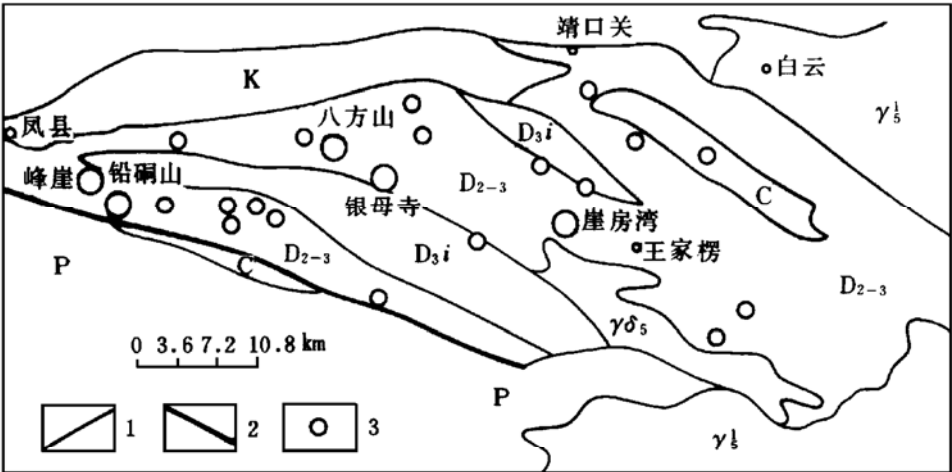


图 1 风-太矿田矿产地质略图

1—地质界线;2—断层;3—矿床及矿点;K—白垩系;P—二叠系;C—石炭系;D_{3j}—上泥盆统九里坪组;D₂₋₃—中、上泥盆统古道岭组、星红铺组;γ₅—中生代花岗岩;γδ₅—中生代花岗闪长岩

Fig. 1. Geological sketch map showing distribution of lead-zinc deposits in Feng-Tai area, Shanxi Province. 1—Geological line; 2—Fault; 3—Lead-zinc deposits; K—Cretaceous; P—Permian; C—Carboniferous; D_{3j}—Upper Devonian Jiuliping Formation; D₂₋₃—Middle Devonian Gudaoling Formation and Upper Devonian Xinghongpu Formation; γ₅—Mesozoic granite; γδ₅—Mesozoic granodiorite.

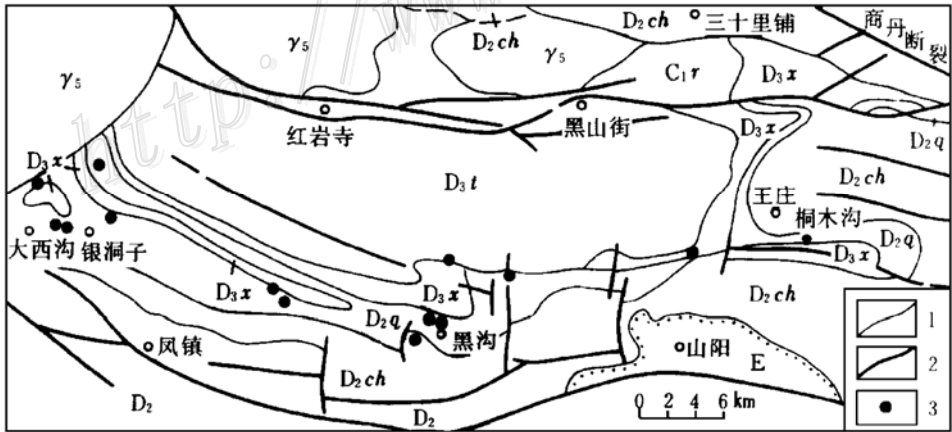


图 2 柞-山矿田矿产地质略图

1—地质界线;2—断层;3—矿床(点)。D_{2ch}—中泥盆池沟组;D_{2q}—中泥盆青石垭组;D_{3x}—上泥盆下东沟组;D_{3t}—上泥盆桐峪寺组;C_{1r}—下石炭统二峪河组;E—第三系;γ₅—中生代花岗岩类

Fig. 2. Geological sketch map showing distribution of lead-zinc deposits in Zha-Shan orefield, Shanxi Province.

1—Geological line; 2—Fault; 3—Lead-zinc deposits; D_{2ch}—Middle Devonian Chigou Formation; D_{2q}—Middle Devonian Qingshiya Formation; D_{3x}—Upper Devonian Xiadonggou Formation; D_{3t}—Upper Devonian Tongyusi Formation; C_{1r}—Lower Carboniferous Eryuhe Formation; E—Tertiary; γ₅—Mesozoic granites.

柞-山矿田泥盆系主要由各种浅变质的细碎屑岩组成,从下至上分为三个组:① 池沟组(D_2ch),② 青石垭组(D_2q);③ 下东沟组(D_3x)。矿床均产在青石垭组上段泥质、粉砂质沉积向泥质碳酸盐沉积的过渡部位(图 2)。容矿岩石主要由硅质岩、钠长石岩、重晶石岩和绿泥石岩组成;它们呈层状与硫化物平行排列,与地层整合产出。钠长石岩主要分布在矿体的下部;硅质岩分布在矿体的顶部;重晶石岩则主要分布在矿体的上部及边部。部分硅质岩、钠长石岩和重晶石岩呈层纹状与硫化物互层产出。该套岩系除上述含矿岩石之外,在矿体下部层位尚存在一些与成矿作用有关的特殊岩石:① 方柱黑云岩;呈层状与地层整合产出,火山碎屑结构明显;② 黑云方柱石岩,主要出露于盆地东部的桐木沟矿区,位于方柱黑云岩之上,并做为矿层下盘的特征岩石产出;③ 不含矿硅质岩、钠长石岩,产于矿体下部的层位之中,层纹状构造发育,常与方柱黑云岩相伴生。柞-山矿田层状铅锌矿受后期改造较弱,仅在局部地段形成一些不穿层的含矿石英细脉或团块。

2 成矿作用研究

为了搞清秦岭泥盆系层状铅锌矿成矿作用特征,笔者对硅质岩等容矿岩石进行了系统的硅氧同位素研究(图 3,表 1)。凤-太矿田硅质岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 分布在 $-0.3\text{‰} \sim -0.6\text{‰}$ 之间,平均 -0.4‰ 。由于硅同位素的动力学分馏,不同成因的硅质岩其硅同位素组成明显不同。海相碳酸盐地层中正常沉积的硅质岩 $\delta^{30}\text{Si}$ 值普遍偏高, $0.3\text{‰} \sim 2.5\text{‰}$,大部分位于 0.6‰ 之上^[1];而在热水环境中沉积形成的硅质岩 $\delta^{30}\text{Si}$ 值较低,如云南腾冲温泉 12 件硅华的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值为 $-0.8\text{‰} \sim -0.2\text{‰}$,平均 -0.3‰ ^[2];马里亚那海槽 23 件现代海底黑烟囱硅质物的 $\delta^{30}\text{Si} = -3.1\text{‰} \sim -0.4\text{‰}$,平均 -1.6‰ ^[2];另外海底喷气成因前寒武磁铁矿石岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值也很低, $-2.2\text{‰} \sim -0.8\text{‰}$ ^[3]。凤-太矿田含矿硅质岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值与海相碳酸盐地层中正常沉积的硅质

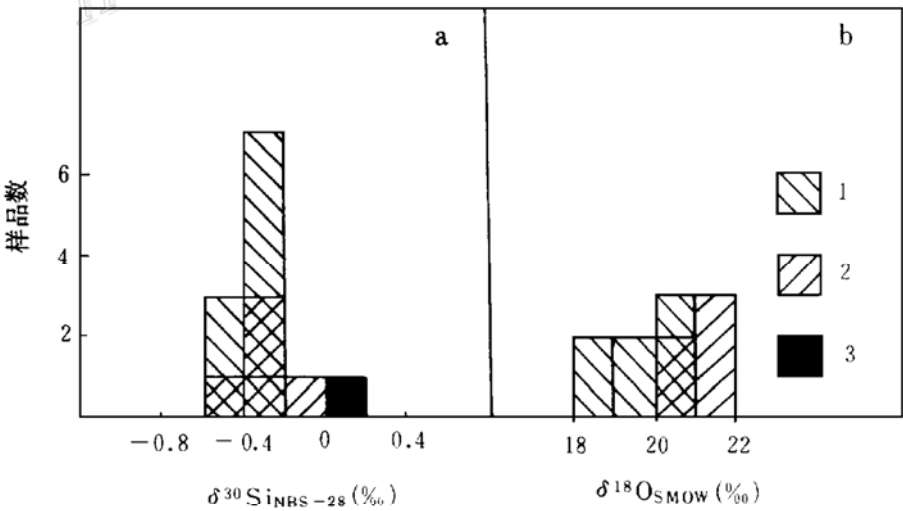


图 3 秦岭凤-太矿田含矿硅质岩和石英脉的硅氧同位素组成
1—硅质岩;2—石英脉;3—千枚岩

Fig. 3. Silicon and oxygen isotopic composition of ore-bearing siliceous rocks and quartz veins from the Feng-Tai orefield in Qinling Mountain area.
1—Siliceous rock; 2—Quartz vein; 3—Phyllite.

岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值明显不同,而与温泉、海底喷气活动形成的硅质岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值相近,说明凤-太矿田容矿硅质岩(矿床)也是由海底喷气作用形成的。

表 1 秦岭凤-太、柞-山矿田某些岩石和矿物的硅氧同位素分析结果

Table 1. Silicon and oxygen isotope compositions of rocks and minerals from Feng-Tai and Zha-Shan orefields in Qinling Mountain area

矿田	矿床	样品号	样品性质	$\delta^{30}\text{Si}_{\text{NBS-28}}(\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}(\text{‰})$	地质情况
凤-太矿田	铅洞山	PB1	石英	-0.1	21.9	1625 m 中段粗粒铅锌矿石
		PB17	硅质岩	-0.4		1515 m 中段硅质岩
		PB19S	硅质岩	-0.3	19.8	1515 m 中段矿体中部硅质岩
		PB19Q	石英	-0.3	20.9	硅质岩中 Sp-Q 脉
		PB21	硅质岩	-0.4		1515 m 中段矿体底板
		PB25	硅质岩	-0.4	19.0	1530 m 中段含矿硅质岩
		PB27	硅质岩	-0.4	18.6	1530 m 中段,矿体下盘
	八方山	Cu1	硅质岩	-0.5	19.4	1818 m 中段,含矿硅质岩
		Cu14	硅质岩	-0.6	20.6	1767 m 中段 103 线硅质岩
		Cu16	石英	-0.4	20.6	1767 m 中段 103 线含矿石英脉
		Cu5	绢云母千枚岩	0.0	19.4	1818 m 中段,矿体顶板
	银母寺	YM 1S	硅质岩	-0.4	20.6	1425 m 中段,硅质岩
		YM 1Q	石英	-0.3	21.3	YM 1S中粗粒石英团块
		YM2	硅质岩	-0.5	21.0	1425 m 中段 4 号矿体
		YM14	硅质岩	-0.4		1428 m 中段 1 号矿体
		YM17	石英	-0.5	21.8	1485 m 中段 13 线 Gn-Q 脉
柞-山矿田	银洞子	Ag-3	含方柱石板岩	0.1	17.3	车房沟,池沟组上部
		Ag-4	方柱黑云岩	-0.3	17.2	车房沟,池沟组上部
		Ag-2	硅质岩	-0.3	19.0	车房沟,池沟组上部,不含矿
		Ag-10	硅质岩	-0.3	16.0	车房沟,青石垭组,不含矿
		Ag-11	钠长石岩	-0.4		车房沟,青石垭组,不含矿
		Ag-16	方柱黑云岩	-0.3	19.3	车房沟,青石垭组
		Ag-26	石英	-0.1	22.6	1170 m 中段 45 线,含矿石英脉
		Ag-27	钠长石岩	-0.2	20.4	1170 m 中段 45 线,钠长石层纹
		Ag-28	硅质岩	0.1	19.6	1170 m 中段 45 线,硅质岩层纹
		Ag-28	石英	-0.1	23.0	1170 m 中段 45 线,含矿石英脉
		Ag-29	硅质岩	-0.1		1090 m 中段 53 线,矿体顶板
		Ag-33	含毒砂板岩	-0.2	16.4	1090 m 中段 53 线,矿体底板
		Ag-36	硅质岩	-0.2	19.1	1090 m 中段 47 线,硅质岩
		Ag-36	石英	0.0	23.2	硅质岩中石英脉
		Ag-37	石英	-0.1	21.7	1090 m 中段 47 线,块状矿石
	桐木沟	Zn-3	方柱石	0.1	16.9	青石垭组黑云方柱石岩
		Zn-5	石英	-0.3	19.7	青石垭组方柱石石英团块
		Zn-10	石英	-0.2	20.0	粗粒石英闪锌矿矿石
		Zn-14	方柱石	0.0	17.3	1237 坑矿石中方柱石
		Zn-28	方柱石	-0.2	15.1	1173 m 中段 16-18 线,方柱石脉
		Zn-30	石英	-0.2	19.6	1173 m 中段 16-18 线,含闪锌矿石英脉
		Zn-37	方柱石	0.1	17.6	1133 m 中段粗粒黑云方柱石岩

注:地质矿产部矿床地质研究万德芳、李延河测定

凤-太矿田硅质岩的 $\delta^{18}\text{O}=18.6\text{‰}\sim 21.0\text{‰}$,平均 19.9‰ ,该值与公认的阿拉斯加 De

long 山海底喷气成因铅锌银矿中硅质岩的 $\delta^{18}\text{O}=20.7\text{‰}\sim 23.7\text{‰}$, 平均 21.3‰ ^[7] 基本一致。常温下沉积形成的结核状和层状硅质岩的 $\delta^{18}\text{O}=25\text{‰}\sim 35\text{‰}$ ^[8], 较凤-太矿田硅质岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值明显偏高, 说明凤-太矿田硅质岩(矿床)是在热水环境中形成的。假设泥盆纪海水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 0.0‰ , 根据硅质岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值, 利用低温下石英-水之间的氧同位素分馏方程^[8]: $10^3 \ln \alpha_{\text{石英-水}} = 3.09 \times 10^6 T^{-2} - 3.29$ 计算出硅质岩的形成温度平均为 92°C 。

柞-山矿田矿层下部方柱黑云岩的 $\delta^{30}\text{Si}=-0.3\text{‰}$, 该值与中基性火山岩的硅同位素组成相近; 黑云方柱石岩的 $\delta^{30}\text{Si}=-0.2\text{‰}\sim 0.1\text{‰}$, 平均 0.0‰ , 该值与酸性岩或碎屑岩的硅同位素组成基本一致。结合其地质特征, 矿物学特征和地球化学特征^[4]推断, 二者的原岩分别为中基性和酸性火山碎屑岩。即柞-山成矿盆地在泥盆纪有火山活动, 从早到晚火山活动由中基性演化为酸性。方柱黑云岩的 $\delta^{18}\text{O}=17.2\text{‰}\sim 19.3\text{‰}$, 平均 18.3‰ ; 黑云方柱石岩中方柱石的 $\delta^{18}\text{O}=15.1\text{‰}\sim 17.6\text{‰}$, 平均 16.5‰ 。二者的氧同位素均较相应火山岩或碎屑岩的氧同位素组成明显偏高; 显然这是火山碎屑在相对较高的温度下, 在海水中强烈蚀变造成的, 地层中广泛分布的方柱石就是这种蚀变产物的典型代表。

柞-山矿田含矿硅质岩的 $\delta^{30}\text{Si}=-0.2\text{‰}\sim 0.1\text{‰}$, 平均 -0.1‰ ; $\delta^{18}\text{O}=19.1\text{‰}\sim 19.6\text{‰}$, 平均 19.4‰ , 与凤-太矿田含矿硅质岩的硅氧同位素组成有一定差别。硅同位素在自然界中的变化主要由硅同位素动力学分馏引起, 硅同位素动力学分馏的实验研究表明, 溶液中 SiO_2 的沉淀速度越快, 温度越高, 其动力学分馏就愈小; 沉淀硅的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值愈接近初始溶液(母岩)的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值^[2]。如在上述马里亚那海槽海底黑烟囱中, 温度高于 100°C 的黑色硅质沉淀物的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值相对较高, $-0.4\text{‰}\sim -0.6\text{‰}$, 与母岩(玄武岩)的硅同位素组成基本一致, 其 $\delta^{18}\text{O}$ 值也相对较低^[1]。柞-山矿田含矿硅质岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 相对较高, 说明含矿硅质岩是由海底喷气作用在较高的温度下, 快速沉淀形成的。这与根据硫同位素得出的结论完全吻合。含矿硅质岩与矿体下盘的特征岩石——黑云方柱石岩的硅同位素组成非常一致(图4), 说明海底喷气成矿作用与酸性火山活动有关; 矿体下部层位中不含矿硅质岩、钠长石岩的 $\delta^{30}\text{Si}=-0.4\text{‰}\sim -0.3\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}=16.0\text{‰}\sim 19.0\text{‰}$, 与伴生的方柱黑云岩的硅同位素组成基本一致, 说明不含矿硅质岩的形成与早期的中基性火山活动有关。

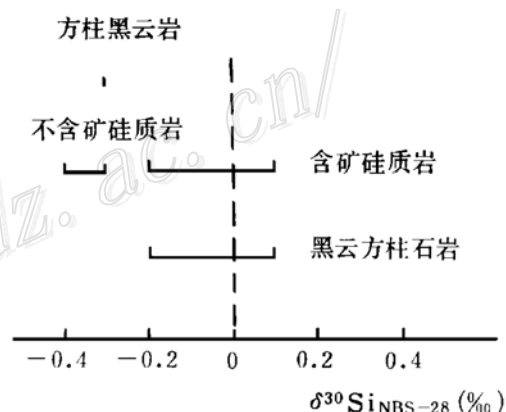


图4 柞-山矿田方柱黑云岩及硅质岩的硅同位素组成

Fig. 4. Silicon isotope composition of scapolite-biotite rocks and siliceous rocks from the Zha-Shan ore field.

3 成矿盆地和成矿条件研究

盆地中沉积形成的硫化物的硫同位素组成与成矿盆地的类型及硫化物的形成条件密切相关。柞-水矿田和凤-太矿田的硫同位素组成(表2)^[5,6]具有如下特点。

- (1) 总的来说, 两个矿田的 $\delta^{34}\text{S}$ 值普遍偏高, 远离陨石硫的硫同位素分布范围。
- (2) 不同矿田的硫同位素组成明显不同, 其中柞-山矿田的 $\delta^{34}\text{S}$ 值较高, 与海水硫酸盐的

硫同位素组成相近;凤-太矿田的硫同位素组成相对较低。

(3) $\delta^{34}\text{S}$ 值高的矿床多有重晶石产出,如银洞子矿床。

矿床的 $\delta^{34}\text{S}$ 值如此高,说明矿床中的硫不可能来自下地壳或上地幔;来自蒸发盐系的可能性也不大,因为目前在泥盆系及其下部层位还未发现蒸发盐系或其它高 $\delta^{34}\text{S}$ 的地层存在。矿床中的硫可能主要来源于海水硫酸盐,由海水硫酸盐还原形成,这与矿床的海底喷气成因模式是吻合的。成矿盆地的类型不同,形成的硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值差很大:① 开放盆地。还原消耗的硫酸盐可以得到充分的补给,海水硫酸盐还原形成的硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 值接近于零,变化也很小;② 封闭盆地。还原消耗的硫酸盐得不到补充,当硫酸盐全部或大部分被还原为硫化氢,并生成硫化物时,硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值很高,与硫酸盐的 $\delta^{34}\text{S}$ 值相近;③ 开放和封闭交替变化的盆地。海水硫酸盐还原形成的硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 值可以从较低的负值变化至较高的正值。

表 2 秦岭柞-山、凤-太矿田的硫同位素组成

Table 2. Sulfur isotopic composition of minerals from the Zha-Shan and Feng-Tai orefields, Qinling Mountain area

矿 区	矿 物	样品数	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}(\text{‰})$		地质产状	资料来源
			变化范围	平均值		
大西沟-银洞子	黄铁矿	20	-2.4~25.1	14.6	主矿体	张本仁,1989
	方铅矿	9	8.7~18.5	14.7		
	闪锌矿	1		20.3		
	毒砂	1		10.2		
	重晶石	3	22.3~25.7	24.0		
	黄铁矿	3	-0.3~3.9	0.7	小铅矿体	
	方铅矿	6	-3.5~4.0	0.6		
	黄铁矿	6	-3.2~4.7	2.4	青石垭组	
	方铅矿	2	11.5~12.1	11.8	主矿体	本文
	重晶石	2	33.6~33.7	33.6		
桐木沟	黄铁矿	14	4.8~22.5	13.9	矿体及 近矿围岩	张本仁,1989 胡鹏云,1990
	方铅矿	16	10.8~19.6	15.9		
	闪锌矿	16	-3.5~20.5	15.0		
铅硐山	闪锌矿	21	5.3~10.3	8.6	矿 体	张复新,1991 隗合明,1990
	方铅矿	21	0.6~8.6	4.9		
八方山	闪锌矿	7	10.2~12.1	11.3		
	方铅矿	7	7.5~9.3	8.5		
银母寺	闪锌矿	4	9.7~12.2	11.3		
	方铅矿	14	5.9~11.2	8.5		

柞-山矿田银洞子、桐木沟矿床主矿体的 $\delta^{34}\text{S}$ 值很高,大部分位于 10.0‰~20.0‰之间;重晶石的 $\delta^{34}\text{S}$ 值高达 33.7‰,说明柞-山成矿盆地在主成矿期为一封闭海盆,硫化物由海水硫酸盐在封闭环境中还原形成。银洞子矿床重晶石-硫化物层纹中 2 件重晶石-方铅矿矿物对的 $\delta^{34}\text{S}$ 值分别为 33.7‰~12.1‰;33.6‰~11.5‰。给出的硫同位素温度很高,明显不合理,说明硫酸盐的还原速度、硫化物的沉淀速度很快,二者未达到硫同位素平衡。

银洞子矿床主矿体上部分布一些小的富铅矿体,小铅矿体的 $\delta^{34}\text{S}$ 值很低,-3.5‰~4.0‰,平均 0.6‰,与主矿体的硫同位素组成相差甚远。小铅矿体与主矿体地质特征相同,铅

同位素组成一样,二者均位于 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=17.900\sim 18.200$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.550\sim 15.750$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=37.900\sim 38.500$ ^①的狭小范围内,说明小铅矿体与主矿体具有相同的物质来源和成因。小铅矿体的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变低与成矿后期成矿盆地由封闭变为开放,硫酸盐的还原速度由快变慢有关。即柞-山成矿盆地从早到晚逐渐由开放变为封闭,至成矿后期又由封闭转化为开放;硫酸盐还原速度、硫化物沉淀速度也由快变慢。

柞-山成矿盆地的封闭、开放转化还反映在容矿岩石的化学成分方面。我们对黑云方柱石岩中方柱石、黑云母、角闪石等矿物进行了电子探针分析(表 3),结果表明其 Cl 含量异常高;其中方柱石为 1.95%~3.29%、黑云母为 0.75%~1.14%、角闪石为 3.55%~4.37%,这说明海水中 Cl 含量很高,柞-山成矿盆地为一封闭海盆。海水中 Cl、Na 等元素的富集可能还是形成大量方柱石、钠长石的重要原因。方柱石等矿物的成分环带发育,如桐木沟矿区成矿早期

表 3 方柱石、黑云母、角闪石的电子探针分析结果(%)

Table 3. Electron microprobe analyses of scapolite, biotite and hornblende

样品号	矿物	环带	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	Cl	F		总和
Zn-3S ₁	方柱石	中心	53.21	22.78	0.21	0.02		8.24		8.72	0.43	2.95		0.67	95.89
Zn-3S ₁	方柱石	边部	55.15	24.27	0.56	0.13	0.04	8.39		8.36	0.45	2.95		0.67	99.63
Zn-3S ₂	方柱石	中心	55.76	22.95	0.27			8.01		9.19	0.57	3.25		0.73	99.27
Zn-3S ₂	方柱石	边部	54.86	23.06	0.81	0.09		7.82		8.92	0.63	3.04		0.69	98.54
Zn-37S ₁	方柱石	中心	52.53	26.05	0.04	0.03		12.77		7.05	0.43	1.95		0.44	100.41
Zn-37S ₁	方柱石	边部	52.72	25.55	0.05			11.97		7.42	0.53	2.35		0.53	100.06
Zn-37S ₃	方柱石	中心	53.90	24.95	0.09	0.14		11.22		7.79	0.47	2.34		0.53	100.39
Zn-37S ₃	方柱石	边部	56.38	24.44	0.05	0.02		8.78		9.60	0.50	3.29		0.74	102.31
Zn-3B ₁	黑云母		36.52	15.93	17.80	11.44	0.09	0.30	1.18	0.11	6.14	1.14	0.44	0.44	90.65
Zn-3B ₅	黑云母		37.79	15.34	15.61	13.46	0.06	0.09	1.26	0.13	9.05	1.09	0.59	0.49	93.97
Zn-37B ₁	黑云母		36.37	17.10	15.45	16.12		0.08	1.01	0.12	7.06	0.75	0.58	0.41	94.23
Zn-37B ₅	黑云母		37.54	17.28	15.89	14.93		0.07	1.45	0.13	8.82	0.94	0.75	0.53	97.26
Zn-3H ₁	角闪石		43.74	12.66	22.33	3.57	0.17	9.85	0.30	1.22	2.25	3.79		0.86	99.02
Zn-3H ₂	角闪石		34.20	13.94	23.05	4.11	0.08	9.73	0.30	1.25	2.08	3.55		0.80	91.48
Zn-3H ₄	角闪石		34.79	14.05	24.43	3.77	0.08	10.60	0.43	1.33	2.43	4.09	0.15	0.99	95.16
Zn-3H ₆	角闪石		35.53	14.16	25.34	3.74	0.14	10.95	0.41	1.43	2.60	4.37		0.99	97.69

分析者: 英国 Bristol 大学地质系, 蒋少涌

形成的方柱石(Zn-37)成分环带显示,从中心到边部(从早到晚)Na、Cl 含量逐渐升高,而 Ca、Al 含量则逐渐降低;成矿中晚期形成的方柱石(Zn-3)成分环带刚好相反,从中心到边部(从早到晚)Na、Cl 含量逐渐降低。这说明柞-山成矿盆地是相对封闭的,在早期海底喷气活动过程中 NaCl 含量是逐渐富集的,至主成矿阶段 NaCl 含量也达到最大值;随着成矿作用的减弱,成

① 蒋少涌、李延河,1995,秦岭泥盆纪热水沉积矿床的硅、硼、氧同位素地球化学研究

矿盆地由封闭变为开放,海水中 NaCl 的含量也逐渐降低,从而形成两种截然不同的环带。

凤-太矿田的硫同位素组成较柞-山矿田的硫同位素组成偏低,说明凤-太矿田成矿盆地的封闭程度相对较低,硫酸盐的还原速度较慢;可能属半封闭-半开放盆地。

4 矿床的后期改造作用研究

凤-太矿田内的矿床均产在古道岭组灰岩与星红铺组页岩的接触带,由于这两种岩石的物理性质差别很大,在后期的构造变质活动过程中常常发生层间滑动。在地形上形成具有明显特点陡崖,在矿体内部则形成一些白色、粗粒含矿石英脉或团块;脉体产状紊乱,且仅在硅质岩中分布。凤-太矿田含矿石英脉或石英团块的硅同位素组成与同一样品的硅质岩的硅同位素组成完全一致(表 1,图 1),说明石英脉、石英团块中的硅是由硅质岩本身提供的,石英脉、石英团块是由硅质岩活化、重结晶形成的,与岩浆作用无关。这与石英脉的产状和分布特点是完全一致的。

凤-太矿田石英脉、石英团块的氧同位素组成较硅质岩的氧同位素组成高约 1.0‰。这是因为:① 硅质岩中除石英之外,尚含有少量钠长石、粘土矿物等。在平衡条件下,钠长石、粘土矿物的 $\delta^{18}\text{O}$ 值低于石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值,结果使硅质岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值较石英脉的 $\delta^{18}\text{O}$ 值偏低;② SiO_2 的活化、迁移温度高于其重结晶、沉淀的温度。在硅质岩被活化时,水-岩比 (W/R) 很小,热液水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值取决于硅质岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值及温度;在 SiO_2 沉淀阶段,水-岩比 (W/R) 很大,沉淀形成的石英脉的 $\delta^{18}\text{O}$ 值取决于热液水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值及沉淀温度。即石英脉的 $\delta^{18}\text{O}$ 值取决于硅质岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值及活化和沉淀温度。由于活化温度大于沉淀温度,所以重结晶形成的石英脉的 $\delta^{18}\text{O}$ 值大于硅质岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值。如果以 200℃ (石英脉中流体包裹体最佳均一温度) 作为石英脉的形成温度,根据石英脉和硅质岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值,计算出硅质岩的活化温度约为 220℃,这一温度值是比较合理的。

柞-山矿田银洞子银铅矿的后期改造作用较弱,仅在局部地段形成一些粗粒含矿石英小脉或团块。石英脉(团块)的 $\delta^{30}\text{Si}$ 与层状硅质岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 基本一致,说明石英脉是由硅质岩等容矿岩石重结晶形成的。石英脉的 $\delta^{18}\text{O}=21.7\text{‰}\sim 23.2\text{‰}$,平均 22.6‰,相对硅质岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值平均偏高 3.2‰。柞-山矿田石英脉相对硅质岩 $\delta^{18}\text{O}$ 偏高原因与凤-太矿田是一样的,只是柞-山矿田含矿硅质岩含有更多的钠长石等杂质矿物;其改造温度更低。

含矿石英脉或团块的硫、铅同位素与层状矿体的硫、铅同位素完全一致,也证明含矿石英脉等是由层状矿体活化、重结晶形成的。

5 结 论

(1) 东秦岭柞-山成矿盆地在成矿早期存在火山活动,从早到晚由中基性演化为酸性,成矿作用主要与酸性火山活动有关。

(2) 秦岭泥盆系层状铅锌矿均由海底喷气作用形成;柞-山成矿盆地喷气温度较高,矿质堆积速度很快;凤-太成矿盆地海底喷气温度相对较低,矿质堆积速度较慢。

(3) 柞-山成矿盆地从早到晚逐渐由开放盆地变为封闭盆地,至成矿后期又由封闭变为开

放。凤-太成矿盆地为半封闭-半开放盆地。海底喷气活动带来的大量 Na^+ 、 Cl^- 等矿化剂在封闭环境中无法扩散是造成柞-山成矿盆地 Na^+ 、 Cl^- 、 Ba^{2+} 等大量富集的重要原因。

(4) 矿床中的硫来源于海水硫酸盐。柞-山矿田主矿体中的硫由海水硫酸盐在封闭环境中快速还原形成,其 $\delta^{34}\text{S}$ 值较高;银洞子矿床上部小铅矿体中的硫由海水硫酸盐在开放环境中缓慢还原形成,其 $\delta^{34}\text{S}$ 值较低。凤-太矿田矿床中的硫由海水硫酸盐在半封闭-半开放的环境中还原形成。

(5) 矿床中含矿石英脉由含矿硅质岩等层状矿体活化、重结晶形成,与岩浆作用无关。

参 考 文 献

- 1 丁悌平等. 硅同位素地球化学. 北京:地质出版社,1994,17~49
- 2 李延河,丁悌平,万德芳. 硅同位素动力学分馏的实验研究及地质应用. 矿床地质,1994,13(3):282~288
- 3 蒋少涌,丁悌平,万德芳等. 辽宁弓长岭太古代条带状硅铁建造(BIF)的硅同位素组成特征. 中国科学(B辑),1992,(6):627~631
- 4 薛春纪,马国良. 东秦岭泥盆纪成矿海盆中一种(准)同生热水蚀变岩研究. 矿物岩石,1993,13(1):25~32
- 5 张本仁,陈德兴,李泽九等. 陕西柞水—山阳矿带区域地球化学. 武汉:中国地质大学出版社,1989,58~97
- 6 张复新,王俊发. 陕西秦岭地区泥盆系同生断裂、岩相与海底喷流沉积铅锌矿床. 矿床地质,1991,10(3):217~231
- 7 Harrover R D, Norman D I. Stable oxygen isotope and crystallize size analysis of De Jong mountain, Alaska, Cherts: An exploraton tool for submarine exhalative deposits. Econ. Geol., 1982, 77(2):1761~1766
- 8 Knauth L P, Epstein D S. Hydrogen and oxygen isotope ratios in nodular and bedded cherts. Geochem. et Cosmochem. Acta, 1976, 40(9):1095~1100

A COMPARATIVE STUDY OF ORE-FORMING ENVIRONMENTS AND CONDITIONS IN FENG-TAI AND ZHA-SHAN OREFIELDS, QINLING MOUNTAINS

Li Yanhe, Jiang Shaoyong

(Institute of Mineral Deposits, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037)

Xue Chunji

(Xi'an College of Geology, Xi'an 710054)

Key words: metallogenic condition, metallogenic environment, Devonian in Qinling

Abstract

Silicon, oxygen and sulfur stable isotope compositions and their variation regularity in Devonian stratiform Pb-Zn deposits of Feng-Tai and Zha-Shan orefields are studied in this paper. $\delta^{30}\text{Si}$ values and $\delta^{18}\text{O}$ values of ore-bearing siliceous rocks in the Feng-Tai orefield range from -0.6‰ to -0.3‰ and from 18.6‰ to 21.0‰ respectively. Similar to $\delta^{30}\text{Si}$ and $\delta^{18}\text{O}$ of siliceous rocks formed in hot spring and by submarine exhalation, $\delta^{30}\text{Si}$ and $\delta^{18}\text{O}$ of the

siliceous rocks in the Feng-Tai orefield indicate a submarine exhalation origin. $\delta^{30}\text{Si}$ values of the ore quartz veins are the same as those of ore-bearing siliceous rocks, suggesting that the ore quartz veins were formed as a result of remobilization and recrystallization of siliceous rocks. $\delta^{30}\text{Si}$ and $\delta^{18}\text{O}$ of the ore-bearing siliceous rocks in the Zha-Shan orefield range from -0.2‰ to 0.1‰ and from 19.0‰ to 19.6‰ respectively. The authors consider that the ore deposits in the Zha-Shan ore field were also formed by submarine exhalation, with however higher ore-forming temperature and deposition speed than those in the Feng-Tai orefield. $\delta^{34}\text{S}$ values of the principal orebodies are mostly $10\text{‰} \sim 30\text{‰}$; $\delta^{34}\text{S}$ values of barite in the ore deposit are even higher, ranging $22.3\text{‰} \sim 33.7\text{‰}$. Nevertheless, some small lead orebodies above the principal orebodies have relatively low $\delta^{34}\text{S}$ values ($-3.5\text{‰} \sim 4.0\text{‰}$, 0.6‰ on the average). It is pointed out in the paper that sulfur in the ore deposits was exclusively derived from sulfates in sea water, and that the Zha-Shan basin was turned from an enclosed basin at the early (principal) ore-forming stage into an open basin at the late ore-forming stage. $\delta^{34}\text{S}$ values of ore deposits in the Feng-Tai orefield are somewhat lower ($4.9\text{‰} \sim 11.3\text{‰}$), implying a semi-open to semi-closed basin.

(上接第 170 页)

(5) 单独的超大型矿床的成矿演化: 这里仅以岩浆 Ni-Cu 硫化物矿床为例 (A J Naldrett, 1991)。这类矿床是从基性岩分泌而富集成矿的。矿床几乎全部产在岩体底部, 这就意味着在成矿初期, 有过量硫化物, 另外大量玄武岩浆的高 PGE 含量 ($1 \times 10^{-6} \sim 10 \times 10^{-6}$ 的 Pt、Pd), 意味着硫化物不饱和, 所以岩浆成矿作用早期必须从大量岩浆中富集硫化物在局部空间。如西澳的 Kambalda 等矿床都是由侵蚀岩体底垫沉积物和玄武岩带来的硫化物而饱和的, 1.85×10^9 a 成矿的 Sudbury 矿床硫化物饱和是从幔壳混合获得的。 1.51×10^9 a 成矿的金川矿床和 1.30×10^9 a 成矿的 Voisey Bay 矿床, 其演化还不很清楚, 但这两者是和辉长质-橄长岩侵入体的补给系统有关, 可以认为是与大量岩浆流的局部硫化物富集作用造成的。这类矿床的时空演化应以硫化物从早期到晚期和局部空间的富集为主。

从上述的克拉通、造山带、大陆边缘和一个断代, 以及特大型矿床本身都具有随时间迁移的不同成矿演化历史来看, 脱离成矿史分析是难于正确认识成矿区带的成矿对比和矿床评价的。这是因为矿床, 尤其是特大型矿床是反映一定地质历史阶段和一定地质事件的特殊标志, 这和地层中的古生物标定一定地质史的一定地质环境是一致的 (裴荣富, 1992)。所以金属成矿省演化是成矿学研究的重要发展趋向, 也是深化研究特大型矿床成矿的重要课题。

参考文献省略

(本文由陶景连编辑)