

湖南锑矿成因探讨

肖启明

(湖南有色金属地质研究所)

李典奎

(长沙有色冶金设计研究院)

一、湖南锑矿床特征^①

(一) 分布特点

湖南锑矿遍布全省, 共有大小矿床几十处, 矿点百余处。具有工业意义的矿床集中分布在湘中(图1), 其次是湘东。

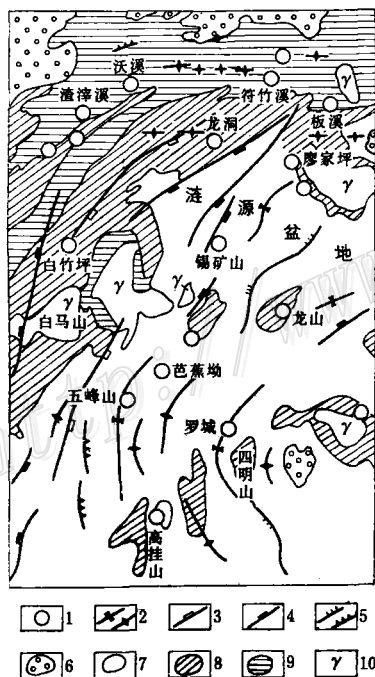


图1 湘中地区锑矿床分布图(1:250万)

(地质界线据湖南省地矿局区测队资料)

1—矿床、矿点; 2—背斜、向斜; 3—华夏系构造; 4—新华夏系构造; 5—压扭性构造; 6—白垩系—上第三系盆地; 7—泥盆系—三叠系印支褶皱带; 8—震旦系—志留系加里东褶皱带; 9—板溪群雪峰隆起; 10—花岗岩

Fig. 1. Geological map showing distribution of antimony ore deposits in central Hunan.

1. ore deposits and ore-shows; 2. anticline and syncline; 3. Cathaysian tectonic system; 4. Neocathaysian tectonic system; 5. Compresso-shearing structure; 6. Cretaceous-Neogene basin; 7. Indo-Sinian foldbelt of Devonian-Triassic time; 8. Caledonian orogeny of Devonian-Silurian time; 9. Xuefeng uplift of Banxi time; 10. granite.

(二) 锑矿床主要地质特征

1. 矿物共生组合: 按矿物组合可分为简单型及复杂型。

简单型: 以锡矿山为例, 主要金属矿物是辉锑矿及黄锑华, 次为黄铁矿。非金属矿物主要有石英、方解石, 次有萤石、重晶石及石膏等。

复杂型: 如沃溪等, 主要金属矿物有辉锑矿、白钨矿及自然金, 次为黄铁矿、毒砂、闪

① 肖启明 1982年“湖南省锑矿产资源综合考察报告”。

锌矿、黄铜矿等。脉石矿物主要有石英，次为方解石、白云母及绢云母等。据主要脉石矿物及成矿元素组合可划分如下矿床类型：石英-金锑钨型（沃溪）、石英-金锑型（龙山）、石英-锑钨型（渣滓溪）、石英-钨锡锑型（高挂山）、石英-锑型（板溪）、石英-铅-锌锑型（吊马垄）等。

2. 矿体产状：

矿体产状、形态基本上分为两类。一类与地层产状一致，如锡矿山，以层状、似层状矿体为主（图2），脉状矿体次之，矿体延深一般大于延长。另一类以平行或穿切岩层的脉状及网脉状矿体为主，如龙山等。

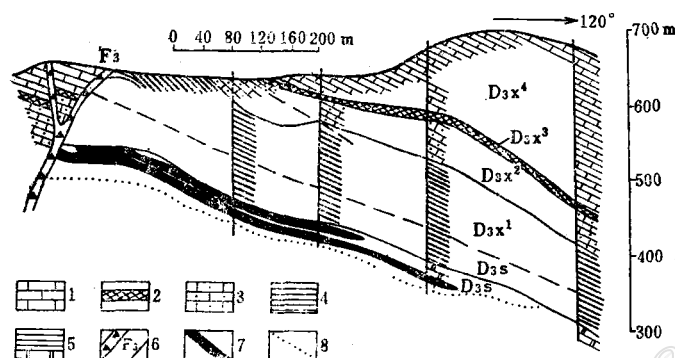


图 2 锡矿山林状矿体及其赋存层位剖面图（18线）

（据湖南冶金246队资料改编）

1—马牯脑灰岩 (D_3x^4)；2—泥塘里铁矿层 (D_3x^3)；3—兔子塘灰岩 (D_3x^2)；4—长龙界页岩 (D_3x^1)；5—余田桥组页岩、灰岩夹砂岩 (D_3s)；6—断裂及编号；7—矿体；8—硅化界线

Fig. 2. Geological section illustrating bedded ore bodies and the strata containing them in the Xikuangshan deposit.

1. Magunao limestone (D_3x^4); 2. Nitangli iron ore bed (D_3x^3); 3. Tuzitang limestone (D_3x^2); 4. Changlongjie shale (D_3x^1); 5. Shetianqiao Formation (shale and limestone intercalated with sandstone) (D_3s); 6. fracture and its serial number; 7. ore body; 8. silicification boundary.

3. 蚀变特征

矿体围岩普遍蚀变。赋存在较新层位的简单型锑矿，蚀变较简单，有矿化就有硅化，矿体均产在硅化灰岩中。

赋存层位较老的复杂型锑矿，蚀变较复杂，矿体附近一般都有硅化、黄铁矿化、毒砂化。这三种强烈蚀变的同时出现往往意味着矿体的存在。若绿泥石化、碳酸盐化大量出现，则显示矿化减弱或消失。在相同的岩性条件下，其蚀变带宽度、强度与矿化强度呈正相关。

二、成因探讨

（一）控矿围岩与赋存层位

锑矿产出围岩具有明显的选择性，据205个矿床（点）统计，均产于沉积岩及其浅变质

的板岩中。其中产于碳酸盐岩类(如锡矿山)中的有73处,占总矿床(点)数的36%,此类矿床占全省探明储量的67%;产于各类板岩(如沃溪)中的72处,占总数的35%,占探明储量的33%;产于砂页岩中有60处,占29%。

锑矿赋存的层位虽然较多(从元古界到古生界都有分布),但主要是泥盆系、前震旦系及震旦系三个层位。其次是寒武系、奥陶系及石炭系。探明的储量以产在泥盆系中为主(占67%),前震旦系、震旦系及寒武系次之。

(二) 构造

湖南各锑矿床与构造关系密切,按锑矿受不同构造单元的控制大体可分为以下三带(图1):

1. 产在雪峰褶皱带隆起的金锑钨矿床。矿床主要分布在该东西构造带中部的沃溪—板溪一带,呈东西方向展布,成群出现,包括渣滓溪—沃溪金锑钨带及符竹溪—板溪金锑成矿带等。如沃溪矿区,位于隆起的中部冷家溪倾伏背斜的北翼,沃溪—唐许坪反“S”型构造控制矿田,横跨褶皱的倾伏半背斜、半向斜、层间剥离控制似层状矿体,断裂及节理裂隙控制单脉或网脉状矿体。

2. 产于加里东褶皱带的锑金或钨锑锡矿床。从北往南,可分为三个成矿带。北部的廖家坪—龙洞—白竹坪成矿带,呈弧形分布,受弧形构造、新华夏系及华夏系构造的联合控制。中部为东西向白马山—龙山成矿带。南部为北东向高挂山—四明山成矿带。矿床产在褶皱基底的短轴背斜、穹隆或破碎带、断裂裂隙及构造复合部位。如龙山矿床受穹隆构造控制。

3. 产于印支褶皱带中的锑矿床。主要有分布在祁阳弧北翼的涟源盆地的锡矿山成矿带、中弧的五峰山—芭蕉坳成矿带、内弧的罗城成矿带。这些矿带受新华夏构造及北西向构造联合控制。本带系最重要的成矿带。如锡矿山矿田受新化—桃江新华夏构造、涟源—锡矿山北西向构造及祁阳弧北翼的联合控制,多字型褶皱控制矿田,单个背斜控制矿床,层间裂隙(图3)、断裂裂隙及其交叉部位控制矿体,具明显的多级构造控制的特征。

(三) 成矿与岩浆岩关系

湖南主要锑矿床,在矿区内均未发现较大的中酸性侵入体,而且远离较大的侵入体几十公里以外。锑矿区内仅出现有中酸性花岗斑岩脉及基性煌斑岩脉等。锡矿山的深孔(姜一井2357米)亦未发现与岩浆活动有关的地质现象。说明矿床在空间上及成因上均与岩浆岩无明显关系。

(四) 锑源

湖南锑矿各赋存层位中锑的丰度值相当高。表1列出了湘中各有关层位锑含量(无色散原子荧光分析,灵敏度0.5ppm,余田桥组灰岩(平均)为47.9—100ppm,中一下寒武系

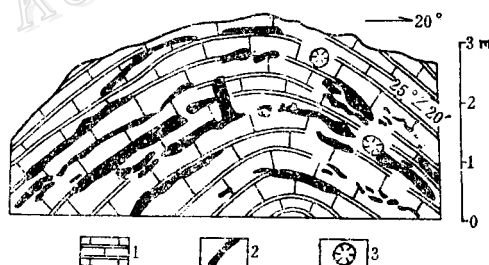


图3 层间裂隙控制似层状矿体

(锡矿山南矿11中段45采场素描,据湖南地质科学研究所资料修改)

1—硅化灰岩; 2—辉锑矿体; 3—辉锑矿晶洞

Fig. 3. Sketch showing stratoid ore bodies controlled by interstratified fractures.

(Quarry 45, level 11, south ore body of the Xikuangshan ore deposit.)

1. silicified limestone; 2. stibnite ore body; 3. microarolitic cavity of stibnite.

灰岩、板岩为18—43ppm,震旦系板岩为37.4ppm。湘西前震旦系含铋0—300ppm^①。最近,我们铋矿组补测了锡矿山飞水岩余田桥组非含矿地段的地层剖面,铋含量(无色散原子荧光分析)一般(平均)为十几—100ppm(表2)。沃溪、渣滓溪等矿区亦有类似情况(表3),铋的丰度均高出地壳背景值几十至几百倍。另据中国科学院地球化学研究所资料^②,湖南前震旦系、上泥盆统及石炭系铋含量均比较丰富,一般高出地壳背景值几十至几百倍,乃至近千倍。

表1 湘中地区有关层位铋丰度值

赋存层位	岩性	样品数	铋(平均值)ppm
泥盆系	灰岩	41	>100
余田桥组	灰岩	9	47.9
寒武系	灰岩、板岩	13	43.4
	板岩、页岩	24	18.4
震旦系	硅质板岩	28	37.4

摘自邹同煦资料

表2 锡矿山余田桥组各类岩石铋丰度值(ppm)

岩类	样品数(个)	变化区间	平均值	克拉克值
粉砂岩	27	85—12	47	
泥岩	3	>100—13	>44	
藻灰岩	4	48—9	26	
生物灰岩	4	49—7	25	
泥晶灰岩	106	>100—3	>14	
页岩	据А.П.Виноградов(1956)			1
碳酸盐岩				0.5

样品由湖南有色金属地质研究所分析

表3 湖南主要铋矿床含矿层位铋丰度值(ppm)

矿床名称	含矿层位	丰度值	相当克拉克值的倍数
锡矿山	泥盆系余田桥组	14—>100 ^①	24—>200
沃溪	板溪群	5—253 ^②	10—506
渣滓溪	马底驿组	50—1000(平均318) ^③	100—2000
克拉克值	五强溪组	(据А.П.Виноградов)	0.5

① 据湖南省有色金属地质研究所等1983年资料综合整理;

② 引自湖南冶金地质237队资料;

③ 引自湖南冶金地质245队陈炳金1982年资料。

上述资料说明,我省前震旦系、震旦系及上泥盆统等地层中铋的丰度值相当高,铋源较丰富,这是层控矿床的重要标志之一。

(五) 硫同位素特征

根据10个矿区不同层位的242个硫同位素资料(其中辉铋矿203个,黄铁矿26个,毒砂11个,方铅矿、闪锌矿及黝铜矿各1个)的统计^③(表4、图4),从总体看,硫同位素组成变化范围较大, δS^{34} 值从-32.2—+16%。如冷家溪群的西冲矿床 δS^{34} 值为-14.3—-9.8%,余田桥组下苏溪矿床为-32.2—-17.3%。说明硫同位素组成富轻硫,具明显的生物地层硫特点。锡矿山矿田 δS^{34} 值变化范围较宽,从-3.2—+16%,极差为19.3。其中童家院

① 据杨昌敬 1976年“湘西地区金矿地质特征”一文。

② 张宝贵、梁伟义 1982年“中国层控铋矿床成因及有关问题的讨论”。

③ 据罗献林 1982年“湖南主要类型铋矿床硫同位素组成分布”和金荣龙 1980年“湖南锡矿山铋矿田硫同位素地质特征初步探讨”两文综合整理。

表 4 湖南锑矿床硫同位素组成表

矿床类型	矿床名称	含矿层位及岩性		测定矿物	样数 (个)	$\delta S^{34}\%$			采样位置 及 特征	资料来源		
						变 化 范 围	算 术 平均值	极 差				
简单型	石英-辉锑矿床	锡矿山	泥盆系上统	余田桥组	硅化灰岩	辉锑矿	126	-3.3—+16	7.04	19.2	2—13中段各矿体 共生矿物	湖南有色金属地质研究所同位素组及湖南冶金245队
						黄铁矿	1	+7.5				
						合 计	127	-3.3—+16	7.04	19.2		
						辉锑矿	1	-32.7			矿体	00536部队
						黄铁矿	1	-17.3			共生矿物	
						合 计	2	-32.2—-17.3	-24.8	15		
复杂型	石英-辉锑矿床	庵堂坪	志留系	板岩、细砂岩	辉锑矿	2	-0.8—+1	+0.1	1.8	矿体	00536部队	
		刘家湾	奥陶系		辉锑矿	1	+8.5			矿体		
		封家湾	寒武系		辉锑矿	1	+13			矿体		
	石英-锡金矿床	龙 山	震旦系	江口组	辉锑矿	14	-2.1—+0.9		3.0	主矿体		
					毒 砂	8	-1.6—+3.2		4.8	共生矿物		
					黄铁矿	7	0.2—+4.6		4.4			
					黝铜矿	1	+1.9					
					合 计	30	-2.1—+4.6		6.7			
					江溪龙			辉锑矿	7	-10.3—+3.4	-7.1	13.7
	杂型	石英-锡钨矿床	渣滓溪	前震旦系	板岩、细砂岩	辉锑矿	9	+5.4—+10.3	+8.0	4.9	矿体	湖南冶金245队
			石英-辉锑矿床			板 溪	辉锑矿	18	+3.3—+6.6	+4.8	3.3	矿体
		毒 砂					3	+5.0—+7.3	+6	2.3	共生矿物	
		黄铁矿					2	+6.1—+6.5	+6.3	0.4		
		合 计					23	+3.3—+7.3	+5.9	4		
		石英-锡金矿床	羊皮帽			辉锑矿	9	+0.6—+12.3	+3.9	11.7	矿体	湖南冶金245队
						辉锑矿	2	-5.1—-3.1	-4.1	2.0	矿体	00536部队
黄铁矿						2	-7.3—-6.9	-7.1	0.4	共生矿物		
合 计						4	-7.3—-3.1	-5.4	4.2			
石英-锡钨金矿床		沃 溪	冷家溪群			辉锑矿	5	-3.1—+2.1	-1.2	5.2	矿体	00536部队
						黄铁矿	11	-4.1—-0.3	-2.1	3.8	共生矿物	
						方铅矿	1	-5.1				
						闪锌矿	1	-3.8				
	合 计			81	-5.1—+2.1	-2.2						
	辉锑矿			7	-14.3—-12.1	-13.3	2.2	矿体				
	黄铁矿			2	-13.6—-9.8	-11.7	3.8	共生矿物				
	合 计			9	-14.3—-9.8	-12.9	4.5					
总 计					242	-32.2—+16		48.3				

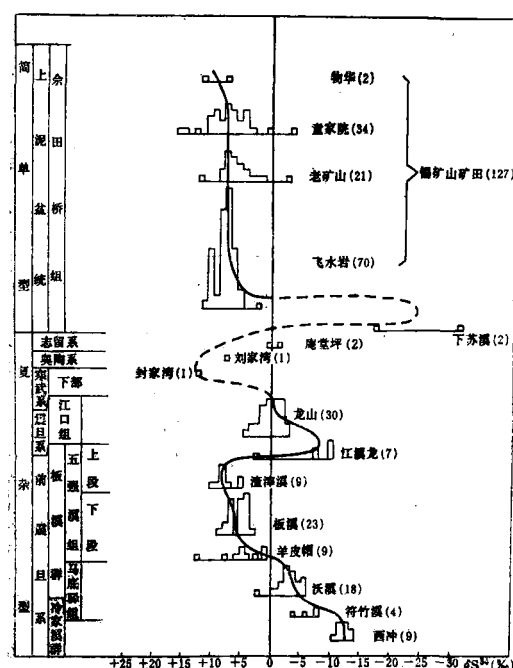


图 4 湖南锑矿床 δS^{34} 值及与各含矿层位关系图
Fig. 4. Diagram illustrating δS^{34} values of antimony deposits in Hunan Province with relation to various ore-bearing strata.

矿床弥散性较大,说明具地层硫的影响。靠近 F_{75} 大断层的飞水岩及老矿山矿床,硫同位素组成塔式分布较明显,变化范围为 $+2.0 \sim +11.6\%$,极差为9.7,峰值为 $+7.5$,偏离零值仍较远,说明受热液改造均一性较好。飞水岩及童家院两矿床,从深部向浅部各中段的 δS^{34} 值具逐渐增大的趋势(表5),这与辉锑矿的爆裂温度由深部向浅部递减基本一致(表6),是否受热液改造的影响,有待进一步研究。

3. 前泥盆系锑矿硫同位素组成塔式分布都不明显,有一定的弥散性,而且有的富轻硫,有的则富重硫,偏离零值都有一定的距离。仅龙山在零值附近,但其塔式分布亦不明显。从前震旦系的冷家溪群—板溪群的马底驿组—五强溪组,随地层时代变新,其硫同位素组成由富轻硫变为富重硫(表7)。从震旦系—寒武系—奥陶系—泥盆系其硫同位素组成具有由富轻硫—富重硫—富轻硫—富重硫的变化趋势,这可能反映了不同地层的 δS^{34} 值受当时海水硫酸盐同位素组成的影响。

表 5 锡矿山矿田各矿床硫同位素组成(‰)特征表

矿床名称	中段号	样数(个)	变化区间	平均值
飞水岩	七	4	$+6.3 \sim +8$	7.3
	九	15	$+6.6 \sim +9.2$	7.1
	十一	37	$+2.1 \sim +8.3$	7.0
	十三	14	$+5.8 \sim +8.8$	6.4
	全矿床	70	$+2.1 \sim +9.2$	7.1
童家院	二	2	$+6.4 \sim +8.2$	7.0
	三	32	$-2.3 \sim +16$	7.1
	全矿床	34	$-2.3 \sim +16$	7.1
老矿山	全矿床	21	$-3.3 \sim +11.6$	6.6
物华	全矿床	2	$+7.9 \sim +10.7$	9.3
全矿田		127	$-3.3 \sim +1.6$	7.0

冶金部桂林地质所分析。

表6 飞水岩矿床各中段 δS^{34} 值与爆裂温度对比表

中段号	13	11	9	7
辉锑矿 δS^{34} 平均值(‰)	6.4	7.0	7.1	7.3
辉锑矿(34次)爆裂测温值(℃)	211.9	201.4	192.4	185.2

据湖南有色金属地质研究所同位素组金荣龙资料。

表7 湖南锑矿床前寒武系各含矿层位 δS^{34} 值比较表

矿 区 名 称	含 矿 层 位			样数 (个)	$\delta S^{34}\%$	
					变 化 范 围	平 均 值
渣滓溪	板 溪 群	五强溪组	上段	9	+5.4—+10.3	+8.02
板 溪			中段	23	+1.1—+5.1	+2.89
羊皮帽			中段	9	+0.6—+12.3	+3.94
沃 溪		马底驿组		18	-5.1—+2.1	-2.15
符竹溪				4	-7.3—-3.1	-5.42
西 冲	冷家溪群			9	-14.3—-9.8	-12.8

据表4资料归纳。

(六) 氢、氧同位素组成

1. 根据锡矿山矿区原生成矿阶段石英氧同位素及包体均化温度(表8)换算,其 $\delta O_{H_2O}^{18}$ 值为-0.69—+5.47‰(只有一个为+8.35‰)。原生早期阶段的 $\delta O_{H_2O}^{18}$ 值偏大一些(+3.67—+5.47‰),晚期偏小(-0.69—+2.81‰)。这些特征都与D. E. White等^[1]研究的密西西比型层控矿床氧同位素特征($\delta O_{H_2O}^{18}$ 值为-3—+6‰)相似,也与表10列出的方解石氧同位素组成($\delta O_{H_2O}^{18}$ 值为-1.83—+6.93‰)基本一致,说明该区成矿溶液具热卤水性质。

2. 沃溪矿区石英包体水氢、氧同位素值列于表10。据张理刚及中南矿冶学院测温组测得的石英均化温度(200—280℃),参照地层资料作60℃的压力校正,换算 $\delta O_{H_2O}^{18}$ 值为+6—+13‰左右。石英包体水 δD 值为-64—-81‰,其变化较大,与H. P. Taylor的研究资料^[2]对比,具热卤水及变质水特征。

(七) 碳同位素特点

锡矿山碳同位素资料见表10。成矿晚期 $\delta C_{CO_2}^{13}$ 值为+0.18—+2.64‰,与该区沉积碳酸盐岩的 $\delta C_{CO_2}^{13}$ 值(+2.19—+2.46‰)相似。成矿早期 $\delta C_{CO_2}^{13}$ 值为-6.11‰,具热液性质,但仅有一个样品,代表性可能较差。

(八) 铅同位素组成

湖南有色金属地质研究所同位素组在研究锑金矿床^①中,进行了铅模式年龄对比。龙山锑金矿的铅属于“地层铅”范围。其铅同位素组成: Pb^{206}/Pb^{204} 为17.233, Pb^{207}/Pb^{204} 比值

① 金荣龙 1981年“湖南主要钨铜铅锌金矿床硫铅同位素特征及成矿时代的研究”。

表 8 锡矿山锡矿共生石英氧同位素组成

成矿阶段	矿物名称	样 号	样 品 位 置		岩性、产状	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ (SMOW)①	均化温度 (℃)①	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}\text{‰}$ ③
原生硅化早期阶段	显微粒状一粒状石英	269-2	北矿三中段	151采场	交代石英岩	+13.3	(275)②	+5.47
		255-6		80穿脉		+11.9	(275)	+4.07
	粒状石英	9167D ₃ ¹	南矿九中段	167穿脉	裂隙脉	+16.2	275	+8.37
		991D ₃ ¹⁵⁻¹		91穿脉	层间脉	+12.7	275	+4.87
		380D ₃ ⁵⁻¹	北矿三中段80穿脉		裂隙脉	+11.5	275	+3.67
原生硅化晚期阶段	梳状石英	251-3	物华地表民窿		晶洞充填	+13.7	(200)	+2.02
	锥状石英	270-1	北矿三中段	159采场		+16.8	167.5	+2.81
		269-1		151采场		+16.0	167.5	+2.01
		948D ₃ ⁷⁻³	南矿	九中段48穿脉		+13.3	(167.5)	-0.69
	石英	1D ₃ ⁹⁻²	矿	一中段沿脉		+13.8	(167.5)	-0.19
次生硅化阶段	梳状石英	27采场	南矿七中段27采场		晶洞辉锑矿表面	+13.0	(150)	-2.47
	辉锑矿假象的梳状石英	254-4-1	北矿三中段	80穿脉	块状辉锑矿,氧化	+15.7	(150)	+0.21
		254-4-2				+13.8	(150)	-1.67
	柱状石英	256-2		25穿脉	假钟乳状	+13.9	(150)	-1.57
		256-1	+10.1			(150)	-5.37	
	微粒状石英	251-1	物华地表民窿		交代石英脉	7.1	(150)	-8.37

① 据刘焕品等1983年“湖南锡矿山锡矿地质特征及成矿规律”一文综合；② 括号内数据是湖南省地质科学研究所据矿石温度推测的均化温度；③ 作者据 Clayton (1972年) 方程式 $10^3 \ln \alpha_{\text{石英-水}} = +3.38 \times 10^6 T^{-2} - 3.40$ 换算的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值。

为15.478, $\text{Pb}^{208}/\text{Pb}^{204}$ 比值为37.603, $\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{207}$ 比值为1.113。本区与岩浆岩有关的铅均分布在太平洋岛弧铅范围内。其同位素组成： $\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204}$ 比值为18—19, $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{204}$ 比值为15.18—16.22, $\text{Pb}^{208}/\text{Pb}^{204}$ 比值为38—40.61, 其 $\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{207}$ 比值为1.16—1.21, 变化范围很小。按斯塔西两阶段模式年龄为9亿年, 比围岩震旦纪(约7亿年)更老, 说明与成矿有关的铅可能来源于下伏地层。

(九) 包裹体测温及成分特征

湖南主要锡矿床中之辉锑矿及其共生石英等矿物包裹体具有如下特征(表11):

包裹体较多, 且普遍存在纯液相包体, 但仍以气、液两相为主, 气液比为5—20%; 个体小, 一般小于5微米; 含盐度较高, 为7—19NaCl wt%, 锡矿山有些高达30 NaCl wt%左右; 均一温度为250—85℃。

包体成分, 为了避免因为测试手段不同产生的误差, 选择Na/K比值及Na/(Ca+Mg)比值①进行对比(表12), 并将两比值作图(图5)。从图表可见沃溪、锡矿山和龙山三矿区的

① 范启源等 1983年“湖南水口山矿田康家湾铅锌矿段矿物流体包裹体研究矿床成因及预测讨论”。

表 9 锡矿山锡矿方解石的碳、氧同位素组成

成矿阶段	样 号	样 品 位 置		产 状	$\delta^{13}\text{C}_{\text{‰}}$ (PDB) ①	$\delta^{18}\text{O}_{\text{‰}}$ (SMOW) ①	均化温度 (℃) ①	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ ‰ ③	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ ‰ ②			
早期	271-1	北矿3中段12穿脉		含矿脉	-6.11	+16.08	(186) ②	-6.11	+6.77			
晚	282-2	北矿四窿道斜进口		脉 状	-0.32	+17.72	(133)	+1.44	+4.27			
	295-1	南矿9中段	顺层含矿脉		-0.07	+15.41	161.5	+0.63	+4.07			
	948D ₃ ²⁻⁷⁻¹			48	+0.54	+15.61	(132)	+2.34	+2.05			
	13115 ₃ ¹		115	-0.31	+17.83	(168)	+0.18	+6.93				
	9195D ₃ ¹⁻¹		195	+0.24	+15.13	(155)	+1.15	+3.34				
	11195D ₂ ¹		195	+0.48	+13.11	(147)	+1.68	+0.74				
	948 ₃ ²⁻⁷⁻³		48	+0.23	+14.22	(143)	+1.59	+1.55				
	296-1		195	-0.20	+17.23	133.5	+1.55	+3.80				
	948D ₃ ²⁻⁷⁻³		48	+0.73	+14.77	(143)	+2.19	+2.10				
	期	300	南矿11中段		4-8穿脉间	含矿方解石脉	+1.18	+16.04	(139)	+2.64	+3.05	
16-3-1				98	穿		+0.43	+14.61	(143)	+1.79	+1.34	
139D ₃ ²⁻⁷⁻³		南矿	13中段		9	脉	含矿裂隙脉	+0.80	+12.59	(174)	+1.11	+2.07
245-5			5中段东部		-0.20			+11.21	(143)	+1.16	-1.46	
284-1			北矿525中段 15 穿脉		-0.50			+11.00	141	+1.39	-1.83	
沉积岩	234-2	南矿	3中段208沿脉		方解石化灰岩	-0.99	+18.06	(100)	+3.46	+1.47		
	244-1		11中段9-13穿脉间		含方解石脉泥晶岩	-1.26	+19.23	(100)	+2.19	+2.64		

①② 同表 8, ③ 作者根据 Botting (1968) 公式 $10^3 \ln \alpha_{\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}} = -2.998 \times (10^3 T^{-2}) + 7.6663 \times (10^3 T^{-1}) - 2.4612$ 把 $\delta^{13}\text{C}_{\text{‰}}$ 换算为 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 值, 及根据 Clayton (1972 年) 方程式 $10^3 \ln \alpha_{\text{H}_2\text{O}-\text{H}_2\text{O}} = +3.38 \times 10^3 T^{-2} - 3.40$ 换算为 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值

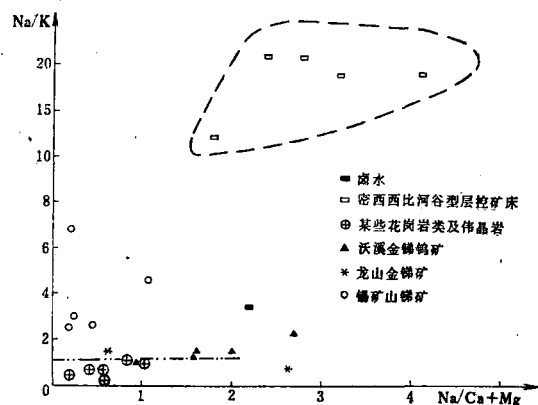


图 5 矿物流体包裹体中 Na/K-Na/(Ca+Mg) 关系图

Fig. 5. Na/K versus Na/(Ca+Mg) diagram of fluid inclusions in minerals.

表 10 沃溪金锑钨矿氢氧同位素组成

样品号	矿物名称	样品位置及产状		$\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}\text{‰}$	$\delta\text{D}_{\text{包体水}}\text{‰}$
沃 ₁	石	-110米中段S ₄ (即V ₄)		+16.5	-64
沃 ₂				+18.3	
沃 ₁₄		-210米中段	S ₄	+18.2	
沃 ₁₅				+16.8	
沃 ₈			S ₈	+16.7	
沃 ₁₀				+17.8	
沃 ₁₁				+17.3	
沃 ₁₂				+16.9	
沃 ₆				+15.7	
沃 ₁₆			S ₁	+17.4	-81
3441	英	18平	N ₃₂₉ S ₃	+15.3	
1358			N ₆₄₂ S ₁	+18.1	
3786			N ₄₀₂₇ S ₁	+17.8	

据张理刚等资料

表 11 湖南主要锑矿床包裹体特征简表

矿床名称	包体大小 (微米)	气液比 %	含盐度 NaCl wt%	均一温度 (°C)				说明
				第I阶段	第II阶段	第III阶段	第IV阶段	
锡矿山	一般<4	5—15	7—15 (有的约30%)*	260—185	247—147	220—132	150—85	160个
板溪	一般<5	10—20		390—345	325—250	280—180	210—130	26个(爆裂法)
沃溪	一般<5	5—10	10—19	367—225	280—170	220—115		60个
符竹溪					165—115			3个
龙山					290—117			爆裂法

据湖南有色金属地质研究所包裹体测温组等资料。*依湖南省地质科学研究所资料。

包体成分与卤水溶液性质相似。锡矿山共生石英的包体中含Cl、F。成矿早期4个样含Cl 45—158(克/升,下同),平均为104,含F 2—8,平均4.7。晚期2个样含Cl 30—54,平均42,含F 2。说明Cl含量>F。

锡矿山含矿围岩120个样,F(离子电极法)平均含量为395ppm,大于1000ppm的占样品数20%,最高达3600ppm。相反,Cl(比色法)一般只有10—50ppm,个别达120ppm,含量普遍很低。说明F含量>Cl。中国科学院地球化学研究所也发现沃溪含矿围岩含F较高,个别可达1000ppm,包裹体中也含F。因此,是Cl还是F在成矿中起主要作用,有待进一步研究。

根据上述资料分析,各矿区成矿溶液性质略有差异。锡矿山及沃溪为Na-Ca-Cl型,龙山为Na-K-Ca-Cl型,但龙山的样品数较少,代表性可能差一些。锡矿山的含矿溶液落点靠

表 12 湖南主要锑矿床与世界典型层控矿床及花岗岩共生矿物包裹体与卤水主要阳离子含量对比表

矿床或岩石类型	采样地点或地质特征	样号	测定对象	含量(微米/克)				Na		说明
				Na	K	Ca	Mg	K	Ca+Mg	
沃溪	4号 石英-白钨矿脉	4-1	石	15.25	10.15	8.6	0.87	1.5	1.6	中南矿冶学院丁碧英等(1981)
		4-2		24.7	17.75	10.5	1.45	1.39	2.1	
	3号 石英-硫化物-自然金脉	3-1	英	18.15	17.4	12.75	6.65	1.04	0.9	
		1		21.9	9.15	7.8	0.42	2.39	2.7	
		3-2		17.15	12.7	10.25	1	1.35	1.5	
锡矿山	层状(脉状)矿体	376D ₃₅ ²⁻⁷⁻¹	石	0.52	0.21	3.1	0.17	2.48	0.16	湖南省地质科学研究所锑矿组(1983) 单位:克分子/升
		380D ₃₅ ²⁻⁷⁻³		1.45	0.21	5.8	0.34	6.9	0.24	
		389采样		2.54	0.85	8.9	0.34	2.99	0.28	
	晶洞	2D ₃₅ ²⁻⁷⁻² 275	英	0.31 3.47	0.12 0.76	0.52 3.12	0.19 0.25	2.58 4.57	0.44 1.03	
龙山	主矿脉	龙-1	英	8.6	10	<2	1.34	0.86	2.6	湖南有色金属地质研究所测温组
		龙-8		5.6	4.0	8	1.34	1.4	0.6	
美国南加利福尼亚州	5232英尺深处卤水		卤水	2.21	0.64	1.0	0.03	3.45	2.15	White (1965) 单位:克分子/升
密西西比河谷型层控铅锌矿		36	方铅矿	7.87	0.41	1.58	0.34	19	4.1	据E. Roder (1972) 括号内数据为百分含量
		37		9.32	0.49	2.45	0.46	19	3.2	
		43	闪锌矿	(3.90)	(0.32)	(1.85)	(0.34)	12	1.8	
		31		(5.71)	(0.27)	(1.80)	(0.24)	21	2.8	
		42		(5.34)	(0.25)	(2.04)	(0.22)	21	2.36	
花岗岩类	邓阜仙似伟晶岩	80T-30	石	11.1	11.3	4.5	7.0	0.98	0.96	刘家齐(1980) 中国科学院地球化学研究所(1980)
	新疆某伟晶岩	3		16.5	63	107	9	0.26	0.54	
	晋家山伟晶岩	晋 ₁		7.25	6	8.5	1.2	1.2	0.8	
	尖峰岭黑云母花岗岩	T ₁₁	英	9	12	17	0.6	0.75	0.51	刘家齐等(1980)
	辽宁新岭花岗岩	A _{81-c}		10	14.8	24	2.2	0.67	0.38	
	辽宁双顶沟花岗岩	A _{81-c}		9.2	19.8	36.4	0.66	0.46	0.25	

近Na/K轴(图5),主要原因可能是由于硅化作用,溶液中带入了大量Ca,使Na/(Ca+Mg)比值较小。

Na/K及Na/(Ca+Mg)的比值(图5)对成矿热液性质的确定可能有一定的指示意义。Na/K值<1.2, Na/(Ca+Mg)值<1.5(个别可能大于1.5),靠近Na/(Ca+Mg)轴,属于岩浆热液性质;Na/K比值>10—20, Na/(Ca+Mg)比值>1.5—5,属密西西比型热卤水性质;Na/K比值>1.2—10, Na/(Ca+Mg)比值变化较大,由0.1—3,可能属于热卤水及改造热液性质。

(十) 微量元素特征

1. 简单型微量元素特征^①(以锡矿山为例):辉锑矿中的微量元素与围岩成分相似,只是含量上有所差异,计有Fe、Co、Ni、Mo、Pb、Zn、Cu、Hg、As、Ca、Mg、Al、Si及

① 综合湖南有色金属地质研究所、湖南冶金物探水文队、湖南冶金地质246队、中国科学院地球化学研究所四个单位的分析结果。

微量的分散元素。分散元素中 Ga、Se 含量较高(7—44 ppm), Ge、Te、In 仅个别样品中出现。辉锑矿中还含有微量的 Au 及 Ag。辉锑矿单矿物一般含 As < 1000 ppm, Au、Ag 均 < 10 ppm, Hg 普遍 < 300 ppm。共生黄铁矿(单矿物分析)含 Mn 20—685 ppm, Co 7—26.3 ppm, Ni 12—125.5 ppm, Co/Ni 比值 < 1, 属沉积型(密西西比层控矿床其 Co/Ni 比值亦 < 1)。经验认为①黄铁矿 Sr/Ba 比值 < 1 及 S/Se 比值 > 20 万属沉积型, 锡矿山的黄铁矿的 S/Se 比值 > 40 万, Sr/Ba 比值 < 1, 应属沉积型。

据湖南冶金地质 246 队坑道矿化地段采样分析结果, 一般 Sb 与 Hg 为正相关, Sb 与 As 为中等相关, Sb 与 Pb、Zn 关系不明显, Sb 与 Ag 为负相关, 反映到矿化异常分布上 Sb、Hg、As 分布基本一致。

上述微量元素特征, 既反映了矿床沉积后经改造的成矿特点, 又反映了它们与锑矿形成有成因关系。

2. 复杂型微量元素特征(以沃溪为例): 辉锑矿单矿物分析②, 含 As < 2000 ppm, 且含 W、Au, 不含 Hg, 但 Pb、Cu 含量较简单型的高。共生黄铁矿单矿物分析, 含 Co 20—93 ppm, Ni 120—217 ppm, Co/Ni 比值 < 1, Mn < 45 ppm, 含量低, S/Se 值为 40—60 万, 应属沉积型。据 18 个样的化学分析资料, Sb 与 Au 为正相关, 但 Sb 与 W 无明显变化规律。

综上所述, 湖南锑矿有较多的矿源层, 有丰富的锑源, 成矿溶液具有热卤水特征, 成矿与各种有利的构造密切相关。即是说在矿源层沉积后, 经过不同热动力的多次改造, 使矿源层中较分散的成矿物质在有利的构造条件下富集成有工业价值的矿床。因此, 可概括为: 矿源层是成矿的物质基础, 构造是必要条件, 热液活动是重要因素, 三者缺一不可, 故湖南锑矿应属于沉积-改造型的层控矿床。

本文虽是笔者多年来的初步研究结果, 但许多资料来自有关的地质队、矿山、研究所, 并得到许多专家的热情指导, 尤其是涂光炽教授、黎盛斯、乌家达总工程师和丁悌平、张理刚、金荣龙、符关祥、陈矛尤等工程师、湖南冶金地质研究所锑矿专题组及湖南地质科学研究所的热情帮助, 在此一并表示感谢。

主要参考文献

- [1] White, D. E., 1974, Diverse origins of hydrothermal ore fluids. *Econ. Geol.*, Vol. 69, No. 6, pp. 954—973.
- [2] Taylor, H. P., 1974, The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Econ. Geol.*, Vol. 69, No. 6, pp. 843—883.

① K. H. 乌尔夫编, 1980, 层控矿床和层状矿床, 第二卷第 271 页。

② 据中国人民解放军 00536 部队资料。

AN INVESTIGATION INTO THE GENESIS OF THE ANTIMONY DEPOSITS IN HUNAN

Xiao Qiming

(Hunan Geological Institute of Nonferrous Metals)

Li Diankui

(Changsha Metallurgical Designing Institute of Nonferrous Metals)

Abstract

The antimony deposits in Hunan occupy an important place in antimony resources both in China and in the whole world. Twenty antimony deposits of different sizes have been discovered in this province which might be grouped into simple type (e. g. the Xikuangshan deposit) and complex type (e. g. the Woxi deposit). Ore bodies are mainly bedded, stratoïd and occasionally veinlike in appearance. Wall rock alterations are quite simple.

Some knowledge has been acquired about the genesis of antimony deposits in Hunan through the authors' years of field work and looking into a great abundance of data. The major characteristics of antimony deposits in Hunan can be summarized as follows,

No intrusive body of significant size has been found in the main antimony prospects, indicating the nonexistence of obvious spatial and genetic relations between mineralization and magmatic rocks,

Distributed in groups, the ore zones and ore deposits are confined respectively to pre-Sinian Xuefeng folded belt, Caledonian folded belt, Indo-Sinian folded belt and their subordinate structures,

The ore deposits occur mainly in Devonian strata (possessing 67% of the discovered reserves), and secondarily in pre-Sinian, Sinian and Cambrian strata, ore-bearing wall rocks are predominantly carbonate rocks (containing 67% of the discovered reserves) and, to a less importance, slate and some other rocks,

Ore-bearing strata have antimony abundances tens to hundreds times higher than antimony abundance in the earth's crust, for example, Devonian Shetianquao Formation contains averagely 47—>100ppm Sb, Sinian slate has averagely 37.4ppm, and pre-Sinian slate possesses 5—1000ppm. This implies that strata might serve as ore sources of antimony. Stibnite in the Xikuangshan deposit contains similar sorts of minor elements as the wall rocks, though

their contents are different. Pyrite from the Xikuangshan and Woxi deposits is characterized by $\text{Co/Ni} < 1$, $\text{S/Se} > 400,000$, and that from the Xikuangshan and Longshan deposits by Sr/Ba ratios < 1 , suggesting sedimentary origin of these deposits;

242 sulfur isotope samples from different strata of 10 prospects gave δS^{34} values ranging from -32 to $+16\%$ with the values in a single deposit varying generally in the range of -10 — $+10\%$; these dispersed values suggest the participation of sulfur from the strata;

Calcite of late mineralization stage in the Xikuangshan deposit has $\delta\text{C}_{\text{CO}_2}^{13}$ values of $+0.18$ — $+2.64\%$, exhibiting the derivation of carbon from the sea-facies limestone;

In the Xikuangshan deposit, $\delta\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}^{18}$ values of ore-bearing quartz are -0.69 — $+5.47\%$ and $\delta\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}^{18}$ values of calcite are -1.83 — $+6.93\%$, indicating a hot brine nature; in the Woxi deposit, $\delta\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}^{18}$ values of quartz are $+6$ — $+13\%$, δD values are -81 — -44% , implying the nature of hot brine and metamorphic water;

According to Stacey's two stage lead model ages, lead in the antimony ore of the Longshan deposit has an age of 900m. y., which is older than the age of Sinian wall rocks (about 700m. y. old), suggesting that lead in the ore-forming materials probably came from the underlying strata;

Quartz associated with stibnite has a great many of minute inclusions ($< 5\mu\text{m}$). Of them, though pure liquid phase ones are frequently seen, gaseous-liquid phase ones are dominant with gas/liquid ratios of 5—15%. These inclusions possess relatively high salinities (generally 7—19 wt%, some even reaching 30 wt%) and have homogeneous temperatures between 250°C and 85°C . Inclusion components are of Na-Ca-Cl type for the Xikuangshan and Woxi deposits, and are of Na-K-Ca-Cl type for the Longshan deposit, revealing a hot brine nature of the ore-forming fluids.

One may clearly see from the foregoing descriptions that antimony deposits in Hunan have both characteristics of syngenetic sedimentation and hot brine deposition, and that ore source bed, structure and hydrothermal fluids are three indispensable prerequisites for ore deposition. Antimony deposits in Hunan, therefore, belong to stratabound ones of sedimentary-transformed type.